

Geologischer Atlas der Schweiz

Atlas géologique de la Suisse

1:25 000

Blatt

1232 Oberalppass

Topografie: Landeskarte der Schweiz 1:25 000

(Atlasblatt 126)

Erläuterungen

verfasst von

ERNST NIGGLI †, MARIANNE NIGGLI
und VOLKER LÜTZENKIRCHEN

Mit 15 Textfiguren, 6 Tabellen und 1 Tafelbeilage

2008

Herausgegeben vom Bundesamt für Landestopografie swisstopo

Publié par l'Office fédéral de topographie swisstopo

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis

Karte:

AMBÜHL, E., HUBER, H. M., NIGGLI, E., HUBER, W., NIGGLI, M. & FLÜCK, W. (2008): Blatt 1232 Oberalppass. – Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Karte 126.

Erläuterungen:

NIGGLI, E., NIGGLI, M. & LÜTZENKIRCHEN, V. (2008): Blatt 1232 Oberalppass. – Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Erläut. 126.

© 2008, Bundesamt für Landestopografie, CH-3084 Wabern. – 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.

Das Bundesamt für Landestopografie swisstopo ist ein Unternehmensbereich der armasuisse.

ISSN 1420-2913

ISBN 978-3-302-40021-1

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	4
Einleitung	6
Stratigraphie	9
Aar-Massiv.....	9
Prävariszische Ortho- und Paragneise	9
Spätvariszische Intrusiva	11
Tavetscher Zwischenmassiv	14
Grenzzone zum Aar-Massiv	15
Basische und ultrabasische Gesteine	17
Prävariszische Paragneise und -schiefer	18
Postvariszische Vulkanite	19
Urseren- und Garvera-Zone.....	21
Postvariszische Sedimente und Vulkanite	22
Gotthard-«Massiv»	27
Basische und ultrabasische Gesteine	30
Prävariszische Paragneise	33
Prävariszische Migmatitgneise	37
Prävariszische Orthogneise («Streifengneis»)	39
Variszische Paragneise und -schiefer	41
Spätvariszische Intrusiva	44
Piora-Scopi-Zone	46
Postvariszische Sedimente	47
Ganggesteine	50
Quartär	55
Strukturgeologie	61
Tektono-metamorphe Entwicklung	71
Allgemeiner Aufbau	71
Präalpine Entwicklungsgeschichte	75
Alpine Entwicklungsgeschichte	80
Rohstoffe	84
Technische Geologie	88
Hydrogeologie	89
Exkursionen	94
Literaturverzeichnis	95
Publizierte geologische Karten	105

VORWORT

Die Grundlage für das geologische Atlasblatt Oberalppass bildeten vier Dissertationen: Ernst AMBÜHL (1929) kartierte das Gebiet vom Oberalppass im Osten bis nach Hospental im Westen. Der östliche Teil seiner Karte wurde 1943 durch Heinrich HUBER überarbeitet. Dieser Autor kartierte zwischen 1938–1943 im Rahmen seiner Dissertation (HUBER 1943) das Gotthard-«Massiv» im südöstlichen Quadranten des vorliegenden Atlasblattes. Bei Ernst NIGGLI (1944) lag der Schwerpunkt vor allem im Tavetscher Zwischenmassiv, in der Urseren-Garvera-Zone und dem nach Süden anschliessenden Kristallin des Gotthard-«Massivs». Walter HUBER (1948) schliesslich befasste sich mit dem Aar-Massiv. Diese Kartierungen wurden durch M. Niggli zusammengeführt und noch bestehende Lücken geschlossen.

Den quartären Ablagerungen ist auf den petrographischen Karten nur wenig Beachtung geschenkt worden. Sie wurden deshalb von W. Flück vollständig neukartiert. Diese Neuaufnahme ergab, dass zahlreiche kleinere Aufschlüsse, die in den Fünfzigerjahren noch sichtbar waren, heute unter Hangschutt, Rutschungen oder Murgängen verschwunden sind. Für diese ehemaligen Aufschlüsse sei auf die Originalpublikationen verwiesen. Umgekehrt sind aber auch an mehreren Orten neue Aufschlüsse entstanden, so z.B. im Umfeld der stark zurückweichenden Gletscher.

Es sei speziell darauf hingewiesen, dass die Gänge und kleinere linsenförmige Vorkommen z.T. nur schematisch und lagemässig ungenau erfasst sind. Die Karte vermag vor allem aufzuzeigen, in welchen Gebieten die entsprechenden Gesteine vorhanden sind. Sie gibt auch nur die Hauptzüge des petrographischen Aufbaus des vorliegenden Gebietes wieder, kann aber der effektiven Mannigfaltigkeit der Gesteinsarten nicht vollauf gerecht werden. Zudem haben die Aufschmelz- und Injektionsvorgänge vielerorts fliessende Kontakte und Übergänge geschaffen, so dass einzelne Einheiten, wie z.B. die migmatitischen Gesteine, nur grob abgrenzbar sind.

Die kartografische Bearbeitung des Kartenblattes Oberalppass lag in den Händen von Monika Etter-Seitz (Orell Füssli Kartographie AG) und Remo Trüssel (Landesgeologie, swisstopo). Die wissenschaftliche Begutachtung wurde von der Schweizerischen Geologischen Kommission koordiniert. Die Kommentare von Prof. Dr. A. Pfiffner, Dr. E. Gnos, Dr. A. Berger und Prof. Dr. M. Maisch haben ganz wesentlich zur Verbesserung des vorliegenden Manuskripts geführt. Weitere wertvolle Anregungen gehen auf Prof. Dr. T. Labhart, C. Brodmann, S. Vögeli, Dr. F. Renner, Dr. F. Oberli, Dr. P. Guntli, Dr. R. Wyss und Dr. J. Abrecht zurück.

Das Bundesamt für Landestopografie dankt allen Beteiligten bestens für ihre wertvolle Arbeit und für die gute Zusammenarbeit während der redaktio-

nellen Phase. Ebenfalls gedankt sei allen übrigen Personen (Private, Gemeinde- und Kantonsbehörden, Fachstellen, Geologiebüros u. a.), die in irgendeiner Weise zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

Dezember 2008

Bundesamt für Landestopografie
Geologische Landesaufnahme

EINLEITUNG

Von ESCHER (1797) stammen erste Beschreibungen der Gneise und Granite im Gebiet des Gotthardpasses. Die eigentliche wissenschaftliche Bearbeitung begann mit VON FRITSCH (1873). Er untersuchte in den Jahren 1864 bis 1866 sowie 1871 das Gebiet zwischen Furka und Val Medel und hielt seine Ergebnisse in einer geologischen Karte 1:50 000 fest. Im Zuge der Planung für den Gotthard-Bahntunnel erstellte GIORDANO (1873) ebenfalls eine Kartierung 1:50 000, die auch einen Teil des Blatts Oberalppass umfasst. STAPFF (1885) kartierte entlang des 1–2 km westlich des Atlasblattes gelegenen Tunneltrassees und übernahm später auch die geologische Aufnahme des Bahntunnels (STAPFF 1880, 1882).

BALTZER (1888) beschrieb vor allem das zentrale und westliche Aar-Massiv, aber auch Teile des zentralen Gotthard-«Massivs», während HEIM (1891) das südliche Aar-Massiv im Bereich des Atlasblattes, das Tavetscher Zwischenmassiv und das östliche Gotthard-«Massiv» ab dem Val Medel (Fig. 1) erforschte.

NIGGLI (1912) und NIGGLI & STAUB (1914) trugen entscheidend zum Verständnis des Grenzbereiches Aar-Massiv, Tavetscher Zwischenmassiv und Gotthard-«Massiv» bei. Sie erkannten, dass die Garvera-Zone die sedimentäre autochthone Bedeckung des Gotthard-«Massivs» darstellt und korrelierten sie mit Teilen der helvetischen Decken. Weiterhin postulierten sie, dass ein Grossteil dieser Decken ehemals über dem Tavetscher Zwischenmassiv gelegen hat.

Die Gebirgsgruppe des Piz Scopi wurde erstmals von VAN HOLST-PELLEKAAN (1913) detaillierter kartiert.

Von Albert HEIM (1920) stammt eine Zusammenfassung und eine in ihren Grundzügen heute noch gültige Interpretation der geologischen Verhältnisse im Gotthard-«Massiv»: Er unterscheidet eine altpaläozoische und eine präkarbonische Orogenese, durch die das Kristallin hochmetamorph überprägt wurde.

In den folgenden drei Jahrzehnten entstanden mehrere Arbeiten mit petrographischen Schwerpunkten (AMBÜHL 1929, WINTERHALTER 1930, HUBER 1943, NIGGLI 1944, HUBER 1948), die zusammen mit denen von KVALE (1957, 1966), STEIGER (1962) und ARNOLD (1970) die Kenntnis der verschiedenen Gesteinseinheiten und ihrer Verbreitung verbesserten und die wesentliche Grundlage für das vorliegende Atlasblatt darstellen.

Eine eingehende Beschreibung der weltberühmten Kluftlagerstätten des Tavetsch wurde von NIGGLI et al. (1940) publiziert.

Seit Ende der Fünfzigerjahre erlauben radiometrische Methoden die Bestimmung der absoluten Alter (GRÜNENFELDER 1963, GRÜNENFELDER et al. 1964, DEMPSTER 1986, JÄGER 1979, HUNZIKER et al. 1992, BIINO et al. 1994, SCHALTEGGER & GEBAUER 1999). Zusammen mit Kartierungen von Mineralzonen (NIGGLI & NIGGLI 1965, NIGGLI 1970, FREY et al. 1974, FOX 1975, BERNOTAT & BAMBAUER 1982, BAMBAUER et al. 2005) und Deformationsstrukturen (CHAD-

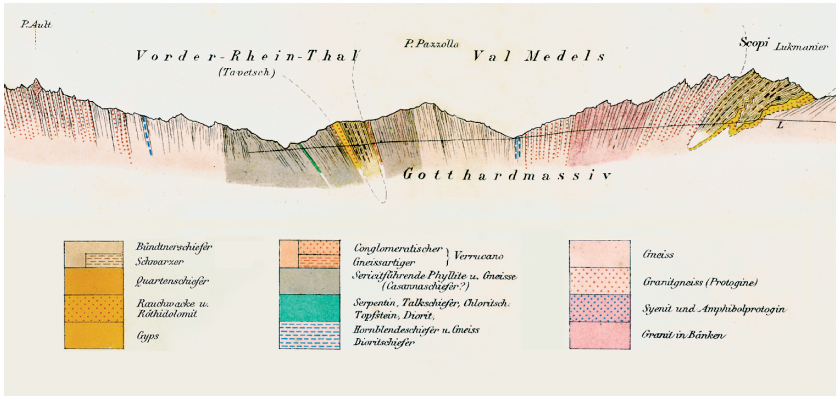


Fig. 1: Profilschnitt entlang des Val Medel (Ausschnitt aus HEIM 1891).

WICK 1968, ARNOLD 1970, THAKUR 1973, ETTER 1987, MERZ 1989, MARQUER 1990, LAMBERT et al. 1992, PETTKE & KLAPER 1992) trugen sie zum besseren Verständnis der geologischen Geschichte des Atlasgebietes bei. Bei der Beschreibung der Einheiten werden die bekannten absoluten Alter angegeben.

Die Randbereiche der Massive und die Zonen mit (par-)autochthoner Sedimentbedeckung sind im Bereich des Atlasblattes vor allem von KRIGE (1918), BAUMER (1964), CHADWICK (1968), SIBBALD (1972), THAKUR (1973), ETTER (1987), MERZ (1989) und LAMBERT et al. (1992) beschrieben worden.

Moderne Zusammenfassungen und Neuinterpretationen, basierend auf einer kritischen Analyse aller vorhandenen Daten und Befunde, geben ABRECHT (1994), MERCOLLI et al. (1994), SCHALTEGGER (1994) sowie FREY & FERREIRO MÄHLMANN (1999). Für einen generellen Überblick über die gebirgsbildenden Prozesse im Bereich der Zentralalpen sei auf SCHMID et al. (1996) und KEMPF & PFIFFNER (2004) verwiesen. Eine weitere gute Zusammenfassung der Geologie im Atlasblattgebiet und in den angrenzenden Gebieten gibt LABHART (1977) in seinem geologischen Führer, welcher auch Exkursionsbeschreibungen einschliesst.

Geografische und tektonische Übersicht

Das Gebiet des Atlasblattes Oberalppass liegt grösstenteils südlich des WSW-ENE verlaufenden obersten Vorderrheintales. Im Nordwesten und Westen liegen die Quellgebiete der Oberalp- und Unteralpreuss. Der zentrale und östliche Bereich wird von vier nach Süden ansteigenden Tälern (Val Maighels, Val Curnera, Val Nalps und Val Medel) eingenommen. Die darin verlaufenden Bäche fliessen

in den Vorderrhein. Als Quellsee des Vorderrheines wird der Lai da Tuma südlich des Oberalppasses angesehen.

Die höchsten Erhebungen sind der Pizzo Centrale (2999 m ü.M.) im Südwesten, der Badus (2928 m ü.M.), der Piz Ravetsch (3007 m ü.M.), der Piz Blas (3019 m ü.M.), der Piz Rondadura (3016 m ü.M.), der Piz Gannaretsch (3040 m ü.M.) sowie im Südosten der mit Abstand höchste Berg des Kartiergebietes, der Scopi mit 3190 m ü.M.

Wesentliche Vergletscherungen finden sich am Pizzo Centrale mit dem oberen und unteren Schatzfirn, am Piz Ravetsch mit den zwei Maighelsgletschern, am Piz Gannaretsch mit dem Gletscher da Gannaretsch und südöstlich des Scopi mit dem Gletscher da Casatscha.

Das Atlasgebiet ist nur gering besiedelt. Kleinere Dörfer finden sich im Vorderrheintal (Tschamut, Selva und Dieni) und im Val Medel (Sogn Gions) bis auf 1650 m ü.M.

Das Atlasblatt Oberalppass umfasst von Norden nach Süden folgende Massivkörper:

- Das Aar-Massiv mit seinen prävariszischen Ortho- und Paragneisen und den spätvariszischen Intrusivkörpern
- Das relativ eintönige, hauptsächlich aus Muskovitgneisen bestehende Tavetscher Zwischenmassiv
- Das Gotthard-«Massiv» mit älteren und jüngeren Paragneisen, Migmatiten und dem «Streifengneis»-Komplex, spätvariszischen Graniten und der permokarbonischen und mesozoischen Sedimenthülle (Urseren- und Garvera-Zone, Piora-Scopi-Zone)

Bei den in Anführungszeichen gesetzten Namen (z.B. «Coroi-Serie») handelt es sich um traditionelle, informelle Bezeichnungen und Begriffe, die nicht den aktuellen Regeln der stratigraphischen Nomenklatur (SALVADOR 1994, REMANE et al. 2005) entsprechen und daher in Zukunft ersetzt bzw. neu definiert werden sollten.

STRATIGRAPHIE

AAR-MASSIV

Das Aar-Massiv ist bei einer Breite von maximal ca. 35 km etwas über 110 km lang. Das Massivstreichen beträgt im Mittel 60°. Die Kernzone dieses Massivs wird durch den Zentralen Aar-Granit gebildet. Die Südgrenze des Aar-Massivs wird durch die charakteristischen Sedimente der Urseren-Zone markiert. Östlich des Oberalppasses, wo diese Sedimente fehlen, verhindert die intensive Verschieferung und Mylonitisierung eine genaue Grenzziehung, weshalb auf der Karte in Übereinstimmung mit NIGGLI (1944) eine «Grenzzone» ausgeschieden wurde. Auf den in den Gutachten zum neuen Gotthard-Basistunnel (NEAT) verwendeten Begriff «Clavaniev-Zone» wird verzichtet, da diese Zone in den Bohrkernaufnahmen und im Tunnel sehr unterschiedlich abgegrenzt und auch nie in einer allgemein zugänglichen Publikation definiert wurde. Zudem bezieht sich der Name auf die Bohrlokalität (vgl. WYDER & RYBACH 1996) und nicht etwa auf den viel bekannteren Weiler Clavaniev bei Disentis.

Prävariszische Ortho- und Paragneise (polymetamorph)

Die in diesem Gesteinskomplex auftretenden Orthogneise (G_o) und Paragneise und -schiefer (GM_A) sind auch im Gotthard-Strassentunnel angetroffen worden (KELLER et al. 1987) und werden als «Südliche Gneiszone» bezeichnet.

A_A Amphibolit

Selten sind in den Gesteinen am Südrand des Aar-Massivs Amphibolite anzutreffen. Es handelt sich um Chlorit-Zoisit-Amphibolit und Granat-Amphibolit.

GM_A Biotitgneise und -schiefer, z.T. mit granitischen Adern, Chlorit-schiefer und -phyllite sowie Hornfels, z.T. migmatitisch

Diese Paraserie ist sehr heterogen zusammengesetzt. Es handelt sich um glimmerreiche, braune und helle, streifige Gneise, die nach Norden zunehmend migmatitisch sind. Es sind vor allem Biotitgneise und -schiefer anzutreffen. Die Gesteine sind oft stark verwittert und besitzen eine rostige Anwitterungsfarbe, während frische Gesteine eine braunviolette Farbe aufweisen. Korngrösse und Mineralbestand sind stark wechselnd. Des Weiteren können Einlagerungen von graugrünen Chloritschiefern und Serizit-Chloritphylliten sowie Magnetitphylliten beobachtet werden. Die Grenzen zwischen Biotitgneisen und Chloritphylliten

können durch kontinuierliche Übergänge verwischt oder aber sehr scharf ausgebildet sein. Zusätzlich sind felsitische oder hornfelsitische Gesteine zu beobachten. Das von HUBER (1948) aufgeführte Serpentinivorkommen östlich Oberstafel auf Grossboden (Koord. 691.250/168.050) konnte nicht mehr aufgefunden werden.

G_γ Südliche Granitgneise

Im Gegensatz zu den vorgängig beschriebenen Biotitgneisen und -schiefern, welche vorwiegend aus Paramaterial aufgebaut sind, bestehen die Südlichen Granitgneise aus Orthomaterial. Die Grenze zum Zentralen bzw. «Südlichen» Aare-Granit (s. unten) ist meist unscharf. Gemäss HUBER (1948, S. 575 und Tafel) sind ausserhalb des Kartenblattes z.T. kontinuierliche Übergänge vorhanden. Es ist aber noch nicht restlos geklärt, ob die Südlichen Granitgneise eine selbständige Einheit oder lediglich stärker tektonisierten «Südlichen Aare-Granit» darstellen. Auf der vorliegenden Karte sind die Südlichen Granitgneise als ältere, prävariszische Einheit interpretiert worden. Die Grenze wurde analog zu HUBER (1948) entlang des südlichsten Ausläufers des Giuv-Syenits gezogen. Die Grenze zu den Biotitgneisen (**GM_h**) ist fließend. Dieselben sind in Kontaktnähe zum Teil migmatitisch.

Die Südlichen Granitgneise sind, wie erwähnt, im Vergleich zum «Südlichen Aare-Granit» stärker verschiefert und kataklasiert. Sie weisen zudem vermehrt Einlagerungen von Schollen und Linsen (Diorite, Granodiorite, Syenite) auf. Es treten porphyrtartige, grob- und feinkörnige Gneisvarietäten auf. Der Alkalifeldspat bildet bis 2 cm grosse Porphyroblasten mit zum Teil beginnender Schachtelbitisierung. Der Plagioklas ist polysynthetisch verzwillingt. Des Weiteren sind Quarz und Biotit vorhanden.

Innerhalb der Südlichen Granitgneise sind lokal helle, extrem verschieferte und mylonitisierte, quarzitartige Gesteine zu beobachten (auf der Karte als «Mylonit- bzw. Ultramylonitzone (z.T. quarzitisch)» ausgeschieden). Es handelt sich um Serizitquarzite, quarzreiche Granitmylonite, hornfelsartige Quarzmylonite sowie lokal darin eingeschaltete, dünne, grauschwarze Ultramylonite (HUBER 1948). Diese wenige cm bis einige Meter mächtigen Quarzitzüge lassen sich z.T. über grosse Strecken verfolgen und verlaufen mehr oder weniger konkordant zum allgemeinen Massivstreichen. Randlich bestehen kontinuierliche Übergänge in stark geschieferte Granitgneise.

Schollenzone

Die Südlichen Granitgneise enthalten teils zahlreiche grössere und kleinere Schollenzüge mit dioritischen bis granodioritischen, syenitischen und untergeordnet gabbroiden Gesteinen. Es wurden nur grössere, im Streichen liegende Vorkommen auf der Karte dargestellt. Einwandfrei lässt sich die Schollennatur dieser Gesteine z.B. beim Lutersee erkennen (Fig. 2).

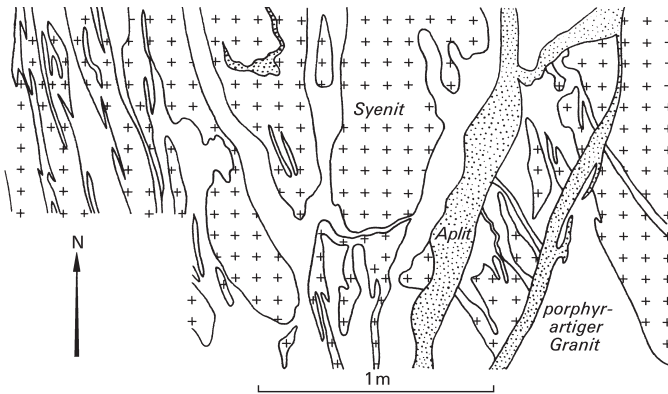


Fig. 2: Syenitische Schollen beim Lutersee (aus HUBER 1948).

Im südlichen Bereich sind vor allem Syenite vorhanden. Sie treten in schlierenartigen Lagen von 1–2 m Mächtigkeit auf und sind von einer aplitischen Fazies des «Südlichen Aare-Granites» durchsetzt (HUBER 1948). Die einzelnen Schollen können gegenüber der generellen Streichrichtung verdreht sein. Diese Syenite sind grobkörniger als die Hauptmasse des Giuv-Syenits, stimmen jedoch bezüglich des Mineralbestandes mit selbigem weitgehend überein. Frische Hornblende ist jedoch in den Syenitschollen sehr selten.

Dioritische und gabbroide Gesteine sind in der Schollenzone nur untergeordnet vorhanden, sie kommen vor allem östlich des Lutersees vor. Die einzelnen Schollen sind strukturell sehr verschieden und zeigen stellenweise typisch gabbroide oder dioritische Struktur. Es treten feinkörnige bis porphyrische Typen mit allen Übergängen auf. Unter dem Mikroskop sind als Hauptgemengteile Hornblende, Plagioklas, Biotit, Quarz und Alkalifeldspäte zu erkennen.

Diese Schollenzone stellt möglicherweise eine östliche Fortsetzung ähnlicher, jedoch weniger stark deformierter Gesteine im Raum Gletsch – Oberwald dar (HUBER 1948).

Spätvariszische Intrusiva (monometamorph)

σ_G Giuv-Syenit

Die Hauptmasse des Syenites, ein porphyrischer, mehr oder weniger geschieferter Quarzmonzonit bis Quarzsyenit mit trachytischem Gefüge (vgl. LABHART 1977: Abb. 1), bildet einen ca. 13 km langen, schwach S-förmig gekrümmten Zug.

Die maximale Breite erreicht der Giuv-Syenit mit 1 km ausserhalb des Kartenblattes, in der Gegend des Piz Giuv (Schattig Wichel). Auf dem Kartenblatt Oberalpass sind nur die westlichsten Ausläufer des Körpers vorhanden. Die weissen Alkalifeldspat tafeln (40–45 Vol.-%) und die dazwischen eingestreuten, dunklen Schmitzen von Hornblende und Biotit bieten ein kontrastreiches Bild. Bei den tafeligen Feldspäten handelt es sich durchwegs um Mikroklin, der von Albit perthitisch und mikroperthitisch durchwachsen ist. Die Grundmasse enthält sowohl Plagioklas als auch Alkalifeldspat. Quarz ist sehr spärlich, jedoch stets vorhanden. Die Hornblende, durchwegs eine gemeine grüne Hornblende, ist meist xenomorph ausgebildet und enthält Titanit, Apatit, Zirkon und Allanit als Einschlüsse. Des Weiteren ist grüner Biotit vorhanden. Für eine weitergehende Beschreibung des Gesteins sei auf WEBER (1904) verwiesen.

Der Giuv-Syenit zeichnet sich ferner durch seine ausserordentlich hohe Radioaktivität aus. Er stellt eines der radioaktivsten Gesteine der Schweiz dar und führt im Mittel über 22 ppm Uran und über 66 ppm Thorium (LABHART & RYBACH 1971).

Der Giuv-Syenit ist älter als der Zentrale Aare-Granit (HUBER 1948). SCHALTEGGER & CORFU (1992) datieren ihn anhand von Zirkonen auf $334 \pm 2,5$ Mio. Jahre und anhand von Titaniten auf 331 ± 2 Mio. Jahre (U-Pb-Alter).

γ_A **Zentraler Aare-Granit**

Der Zentrale Aare-Granit weist eine Länge von über 100 km und eine Breite von 8–10 km auf. Er repräsentiert damit den grössten zusammenhängenden Granitkomplex der Schweizer Alpen (LABHART 1977).

Es handelt sich um einen hellen Biotitgranit, der massig, gneisig oder auch porphyrisch ausgebildet sein kann. Mikroskopisch ist Plagioklas (Albit-Oligoklas), Alkalifeldspat, Quarz und Biotit sowie akzessorischer Allanit («Orthit»), Titanit und Apatit erkennbar. Der Modalbestand (2 Analysen) ist aus Tabelle 1 ersichtlich. Der Zentrale Aare-Granit besitzt ein Alter zwischen 292 ± 2 und 299 ± 2 Mio. Jahren (SCHALTEGGER & VON QUADT 1990, SCHALTEGGER 1994).

Nördlich des Oberalppasses löst sich ein rund 20 km langer und 1,2 km breiter Granitzug vom Hauptkörper (s. Karte in LABHART 1977). Dieser sog. «Südliche Aare-Granit» erstreckt sich gegen Osten bis in das Gebiet des Punteglias-Granits. Die genauen Verhältnisse im Bereich seines westlichen Endes sind nach wie vor ungeklärt. HUBER (1948) kartierte im Gebiet zwischen Stöckli und Schneehüenerstock «porphyrtartigen Südlichen Aargranit» und nimmt die beiden Ausläufer des Giuv-Syenits als Nord- bzw. Südgrenze. Ein direkter Kontakt zum Zentralen Aare-Granit ist nicht zu beobachten. Der «Südliche Aare-Granit» muss jedoch gegen Westen in denselben übergehen, da im Gebiet zwischen Andermatt und Göschenen ausschliesslich typischer Zentraler Aare-Granit ansteht, der hier eine ca. 800 m breite Randzone mit leicht erhöhter Radioaktivität aufweist (KELLER

Tabelle 1: *Modalbestand einiger Gesteine aus dem Aar-Massiv, dem Tavetscher Zwischenmassiv und der Garvera-Zone*

	Gestein	Autor	Qz	Plg	Kfd	Bio	Mu	Chl	Cb	NGT/AKZ
Aar-Massiv	Zentraler Aare-Granit γ_A	HUBER 1948	30	39	26	5				Allanit, Titanit, Apatit
	Zentraler Aare-Granit γ_A	HUBER 1948	18	41	32	9				Allanit, Titanit, Apatit
Tavetscher Zwischenmassiv	Muskovitgneis G_T	NIGGLI 1944	35	30			30			5
	Chlorit-Muskovitgneis G_T	NIGGLI 1944	35	30			20	10		5
	Chlorit-Biotit-Muskovitgneis G_T	NIGGLI 1944	35	25		7.5	20	7.5		5
	Chlorit-Biotitgneis G_T	NIGGLI 1944	35	35		15		10		5
	Biotitgneis G_T	NIGGLI 1944	30	40		25				5
	Chloritgneis G_T (hornfelsartig)	NIGGLI 1944	20	62				15		3
	Biotit-Chloritgneis G_T (hornfelsartig)	NIGGLI 1944	20	55				20		5
	Biotit-Chlorit-Muskovitgneis G_T	NIGGLI 1944	36	23		15	22			4
	Migmatitgneis	NIGGLI 1944	32	31	25		8			4 (v.a. Biotit)
	Pegmatit Pg	NIGGLI 1944	33	42	17		8			
Garvera-Zone	Kalk/Grobsandkalk (feinkörnig)	NIGGLI 1944	1						97	2
	Kalk/Grobsandkalk (feinkörnig)	NIGGLI 1944	50						42	8

Qz = Quarz Plg = Plagioklas Kfd = Alkalifeldspat Bio = Biotit Mu = Muskovit
Chl = Chlorit Cb = Karbonat NGT = Nebengemengteile AKZ = Akzessorien

et al. 1987: Anh. 9). Auf Blatt Oberalppass wird dieser «Südliche Aare-Granit» als porphyrtartige Ausbildung des Zentralen Aare-Granits interpretiert. Diese Deutung muss aber noch durch zukünftige Felduntersuchungen verifiziert werden.

Im oberen Val Giuv beobachtete HUBER (1948) Apophysen dieses Granits, die den Giuv-Syenit durchdringen. Er muss folglich jünger als der Giuv-Syenit sein (s. oben). Dazu in Widerspruch steht ein von SCHALTEGGER & CORFU (1992) am «Südlichen Aare-Granit» bestimmtes Alter von 350 Mio. Jahren.

Schollenzone

Nördlich einer Linie Gross Schijen – Schneehüenerstock ist ein schmaler konordanter Gesteinszug vorhanden, welcher eine Vielzahl verschiedener Schollen enthält. Diese sind eckig begrenzt oder lagig aufgeblättert (HUBER 1948) und bestehen vorwiegend aus dioritischen bis quarzdioritischen Gesteinen. Daneben kommen aber auch granitische und gneisige Gesteine vor. Teilweise ist diese Schollenzone stark durchadert, vor allem mit Apophysen des angrenzenden Aare-Granits, aber auch mit Pegmatiten und Lamprophyren. Sie kann als Kontaktzone zwischen dem Granit und seinem Rahmengestein interpretiert werden (ABRECHT 1994).

Die Gesteine der Schollen finden sich auch an anderer Stelle im südlichen Aar-Massiv. Es sind u. a. Amphibolite, Labrador-Amphibolite, Biotit-Hornblende-gneise, Biotitgneise, Serizit-Chlorit-Muskovitgneise und -schiefer, Syenite und Diorite.

Diese «Nördliche» Schollenzone wird nach Nordosten (ausserhalb des Atlasblattes) breiter und trennt dort, zusammen mit einem schmalen Zug aus Giuv-Syenit, den «Südlichen Aare-Granit» vom Zentralen Aare-Granit.

TAVETSCHER ZWISCHENMASSIV

Das Tavetscher Zwischenmassiv liegt östlich des Oberalppasses, eingeklemmt zwischen Aar- und Gotthard-«Massiv». Es setzt in der Gegend des Pazolabaches sofort mit beinahe seiner ganzen Breite ein und lässt sich auf einer Länge von 35 km (bei einer durchschnittlichen Breite von 2–2,5 km und einer maximalen Breite von 5 km im Querschnitt des Somvixertals) mit Sicherheit bis in die Gegend von Schlans verfolgen. Das Tavetscher Zwischenmassiv ist im Gebiet zwischen Disentis und Schlans durch die Mesozoikum führende Disentiser Zone (WYSS 1985) vom nördlich angrenzenden Aar-Massiv getrennt. Westlich von Disentis verschwindet diese Zone. An ihre Stelle tritt die «Grenzzone zum Aar-Massiv» (NIGGLI 1944), die eine stark tektonisierte Nahtstelle zwischen den beiden Kristallinmassiven darstellt. Westlich des Oberalpsees dürfte diese Grenzzone in die Urseren-Zone ausmünden. Letzere vereinigt sich am westlichen Blattrand mit der Garvera-Zone, die den Südrand des Tavetscher Zwischenmassivs markiert, und setzt sich als Furka-Urseren-Garvera-Zone bis ins Wallis fort, wo sie bei Brig unter den Alluvionen des Rhonetals verschwindet. Die Sedimente der Urseren- und Garvera-Zone dürften westlich der Oberalppasshöhe einen starken Schuppenbau aufweisen (BRÜCKNER & NIGGLI 1954, WYSS 1985).

Die Hauptmasse der Gesteine des Tavetscher Zwischenmassivs wird durch Paragesteine aufgebaut. Orthogneise von granitischem Chemismus konnten bislang keine gefunden werden. Migmatitische Strukturen wurden nur von wenigen Lokalitäten vermeldet, scheinen aber wesentlich verbreiteter zu sein als bisher

angenommen. Dies trifft auch für die Metavulkanite zu (BONANOMI 1989). Von grosser Bedeutung sind die Pegmatitgänge, die lokal gehäuft auftreten und als Hinweis auf möglicherweise in grösserer Tiefe vorhandene Intrusiva zu werten sind. Als Einlagerungen sind Talkschiefer, Serpentine (umgewandelte Peridotite), Metadiorite, Amphibolite und Serizit-Quarzschiefer («Quarzporphyre» und Metaignimbrite) vorhanden.

Quarzgänge sind weit verbreitet. Sie treten vor allem im Bereich bedeutender tektonischer Störungen auf, wie zum Beispiel am Kontakt zur Grenzzone und zur Garvera-Zone. Da sie jedoch nur geringmächtig sind, wurden sie auf der Karte nicht dargestellt. Auf die Vererzungen in diesen Quarzgängen wird im Kapitel «Rohstoffe» eingegangen.

Grenzzone zum Aar-Massiv

G_{GA} Schuppenzone mit stark verschieferten Para- und Orthogneisen (z.T. vom Südrand des Aar-Massivs stammend) und Phylliten sowie ?Trias- und Permokarbonsedimenten

In dieser Grenzzone sind Gesteine sowohl des Aar-Massivs als auch des Tavetscher Zwischenmassivs enthalten, die stark deformiert und miteinander verschuppt worden sind. Eine genaue Grenzziehung ist wegen der tektonischen Komplikationen in Verbindung mit den ausgesprochen schlechten Aufschlussverhältnissen nicht möglich. Deshalb wurde eine bis max. 350 m mächtige Grenzzone ausgeschieden. Die mehrheitlich stark schiefrigen Gesteine können nur unter günstigen Bedingungen einem der beiden Massive zugeordnet werden. Grössere Ähnlichkeit mit dem Tavetscher Zwischenmassiv weisen die in dieser Zone auftretenden Muskovitgneise auf, während teilweise mylonitische Gneise den Südlichen Granitgneisen des Aar-Massivs zuzuordnen sind. Vereinzelt treten auch kleinere Grünschieferorkommen auf.

Mit den für den Gotthard-Basistunnel ausgeführten Erkundungsbohrungen SB 3.1 und SB 3.2 wurden in dieser Grenzzone bis mehrere Meter breite und völlig entfestigte, kakiritische Störzonen durchteuft. Beim Tunnelvortrieb zeigte es sich, dass nicht nur diese Grenzzone, sondern auch rund 1000 m des nördlichen Tavetscher Zwischenmassivs tektonisch stark gestört und von unzähligen Kataklastit-/Kakiritzonen durchsetzt sind (GUNTLI 2006). Diese sind aber an der Oberfläche nicht kartierbar.

Chloritschiefer mit Karbonatlagen und -linsen (?Trias)

Am Nordrand der Grenzzone sind an wenigen Stellen Gesteine beobachtet worden, die möglicherweise Reste von Trias oder Permokarbon darstellen. Im vor-

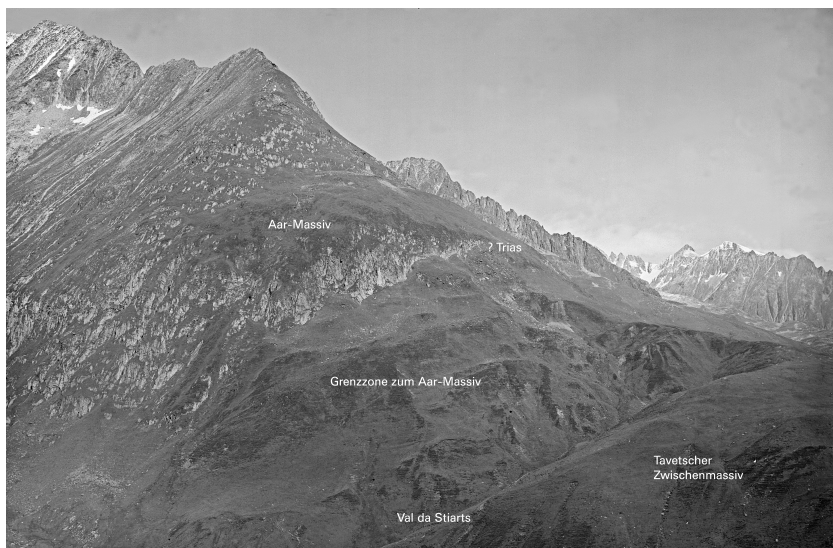


Fig. 3: Grenzzone zum Aar-Massiv nordwestlich von Cuolm Val (Aufnahme Landestopografie aus dem Jahr 1918).

liegenden Gebiet beschrieb NIGGLI (1944) nördlich von Cuolm Val auf 2290 m ü. M. ein kleines Vorkommen von fraglichen, Karbonat führenden Quartenschiefern. Dieses Vorkommen konnte nicht mehr aufgefunden werden. Jedoch fanden sich wenig höher, d.h. auf ca. 2340 m ü. M., mehrere Blöcke eines Chloritschiefers mit bis cm-dicken, beige anwitternden Karbonatlagen und -linsen. Sie dürften aus der darüber liegenden, brüchigen Felswand stammen und erinnern tatsächlich stark an Quartenschiefer. Wegen der Einzigartigkeit dieses Vorkommens wurde an dieser Stelle ein «Trias-Aufschluss» eingetragen (Fig. 3). Zudem wurde dessen Grösse aus Gründen der Lesbarkeit stark übertrieben. Ob es sich dabei tatsächlich um Trias handelt, muss aber offen bleiben.

Ähnliche, aber karbonatärmere Chloritschiefer kommen z.B. im unteren Teil des Hinteren Fellibaches sowie ausserhalb des Atlasblattes in der Fortsetzung der Grenzzone nördlich und nordwestlich von Rueras vor. Ebenfalls ausserhalb des Atlasblattes existiert SE von Misès (NW Zarcuns) ein Vorkommen von Magnetitphylliten, welche denen der Garvera-Zone ähneln. Möglicherweise handelt es sich hierbei ebenfalls um Quartenschieferäquivalente (NIGGLI 1944) und somit um triassische Metasedimente.

A_{GA} Amphibolitlinsen

Die innerhalb der Grenzzone liegenden Amphibolite können lokal Granat führen und treten meist gemeinsam mit Muskovitgneisen auf. Sie unterscheiden sich lithologisch nicht von den innerhalb des eigentlichen Tavetscher Zwischenmassivs auftretenden Amphiboliten.

Basische und ultrabasische Gesteine

AS Linsen von Aktinolithschiefern
TS Talk- und Serpentinlinsen

An mehreren Stellen wurden kleinere und grössere, oft perlschnurartig angeordnete Talk- und Serpentin-Vorkommen zur Gewinnung von Ofensteinen («Specksteine») und Kochtöpfen abgebaut. Nachdem Mitte des letzten Jahrhunderts viele Abbaustellen verlassen worden sind, wird das Gestein heute wieder vermehrt abgebaut. Die Serpentinikörper weisen häufig deutliche Kontakterscheinungen zum sauren Nebengestein auf (metasomatischer Saum). Diese Säume sind aus magnesitführenden (Tremolit/Aktinolith-)Talkschiefern, Aktinolithschiefern sowie Biotit- oder Chloritschiefern aufgebaut. Der Aktinolith bildet dunkelgrüne, stängelige, bis 1,5 cm grosse Porphyroblasten oder ist asbestartig entwickelt.

Die grösste dieser ultrabasischen Linsen liegt am Calmut östlich des Oberalppasses. Daneben sind kleine Linsen (20 cm bis 1,5 m breit und bis 4 m lang) von grasgrünem bis grauem Aktinolithschiefer weit verbreitet. Eine solche ist auf der Karte bei Koord. 698.650/167.310 vermerkt.

Beim Bau des Zwischenangriffs Sedrun für den Gotthard-Basistunnel wurden im Zugangsstollen (bei Tm 720) sowie im Entlüftungsstollen zwei grössere, von Talkschiefer ummantelte Serpentinlinsen angefahren. Deren Mächtigkeit betrug je ca. 10 m (GUNTLI & BERCHTOLD 1999). Im Schacht und auf Tunnelniveau traten die ultrabasischen Gesteine in mehr oder weniger isolierten Linsen oder als perlschnurartig aufgereihete Boudins auf. Die Linsen waren in der Regel 1–3 m mächtig (maximal bis 15 m) und besaßen vielfach einen Kern aus Serpentin und einen 0,2–0,3 cm dicken Rand aus hellem Talkschiefer, Tremolit/Aktinolith-Talkschiefer oder Aktinolithfels. Am Kontakt zum umgebenden Gneis ist meist ein dunkler, ca. 0,1–0,2 m breiter Biotitschiefersaum ausgebildet. Kleinere Linsen sind vollständig vertalkt (GUNTLI 2006).

A_T Amphibolite

Die Amphibolite treten als Linsen oder schmale Lagen auf. Meist sind es 1–2 m mächtige und 5–100 m lange Linsen. Auch dort, wo in der Karte mächtigere

Amphibolite eingetragen sind, handelt es sich nicht um einheitliche Amphibolitkörper, sondern um Amphibolite mit Einlagerungen von Paragneisen und -schiefern. Der Kontakt zum Nebengestein ist meist scharf. Es treten Granat- und Biotit-Amphibolite sowie gewöhnliche Amphibolite auf.

Die optischen Eigenschaften der Amphibole sind sehr variabel. Neben stark gefärbter grüner Hornblende kommt Aktinolith vor. Ferner sind Plagioklas (Albit-Oligoklas), Biotit und Chlorit vorhanden.

P_T Grünschiefer

Die als Grünschiefer bezeichneten Gesteine unterscheiden sich von den Amphiboliten durch das Fehlen von Hornblende und das reichliche Auftreten von Chlorit und Klnozoisit-Epidot. Makroskopisch sind die feinkörnigen Gesteine von hellgrüner bis kräftig grasgrüner Farbe und meist heller als die Amphibolite. Sie treten in Form geringmächtiger Linsen auf. Ein grösseres Vorkommen findet sich an der Oberalpstrasse südlich von Rueras.

Mikroskopisch ist immer Chlorit und häufig serizitisierter Albit zu beobachten. Biotit ist von tiefbraun-grüner Farbe; er kann gänzlich fehlen, z.T. aber auch bis zu 60 Vol.-% des Gesteins ausmachen. Bei den Grünschiefern dürfte es sich um variszische, diabasartige Gesteine handeln.

Prävariszische Paragneise und -schiefer (polymetamorph)

G_T Muskovitgneise und -schiefer, oft hornfelsartig, mit wechselndem Anteil an Biotit und Chlorit; im Norden z.T. kataklastisch-kakiritisch

Die Muskovitgneise umfassen graue bis graugrüne, oft rostig anwitternde und bei geringem Glimmergehalt hornfelsartige Gesteine. Mit zunehmendem Biotitgehalt wird die Paralleltextur meist ausgeprägter. Mengenmässig überwiegen im Untersuchungsgebiet die Muskovit- und Chloritgneise. Biotitgneise treten stark zurück. Das Ursprungsmaterial dieser Gneise dürfte aus sandig-tonigen Schiefen und bei den hornfelsartigen Typen vermutlich aus Kalzit führenden, quarzreichen Sedimenten oder plagioklasreichen Arkosen bestanden haben.

Es sind lediglich 5 Hauptgemengenteile vorhanden: xenomorpher Quarz, durchwegs stark serizitisierter Plagioklas (Albit-Oligoklas), grobblättriger Muskovit, Chlorit (hellgrüner Pennin) und Biotit, welche in unterschiedlichen Mengenverhältnissen auftreten. Akzessorisch treten Allanit, Klnozoisit-Epidot, Granat, Zirkon, Pyrrhotin, Ilmenit, Pyrit, Karbonat, Apatit, Titanit, Turmalin, Siderit und grüne Hornblende auf. Makroskopisch dominiert Muskovit, während der in den Paragneisen des Gotthard-«Massivs» dominierende Biotit stark zurücktritt.

Serizitschiefer und -phyllite

Serizitschiefer treten in grösserer Mächtigkeit nur im Osten bei der Lukmanierstrasse auf. Im Westen sind sie vor allem am Südrand des Zwischenmassivs vorhanden. Die Schiefer sind gekennzeichnet durch eine feinschiefrige Textur mit Seidenglanz auf den Bruchflächen. Feinschuppiger, gut eingeregelter Serizit bildet das Hauptmerkmal dieser Schiefer. Er übersteigt jedoch selten 35 Vol.-%. Des Weiteren ist grobblättriger Muskovit, Biotit, Quarz, Chlorit, Albit, Plagioklas oder Karbonat vorhanden. Kohliges Pigment verleiht den Schiefen lokal eine schwarze Färbung, was HEIM (1891) dazu veranlasste, diese Schiefer als Karbon aufzufassen.

Migmatitischer Gneis

Migmatitische Gneise sind relativ selten zu beobachten. Entsprechende Aufschlüsse sind u. a. südlich des Oberalpsees, im Val Vallatsch und in der Cavradischlucht zu finden. Migmatitische Partien traten auch im Schacht des Zwischenangriffes Sedrun des Gotthard-Basistunnels auf.

Makroskopisch sind die Gesteine dieser Gruppe vor allem an ihrer hellen Färbung, welche hauptsächlich durch einen geringeren Gehalt an Glimmer und Chlorit und durch einen grösseren Quarz-Feldspatgehalt hervorgerufen wird, kenntlich. Stellenweise sind sie grobbaugig, schlierig-lagig und pygmatisch verfälscht. Eine klare Abtrennung von Leukosom und Melanosom ist oft nicht möglich.

Mikroskopisch sind diese Gesteine durch das Auftreten von Alkalifeldspat (vorwiegend frischer, unveränderter Mikroclinperthit) gekennzeichnet, der im Tavetscher Zwischenmassiv nur in diesen Gesteinen sowie in den Pegmatiten auftritt. Des Weiteren sind Plagioklas (Albit-Oligoklas), Muskovit und Biotit vorhanden.

Postvariszische Vulkanite

(monometamorph)

τ Graublauer, Hämatit führender Metatrachyt mit z.T. roten Karbonateinschlüssen und hellgraue ?Tuffe/Tuffite

Der bei Koord. 698.000/167.300 aufgeschlossene Metatrachyt («Hämatit-Albit-Keratophyr») ist zusammen mit ?Tuffen/Tuffiten und Phylliten in die verschieferten Muskovitgneise des Tavetscher Zwischenmassivs eingeschaltet. Es bleibt aber unklar, ob es sich, wie auf der Karte dargestellt, um eine primäre Einschaltung oder aber um eine tektonische Einschuppung handelt.

Beim Metatrachyt handelt es sich um ein dichtes, graublaues bis dunkelblaues Gestein, welches in verwittertem Zustand zahlreiche, ehemals karbonat-

gefüllte eckige Löcher aufweist. Verschiefterte Varietäten weisen auf den Schieferungsflächen wenig Serizit auf. Das feinkörnige Gestein besteht zu über 70% (stellenweise bis 99%) aus Albit. Als Nebengemengteil tritt feinverteiltes Erz auf, das röntgenographisch als Hämatit bestimmt wurde. Die Albite sind nach NIGGLI (1944) idiomorph leistenförmig ausgebildet. Stellenweise sind ausserdem Fliesstexturen erkennbar.

Die eruptive Natur der ?Tuffe / Tuffite, die in unmittelbarer Nähe zum Metatrachyt aufgeschlossen sind, kann nicht zweifelsfrei bewiesen werden. Die Gesteine zeichnen sich durch eine hellere Farbe, durch grössere, rötliche Feldspäte (nur Albit) und eine unregelmässige, wechselnd quarz- und albitreiche Grundmasse aus. Eigentliche Eruptivstrukturen sind jedoch nicht zu beobachten.

p_{PT} Weissner bzw. grünlicher, gangförmiger Metarhyolith

Lokal in die Muskovitgneise eingeschaltete, graue-hellgraue oder rein weisse Serizit-Quarzschiefer mit bis 4 mm langen, schwarzen Turmalinnadeln werden von ARNOLD & NIGGLI (1972) als gangförmige Metarhyolithe taxiert. Es handelt sich um meist feinschiefrige, feinkörnige Gesteine mit teils konkordanten, teils diskordanten Kontakten. Nördlich von Pardatsch im Nalpstal ist bei Koord. 702.400/168.920 ein bis 10 m mächtiges Vorkommen vorhanden, das sich über eine Länge von rund 200 m hinzieht. Nördlich davon befindet sich ein weiteres, aber weniger ausgedehntes Vorkommen. Kleinere Vorkommen (bis ca. 1,5 x 5 m) wurden auf der Karte nicht dargestellt. Die Grundmasse besteht aus umkristallisiertem Serizit mit Quarz und Albit sowie akzessorischem Turmalin, Pyrit, Magnetit, Apatit und Kalzit. Der eruptive Charakter dieser Gesteine ist durch die Quarzeinsprenglinge belegt, die einen idiomorphen, dipyramidalen Habitus und teilweise Resorptionsbuchten aufweisen (NIGGLI 1944). Im Gegensatz zu den Gneisen (**G_T**) sind diese Gesteine monometamorph.

Im Bereich des Zwischenangriffs Sedrun wurden diese Metarhyolithe («Metataquarporphyre») sowohl im Entlüftungsschacht wie auch im Basistunnel angetroffen. Bei mächtigeren (3 – 8 m) Vorkommen wurden eindeutig diskordante Kontakte zum präalpinen Gefüge (Bänderung, Schieferung) der angrenzenden Gneise festgestellt (GUNTLI 2006). Geringmächtigere Serizit-Quarzschieferlagen sind intensiv mit den Gneisen verfaltet und alpin vollkommen überprägt.

Der gangförmige Metarhyolith wird mit Vorbehalt dem variszischen Magmazklus zugerechnet, da bisher nirgends ein die Metarhyolithe konkordant durchsetzender Pegmatit festgestellt werden konnte. Ob diese Metarhyolithe zeitlich jenen entsprechen, die weiter östlich im Permokarbon der Garvera-Zone (**p_p**) liegen, kann nicht entschieden werden. BONANOMI et al. (1992) erwähnen im Weiteren Metaignimbrite (Schmelztuffe), die dem gleichen Magmazklus angehören.

URSEREN- UND GARVERA-ZONE

Die Urseren- und die Garvera-Zone bilden einen schmalen, tektonisch bedeutenden Sedimentzug von über 100 km Länge, welcher Aar-Massiv und Gotthard-«Massiv» trennt. Dieser Sedimentzug lässt sich durchgängig von Grengiols im Wallis bis etwa nach Ilanz im Vorderrheintal verfolgen. Er stellt im Wesentlichen die postvariszische, monometamorphe Sedimentbedeckung des Gotthard-«Massivs» dar.

Im Bereich des Westendes des Tavetscher Zwischenmassivs scheint die von Westen kommende Urseren-Zone in einem Bogen nach Süden in die Garvera-Zone umzubiegen, um sich in letzterer fortzusetzen. Diese von NIGGLI & STAUB (1914), WEBER (1922), AMBÜHL (1929), NIGGLI (1944) und HUBER (1948) vertretene Auffassung wird von WYSS (1985) in Zweifel gezogen. Gemäss diesem Autor weisen die lithofaziellen Unterschiede auf eine unterschiedliche tektonische Stellung von Urseren- und Garvera-Zone hin und die Urseren-Zone zieht, wie auf der Karte dargestellt, in die Naht zwischen Aar-Massiv und Tavetscher Zwischenmassiv hinein. Die östlich des Oberalppasses ausgeschiedene Grenzzone zum Aar-Massiv bildet gemäss dieser Interpretation das Bindeglied zwischen der Urseren-Zone im Westen und der Disentiser Zone im Osten.

Die ursprüngliche Position dieser Sedimentzonen und ihre Bedeutung für die inneralpinen, massivtrennenden Suturen ist nach wie vor umstritten. Gestützt u. a. auf NIGGLI (1944) plädiert TRÜMPY (1963, 1969, 1999) für eine krustale Subduktionszone, bei der das Tavetscher Zwischenmassiv den Überrest eines ca. 30 km breiten Grundgebirgssockels darstellt, welcher andernorts entlang der Grenze zwischen Aar- und Gotthard-«Massiv» vollständig subduziert wurde. Die Verrucano-Decken des Glarnerlandes hätten nach TRÜMPY (1963, 1966) ursprünglich über dem Tavetscher Zwischenmassiv gelegen. Andere Autoren (WYSS 1985, PFIFFNER 1993, SCHMID et al. 1996) vertreten die Ansicht, dass die Verkürzung im Bereich des Tavetscher Zwischenmassivs, also zwischen Aar- und Gotthard-«Massiv», mit 5–11 km wesentlich geringer war.

In der Urseren- und Garvera-Zone finden sich steilgestellte permokarbone bis jurassische Metasedimente. Die Schichtfolge im Bereich des Atlasblattes beginnt angrenzend an das Gotthard-«Massiv» mit Metapsammiten und Metapeliten mit Einschaltungen u. a. von Quarziten, Grünschiefern, Metarhyolithen und grünen Metakonglomeraten. Eindeutige Datierungen fehlen, da weder sichere Karbon- noch Permorkommen vorhanden sind.

Östlich des Val Nual sind in der Garvera-Zone über dem Permokarbon triassische und jurassische, karbonatreiche Metasedimente erhalten geblieben. Der Nordrand der Garvera-Zone ist entlang des Südrandes des Tavetscher Zwischenmassivs alpin-tektonisch stark deformiert und verschuppt. Wahrscheinlich fehlen als Folge davon westlich des Val Nual die mesozoischen Schichtglieder. In der Urseren-Zone sind nahe am westlichen Blattrand, bei «In den Tälern», ebenfalls

Aufschlüsse mit triassischen und jurassischen Gesteinen vorhanden. Weiter im Westen, bei Andermatt (ausserhalb des Atlasblattes), sind diese Einheiten gut entwickelt. Die Schichtfolge reicht hier sicher bis in den frühen Dogger, möglicherweise sogar bis in den Malm (WYSS 1985: S. 25 ff).

Postvariszische Sedimente und Vulkanite (monometamorph, helvetisch)

Innerhalb des Permokarbons der Garvera-Zone vollzieht sich in den klastischen Sedimenten von Westen nach Osten ein deutlicher Fazieswechsel. Während im Westen Psammit- und Psephitgneise vorherrschen, die auf ein grobkörniges Ausgangsmaterial hinweisen, liegen östlich des Val Surpalits feinkörnigere Metasedimente und Metavulkanite vor: Die Serie beginnt im Liegenden mit schwarzen, kohligen Schiefern, gefolgt von Konglomeratgneisen mit konkordant eingelagerten Effusivgesteinen. Die jüngste Einheit besteht aus einer mächtigen Serie von vorwiegend Phylliten. Weiter im Osten, ausserhalb des Atlasblattes, gehen diese Einheiten in den grobdetritischen Ilanzer Verrucano über.

p_{Ga} Schuppenzone am Nordrand der Garvera-Zone

Von der Fil d'Alpetta westlich des Val Nalps bis zum Medelser Rhein schaltet sich zwischen die Garvera-Zone und die kristallinen Gneise und Schiefer des Tavetscher Zwischenmassivs eine maximal 120 m, meist aber nur 5–30 m breite Zone ein, die verschiedenste Phyllite (z.T. mit karbonatischen Lagen), verschieferterte «Quarzporphyre», stark verschieferter Kristallin sowie im Osten auch Schollen von Mesozoikum enthält. Die Kontakte zur Garvera-Zone und zum Tavetscher Zwischenmassiv sind im Allgemeinen scharf und stellen tektonische Kontakte dar.

p_{sp} Grünschiefer, z.T. spilitisches

Das einzige, auf der Karte innerhalb der Garvera-Zone separat ausgeschiedene Grünschiefervorkommen findet sich wenig südlich des Pazolatales, am Westende des Tavetscher Zwischenmassivs. Ein weiteres Vorkommen war früher bei Koord. 707.500/169.250, am östlichen Rand des Untersuchungsgebietes aufgeschlossen (NIGGLI 1944), mit Albit, Biotit und Chlorit als Hauptgemengteile, und Erz, Kalzit, Serizit und Quarz als Nebengemengteile.

p_p Weisses bzw. grünlicher Metarhyolith («Quarzporphyr»)

Grössere, kartierbare Aufschlüsse dieses Gesteins befinden sich am Cuolm Cavorgia (Koord. 703.600/168.360) sowie in der äussersten NE-Ecke des Blattes (grösstenteils ausserhalb des kartierten Gebietes). Weitere kleinere Aufschlüsse

sind in der Schuppenzone am Nordrand der Garvera-Zone vorhanden. Diese Vorkommen sind jedoch immer stark verschiefert und meist serizitreich. Neben rein weissen kommen grünliche Typen vor und neben prachtvoll porphyrischen existieren auch randlich feinkörnige, aplitische Ausbildungen. Unter dem Mikroskop ist trotz der oft intensiven alpinen Überprägung die Effusivstruktur meist noch deutlich zu erkennen. Die idiomorphen, bis 4 mm grossen Einsprenglinge bestehen aus Quarz, Mikroklin und saurem Plagioklas (meist Albit). Die Grundmasse ist unter Serizitneubildung rekristallisiert.

p_q Metaquarzit

Metaquarzite sind innerhalb der Garvera-Zone nur im Westen des Untersuchungsgebietes zu beobachten. Der bei Koord. 693.000/166.600 durchziehende, bis 25 m mächtige Quarzit ist durch AMBÜHL (1929) näher untersucht worden. Das schiefrige Gestein zeigt eine weisse Oberflächenverwitterung und einen orange-braunen Bruch. Es besteht zu 80 % aus feinem Quarz. Serizit begleitet diesen überall und verstärkt die ausgezeichnete Schieferung. Akzessorisch sind Biotit und Pyrit vorhanden.

Mächtiger Metaquarzite sind auch östlich der Riederer (ca. Koord. 691/166) sowie nördlich davon, bei Ober Laub, über eine Länge von mehreren hundert Metern zu beobachten. Ein weiterer, lediglich 1 m mächtiger und daher auf der Karte nicht verzeichneter Quarzit ist am Pazolagrat, 100 m nördlich von Pkt. 2743 eingeschaltet. Es ist nicht ausgeschlossen, dass es sich bei diesen Vorkommen um eine tektonische Einschuppung handelt.

p_p Feldspatreiche Psephit- und Psammitgneise bis -schiefer («Verrucano»), häufig leicht karbonathaltig; lokale Einschaltungen von Quarzit, dunklen Phylliten, Metarhyolithen und Grünschiefern

Dieser Gesteinstyp kommt vor allem in der Westhälfte des Blattes vor. Die harten Psammitgneise (Metaarkosen) liefern, da sie gut bearbeitbar sind, Material für Mauersteine. Die lagig weissgrauen und violettblauen Gesteine weisen höckerige, seidenglanzende Schieferungsflächen von hellgrüner, stellenweise fleckig violettblaugrüner Farbe auf. Die Höcker auf den Schieferungsflächen bestehen aus grösseren Feldspäten und Quarzen. Die Psammitgneise gehen lokal, unter Abnahme der Korngrösse und Zunahme der Schieferigkeit, in Psammitschiefer über, die meist einheitlich weiss bis grau gefärbt sind und zu Phylliten überleiten können. Andernorts, z.B. im Bach westlich der Hütten von Tgetlems (ca. Koord. 694.880/166.560), sind rötliche Metaarkosen und Psephitgneise (Konglomeratgneise) in die Psammitgneise eingeschaltet. Die Psephitgneise führen mehrheitlich eckige Feldspatbruchstücke von bis zu 1,5 cm Grösse sowie gut gerundete, weisse Aplitgerölle mit Durchmessern von bis zu 10 cm. Die ursprüngliche, tonig-sandige Matrix ist rekristallisiert und besteht aus Quarz, Serizit und selten Plagio-

klas. NIGGLI (1944) sieht in den Psammitgneisen das Abtragungsprodukt der variszischen Effusivgesteine des Gotthard-«Massivs».

Am Westrand des Blattes ist im Bereich der Oberalpreuss eine ca. 200 m mächtige Wechsellagerung aus Metapsammiten, Grünschiefern und Metarhyolithen (siehe oben) mit eingeschalteten schwarzen Phylliten und Quarziten vorhanden. Die schwarzen bis grauschwarzen Phyllite sind quarzreich, feinkörnig, z.T. dünnblättrig und biotit- und serizithaltig. Trotz der dunklen Farbe ist der Anteil an organischem Material gering. Aufgrund des Kohlegehaltes werden diese schwarzen Phyllite zum Permokarbon gestellt. Die Quarzite sind schiefrig, feinkörnig und von orangebrauner, rötlicher und weisser Farbe.

p_m Graue bis grüne Magnetitphyllite

Es handelt sich um feinschiefrige, graue, hellgraugrüne, graublaue und auch dunkelgrüne Gesteine, die schon makroskopisch kleine, idiomorphe Magnetitporphyroblasten erkennen lassen. Unter dem Mikroskop können als Hauptgemengteile Serizit, Albit, Quarz, Magnetit und Chlorit erkannt werden. Die Magnetite sind bis zu 3,5 mm gross.

Am Nordrand der Garvera-Zone, wo das Val Curnera eine markante Schlucht bildet, sind diese recht auffälligen Gesteine am schönsten entwickelt. Sie sind dort dermassen auffällig, dass die einheimischen Kristallsucher von einer «Magnetitzone» in der «Cavradischlucht» sprechen. Gute Fundorte sind ferner am Osthang des Val Gierm und nördlich der Martschallücke zu finden.

p_{qk} Graublaue bis weisse, feinsandige Phyllite, quarz- und albitreich, mit teilweise karbonathaltigen Quarzknaurn

Die feinsandigen Phyllite sind im Vergleich zu den übrigen Phylliten makroskopisch oft etwas heller (graublau, selten grau), erscheinen indessen in frischen Anrissen aus grösserer Entfernung immer noch deutlich blaugrau. Es kommen jedoch auch Übergänge zu weissen bis grauweissen Typen vor. Charakteristisch sind Quarzknaurn, die z.T. auch gelbliches Karbonat enthalten. Diese feinsandigen Phyllite dominieren in der östlichen Blatthälfte und treten vor allem in den mittleren und südlichen Partien der Permokarbonzone auf. Der Mineralbestand entspricht weitgehend dem der Phyllite (p_a, s. unten). Die feinsandigen Phyllite enthalten jedoch mehr Quarz und Albit. Lokal sind auch Karbonat, Chlorit oder Biotit Hauptbestandteil.

p_a Blauschwarze Tonphyllite, serizitreich, lokal mit dünnen, quarzitischen Bänken

Diese Phyllite sind an die nördlichen Bereiche des Permokarbons gebunden und können oft unmittelbar am Kontakt zur Trias beobachtet werden (z.B. bei «In den Tälern» nördlich der Schöni). Die leicht erodierbaren und zu Rutschun-

gen neigenden Gesteine bilden grosse, runsenartige, frische Anrisse, die auch aus grösserer Entfernung durch ihre ausgesprochen blaugraue Färbung auffallen. Selten sind auch grüne Farbtöne zu beobachten. In schmalen, kaum über 1 cm breiten Adern, die das Gestein netzartig durchziehen, tritt nicht selten dunkelgrüner Chlorit auf. Unter dem Mikroskop sind als Hauptgemengteil Serizit (45–75 Vol.-%), Quarz, Albit und Chlorit und als Nebengemengteil Turmalin, Apatit, Zirkon, Karbonat, Erz und Rutil erkennbar.

An mehreren Stellen im Val Gierm sind zudem hellrötlich gefärbte, schmale Lagen und Linsen (bis max. 35 cm mächtig) aus reinem bis schwach kalkigem Dolomit in diese Phyllite eingeschaltet. Über die Bildungsbedingungen dieser Dolomiteinschaltungen ist nichts Näheres bekannt. Im Allgemeinen haben die Sedimentationsbedingungen im Permokarbon die Entstehung karbonatischer Sedimente nur lokal und in beschränktem Ausmass zugelassen. Nach NIGGLI (1944) stellen diese Dolomitlagen jedoch keine tektonischen Einschuppungen von jüngerem Karbonatgestein, sondern normalstratigraphische Einschaltungen dar.

t_{II-III} Dolomit, Rauwacke sowie bunte Serizitschiefer und -phyllite mit Quarzitlagen (Röti- und Quarten-Formation)

Der Übergang zwischen den permokarbonischen Einheiten und den triassischen Dolomiten ist gemäss NIGGLI (1944) durch eine Schichtlücke gekennzeichnet. Im Gotthard-Basistunnel war an der Basis der Trias eine dm–m mächtige, helle Metaarkose ausgebildet (GUNTLI 2006), welche als Melser Sandstein bzw. Basissandstein interpretiert werden kann.

Ein Teil der triassischen Dolomite (z.B. bei Pardatsch da Vaccas) ist von der alpinen Deformation wenig beansprucht worden und erscheint dicht, massig und im frischen Bruch von hellgraublauer Farbe. Die Dolomite brechen splittig. Hauptgemengteil ist mit 98 Vol.-% Dolomit, als Nebengemengteil sind Quarz und klarer Albit vorhanden. Für die stärker beanspruchten Dolomite ist eine braune bis gelbe Anwitterung und eine reinweisse Farbe im frischen Bruch typisch. Die genaue zeitliche Einstufung der Dolomite ist unsicher, da darin bisher keine Fossilien gefunden werden konnten.

Besonders erwähnenswert ist die südwestlich des Pazolastockes (Koord. 693.050/166.700) in die Psammitgneise eingeschaltete Dolomitlage, die eine Mächtigkeit von ca. 1,5 m und eine Länge von ca. 50 m aufweist. Der schiefrige Dolomit, dem Serizit beigemengt sein kann, zeigt eine granoblastische Struktur. Unter dem Mikroskop können neben Dolomit feinkörnige Quarze beobachtet werden.

Die Rauwacken bilden in der östlichen Garvera-Zone immer das südlichste und damit primär älteste Glied der mesozoischen Schichtreihe. Am Osthang des Val Nalps treten darin mehrfach kleinere Höhlen auf. Gips konnte in den Aufschlüssen nicht festgestellt werden, doch darf angenommen werden, dass die Rauwacke primär gipshaltig war.

Neben Dolomit und Rauwacke kommen ganz lokal verschiedenartige Quarzsandsteine und Quarzite vor. So liegen z. B. auf dem Fil d'Alpetta weisse, löchrige Sandsteine vor und im Gebiet des Cuolm Cavorgia und am Osthang des Val Gierm finden sich grünliche Quarzite. Sie stellen nach NIGGLI (1944) keine Äquivalente des Basisquarzites dar, sondern sind den Quartenschiefern gleichzusetzen. Kleinere Vorkommen von verschiedenfarbigen Phylliten und Dolomitschiefern gehören vermutlich ebenfalls zu dieser Einheit.

Speziell zu erwähnen sind Chloritoidschiefer, die weisslich bis grünlich (Typ Nadèls, NIGGLI 1912) bzw. rotviolett bis grünfleckig oder dunkelgrün (Typ Naustfel, NIGGLI 1912) gefärbt sind. Sie kommen im Val Blaua (westlich des Val Nalps) vor und sind an den makroskopisch auffälligen Chloritoidporphyroblasten kenntlich. Unter dem Mikroskop weisen die Chloritoide eine schieferblaue bis grüne Färbung auf. Diese Chloritoidschiefer dürften metamorphe Äquivalente der Quartenschiefer darstellen (FREY 1969).

I_{us} Dunkle, ± sandige Schiefer mit feinkörnigen Kalk- und Sandkalkbänken («Untere Stgir-Serie»)

Die feinkörnigen Kalke und Sandkalke treten in intensiver Wechsellagerung mit schwarzen Schiefern auf und bilden im Allgemeinen Bänke von 50 cm bis 3 m Mächtigkeit. Ferner bestehen kontinuierliche Übergänge zu Grobsandkalken (schöne Aufschlüsse nordwestlich der Schöni).

Im frischen Bruch ist die Färbung der meist braun anwitternden Kalke dunkelblau-grau. Viele Typen führen reichlich Pyrit, der in Würfelform auftritt. Quarzknauer und Kalzitadern sind häufig. Die primär sandigen, Quarz führenden Varietäten weisen oft eine extrem löchrige, poröse Verwitterungsoberfläche auf, welche durch Herauslösen des Karbonats und Zurückbleiben des Quarzes entstanden ist. Kalzitreichere Partien führen hie und da bis 2 mm grosse, spätige Kalzitkristalle, die an Echinodermenstielglieder erinnern. Hauptgemengteile der feinkörnigen Kalke sind rekristallisierter Kalzit, Quarz und Serizit. Als Nebengemengteile treten Chlorit, grüner bis grünbrauner Biotit, Pyrit und Turmalin auf. Das Verhältnis Kalzit zu Quarz ist sehr variabel.

Unterhalb der Alp Cavorgia steht bei Koord. 703.700/168.970 eine Lumachellenbank an. Diese ist 20–30 cm mächtig und enthält zahlreiche, nicht genauer bestimmbare Fossilreste (Echinodermenstielglieder, Gastropodenschalen u. a.).

Die schwarzen Schiefer bauen nirgends grössere, einheitliche Komplexe auf. Sie sind reich an kohligen Pigment. Es gibt tonreiche und kalkfreie, mergelige und sandig-tonige Typen, die kontinuierlich ineinander übergehen. Als Hauptgemengteile sind Serizit, Quarz, kohliges Pigment und Kalzit aufzuführen.

Die feinkörnigen Kalke und schwarzen Schiefer gehören nach NIGGLI (1944) ins Hettangien bis Sinémurien. Nach TRÜMPY (1949) umfassen sie nur Sinému-

rien. Sie stellen ein Äquivalent der «Unteren Stgir-Serie» der Scopi-Zone resp. der «Prodkamm-Serie» im Glarner Lias dar.

I_{os} Grober Sandkalk, lokal sehr quarzreich und oft rillenartig anwitternd, mit wenig Schiefereinlagerungen («Obere Stgir-Serie»)

Gut entwickelt sind diese heteroklastischen, reichlich Quarz führenden Gesteine in der Region zwischen dem Val Nalps und der Alp Pazzola. Typisch für dieses Gestein ist die rillenartige Anwitterung, bedingt durch einen intensiven Wechsel von grobkörnigen, quarzreichen und feinkörnigen, quarzärmeren Lagen. Die Farbe der Gesteine im frischen Bruch ist reinweiss bis graublau. Die Grobsandkalke bauen oft grössere Felsköpfe auf. Unter dem Mikroskop ist die starke, alpinmetamorphe Überprägung auffällig. Der vorwiegend kalkige Zement und z.T. auch der Quarz sind gänzlich rekristallisiert. Als metamorphe Neubildungen treten Serizit, Chlorit, Biotit, Pyrit und Magnetit auf.

Die hangenden Grobsandkalke und die quarzführenden Kalke der Garvera-Zone stellen Äquivalente der «Oberen Stgir-Serie» (BAUMER 1964) resp. der «Spitzmeilen-Serie» (TRÜMPY 1949) dar und werden somit ins Sinémurien s.l. gestellt.

GOTTHARD-«MASSIV»

Das Gotthard-«Massiv»¹⁾ auf Atlasblatt Oberalppass besteht im Norden vorwiegend aus präkambrischen Paragesteinen (Glimmer-Plagioklasgneise), im zentralen und südlichen Teil aus Migmatiten und spätordovizischen Granitgneisen («Streifengneis») und im Osten aus den am Ende des Karbons intrudierten Granitstöcken des Medelser Granits und des Cristallina-Granodiorits.

In die Gneise sind mehrere E-W verlaufende Gesteinszüge eingeschaltet, welche sich u.a. durch amphibolitische Einlagerungen auszeichnen. Die einzelnen Zonen sind oft nicht scharf vom Nebengestein abtrennbar. Sie definieren sich durch den Gesteinsinhalt. Im Folgenden werden die einzelnen von HUBER (1943) ausgeschiedenen Zonen kurz beschrieben (von Süden nach Norden, Fig. 4).

I. Tenelin-Zone

Diese steil nach Norden einfallende, $\pm$ konkordante Zone (grösste Mächtigkeit: ca. 130 m) enthält Glimmergneise, Hornblende-Granatglimmergneise und

¹⁾ Die Resultate des nationalen Forschungsprogramms NFP 20 (PFIFFNER et al. 1997) haben bestätigt, dass es sich beim Tavetscher Zwischenmassiv und beim Gotthard-Massiv nicht um echte Massive, sondern um allochthone, deckenartige Einheiten handelt. Die Zeit scheint aber noch nicht reif, um von Tavetscher Decke und Gotthard-Decke zu sprechen. Um dennoch auf diesen Sachverhalt hinzuweisen, wird Gotthard-Massiv stets als Gotthard-«Massiv» geschrieben.

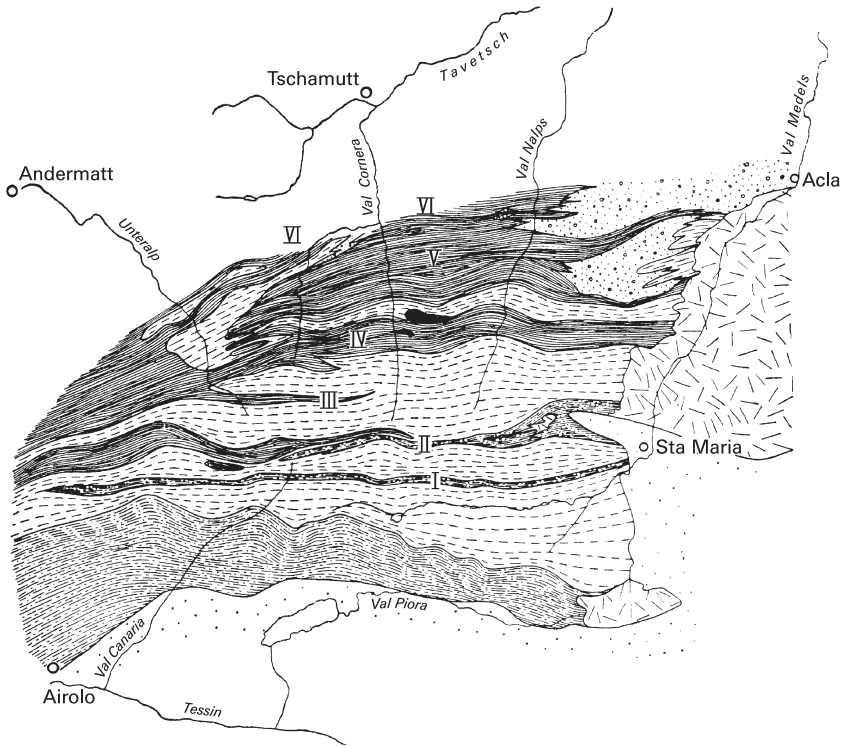


Fig. 4: Tektonische Gliederung des Gotthard-«Massivs» zwischen Andermatt und Lukmanierpass. Aus HUBER (1943: Textfigur 6, p. 93).

-schiefer, gebänderte Amphibolite und diskordante Lamprophyrgänge. Sie zieht vom Stausee Sta. Maria im Osten über die Cadlimo-Hütte bis zum Val Prevat in der SW-Ecke des vorliegenden Atlasblattes.

II. Borel-Zone

Die Borel-Zone schliesst westlich an die Scopi-Synform an und zieht gemäss AMBÜHL (1929) bis hin zum Pizzo Centrale. Diese Zone umfasst in ihrem westlichen Teil hauptsächlich Amphibolite und Karbonat führende Hornblende-Glimmerschiefer und im östlichen Teil Quarzite und Glimmerschiefer. Die Quarzite erreichen im Val Rondadura eine grosse Mächtigkeit.

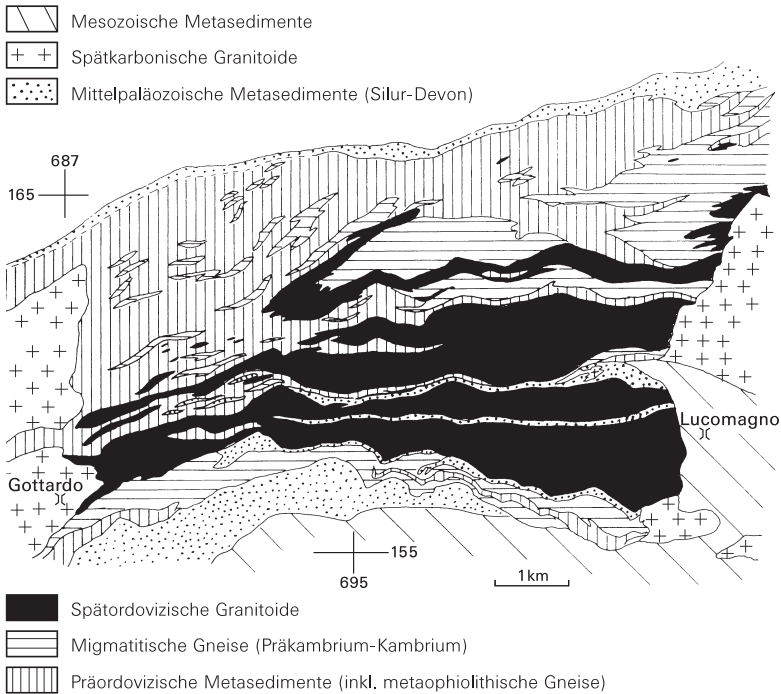


Fig. 5: Lithostratigraphische Gliederung des Gotthard-«Massivs» zwischen Gotthard- und Lukmanierpass. Aus MERCOLLI et al. (1994: Fig. 2, p. 33).

III. Zone des Piz Ravetsch-Nordgrates (auf Karte nicht ausgeschieden)

Diese geringmächtige Zone streicht über die Fuorcla Ravetsch und geht im Westen in die «Motta-Naira-Zone» über. Da sie neben prävariszischen Biotitgneisen (G_p) und einigen Mikrogranitgängen keine speziellen Gesteine enthält, wurde sie auf dem vorliegenden Kartenblatt und dem Nebenkärtchen nicht separat gekennzeichnet.

IV. «Motta Naira-Zone» bzw. Piz-Fuorcla-Zone

Diese Zone beginnt im Westen im Bereich des Oberen Schatzfirns, setzt dann allerdings zeitweise aus, und findet sich mit grösserer Mächtigkeit (900 m) erst im Gebiet des Piz Alpetta wieder. Von dort zieht sie über den Piz Fuorcla ins Val Nalps und endet weiter westlich am Medelser Granit. Als Gesteinsinhalt

sind gebänderte Glimmer-Plagioklasgneise, Einlagerungen von körnigen Alkalifeldspatgneisen, Amphibolite, Serpentinite, Pegmatite, «Quarzporphyre» und diskordante Lamprophyrgänge vorhanden. Da der Name «Motta Naira» auf der aktuellen topografischen Karte 1:25 000 nicht mehr zu finden ist, wurde die Zone neu in Piz-Fuorcla-Zone umbenannt.

V. Zone des Piz Paradis bzw. «Paradis-Gneis»

Diese Zone basischer Gneise mit Amphiboliteinlagerungen und Granat-amphibolitstöcken bildet beidseits des Val Curnera einen bis 1,5 km mächtigen, linsigen Körper, der sich westlich des Piz Gannaretsch gabelt und in Form zweier schmaler Streifen bis zum Val Medel fortsetzt. Die Zone des Piz Paradis enthält als Leitgesteine Glimmer-Plagioklasgneise sowie reichlich Biotit- und Granat-amphibolite.

VI. Zone von Paragesteinen (auf Karte nicht ausgeschieden)

Die Zone VI in Figur 4 stellt gemäss HUBER (1943) eine nördliche Zone von vorwiegend Paragesteinen dar. Sie enthält kein Leitgestein und ist deshalb im vorliegenden Kartenblatt nicht separat gekennzeichnet.

MERCOLLI et al. (1994) haben zusätzlich zu diesen tektonischen Einheiten die in Figur 5 dargestellten lithostratigraphischen Einheiten unterschieden. Diese Einteilung wurde für das Kartenblatt Oberalppass weitgehend übernommen. Grössere Abweichungen bestehen am Südende des Staubeckens Nalps, wo von ARNOLD (1970) anstelle der präordovizischen Paragneise «Paradis-Gneis» kartiert worden ist.

Basische und ultrabasische Gesteine (teils älter, teils jünger als der «Streifengneis»)

A_a Aktinolithschiefer

Aktinolithschiefer kommen häufig zusammen mit Talk- und Zoisitschiefern am Kontakt zu Serpentiniten vor. Die Zoisitschiefer grenzen jedoch nie direkt an den Serpentin, sondern werden immer von Aktinolithschiefern umhüllt. Daneben existieren auch einige grössere, eigenständige Aktinolithschiefer-Vorkommen. Sie befinden sich entweder innerhalb des Amphibolitzugs der Piz-Fuorcla-Zone oder aber knapp nördlich davon in den gebänderten Muskovit-Biotitgneisen dieser Zone.

δ Metadiorit, Metaquarzdiorit

Gemäss AMBÜHL (1929) und NIGGLI (1948) handelt es sich bei den an der Ostflanke des Rossbodenstocks sowie nordwestlich der Badushütte vorkom-

menden Gesteinen um die oberste Partie eines Intrusivstockes, die einen gang- bis apophysenartigen Charakter hat. Die einzelnen Vorkommen sind einige Meter bis Dekameter breit und bis zu 500 m lang. Sie durchbrechen die alte Paralleltextur der Gneise und Amphibolite deutlich diskordant und grenzen mit scharfem Kontakt ans Nebengestein. Lokal sind auch Intrusivbrekzien vorhanden. Das Gestein ist massig bis leicht geschiefert und weist häufig eine etwas stärker verschieferte Randzone auf. Neben idiomorphem Biotit ist makroskopisch nur noch weisser, milchiger Feldspat zu erkennen. Unter dem Mikroskop sind als Hauptgemengteile Feldspäte, Biotit und Quarz und als Nebengemengteile Epidot, Zoisit und Rutil zu beobachten. NIGGLI (1948) weist diesen nur alpin metamorphen Gesteinen ein jungpaläozoisches Alter zu.

Die im Gebiet des Garvers da Nual (nördlich des Piz Máler) und des Piz Cavradi sowie in den Kraftwerkstollen angetroffenen Metadiorite und Metaquarzdiorite sind mindestens teilweise sicher älter (ARNOLD 1970). U-Pb-Altersbestimmungen an Zirkonen einer Hypersthen führenden Quarzdioritlinse ergaben prävariszische Alter um 450 Mio. Jahre (GRAUERT & ARNOLD 1968).

S Serpentin, Talkschiefer, Metagabbro

Das Vorkommen an der Fuorcla Paradis stellt neben den bei Km 5 des Gotthard-Bahntunnels angetroffenen Serpentiniten (vgl. LABHART 2005: Tafel II) die grösste zusammenhängende ultrabasische Gesteinsmasse im Gotthard- und Aar-Massiv dar. Es gehört zu einer alten, ophiolithischen Sequenz. Seine aufgeschlossene Oberfläche beträgt 5,5 ha, es setzt sich aber unter dem Schutt noch fort. Neben diesem grossen Vorkommen gibt es eine Anzahl kleinerer Serpentinittöcke, welche mehr oder weniger an die Piz-Fuorcla-Zone gebunden sind. Die Nebengesteine sind hauptsächlich grobkörnige Biotitgneise und Amphibolite, aber auch «Streifengneise». Am Kontakt zum Nebengestein sind oft Talk-, Aktinolith- und Zoisitschiefer zu finden.

Der bei Koord. 692.200/161.540 anstehende Metagabbro ist mit Granat-amphibolitlagen assoziiert und dürfte die östliche Fortsetzung des Kastelhorn-Metagabbros darstellen (schriftl. Mitt. J. Abrecht). Letzterer ist jünger als die Ultrabasika an der Fuorcla Paradis und wird als Intrusion einer basaltischen Schmelze in die umgebenden Paragneise interpretiert (ABRECHT & BIINO 1994).

A Amphibolite i. Allg. (Para- und Orthoamphibolite)

Die Amphibolite kommen ausser im «Streifengneis» im ganzen Gotthard-«Massiv» vor. In der Tenelin- und Piz-Fuorcla-Zone («Motta Naira-Zone») bestimmen sie den Charakter der Zonen wesentlich mit, indem sie fast lückenlos durchstreichen. In der Borel-Zone und in den «Paradis-Gneisen» treten sie dagegen mehr in Form lokaler Linsen oder stockförmiger Vorkommen auf. Folgende Typen können unterschieden werden:

- Feinkörniger, relativ dunkler Amphibolit
- Zoisitamphibolit
- Biotitamphibolit und Übergangsglieder zu Hornblendeschiefern
- Hornfelsartiger Amphibolit
- Granatamphibolit

Die ersten vier Typen wurden auf der Karte zu einer Einheit zusammengefasst und als Amphibolite i. Allg. bezeichnet. Die Granatamphibolite dagegen wurden auf dem Atlasblatt separat dargestellt.

Die relativ dunklen Amphibolite führen Granat lediglich als Nebengemengteil. Sie sind feinkörnig und plattig und weisen gelegentlich quarz- und plagioklasreiche Adern und Lagen auf. Unter dem Mikroskop zeigen sich als Hauptgemengteil grün-braune Hornblende, Plagioklas, Quarz, Zoisit, Biotit und Chlorit, als Nebengemengteil Granat.

Die weitverbreiteten Zoisitamphibolite führen aktinolithische Hornblende. Sie können Granatamphibolite umranden oder am Kontakt von Serpentinistöcken erscheinen. In den übrigen Amphiboliten tritt Zoisit nur als Nebengemengteil auf. Die Zoisit-Amphibolite sind häufig von quarzreichen Gängen durchsetzt, die lokal den Amphibolit in scharf begrenzte Schollen auflösen. Teilweise sind diese auch gebändert.

Die Biotit-Amphibolite und Hornblende-Biotitschiefer zeichnen sich durch eine reichliche Beimengung von Biotit aus. Der Biotit ist in mittelgrossen Blättern der Hornblende gleichmässig beigemennt oder kann als grobblättrige Porphyroblasten auf den Schieferflächen angereichert sein.

Die hornfelsartigen Amphibolite kommen vor allem in einer Zone vor, die südlich von Vanatsch (Cuolm Cavorgia) einsetzt und sich über die Gipfelregion des Piz Pazzola zum Val Drual am östlichen Blattrand hinzieht. Sie unterscheiden sich von den gewöhnlichen Amphiboliten durch ihr feines Korn (0,01–0,08 mm), die massige Textur und den manchmal bis auf 10–15% ansteigenden Quarzgehalt. Im Handstück sind die dunkelgraugrünen, ausserordentlich zähen Gesteine absolut massig. Einzelne Mineralien können kaum erkannt werden.

A_g *Granatamphibolit*

Die grössten Vorkommen befinden sich nördlich des Piz Paradis in den Glimmer-Plagioklasgneisen (G_{pa}). Aufgrund mikroskopischer und mineralchemischer Untersuchungen kann geschlossen werden, dass diese Granatamphibolite teilweise Metaeklogite darstellen, die aus gabbroiden Magmen hervorgegangen sind. Sie zeichnen sich u.a. durch hohe Titan- und Erzgehalte aus. Da sie im «Streifengneis» fehlen, dürften die Granatamphibolite älter als dieser Granitgneis sein. Bei den Zoisitamphiboliten scheint dagegen ein sedimentärer Ursprung sowie ein jüngerer Alter wahrscheinlich.

Die Amphibolite wittern als kleine Härtlinge bzw. als klotzige Felsstufen aus der weichen Gneishülle heraus oder sind von den Gletschern blank geschliffen

worden. Kleinere Vorkommen sind z.B. südöstlich von Serenglia im Val Nalps vorhanden. Die Granatamphibolite sind konkordant eingelagert und gehen am Rand oft in Biotit- und Zoisitamphibolite und Hornblendeschiefer über. Sie sind zuweilen von Pegmatiten durchsetzt. Hornblende, Granat, Plagioklas, Quarz, Zoisit, Biotit und Chlorit stellen die Hauptgemengteile dar. Als Nebengemengteil herrscht Titanit vor. Die Granate sind oft in Biotit, Chlorit und Zoisit umgewandelt und nur selten unzersetzt.

Das Bildungsalter des Ausgangsgesteins der Metaeklogite (= gabbroider Protolith) wird mit 870 Mio. Jahren angegeben. Das am gleichen Gestein gemessene Sm-Nd-Alter von 468 Mio. Jahren dürfte mit einem kaledonischen Subduktionseignis im Zusammenhang stehen (GEBAUER et al. 1988, OBERLI et al. 1993).

Prävarizische Paragneise

(polymetamorph, älter als der «Streifengneis»)

Die prävarizischen Paragneise lassen sich in zwei Hauptgruppen unterteilen, die aber im Gelände oft nur unter Schwierigkeiten gegeneinander abgegrenzt werden können. Diese zwei Hauptgruppen unterscheiden sich gemäss NIGGLI (1944) vor allem durch die Basizität der Plagioklase. Als zusätzliches Unterscheidungsmerkmal kann die Radioaktivität dienen. Diese ist nach ARNOLD (1970) bei den dunklen, feinkörnigen und plattenbildenden (Muskovit-)Biotit-Plagioklasgneisen (G_p) grösstenteils doppelt so hoch wie diejenige der hellen und dunkleren (Hornblende-)Biotit-(Granat-)Plagioklasgneise (G_{bp}). Die vorliegende Karte wurde allerdings mehrheitlich ohne Zuhilfenahme dieses zusätzlichen Kriteriums aufgenommen.

In die Gneise eingeschaltet sind Kalksilikatfelseinschlüsse, Biotit-Aktinolithfels, Sillimanitgneise sowie Amphibolite, Pegmatite und kleine Dioritstöcke. Die sedimentäre Entstehung ist u.a. durch den Chemismus der Gesteine resp. der reliktschen Feldspäte belegt. Anhaltspunkte für eine magmatische Beeinflussung des Gesteins fehlen gemäss NIGGLI (1944) völlig.

G_{bp} Helle und dunklere (Hornblende-)Biotit-(Granat-)Plagioklasgneise (mit Andesin-Labrador)

Diese Gesteine bilden keinen einheitlichen Gesteinszug, da sie häufige Einschaltungen von Glimmer-Plagioklasgneis (G_p) enthalten. Sie sind auf eine Zone beschränkt, die sich von den Riedplangge im Unterallpreussstal über den Piz Cavradi gegen die Garvers da Nual hinzieht. Sie unterscheiden sich von den dunklen (Muskovit-)Biotit-Plagioklasgneisen (G_p) neben dem basischeren Plagioklas (Andesin-Labrador) vor allem durch das z.T. reichliche Auftreten von Hornblende und Granat und durch einen im Allgemeinen grösseren Gehalt an Plagioklas

Tabelle 2: *Modalbestand einiger Gesteine aus dem Gotthard-«Massiv»*

	Gestein	Autor	Qz	Plg	Kfd	Bio	Mu	Chl	Cb	NGT/AKZ
Gotthard-Massiv	Medelser Granit γ_M	HUBER 1943	30	30	20		10		2	8 (v.a. Biotit)
	Medelser Granit γ_M	HUBER 1943	20	40	10	10				13 (v.a. Muskovit)
	Pegmatit Pg	HUBER 1943	43	19	27		7			4 (v.a. Zoisit)
	Aplit Ap	HUBER 1943	25-40	25-45	10-40		0-10			0-2 (inkl. Zoisit)
	Lamprophyr L (Kersantit)	HUBER 1943	32			40	7		3	2
	Lamprophyr L (Spess.-Kersantit)	HUBER 1943		37		23				2
	«Streifengneis» GO_S	HUBER 1943	25-36	20	30-35		10			6 (v.a. Biotit)
	«Streifengneis» GO_S	HUBER 1943	20-25	15	40-50		5-10			5 (v.a. Biotit)
	Orthogneis GO_S (aplitartig)	HUBER 1943	25-35	20-30	20-30		10			5-10 (v.a. Biotit + Zoisit)
	«Paradis-Gneis» G_{Pa}	HUBER 1943	25-30	20-30		20	15			3-5
	«Paradis-Gneis» G_{Pa}	NIGGLI 1944	20-50	15-40		5-45	0-15			
	Albit-Oligoklas- Glimmergneis G_P	ARNOLD 1970	20-50	15-40		5-45	0-15			
	Glimmerschiefer P_G	STEIGER 1962	40	10		20	25			
	Glimmergneis P_G	STEIGER 1963	35	20		15	20	0-5		0-5 (Epidot)
	Hornblendegneis P_G	STEIGER 1964	20	30		10				0-5 (Epidot)

Qz = Quarz Plg = Plagioklas Kfd = Alkalifeldspat Bio = Biotit Mu = Muskovit
 Chl = Chlorit Cb = Karbonat NGT = Nebengemengteile AKZ = Akzessorien

(bis 65 Vol.-%). Muskovit fehlt meistens. Granat tritt lokal in Form linsenförmiger oder rundlicher, schwärzlichgrüner, körniger Mineralaggregate auf. Neben Granat sind blättrige Mineralien (meist Chlorit oder Biotit) vorhanden. Manchmal ist der ursprüngliche Granat noch mit blossen Auge erkennbar, da er herauswittert. Es handelt sich durchwegs um Relikte und nicht um Mineralneubildungen. Oft ist die Umwandlung soweit fortgeschritten, dass nur noch rundliche Relikte in einer filzigen, wirrflaserigen Grundmasse zurückgeblieben sind.

Sillimanit führende Gneise konnten oberflächlich nur im Gebiet der Garvers da Nual nachgewiesen werden. Der wichtigste Fundort hat die Koord. 699.000/166.070. Makroskopisch sind es rostig verwitternde, feinschiefrige Biotitgneise bis Biotit-Muskovitgneise. Der Sillimanit ist an frischen Stücken nur mit Mühe als weisser, flaseriger Filz erkennbar. Es ist daher möglich, dass die Verbreitung dieser Gesteine viel ausgedehnter ist. Unter dem Mikroskop ist erkennbar, dass 40–50 % des Gesteins aus rotbraunem Biotit bestehen. Der Sillimanit tritt sowohl in grösseren Stängeln als auch in Form von feinen Nadeln als Einschluss im Quarz auf. Weitere Hauptgemengteile sind Quarz und Plagioklas.

G_p Dunkle (Muskovit-)Biotit-Plagioklasgneise (mit Albit- Oligoklas), feinkörnig, plattenbildend, häufig mit hornfelsartig-massigen oder schiefrig-phyllitischen Bereichen; Paragneise i. Allg.

Der Glimmer-Plagioklasgneis G_p ist der am weitesten verbreitete Paragesteinstyp. Es handelt sich um dunkle, braun anwitternde, kompakte, plattenbildende, gut gebankte Gesteine mit feinem Korn. Übergänge zu hornfelsartigen und zu phyllitischen Typen sind häufig. Die Schieferungsflächen sind vollständig mit schwarzem Biotit und Muskovit belegt. Als Feldspat tritt fast nur saurer Plagioklas (Albit-Oligoklas) auf, welcher sehr oft eine Füllung von Serizitschüppchen aufweist (Tab. 2). Quarz ist immer xenoblastisch ausgebildet. Biotit und Muskovit sind meist vorhanden, wobei Biotit jedoch stets überwiegt. Als Nebengemengteile sind Zirkon, Titanit und Granat zu beobachten.

K Gehäufte Kalksilikatfelseinschlüsse; grössere Kalksilikatfelslinse

Kleine Kalksilikatfelslinsen treten lokal gehäuft auf, z.B. südlich des Tuma-sees und NNW des Badus. Sie sind durchwegs an andere Paragesteine gebunden und im Durchschnitt 20–50 cm lang. Östlich des Val Nalps sind nur noch wenige Kalksilikatfelslinsen beobachtet worden und die dem Permokarbon direkt vorgelagerten Gneise sind praktisch frei davon.

Die Form der Linsen kann von kugelig bis flachlinsig variieren. Manchmal erscheinen sie aber auch gegenüber der Schieferung des umgebenden Gneises verdreht (Fig. 6). Die Schieferung des Nebengesteins schmiegt sich meist konkordant an die Linse an. Das grösste Vorkommen ist beim ESE des Badus gelegenen Piz Tagliola (GRUBENMANN 1914) zu beobachten (ca. Koord. 695/164). Diese Linse



Fig. 6: Grössere Kalksilikatfelslinse in Glimmer-Plagioklasgneis NE des Piz Badus.

ist 50 m lang und 4 m breit und enthält zahlreiche Kluftminerale (Granat, Epidot, Kalzit, Quarz, Chlorit, Adular etc.).

Alle Einschlusskörper lassen eine mehr oder weniger deutliche Zonarstruktur erkennen. Im Innern befindet sich meist ein hellrötlicher Kern, der von einer graugrün gefärbten, schmalen Randzone umgeben ist. Es handelt sich immer um sehr feinkörnige, ausserordentlich zähe Gesteine. Es lassen sich zwei Typen unterscheiden:

Typ 1: mit rötlichem, granatführendem Kern. Dieser ist im Wesentlichen zu gleichen Teilen aus Granat und Quarz aufgebaut. Der Granat bildet ein mehr oder weniger zusammenhängendes Netz, in dessen Maschen xenoblastische Quarze sitzen. Nebengemengteile sind Diopsid und Titanit. Die grüngraue Randzone ist von wechselnder Dicke (5 mm bis 3 cm). Sie kann aber auch die Hauptmasse der Linse bilden und nur noch einen kleinen Granat-Quarz-Kern umschliessen. In der Randzone sind Diopsid, Plagioklas, Hornblende und Granat vorhanden.

Typ 2: einheitlich grau, granatfrei. Oft besteht dieser Typ aus Quarz und Klinozoisit. Nebengemengteile sind Erz, Titanit und Karbonat. Es treten aber auch sehr quarzreiche (bis 75 %) Varietäten auf.

Ein Zweifel an der ursprünglich sedimentären Natur dieser Einschlüsse ist kaum möglich (ARNOLD 1970), da in einigen der Linsen trotz der Metamorphisierung noch immer die ursprüngliche sedimentäre Schrägschichtung zu erkennen ist. Die Kalksilikateinschlüsse sind daher als Konkretionen oder kalkreichere Linsen in den ursprünglichen Grauwacken und Arkosen zu interpretieren.

Prävariszische Migmatitgneise (polymetamorph, älter als der «Streifengneis»)

Obwohl die älteren Autoren wie AMBÜHL (1929), HUBER (1943) und NIGGLI (1944) für die Beschreibung der Gneisgefüge und Verbandsverhältnisse die klassische Migmatitterminologie verwendeten, wurde bis zu ARNOLD (1970) im vorliegenden Gebiet nie explizit von Migmatiten gesprochen. Im Folgenden werden in Anlehnung an MERCOLLI et al. (1994) die «Mischgneise», «chorismatischen Gneise», «Injektionsgneise», «feldspatreichen Gneise» und «Migmatitgneise» als Gesteine sedimentären Ursprungs zusammengefasst, die in unterschiedlichem Ausmass durch migmatitische Prozesse verändert worden sind. Einen guten, modernen Überblick über die Migmatitbildung und -nomenklatur vermittelt SAWYER (2008).

G_F Gebänderter Muskovit-Biotit-Plagioklasgneis der Piz-Fuorcla-Zone bzw. «Motta Naira-Zone»

Diese gebänderten Gesteine bestehen aus mittel- bis grobkörnigen, hellen, aplitischen Lagen von 1 cm bis 1 m Mächtigkeit, welche mit feinkörnigen, feldspatarmen Biotitgneisen und Glimmerschieferlagen wechsellagern. Die hellen Lagen zeigen häufig Kleinfältelungen. Die gebänderten Glimmer-Plagioklasgneise bilden gemäss HUBER (1943) den Hauptbestandteil der Piz-Fuorcla-Zone. Diese Zone setzt beim Piz Alpetta mit einer Mächtigkeit von ca. 700 m ein, zieht über das Val Curnera in den Piz Fuorcla und über das Val Nalps in den Südgipfel des Piz Vatgira. Von den Moränen des Gletscher dil Lai Blau stellenweise zugedeckt, endet sie am Südostgrat des Piz Gannaretsch, nahe dem Medelser Granit. In den gebänderten Glimmer-Plagioklasgneisen kommen Einlagerungen von körnigen Alkalifeldspatgneisen, Amphiboliten, Serpentiniten, «Quarzporphyren» und diskordanten Lamprophyrgängen vor.

G_{Pa} Migmatitischer Muskovit-Biotit-Plagioklasgneis mit zahlreichen cm- bis m-grossen Einschlüssen: Gneisschollen, Quarzknollen, Linsen von Amphibolit, Diorit, Kalksilikat und Marmor («Paradis-Gneis»)

Die Zone des Piz Paradis (HUBER 1943) weist hauptsächlich Glimmer-Plagioklasgneise (sog. «Paradis-Gneis») auf. Darin eingelagert sind Alkalifeldspat-

Augengneise, Biotitamphibolite, Granatamphibolite und meist diskordante Lamprophyre sowie Aplite und Quarzgänge. Der Glimmer-Plagioklasgneis vom Typ Paradis (Typlokalität: Piz Paradis) stellt im Handstück einen feinaugig-fleckigen, deutlich geschieferten und gut gebankten, braun anwitternden, relativ massigen Gneis dar. Linsen oder feine Augen von Plagioklas und Quarz heben sich gut von den Muskovit-Biotit-Flasern ab. Wenn die Augen eingeregelt sind, ergeben sich dünne, helle Lagen. Es sind Übergänge zu feldspatreicheren, grobkörnigeren Varietäten vorhanden.

Unter dem Mikroskop können Quarz, Plagioklas und Glimmer (Biotit, Muskovit) in ungefähr gleichen Mengenanteilen sowie Zoisit beobachtet werden. Im Aufschluss fällt der oft massige Charakter auf. Das Gestein besitzt dann ein körniges, porphyrisches Gefüge mit Quarz und Plagioklas als Einsprenglinge. Weiterhin zeichnet es sich durch zahlreiche Scholleneinschlüsse aus. Man findet biotitreiche Gneisschollen, Quarzknollen, amphibolitische und dioritische Schollen, Kalksilikatfelschollen und seltener auch Marmorlinsen.

Die Zone des Piz Paradis beginnt beim Piz Nair südlich des Lolenpasses. Sie nimmt nach Osten rasch an Mächtigkeit zu, um zwischen dem Val Curnera und dem Val Nalps eine maximale Mächtigkeit von ca. 1,5 km aufzuweisen. Weiter im Osten gabelt sich diese Zone in zwei schmale Äste. Der nördliche Ast zieht über den Gipfel des Piz Gierm und der südliche via Piz Gannaretsch zum Val Medel.

Gemäss ARNOLD (1970) und MERCOLLI et al. (1994) stellt der «Paradis-Gneis» einen migmatitischen Gneis dar, der älter als der «Streifengneis» ist. HUBER (1943) interpretierte diesen Gneis dagegen als Produkt einer starken Stoffzufuhr (Alkalisierung) im Gefolge der Intrusion des «Streifengneises».

G Helle, migmatitische (Granat-)Glimmer-Alkalifeldspat-Plagioklasgneise in grösseren, homogenen Massen auftretend (oft feinschlierig bis nebulitisch; homogenisierte «Mischgneise»)

Es handelt sich um strukturell homogene, bankige Augengneise mit reichlich Glimmermineralien, bei denen im Handstück oder unter dem Mikroskop zum Teil noch streifige, lagige und flaserige Bereiche erkennbar sind («mikrochorismatische Struktur»). Mit zunehmender Verwischung dieser Strukturen entstehen homogene Massen. Die Biotite und Muskovite sind grobblättrig. Sie bilden lückenhafte Hüllen um die kleinen Feldspat- und Quarzaugen oder zusammenhängende Lagen. Die körnigen, grauweissen, augigen oder lagenförmigen Feldspatmassen wittern häufig als Höcker oder Flecken heraus. Unter dem Mikroskop ist Quarz, Plagioklas, Alkalifeldspat, Muskovit und Biotit erkennbar. Basischer Plagioklas kommt vor allem südlich des Piz Cavradi im Bereich der SAC-Hütte Maighels vor. Gemäss dem Mineralbestand nehmen diese Gneise eine Mittelstellung zwischen den Ortho- und den Paragneisen ein. Sie führen Alkalifeldspat, der den sicheren, glimmerreichen Paragneisen fehlt.

GM Migmatite i. Allg.: grobgemengte, migmatitische Glimmer-Alkalifeldspat-Plagioklasgneise mit deutlich erkennbarem Leukosom und Melanosom (gebändert, geädert oder flaserig-augig)

Diese charakteristischen Migmatite treten hauptsächlich im Gebiet zwischen dem Lai da Nalps und dem Lai da Curnera auf. Es handelt sich um grobgemengte Gneise mit deutlich erkennbarem hellem Leukosom und dunklem Melanosom. Sie sind gebändert-lagig (Stromatite), geädert oder flaserig-augig. Bei den Augen handelt es sich meist um Alkalifeldspäte. Stellenweise sind diese Migmatite alpin stark verschiefert.

«Ganneretsch-Gneise»

Diese grobaugige, quarzreiche Varietät («Ophtalmite») tritt hauptsächlich im Gebiet zwischen Piz Gannaretsch (frühere Schreibweise: Piz Ganneretsch), Piz Gierm und Val Medel auf und enthält bis zu 10 cm grosse Alkalifeldspäte, welche in eine flatschige bis streifige Grundmasse aus Quarz, Plagioklas und Glimmer eingebettet sind (ARNOLD 1970). Zum «Paradis-Gneis» bestehen kontinuierliche Übergänge. Die Feldspatäugen dürften Blasten repräsentieren. An mehreren Stellen wurden im «Paradis-Gneis» aber auch scharf begrenzte Augengneisgänge beobachtet (ARNOLD 1970). Der Augengneis dürfte demnach etwas jünger als der «Paradis-Gneis» sein.

Prävariszische Orthogneise («Streifengneis»)
(polymetamorph)

GO_s Heller, streifiger Biotit-Muskovit-Alkalifeldspatgneis mit grobblättrigem Muskovit («Streifengneis» s. str.: Granitgneis)

Dieser Gneis stellt einen polymetamorphen, vergneisten Granit mit charakteristischem Lineargefüge dar (Fig. 7, 8). In der neueren Literatur wird von einem «Ordovizischen Metagranit» oder «Spätordovizischen Granitoid» gesprochen. Alte Krustenzirkone und ein hohes initiales ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Verhältnis deuten auf einen krustenderivierten Granit hin, d.h. auf einen sog. S-Typ-Granit, der durch Aufschmelzung von Metasedimenten entstanden ist (SERGEEV & STEIGER 1995). Von diesem Granitgneis gehen lokal Dykes und Apophysen aus, welche die angrenzenden, migmatitischen Paragneise diskordant durchschlagen.

Der Name «Streifengneis» geht auf das meist auffällig ausgebildete, flach liegende Streifenlinear (= small-scale rodding nach CHADWICK 1968) zurück, das zusammen mit der Schieferung vom Medelser Granit scharf abgeschnitten wird (Fig. 7). Dieses Linear ist folglich älter als der Medelser Granit (KVALE 1957, ARNOLD 1970). Es ist aber nicht nur auf den «Streifengneis» beschränkt, sondern findet sich, meist weniger stark ausgeprägt, auch in den angrenzenden Gneistypen.

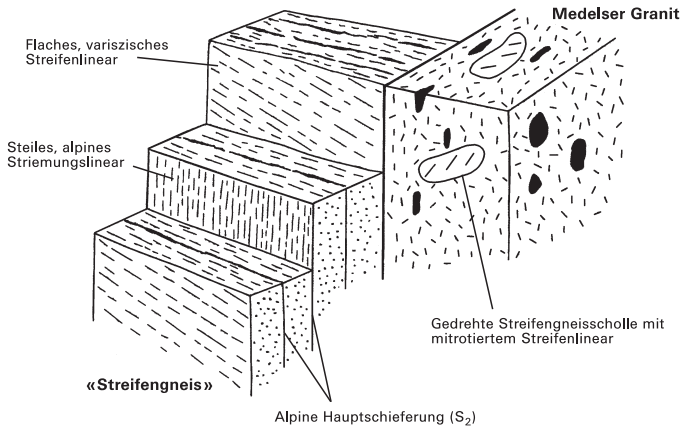


Fig. 7: Kontakt zwischen Medelser Granit und Streifengneis an der Lukmanierpassstrasse (nach KVALE 1966 und ARNOLD 1970). Vgl. auch Fig. 8.

Dieses Streifenlinear wird an einzelnen Flächen von einer alpin gebildeten, steileinfallenden Striung überlagert (Fig. 7).

Unter dem Mikroskop sind Alkalifeldspat, Plagioklas, Quarz, Glimmer (Muskovit und untergeordnet Biotit) sowie Zoisit-Epidot als Hauptgemengteile zu erkennen. Als Nebengemengteil sind Allanit, Apatit, Kalzit, Titanit, Rutil, Turmalin, Granat und Zirkon verbreitet. Die Streifung äussert sich in der stängeligen Einregelung von Quarz- und Plagioklasplustern und in der Einregelung der Glimmerminerale entlang dieser Streifung.

U-Pb-Altersbestimmungen an Zirkonen des Streifengneises ergaben ein Intrusionsalter von ca. 440–450 Mio. Jahren (BOSSART et al. 1986, SERGEEV & STEIGER 1996, SERGEEV & STEIGER 1998).

«Streifengneis» mit aplitartiger, körniger Struktur

Diese Varietät des «Streifengneis» ist mittel- bis feinkörnig und zeichnet sich durch eine ausgeprägte Paralleltextur und einen hohen Feldspatgehalt aus. Quarz, Alkalifeldspat und Plagioklas sind zu gleichen Teilen vertreten. Biotit und Muskovit sind nur in geringen Mengen vorhanden. Diese aplitartigen Gneise bilden oft die Randzonen des «Streifengneises», können aber auch innerhalb der Paragneise selbständige Lagen bilden.

«Streifengneis» mit pegmatitartiger, z.T. grobaugiger Struktur

Diese Varietät besteht hauptsächlich aus hellen Gemengteilen und weist eine mittel- bis grobaugige Struktur auf. Alkalifeldspat als dominierendes Mineral tritt

in bläulichgrauen, bis zu 4 cm grossen, eckigen Kristallen auf. Das zweithäufigste Mineral ist xenomorpher Quarz. Plagioklas ist meist mittelkörnig und weist Einschlüsse von Zoisit auf. Muskovit hat nur einen geringen Anteil, kann aber in bis zu 1 cm grossen Blättern auftreten. Dieser dem «Streifengneis» zugeordnete Typ kommt nur am Westhang des mittleren Val Medel vor, zwischen Sogn Gions und Sogn Gagl. Im Unterschied zu den typischen Streifengneisen weisen diese Gneise eine etwas weniger ausgeprägte Streifung auf. Zur aplitischen Varietät bestehen kontinuierliche Übergänge.

«Streifengneis» mit porphyrtiger, flaserig-augiger Struktur

Es handelt sich hauptsächlich um Gneise mit deutlichem Metagranitcharakter. Besonders charakteristisch sind die bis 3 cm langen, idiomorphen, gelblich-weißen Alkalifeldspäte, welche oft von Biotitfasern eingehüllt sind. In wenig geschieferten Bereichen lassen sich manchmal Karlsbader Zwillinge erkennen. Zum Teil weisen die Gneise aufgrund der Quarze eine bläuliche Farbe auf. Vom Medelser Granit sind sie vor allem durch die straffere Einregelung der Alkalifeldspäte und die meist deutlicher ausgebildete Schieferung, welche von eingeregelter Muskovit und Mikroklin getragen wird, zu unterscheiden.

Variszische Paragneise und -schiefer (bimetamorph)

P_q Metaquarzit

Makroskopisch treten die Metaquarzite als weisse, oft massige, feinkörnige Gesteine in Erscheinung, die teilweise etwas Muskovit oder Serizit enthalten. Sie treten vor allem in der Nähe des Permokarbons der Garvera-Zone sowie innerhalb der Borel-Zone auf. Das grösste Quarzitvorkommen liegt wenig westlich des Lai da Sontga Maria. Es baut den Nordgipfel des Piz Rondadura auf, zieht sich als klotziger Grat gegen das hintere Val Rondadura hin und lässt sich mit allmählich abnehmender Mächtigkeit über die Nordflanke des Piz Blas und das Val Curnera bis westlich des Piz Borel verfolgen. Hier weisen die Quarzitlagen noch eine Mächtigkeit von 1 m auf. Es handelt sich um einen hellen Gneisquarzit bis Serizitquarzit, der im Streichen in einen muskovitreichen, feinstreifigen Gneis übergeht. Die Verwitterung kleiner Pyritkörner verursacht oft eine braunrote Färbung des Gesteins.

Was das Alter dieses Quarzites anbelangt, so wurde durch KOENIGSBERGER (1908) ein triassisches Alter vermutet. Da die Metaquarzite jedoch von verschieferten Medelser Granitapophysen durchsetzt sind (HUBER 1943), müssen die Quarzite älter als der Granit sein und damit mindestens karbonisches Alter besitzen. Sie bilden zudem das Leitgestein der Borel-Zone, deren Gesteinsinhalt und Kontaktverhältnisse sehr gut mit der Tenelin-Zone, der Östlichen Giubine-«Serie»

und der am Südrand des Gotthard-«Massivs» gelegenen Tremola-«Serie» übereinstimmt (NIGGLI 1944). Für letztere ist das prätriassische Alter aufgrund der primär diskordanten Kontakte zur Trias eindeutig erwiesen (STEIGER 1962). Es ist aber wahrscheinlich, dass im Val Rondadura neben den sedimentären Quarziten auch solche tektonischen Ursprungs existieren (MERZ 1989). Bei dem von HUBER (1943) am Kontakt Granit/Metaquarzit beobachteten und als kontaktmetamorphe Bildung interpretierten Hornblende-Granat-Magnetit-Skarn handelt es sich gemäss LAMBERT (1991) um eine regionalmetamorphe Mineralneubildung, die vor der Granitintrusion entstanden ist.

P_G (Granat-)Glimmerschiefer, Hornblendegarbenschiefer

STEIGER (1962) bezeichnete den vom Gotthardpass bis zum Lukmanierpass reichenden, im Norden an den Rotondo-Granit und den «Streifengneis» angrenzenden Gesteinszug als Giubine-«Serie». Der östlich des Sellapasses gelegene Teil dieses Gesteinszugs, die sog. Östliche Giubine-«Serie», reicht noch knapp ins Blatt Oberalppass hinein. Sie wird östlich des Pizzo dell' Uomo (ca. Koord. 703/156) vom Medelser Granit intrudiert und ist daher älter als derselbe, aber jünger als der «Streifengneis». Sie gehört dem gleichen Altersintervall wie die Tremola-«Serie» und die Borel- und Tenelin-Zone an und wird den mittelpaläozoischen Metasedimenten zugerechnet (MERCOLLI et al. 1994). Die westliche Giubine-«Serie» umfasst Migmatitgneise und dürfte ein wesentlich höheres Alter aufweisen.

Die Östliche Giubine-«Serie» enthält vor allem hellgraue Granat-Glimmerschiefer und -gneise mit ockerbraunen Verwitterungsfarben. Weiterhin kommen dunkelgraue, gleichkörnige, sandige und feinschiefrige Biotit-Serizitschiefer vor sowie seltener auch Hornblendegarbenschiefer, welche aber in der Regel nur 2–3 m mächtig sind und jeweils rasch auskeilen. Die Glimmer stehen häufig quer oder schräg zur Schieferung («Querbiotite»).

P_B Karbonat führende Hornblende-Glimmerschiefer

In der Borel-Zone sind Karbonat führende Hornblende-Glimmerschiefer vorhanden, die bis zu 5 cm lange, glänzende Nadeln pleochroitischer Hornblende enthalten. Es handelt sich um Paragesteine, d.h. um ursprünglich kalkig-tonige Sedimente. Lokal ist auch Dolomit vorhanden.

P_T Hornblende führende Granat-Glimmergneise und -schiefer, Glimmergneise i. Allg.

Charakteristisch für diese Gesteine ist der oft sehr hohe Serizitgehalt, die hellgraue Farbe, das feine Korn und die Durchsetzung mit hellroten, vorwiegend

kleinen Granaten und dunkelgoldbraunen, grossen Biotitporphyroblasten. Sie fühlen sich leicht filzig an und sind leicht verwitterbar. Zu den Biotit- und Granatneubildungen können Hornblendeporphyroblasten hinzutreten. Diese Granat-Glimmergneise und -schiefer sind typisch für die Tenelin-Zone.

P Serizit-Biotit- und Serizit-Muskovitgneise sowie Chloritgneise, mit lokalen Schiefer- und Phylliteinschaltungen

Diese Gesteine sind vor allem in den an die Garvera-Zone angrenzenden Gebieten zu finden und zwar insbesondere im Osten des Kartenblattes. Die Serizit-Glimmergneise bestehen aus zwei verschiedenen Typen: Der erste Typ besitzt schon im Handstück eine deutlich erkennbare Schieferung und zerfällt leicht unter dem Hammer. Auf dem Hauptbruch tritt der neu gebildete Serizit durch seinen Seidenglanz stark hervor.

Beim zweiten Typ ist im Handstück keine sekundäre Verschieferung erkennbar. Es fällt jedoch gegenüber dem Glimmer-Plagioklasgneis das Fehlen von Biotit auf. Im Hauptbruch erscheint eine leicht grünliche Farbe. Gesteine dieser Art treten an verschiedenen Stellen auch in schmalen, 10 m mächtigen Zügen auf. Unter dem Mikroskop ist erkennbar, dass es sich um chloritisierte Biotitgneise handelt. Die sauren Plagioklase sind stark zersetzt. Oft sind noch reliktsche Minerale und Gefüge erkennbar.

Die Phyllite sehen z.T. ähnlich aus wie diejenigen der Urseren- und Garvera-Zone. Allerdings kommen sie oft mit Quarziten vor, was in der Urseren- resp. Garvera-Zone nicht der Fall ist. Es handelt sich um kleine, in die Paragneise eingeschaltete, linsenartige Vorkommen (Länge 0,3 bis 1 m).

NIGGLI (1944) sieht in diesen Gneisen, Schiefen und Phylliten Gesteine, die jünger sind als der «Streifengneis» und lediglich eine geringe Metamorphose erlitten haben. Demzufolge sind sie auf der Karte dem Mittelpaläozoikum zugeordnet worden. ARNOLD (1970, S. 67/68) hingegen ist der Ansicht, dass diese Zone nicht vom südlich daran anschliessenden Kristallin (G_p) abgetrennt werden kann und sehr wahrscheinlich bereits vor der Bildung der migmatitischen Gesteine vorhanden war.

Die beiden Gesteinsserien P_T und P_B sind auf die beiden südlichen Muldenzonen, die Tenelin- und die Borel-Zone, beschränkt. Äquivalente dazu finden sich auch in der Östlichen Giubine-«Serie» sowie in der Tremola-«Serie» am Südrand des Gotthard-«Massivs». Bemerkenswert ist, dass den Quarziten der Borel-Zone entsprechende Gesteine in den nördlicheren Muldenzonen fehlen.

Die Tenelin- und Borel-Zone sind frei von auf den «Streifengneis» zurückgehende Injektionserscheinungen. Dies deutet gemäss HUBER (1943) auf ein post-«Streifengneis»-Alter beider Gesteinszüge hin. In Übereinstimmung damit plädieren MERCOLLI et al. (1994) für ein mittelpaläozoisches Alter.

Spätvariszische Intrusiva (monometamorph)

γ_C Cristallina-Granodiorit

Der Cristallina-Granodiorit repräsentiert einen hellen, mehr oder weniger gleichkörnigen, massigen Granodiorit. Während der alpinen Gebirgsbildung wurde er stark vergneist und verschiefert. Er unterscheidet sich vom Medelser Granit durch das Fehlen grosser Feldspateinsprenglinge, einen etwas geringeren Alkalifeldspatgehalt und einen höheren Gehalt an Biotit. Strukturell zeichnet er sich durch feineres Korn, eine ursprünglich xenomorphe Ausbildung der Alkalifeldspäte und eine tendenziell stärkere Flaserigkeit aus. Es existieren feinkörnigere und grobkörnigere sowie hellere und dunklere Gesteinsvarietäten mit kontinuierlichen Übergängen. Häufig finden sich kleine, dunkle, biotitreiche, schollenartige Einschlüsse.

Der Modalbestand des Cristallina-Granodiorits variiert stark: 0–15% Mikroklin, 5–25% Biotit, 20–40% Plagioklas (Oligoklas–Andesin), 20–40% Quarz sowie zuweilen etwas Hornblende und xenomorpher Kalzit. Akzessorisch vorhanden sind Allanit, Klinozoisit, Apatit, Zirkon, Rutil, Titanit und Opake (MERZ 1989, SCHÖNBÄCHLER-SEILER 1972).

Unter dem Mikroskop kann beobachtet werden, dass der Plagioklas stark zersetzt und oft bis zur Unkenntlichkeit zu einem feinkörnigen Pflaster von Albit, Klinozoisit und Serizit ausgewalzt ist. Stark kataklastisch deformiert sind ausserdem Quarz, Alkalifeldspäte und Biotit.

Die Grenze zwischen dem Medelser Granit und dem Cristallina-Granodiorit ist ziemlich scharf. Dank der strukturellen Unterschiede lassen sich diese Gesteine gut voneinander unterscheiden. Der Cristallina-Granodiorit ist vor dem Medelser Granit intrudiert. Nördlich des Piz Garviel kann beobachtet werden, wie der Medelser Granit mit Apophysen in den Cristallina-Granodiorit hineingreift. Gemäss HUBER (1943) ist der Medelser Granit unmittelbar nach der Intrusion des Cristallina-Granodiorites randlich desselben eingedrungen und kann daher als saure Randfazies des Cristallina-Granodiorites aufgefasst werden.

γ_M Medelser Granit

Der Medelser Granit ist durch seine 2–3 cm grossen, weiss glänzenden Alkalifeldspateinsprenglinge sehr gut von allen übrigen Gneis- und Granitvarietäten zu unterscheiden, selbst wenn er stark verschiefert ist, wie z.B. im Val Rondadura. Der wichtigste Gemengteil ist Quarz (ca. 15–30%), welcher je nach Grad der duktilen Deformation in grossen Körnern, als linsige Pflaster oder als feinkörniges Gemenge bauchig-lappiger Quarze vorkommt.

Die Alkalifeldspäte (10–25%) sind durchwegs perthitisch entmischt und haben häufig eine Umwandlung in Schachbrettalbit erfahren. Die Plagioklase



Fig. 8: Kontakt des Medelser Granits im Val Vtgira. Oben ist der Granit erkennbar, in der Mitte seine aplitische Randfazies und unten der «Streifengneis» (aus HUBER 1943).

(30–40% Oligoklas–Andesin) sind nirgends mehr im frischen Zustand erhalten. Des Weiteren sind Biotit (5–10%), Klinozoisit, Muskovit/Serizit, Kalzit (bis 7%) und akzessorisch Zirkon, Allanit, Titanit, Rutil und Apatit sowie Opake vorhanden.

Die randliche Differentiation in eine aplitische, oft etwa 10 cm mächtige «Schale» (Fig. 8) und der Übergang von Granitapophysen in Aplitgänge zeigen zusammen mit dem hornfelsartigen Kontakt zum «Streifengneis», dass flüssiges, granitisches Magma rasch emporgedrungen und in kalter Umgebung, d. h. in relativ geringer Tiefe, erstarrt ist. Im Val Rondadura sind randlich des Granits Skarnbildungen mit sonnenartig aggregiertem, samtbraunem Cummingtonit und Granat zu beobachten. HUBER (1943) interpretiert diese Skarnbildungen als Produkt der Kontaktmetamorphose, während LAMBERT (1991) sie als normale, regionalmetamorphe Mineralbildungen deutet.

Im Süden grenzt die Intrusion heute längs der subvertikalen Retico-Störung (vgl. Taf. I) an die Sedimente der Scopi-Zone. Im Westen taucht die Intrusion

längs des Val Medel mit einem mehr oder weniger ungestörten Kontakt mit 40–60° nach NW–WNW ab. Für eine detaillierte Beschreibung dieser Kontakte sei auf HUBER (1943) verwiesen.

Der Medelser Granit wie auch der Cristallina-Granodiorit haben eine alpine Metamorphose am Übergang Grünschieferfazies–Amphibolitfazies erlitten.

Der Medelser Granit weist ein U-Pb-Zirkonalter von 303 ± 20 Mio. Jahren auf (GRÜNENFELDER 1963). Die Tatsache, dass in den mesozoischen Sedimenten der Scopi-Zone keinerlei Kontakterscheinungen feststellbar sind, steht in Einklang mit diesem spätvariszischen Alterswert.

PIORA-SCOPI-ZONE

Die Scopi-Zone stellt die Stirn eines parautochthonen bis allochthonen Schichtstapels von hauptsächlich triassischen bis liassischen Gesteinen dar, welcher auf einer geringmächtigen autochthonen Unterlage aus triassischen Gesteinen an das Gotthard-«Massiv» angeschoben wurde (BAUMER 1964). Diese Abfolge umfasst auf dem Atlasblatt im Bereich nördlich des Lukmanierpasses folgende Einheiten: Triasquarzit, karbonatische Trias, Quartenschiefer sowie Gesteine der «Stgir-, Inferno- und Coroi-Serie». Dabei stossen die jüngsten Einheiten dieses Schichtstapels, die Gesteine der «Inferno-Serie» und der «Coroi-Serie», in inverser Lagerung ans gotthardmassivische «Autochthon».

Der Abscherungshorizont zwischen autochthoner und parautochthoner Sedimentbedeckung des Gotthard-«Massivs» kann im vorliegenden Gebiet nicht genau lokalisiert werden. Er dürfte innerhalb der «Stgir-Serie» (Lias) und der Trias verlaufen (Taf. I). Nahe des Nordrands der Scopi-Zone fand entlang der sog. Retico-Störung eine bedeutende Verstellung von bis zu 2000 m statt (BAUMER 1964, ETTER 1987, LAMBERT et al. 1992). Zwischen dieser Störung und dem nördlich davon gelegenen Kristallin ist lokal, meist sehr geringmächtiges, teilweise stark verschupptes «autochthones» Mesozoikum erhalten geblieben.

Die Achse der im Bereich des Lukmanierpasses vorliegenden Synform (Fig. 9) fällt mit ca. 35–40° nach NE ein. Daher wird die Scopi-Zone nach Westen rasch schmaler und endet westlich des Lai Blau-Baches im Val Rondadura. Entsprechend dem Axialgefälle gelangt man von Westen nach Osten in zunehmend jüngere Sedimente, d.h. vom Basisquarzit und der Rauwacke der Trias über sandigen in tonigen Lias.

Die Schichtfolge im Gebiet des Scopi wird aufgrund ihrer parautochthonen Stellung, ihrer Lithologie und ihrer Fossilien (hauptsächlich Belemniten und Crinoiden) dem Süd- bis Ultrahelvetikum zugeordnet. Sie beginnt mit einem dem Kristallin aufliegenden triassischen Basisquarzit und endet mit den eintönigen Tonschiefern der «Coroi-Serie», die ins Aalénien zu stellen sind (BAUMER et al. 1961).



Fig. 9: Zeichnung von H. C. Escher: «Der Scopello oder Scopi am Lukmanier, von seiner Westseite aus dem Sta. Mariathal gezeichnet» (aquarellierte Federzeichnung vom 3. 9. 1819).

Postvariszische Sedimente

(monometamorph, süd- bis ultrahelvetisch)

Pps Grünlicher, konglomeratischer Gneis, Chloritgneis mit Granatporphyroblasten sowie quarzreicher, Muskovit führender Gneis

HUBER (1943) hat auf der Nordseite der Scopi-Mulde, beiderseits des Val Medel, verrucanoähnliche Gesteine beobachtet. Es handelt sich um geringmächtige, grünlich-konglomeratise, verrucanoartige Schichten, welche unmittelbar an den Medelser Granit angrenzen. Sie treten in Gesellschaft mit Chloritgneisen mit Granatporphyroblasten auf und gehen über sehr quarzreiche, muskovitführende Psephitgneise in die überlagernde Trias über. Als Komponenten dieser Metakonglomerate treten ausschliesslich Quarzgerölle auf. Die Mächtigkeit dieser Abfolge beträgt bis zu 10 m. Sie wird mit der helvetischen Mels-Formation korreliert (BAUMER et al. 1961). Die am Nordende der grossen Lukmanierpass-Galerie heute durchgehend aufgeschlossene Abfolge ist stark tektonisiert und schwierig einzuordnen. Ob hier tatsächlich Basissandstein- und Verrucano-Äquivalente vorhanden sind, bleibt fraglich.

t Trias i. Allg.

Im Hangenden der konglomeratischen Gneise folgen weisse und gelbe Dolomite, Zellendolomite und Rauwacken (?Röti-Formation). Bei der Alpe Croce, einige hundert Meter südlich des Atlasblattes Oberalppass, sind ausserdem gelbe Dolomitschiefer, rötliche Dolomite und Dolomitbrekzien vorhanden. Zellendolo-

mit steht hier auch direkt am Seeufer an. Die tektonische Anhäufung und stellenweise intensive Durchbewegung der Dolomite und Rauwacken macht das Aufstellen eines Normalprofils und die korrekte Abschätzung der Mächtigkeiten unmöglich.

Am Nordschenkel der Scopi-Zone ist diese Einheit tektonisch stark reduziert, es liegen meist nur Linsen von Dolomitschiefer vor, welche tektonisch mit dem Liegenden und Hangenden vermenget sind. Die Rauwacke ist im Muldenkern stark angehäuft und zerschert. Sie kann Gips führen, bei dem es sich um feinkörnigen, weissen Alabaster handelt. Teilweise ist auch zuckerkörniger Dolomit vorhanden. Die Zuweisung zur helvetischen Schichtreihe erfolgt aufgrund lithologischer Vergleiche. Fossilien sind darin bis anhin keine gefunden worden.

t_s Gelbe, grüne und graue Serizitschiefer und -phyllite mit dünnen Quarzitlagen (Quarten-Formation)

Die Quartenschiefer sind das petrographisch und faziell mannigfaltigste Schichtglied im Scopi-Mesozoikum. Es handelt sich um eine Wechsellagerung von gelben, grünen und grauen, dolomithaltigen und sehr serizitreichen Schiefern mit dünnen Quarzit- und Dolomitbänken. Die Grenze zwischen Quartenschiefer und Dolomit an der Basis des liegenden Schenkels der Mulde ist ziemlich scharf. Es wird angenommen, dass die Quartenschiefer und die Rauwacken mindestens streckenweise den Abscherungshorizont für das Parautochthon bildeten. Der genaue Aufbau des Muldenkerns ist aber unbekannt. In der Tiefbohrung Sta. Maria (vgl. S. 89) wurden unterhalb der Quartenschiefer nochmals Sandsteine und Schiefer der «Stgir-Serie» angebohrt. Auf der steilstehenden Nordseite des Autochthons ist im Bereich der Retico-Störung eine intensive Vermengung von Serizitphylliten, schneeweissen Schiefern und gelben und grünen Quartenschiefern mit Biotit- und Chloritoidporphyroblasten festzustellen. Die stratigraphische Zuordnung der Quartenschiefer erfolgt aufgrund ihrer Stellung in vollständigen, nicht gestörten Profilen, wo sie zwischen karbonatischer Trias und basalem, durch Fossilien belegtem Lias auftreten.

l_s Gelbe und grünliche Quarzsandsteine und Quarzite, graue Sandkalke, Ton- bis Kalkschiefer («Stgir-Serie»)

Die «Stgir-Serie», benannt nach dem Piz Stgir östlich der Greina, wird in einen basalen, einen unteren und einen oberen Teil gegliedert. Die «Basale Serie» ist lithologisch sehr variabel. Normalerweise besteht sie aus dunkelblaugrauen, kalkfreien Quarziten und schwarzen, siltigen Tonschiefern, die eine Mächtigkeit von 10–15 m aufweisen. Aufgrund lithologischer Ähnlichkeiten mit dem Glarner Helvetikum stellt BAUMER (1964) die «Basale Serie» in das (Rhät-)Hettangien.

Für die «Untere Stgir-Serie» sind Tonschiefer, Kalk-Tonschiefer, Kalke und Dolomitlagen mit bräunlich-gelblichen Verwitterungsfarben sowie Sandkalke und

Quarzite charakteristisch. Ihnen gemeinsam ist die dunkle Färbung, welche durch fein verteilten Graphit zustande kommt. Die kalkreichen Schichten enthalten teilweise Schalenreste, Korallen, Gryphäen, Crinoidenbruchstücke oder auch Ooide. Die Mächtigkeit beträgt über 100 m, doch ist dieses Schichtpaket intern stark verfaltet. BAUMER (1964) parallelisiert die Gesteine der «Unteren Stgir-Serie» aufgrund des lithologischen Charakters mit der «Prodkamm-Serie» des Glarner Lias, die ein früh- bis mittelsinémurisches Alter aufweist.

Die «Obere Stgir-Serie» ist lithologisch gleichförmiger. Es dominieren hellbraun anwitternde Quarzite und grobbankige Sandkalke («Lagensandkalke»). Daneben finden sich dunkelgraue und schwarze Kalkphyllite und -schiefer. Kalkreiche Partien enthalten oft, ähnlich der «Unteren Stgir-Serie», schlecht erhaltene Fossilien. Im Bereich westlich des Scopi sind in die gelblichen Kalke grünliche Quarzite eingeschaltet. Die durchschnittliche Mächtigkeit beträgt 100 m. BAUMER (1964) weist der «Oberen Stgir-Serie» ein ungefähr sinémurisches Alter zu.

S_{In} Dunkle, sandige Tonschiefer mit grauen Kalkbänken («Inferno-Serie»)

Die «Inferno-Serie» besteht aus glimmerig-sandigen Tonschiefern in Wechsellagerung mit Kalkbänken von 5–20 cm Mächtigkeit. Der Übergang zur «Inferno-Serie» ist verbunden mit einem markanten Farbwechsel von hellbraun-grünlichen zu dunkelgrauen bis schwarzen Farben. Die «Inferno-Serie» (benannt nach dem Val d'Inferno nördlich der Alpe di Boverina) lässt sich in eine untere, mittlere und obere Schichtfolge unterteilen (BAUMER et al. 1961, BAUMER 1964). Die untere Folge besteht aus graublauen, kalkigen Zoisit-Albit-Knotenschiefern mit eingelagerten Kalkbänkchen, welche nach oben in eine Wechsellagerung mit dunkelgraublauen Kalkschiefern übergeht. Als Fossilien kommen kleine Belemniten vor. Die mittlere Folge zeigt kaum noch Kalkbänkchen, die Serie vermergelt. Die Schiefer sind sehr pyritreich und enthalten grosse Belemniten. Die obere Folge beginnt mit 50 m kalkigen Zoisit-Albit-Knotenschiefern mit Kalklinsen, gefolgt von ca. 12 m Zoisitschiefern mit Crinoidenkalkbänkelein. Die Schiefer in den oberen 110 bis 115 m sind praktisch kalkfrei. Fossilien und fazielle Ausbildung der «Inferno-Serie» legen ein mittel- bis oberliassisches Alter nahe. Eine Parallelisierung mit dem Glarner Helvetikum ist wegen der stark unterschiedlichen Fazies nicht statthaft.

S_{Co} Schwarze Tonschiefer («Coroi-Serie»)

Die «Coroi-Serie» (benannt nach dem Pizzo Coroi südöstlich des Passo della Greina) besteht aus einer monotonen Serie schwarzer, siltiger Tonschiefer. Die Abgrenzung zur liegenden «Inferno-Serie» ist unscharf und durch das Einsetzen kalkfreier Schiefer gegeben. Die dunkle Farbe stammt vom bemerkenswert hohen Pyritanteil und organischer Substanz. Diese Tonschiefer erscheinen am Westhang

des Scopi auf ca. 2200 m ü. M. und bilden dessen Gipfel. Sie können bis 600 m mächtig sein, doch kann nicht entschieden werden, inwieweit dies durch tektonische Repetition bedingt ist. Die Ähnlichkeit zu den Dachschiefern bei Ausserbinn, zum Aalénien der «Zone des Cols» und zu den Opalinusschiefern des Helvetikums veranlassten BAUMER (1964), die «Coroi-Serie» ins Aalénien zu stellen.

GANGGESTEINE

Das Erkennen und die Bestimmung der Gänge im Feld ist nicht immer leicht. Häufig sind sie stark verschiefert und können dann, besonders bei konkordanter Lagerung, leicht übersehen oder für Schiefereinlagerungen gehalten werden. Das Ganginventar konnte nur schematisch dargestellt werden und weist, insbesondere wegen der geringen Grösse/Ausdehnung vieler Gänge, lokal erhebliche Lücken auf. Zudem muss wegen der Übertragung aus den mehrheitlich über 60-jährigen Kartenoriginalen mit kleineren und grösseren Fehlern bei der Lokalisierung gerechnet werden.

Saure und intermediäre Gänge

Ap Aplite

Die Aplite, die zur Ganggefolgschaft des Medelser Granits und des Cristallina-Granodiorits gehören, sind meist nur geringmächtig. Sie sind im Granodiorit etwas häufiger anzutreffen als im Granit. Im Handstück weisen die Aplite ein ziemlich einheitliches, mittelgrobes Korn auf. Randlich können sie auch porphyrartig ausgebildet sein. Am Rand der Intrusiva sind sie oft stark verzweigt, gewunden oder stockförmig-linsig.

Unter dem Mikroskop sind als Hauptgemengteile Quarz, Alkalifeldspat, Plagioklas und Muskovit und als Nebengemengteile Klnozoisit, Serizit, Biotit und Chlorit erkennbar.

Zone mit gehäuftten Apliten bzw. aplitischen Apophysen

Im Kristallin des Tavetscher Zwischenmassivs und des Gotthard-«Massivs» sind nur wenige Aplite kartiert worden und im Permokarbon fehlen sie vollständig. Im Gegensatz dazu ist der Bereich des Aar-Massivs im vorliegenden Kartiergebiet von Aplitgängen mehr oder weniger intensiv durchschwärmt, wobei sie südlich des Giuv-Syenits sehr oft, nördlich davon seltener vorkommen. Gangfreie Partien sind die Ausnahme. Deshalb wurde hier auf eine Einzeldarstellung der Aplite verzichtet. Sehr aplitreiche Zonen sind jedoch durch eine spezielle Signatur kenntlich gemacht. Die Mächtigkeit der Gänge beträgt im Mittel 5–50 cm, vereinzelt treten Gänge von bis zu 10 m Mächtigkeit auf. Gegen das Nebengestein sind

die Aplite oft durch einen schmalen Serizitfilz oder Chloritbelag abgegrenzt. Es sind mindestens drei im Alter verschiedene Aplittypen zu unterscheiden. Als älteste Generation sind Aplite aufzuführen, die, vom Granit oder Granitgneis ausgehend, den Giuv-Syenit oder die Schollengesteine als Apophysen durchadern. Sie sind zweifellos älter als die Lamprophyrgänge (s. S. 54), denn sie werden von letzteren durchschlagen. Diese apophysenförmigen Aplite sind oft von gradlinig verlaufenden, etwas feinkörnigeren Apliten durchsetzt, die ebenfalls durch Lamprophyrgänge unterbrochen sein können. Schliesslich ist noch eine weitere, noch feinkörnigere Varietät zu nennen, die ihrerseits die Lamprophyrgänge durchsetzt, also jünger als diese ist.

Der Mineralbestand der Aplite ist sowohl qualitativ als auch quantitativ sehr einförmig. Quarz und Feldspat (Plagioklas, Orthoklas) bilden zusammen den Hauptmineralbestand. Als Nebengemengteile sind Granat, Muskovit, Biotit und Beryll zu nennen.

Altersbestimmungen an aarmassivischen Apliten östlich des Kartenblattes zeigen durch spätere thermische Einwirkungen verjüngte Rb-Sr-Gesamtgesteinsalter von 250 Mio. Jahren (MARQUER 1987, SCHALTEGGER 1990).

Q Quarzgang

Im Tavetscher Zwischenmassiv sind Quarzgänge wesentlich häufiger als im Gotthard-«Massiv». Sie finden sich besonders häufig entlang von Störzonen. Wegen ihrer geringen Mächtigkeit (< 3 m) wurden sie aber auf der Karte nicht verzeichnet. Sie führen zuweilen Bleiglanz, Pyrrhotin, Pyrit, Antimonit und Gold.

Im Gotthard-«Massiv» beschreibt NIGGLI (1944) einen besonders schön ausgebildeten Quarzgang am Cavradi-Südostgrat (Koord. 696.780/165.210, nicht in der Karte eingetragen), der eine Breite von 3–4 m und eine Länge von 30 m aufweist. Weitere solche Gänge kommen z.B. unterhalb des Maighels-Gletschers vor. Die Unterscheidung von quarzreichen Pegmatiten ist nicht immer eindeutig. So sind am Rossbodenstock Gänge vorhanden, welche zu 98–100% aus Quarz, der eine blaugraue Pigmentierung zeigt, bestehen. NIGGLI (1948) bezeichnet diese Quarzgänge deshalb als «Silexitpegmatite». Sie sind älter als die Lamprophyre, aber mit Sicherheit wesentlich jünger als die echten Pegmatite und dürften ein jungvariszisches Alter aufweisen. Daneben existieren aber zahlreiche Quarzadern und -knauer, die während der alpinen Gebirgsbildung gebildet worden sind.

Pg Pegmatit

Innerhalb des vorliegenden Bereichs am Südrand des Aar-Massivs sind eigentliche Pegmatite nur spärlich vorhanden. In den meisten Fällen handelt es sich um aplitische bis pegmatitische Adern und um pegmatoide Massen in den Schollenzonen. Die Korngrösse schwankt beträchtlich. Bei den sehr grobkörnigen Varietäten handelt es sich meist um schlierig-grobptygmatische Massen.

Die Pegmatite des Tavetscher Zwischenmassivs und des Gotthard-«Massivs» können, wie z.B. am Rossbodenstock, bis 30 m mächtig sein. Von den teils diskordanten, teils konkordanten Gängen strahlen häufig schmale Adern ins Nebengestein aus. Als Hauptgemengteile wurden Quarz, Alkalifeldspat, Plagioklas (Albit und Oligoklas) und Muskovit beobachtet. Akzessorisch kommen Kalzit, Erz, Chlorit, Granat, Apatit, Zirkon, Turmalin und Serizit vor. Das Mengenverhältnis der Komponenten ist jedoch stark wechselnd, so dass im Einzelnen eine grosse Variabilität resultiert. Besonders erwähnenswert sind Granatpegmatite mit hell- bis braunroten, bis 1 cm grossen Granatkristallen in der Gipfelregion des Piz Cavradi und bei der Staumauer Curnera sowie die Pegmatite im Gebiet des Rossbodenstocks, die sich durch schwarzblaue Oligoklase auszeichnen. In den jungpaläozoischen Metasedimenten der Garvera-Zone am Nordrand des Gotthard-«Massivs» sind keine Pegmatite vorhanden.

Pg, Turmalinpegmatit

Turmalinpegmatite mit prachtvollen, bis 12 cm grossen, schwarzen Turmalinkristallen sind in den Garvers da Nual sowie am Piz Cavradi häufig. Solche mit Turmalinsonnen wurden westlich des Badus gefunden. Speziell erwähnenswert ist ferner ein östlich des Stausees Nalps (Koord. 701.900/164.500) von ARNOLD (1970) gefundener, Uraninit (Pechblende) führender Turmalinpegmatit.

Zone mit gehäuftten Pegmatiten (z.T. jungpaläozoisch)

Im Tavetscher Zwischenmassiv und am Nordrand des Gotthard-«Massivs» liegen lokal ganz ungewöhnliche Anreicherungen von Pegmatiten vor. Das Anstehende ist stellenweise so stark netzartig von Pegmatiten durchschwärmt, dass die Gneise nur noch als Schollen erhalten sind. Die auf der Karte beim Lüftungsschacht (Koord. 702.130/168.800) des Zwischenangriffes Sedrun des Gotthard-Basistunnels eingezeichnete Pegmatitzone wurde auch im Basistunnel angetroffen, allerdings weniger ausgeprägt. Die einzelnen Gänge verlaufen diskordant zur Stoffbänderung und vermutlich auch diskordant zur präalpinen Schieferung der Gneise. In den Phyllit- und Kataklasitzonen des stark tektonisierten nördlichen Teils des Tavetscher Zwischenmassivs sind die Pegmatite von den alpinen Deformationen zerrissen und teilweise stark zerbrochen worden (GUNTLI 2006).

Ein aus dem Tavetscher Zwischenmassiv stammender Muskovitpegmatit (Koord. 702.150/168.800) wurde von JÄGER et al. (1961) mit 295 ± 14 Mio. Jahren datiert (Rb-Sr-Muskovitalter) und ein von ARNOLD & JÄGER (1965) im Druckstollen Nalps-Curnera innerhalb des Gotthard-«Massivs» beprobter Pegmatit lieferte ein Rb-Sr-Muskovitalter von 365 ± 21 Mio. Jahre. Dies deutet darauf hin, dass verschieden alte, präalpine Pegmatitgenerationen existieren.

Dies stimmt mit den Beobachtungen von NIGGLI (1948) überein, der die Altersabfolge der im Gebiet des Rossbodenstockes vorhandenen Gneise, Gänge und Quarzdioritstöcke detailliert untersucht hat. Er kommt zum Schluss, dass die echten Pegmatite älter als die quarzdioritischen Intrusionen (8) sind. Da letztere den spätvariszischen Intrusionen (Rotondo-Granit, Medelser Granit, Cristallina-Granodiorit) gleichgesetzt werden können, müssen sie vor Ende Karbon eingedrungen sein. Zu dieser Interpretation passt, dass Pegmatite, die eindeutig zur Ganggefolgschaft des Medelser Granits und des Cristallina-Granodiorits zu rechnen sind, fehlen. Auch in den jungpaläozoischen Paragesteinen der Garvera-Zone sind keine Pegmatite vorhanden. Zudem durchsetzt die variszische Schieferung vielerorts sowohl die Pegmatite als auch die umgebenden Gneise.

π_{γ} **Mikrogranit**

Der einzige auf der vorliegenden Karte im Aar-Massiv dargestellte Mikrogranit findet sich bei Koord. 692.300/169.520. Ähnliche, aber stets nur geringmächtige und deshalb nicht kartierte Gänge finden sich vor allem im Giuv-Syenit, im porphyartigen Zentralen Aare-Granit und in den stark verschieferten Südlichen Granitgneisen. Es handelt sich um Mikrogranit-Gänge mit porphyrischer Struktur («Granitporphyre»). Sie verlaufen meist parallel zum allgemeinen Streichen und weisen eine sehr uneinheitliche Zusammensetzung auf, da Art und Anzahl der Einsprenglinge von Gang zu Gang stark variieren. Die Grundmasse wird durch ein Gemisch aus Plagioklas und Orthoklas mit Korngrößen von 0,02 bis 0,2 mm gebildet. Nur sehr untergeordnet sind Quarz und Biotit vertreten. Die Feldspäte sind häufig zu Serizit-Klinozoisit und Kalzit zersetzt. Als häufigster Einsprengling tritt Plagioklas auf (HUBER 1948).

Im Gotthard-«Massiv» ist ein nordöstlich des Gletscher da Maighels (Koord. 696.950/160.650) gelegener «Quarzporphyrgang» zu erwähnen (HUBER 1943: Fig. 13).

$\pi\delta_q$ **Mikroquarzdiorit**

Mikroquarzdiorite («Quarzporphyrite / Porphyrite») sind im Gotthard-«Massiv» relativ selten anzutreffen. Ein Vorkommen befindet sich südöstlich des Tuma-sees. Im Handstück ist dieses Gestein graugelb gesprenkelt, feinsporphyrisch und deutlich vergneist. Unter dem Mikroskop zeigt sich eine Matrix aus Albit, Quarz und Biotit mit Epidot- und Albit-Einsprenglingen.

Weitere Vorkommen sind in den «Streifengneisen» im hinteren Unteralpreusstal, im Val Nalps (Koord. 699.950/160.900) sowie im oberen Val Ruinas (Val Draus in HUBER 1943) beobachtet worden. Letzteres ist wegen seiner geringen Ausdehnung nicht dargestellt worden.

π₈ Mikrodiorit

Die im Aar-Massiv als Mikrodiorite («Dioritporphyrite») ausgeschiedenen Gänge ähneln den Lamprophyren (s. unten). Im Gegensatz zu diesen sind sie aber grobkörniger und besitzen bereits makroskopisch erkennbare Hornblende-einsprenglinge bzw. Biotitpseudomorphosen nach Hornblende. Sie sind grünlich gefärbt und stets mehr oder weniger schiefrig. Die durchwegs sehr steil einfallenden Gänge folgen der generellen Streichrichtung des Massivs und lassen sich über erstaunlich grosse Distanzen in einer geraden Linie verfolgen.

Im Tavetscher Zwischenmassiv und im Gotthard-«Massiv» wurden die «Dioritporphyrite» den Lamprophyren zugeordnet (vgl. NIGGLI 1944: S. 109 ff.).

Basische Gänge

L Lamprophyr

Die Lamprophyre stellen graue bis graugrüne, feinkörnige, dichte Gänge dar. Sie besitzen manchmal auf den Schieferungsflächen längliche (bis 2 cm) grüne Flecken und fallen im Schutt unter den viel dunkleren Gneisen sofort auf. Die Randpartien der Lamprophyre sind oft extrem verschiefert und kalzitreich, mürbe und bröckelig. Die meisten dieser Gänge streichen NW–SE und stehen nahezu senkrecht.

Unter dem Mikroskop sind Plagioklas (Albit), Quarz, Chlorit, Serizit, Kalzit, Titanit, hellbrauner Biotit, Turmalin und Erz erkennbar. Die Flecken einiger Gänge entpuppten sich als Aggregate von Chlorit, Erz und Titanit und repräsentieren wohl umkristallisierte Einsprenglinge. Basischere Varietäten (Spessartite, Kersantite) weisen Hornblende oder aus Hornblende hervorgegangenen Biotit als Einsprenglinge auf.

Da die Häufigkeit der basischen Gänge lokal stark verschieden ist, ist nicht jeder Gang einzeln eingetragen. Eine einzelne Signatur kann daher sowohl einen Gangschwarm als auch einen einzelnen, mächtigeren Gang repräsentieren. Die Lamprophyre sind im Gotthard- und Aar-Massiv recht häufig und in der Gipfelregion des Piz Máler besonders zahlreich. Angaben zu Lamprophyren im Tavetscher Zwischenmassiv sind dagegen sehr spärlich. Radiometrische Altersbestimmungen liegen keine vor.

Die Lamprophyre wurden von den älteren Autoren zur Ganggefolgschaft der spätvariszischen Granitintrusionen gezählt. OBERHÄNSLI (1986) dagegen sieht in den Lamprophyren das Schmelzprodukt von subduzierter ozeanischer Kruste und überlagerndem Mantelmaterial und schliesst eine Verwandtschaft zu den variszischen Granitkörpern aus.

QUARTÄR

Pleistozän

q_{4m} Letzteiszeitliche Moräne

Die heutige Morphologie wurde geprägt durch die eiszeitliche Hauptvergletscherung des Vorderrheintales sowie anschliessend, nach der Auflösung des inneralpinen Eisstromnetzes, durch die einzelnen Lokalgletscher, welche Kare, Moränenwälle, Gletscherschliffe und überschliffene Gipfelkuppen zurückliessen. Die quartären Bildungen sind vor allem nach morphologischen Kriterien kartiert worden. Neuere Arbeiten haben zusätzlich absolute Datierungen des Geschehens ermöglicht.

Die letzteiszeitliche Moränenbedeckung, welche in spätglazialer Zeit zur Ablagerung kam, weist meist Vegetationsbewuchs auf. Die morphologischen Formen sind weich und rund. Die starke seitliche Zuschüttung durch Schuttfächer (z.B. im Unteralpreusstal) erschwert eine vollständige Erfassung der spätglazialen Moränendecke.

Während der ausklingenden letzten Eiszeit ist der Curnera-Gletscher, zusammen mit einem Teillappen des Maighels-Gletschers, der durch das Val Platta abgeflossen ist, nochmals bis auf die Höhe von Selva vorgestossen und hinterliess südöstlich von Tschamut einige endnahe Ufermoränenreste (= Seitenmoränen, die früheren, heute vom Eis verlassenen Gletscherständen entsprechen). Gleichzeitig floss ein zweiter Teillappen des Maighels-Gletschers westlich des Piz Cavadra nach Norden ins Tal des Rein da Tuma und stirnte bei Plaun Pardatsch und nördlich von Tgatlens. Weitere Reste dieser von RENNER (1982) als Selva-Plaun Pardatsch-Stadium bezeichneten Randlage finden sich ausgangs des Val Val, unweit von Petgas.

Eine ¹⁴C-Datierung im Moor «Plidutscha» (Koord. 695.050/165.650) ergab ein konventionelles Alter von 10 325 ± 130 Jahren BP. Die dazugehörige Randlage weist somit mindestens Egesen-Alter auf. Gemäss der Interpretation von RENNER (1982) ist sie am ehesten dem Daun-Stadium zuzuordnen.

Moränenwall

Als Moränenwälle der letzten Eiszeit sind diejenigen Wälle eingestuft worden, die ausserhalb der subrezent bis rezenten Randlagen liegen und die nicht ausreichend sicher dem Egesen-Stadium zugewiesen werden konnten.

q_{5m} Lokalmoräne (?Egesen-Stadium)

Während des letzten spätglazialen Stadiums reichte der westliche Teillappen des Maighels-Gletschers noch knapp über den Lai Urlaun hinaus, wo er

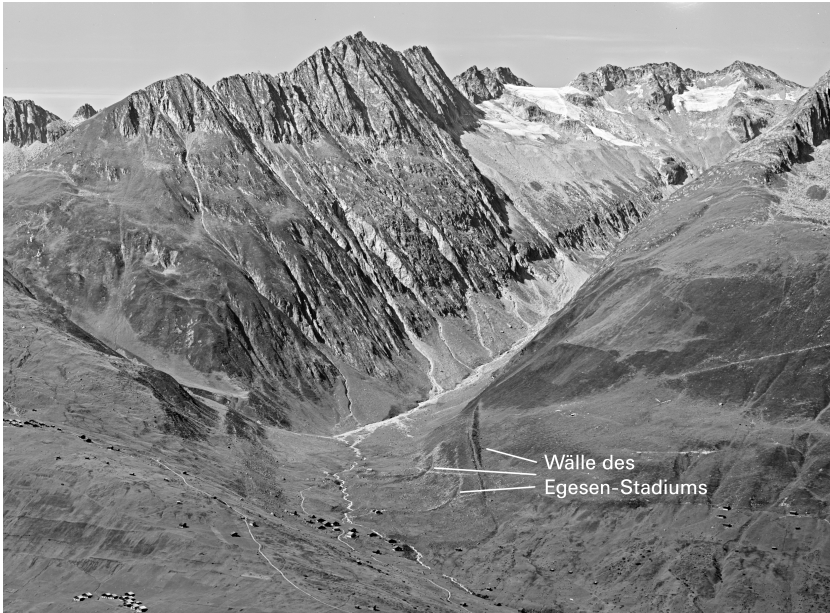


Fig. 10: Moränenwälle des Egesen-Stadiums ausgangs des Val Giuv (Foto Landestopografie aus dem Jahr 1934).

mehrere Moränen abgelagerte (Lai da Maighels-Stadium von RENNER 1982). Die Haupteismassen flossen jedoch, wie im Daun-Stadium, durch das Val Platta gegen den heutigen Lai da Curnera ab und vereinigten sich dort mit dem Curnera-Gletscher.

Eine bei Koord. 695.500/164.500 entnommene Torfprobe lieferte ein konventionelles ^{14}C -Alter von 8925 ± 125 Jahren BP, welches als Mindestalter für das Lai da Maighels-Stadium betrachtet werden kann. Die in den Ostalpen, insbesondere in den Bündner Alpen beobachteten Stadien wurden von MAISCH (1981) neu zusammengestellt und gegliedert. Aufgrund dieser Gliederung sowie der erwähnten Datierung kann das Lai da Maighels-Stadium dem Egesen-Stadium (Hauptvorstossphase der jüngeren Dryaszeit) zugewiesen werden. Am schönsten sichtbar ist dieses aus mehreren Endmoränenwällen aufgebaute Stadium ausgangs des Val Giuv (Fig. 10).

Moränenwall

Die Moränenwälle des Egesen-Stadiums sind – im Gegensatz zu den rezenten und subrezentem Wällen – durch eine fortgeschrittene Bodenbildung gekennzeichnet. Sie sind im Felde und auf den Luftfotos jedoch noch gut auszumachen und erlauben es, die zugehörigen Endlagen einwandfrei zu fixieren. Ältere, noch weiter talauswärts liegende Wälle sind dagegen nur noch bruchstückhaft erhalten geblieben.

Fossiler Blockgletscher

Bei Blockgletschern bzw. -strömen handelt es sich um Akkumulationen von Blockschutt in Form charakteristischer Zungen und Loben. Die Bewegung dieser Schuttmassen wird durch Eis in den Zwischenräumen der Blöcke ermöglicht. In Oberflächennähe ist das Eis meist ausgeschmolzen. Fossile Blockgletscher weisen kein Eis mehr auf und die Blockmassen bewegen sich nicht mehr. Die ursprünglichen Vollformen sind zusammengebrochen, die Böschungen ausgeflacht und die Oberfläche ist bewachsen.

Holozän

q_{rm} Subrezente bis rezente Moräne

Die rezenten bis subrezentem Moränen der heutigen Gletscher sind gekennzeichnet durch frische, gut erhaltene Wälle mit scharfen Kämmen und steilen Böschungen. Sie sind weitgehend unbewachsen und umfassen sowohl den Hochstand, der in der Kleinen Eiszeit um 1850 erreicht wurde, als auch die aktuellen Moränen. Ihre Umgrenzung wurde anhand von Luftfotos und des aus dem Jahre 1872 stammenden Blatt «Six Madun» des Siegfried-Atlas vorgenommen und anschliessend mit den Arbeiten von FRIES (1977) und RENNER (1982) abgeglichen.

Diese Autoren haben im Vorfeld des Maighelser Gletschers bei Koord. 695.825/163.300 und Koord. 695.500/161.500 fossile Böden aufgegraben und daran ¹⁴C-Datierungen ausgeführt. Diese ergaben Alter von 5345 ± 80 Jahren BP bzw. 1880 ± 85 Jahren BP. Eine weitere, im Moor bei Koord. 695.750/163.300 gewonnene Torfprobe ergab ein Alter von 6045 ± 90 Jahren BP. Die Alter nehmen also von Norden nach Süden ab. Da zwischen dem Stand von 1850 und dem Egesen-Stadium markante Endmoränenkränze fehlen, scheint es wahrscheinlich, dass der Gletscherhochstand von 1850 seit dem Rückzug der Gletscher vom Egesen-Stadium nicht mehr wesentlich überschritten wurde. Die auf der Karte eingetragene Eisausdehnung entspricht den Verhältnissen im Jahr 2003. Zusätzlich dazu wurde auch noch der Stand von 1959 eingetragen, der dem topografischen Atlas der Landestopografie entnommen wurde.

Der Flächenverlust der Gletscher seit 1857 ist erheblich. Zwischen 1857 und 1973 betrug er für den südlichen Maighels-Gletscher 58 %, für den nördlichen 54 % (FRIES 1977). Das Moränengebiet bei Koord. 699.000/163.500 stellt ein Kar dar, dessen Gletscher seit 1850 vollständig weggeschmolzen ist.

Rezenter Blockgletscher

Bei den rezenten Blockgletschern sind, im Gegensatz zu ihren fossilen Pendanten, die Zwischenräume der Blöcke von Eis erfüllt. Der Gletscher fliesst mit messbarer Geschwindigkeit hangabwärts und weist steile Seiten- und Stirnböschungen auf. Das Vorhandensein von rezenten Blockgletschern dient als Indikator für die Existenz von Permafrost (vgl. BAFU 2005).

Als Beispiele rezenter Blockgletscher seien die nordöstlich des Piz Cavradi zu beobachtende Schuttzunge, die bereits in JÄCKLI (1957) Erwähnung fand, sowie die Blockgletscher nördlich des Pizzo Barbarera und NNW des Piz Máler erwähnt.

Hakenwurf

Hakenwurf entsteht durch die Wirkung der Schwerkraft in der oberflächen-nahen Verwitterungszone steil stehender Schichten. Ganze Hänge können infolge des Abknickens der Schichtköpfe instabil werden. Auf dem Kartenblatt ist Hakenwurf vor allem nördlich von Selva und im Uaul Surrein (nördlich von Stavel Sut il Tgom) zu beobachten. Oft sind Hakenwurf und Sackungsphänomene kombiniert und nicht unterscheidbar, so im Riental (NW-Ecke des Atlasblattes) und nördlich von Alp Pazzola.

Sackungsmasse

Grosse Sackungsgebiete finden sich auf der Alp Rossboden, am Cuolm Val westlich von Dieni, am Piz Cavradi (Gipfelpartie und Südflanke), im Riental und bei Plaun Pardatsch am östlichen Blattrand.

Bei der Einmündung des Rein da Maighels in den Lai da Curnera findet sich am westlichen Ufer des Stausees ein grösseres, versacktes Moränenpaket.

Rutschmasse

Eine kleine aktive Rutschung findet sich südlich von Plaun Palits im Val Curnera. Erwähnenswert ist auch der sehr wahrscheinlich nur noch schwach aktive Akkumulationskegel, der südlich La Val ins Val Gierm hinausragt. Zwei weitere Rutschungen sind nördlich davon in der Moränendecke gelegen.

Im Rahmen des Ausbaus der Lukmanier-Passstrasse wurden beim Bau der Lawinengalerie längs des Stausees grössere Rutschungen in den Schutthalden und Moränenablagerungen festgestellt, welche anscheinend bereits vor dem Anschneiden durch den Strassenbau in Bewegung waren (VON MOOS 1963). Als Gleitflä-

chen dienten vermutlich die glatten, vom Gletscher geschliffenen und geschrammten Oberflächen, welche nicht nur im Fels, sondern auch auf verfestigtem Hangschutt zu beobachten waren. Für den Bau der Lawinengalerie wurden die instabilen Schuttmassen grösstenteils entfernt, sie sind deshalb auf dem Kartenblatt nicht dargestellt.

Fels- bzw. Bergsturzablagerung

An zahlreichen Orten finden sich unterhalb der steilen Felswände innerhalb des Hangschutts grössere und kleinere Sturzblöcke. Spuren von grösseren Sturzereignissen sind im vorliegenden Gebiet aber selten. An der Westflanke des Badus ist um die Jahrhundertwende eine grössere Felsmasse niedergestürzt (AMBÜHL 1929) und auch die beim Tomasee lagernden Blöcke dürften ein bedeutenderes Sturzereignis repräsentieren.

Blockgirlande

Diese Ablagerungen (engl. «protalus ramparts») entstehen oft am unteren Ende von Schneeflecken oder Firnfeldern. Die Materialzufuhr erfolgt durch Steinerschlag und Lawinen. Das Material stürzt auf den Schnee und wird durch gravitative Prozesse über diesen hinweg transportiert und sammelt sich am Hangfuss. Bildet sich nun in diesem akkumulierten, oft grobblockigen Material Permafrost, so kriecht der Schutt talwärts und bildet girlandenförmige Wälle. Nach HÄBERLI (1985) verkörpern die Blockgirlanden embryonale Blockgletscher. Typische Blockgirlanden finden sich z.B. ca. 1 km südlich des Oberalppasses bei «Plauncas Cuflegl» oder nordwestlich des Lago di Froda (bei ca. Koord. 693.800/159.400).

Trockenschuttkegel; Hangschutt, z.T. vermischt mit Blockschutt

Die Komponenten des Hangschuttes sind, je nach Liefergestein, sehr unterschiedlich ausgebildet. Sie können z.T. sehr grobblockig sein, wie z.B. im Gebiet des Zentralen Aare-Granits. Weitere Beispiele finden sich bei Sogn Gagl an der Lukmanierstrasse, südlich des Stavel da Maighels und längs des Val Platta. Die Trockenschuttkegel lassen sich im vorliegenden Gebiet jedoch nicht immer eindeutig vom flächigen Hangschutt abtrennen.

Gemischter Schuttkegel

Die gemischten Schuttkegel bestehen sowohl aus Bach- und Hangschutt als auch – wie die Murggangrinnen belegen – aus Murgangschutt. Sie weisen eine deutlich gewölbte bis kegelförmige Morphologie auf. Sie bildeten sich am Ausgang von Felsrunsen und Tobeln, die höchstens vorübergehend Wasser führen sowie unterhalb von Felswänden mit häufigem Steinerschlag. Lokal bestehen sie zu grossen Teilen aus Lawinenschutt.

Bachschuttkegel

Bachschuttkegel wurden dort ausgeschieden, wo im Bereich von Bächen und Gerinnen, die praktisch das ganze Jahr hindurch Wasser führen, kleinere und grössere, kegelförmige Schuttablagerungen entstanden sind. Grössere, fächerförmige Bachschuttkegel finden sich vor allem in den unteren Bereichen des Unteralpreusstales, des Val Nalps und im Val Medel.

Murgangrinne

An zahlreichen Stellen der steilen Tal- und Bergflanken sind Murgänge niedergegangen und haben markant eingetiefte Abflussrinnen hinterlassen. Diese Rinnen besitzen häufig charakteristische Seitenwälle. Schöne Beispiele finden sich an der östlichen Flanke des Unteralpreusstales, auf der Südseite des Bornengo-Passes, auf der Westseite des Rossbodenstocks und in der Nordwestflanke des Piz Cavradi.

Sumpf, Moor

Kleinere und grössere Sumpf- und Moorflächen sind im vorliegenden Gebiet weit verbreitet. Sie haben sich meist über verschwemmtem Moränenmaterial gebildet. Auf der Karte sind nur die bedeutenderen Flächen dargestellt. Darunter finden sich auch mehrere geschützte Hoch- und Flachmoore von nationaler Bedeutung (Amt für Umwelt Graubünden 2007b). Als Beispiele seien das in der Nordostecke des Blattes gelegene Hochmoor Palius (Val Mutschnengia) sowie die Flachmoore am Ausgang des Val Val, bei Plidutscha (Koord. 695/166) und bei der Stavel da Maighels erwähnt.

Auf der Oberalp sind einige der Torflager abgebaut worden, so z.B. das Vorkommen zwischen Schöni und dem Oberalpsee (AMBÜHL 1929). Die ergiebigsten Vorkommen befanden sich am Oberalppass selbst. An einigen Stellen mass die abgetragene Schicht gegen 3 m. Beim Bau der Furka-Oberalpbahn 1912 kamen auf dem Oberalppass grosse Baumstämme zum Vorschein. Auch beim späteren Abbau des Torfes wurde wiederholt gut erhaltenes Holz aus dem Torf geborgen und als Heizmaterial verwendet. Die Datierung eines bei ca. Koord. 694.300/168.600 gefundenen Arvenstamms ergab ein ^{14}C -Alter von 7110 ± 80 Jahren BP (RENNER 1982). Ein von LÜDI (1954) im gleichen Moor aufgenommenes Pollendiagramm zeigt einen massiven Waldrückgang während der Torfbildung, die auf eine vorübergehende Klimaabkühlung während des Atlantikums (= 5000–8000 J. BP) zurückgeführt wird.

q_a Rezente Alluvion

Die vorliegenden Alluvionen bestehen vor allem aus Verlandungssedimenten. Ihre kleine Ausdehnung, z.B. im Val Curnera, weist auf eine geringe flu-

viale Abtragsleistung in den Einzugsgebieten hin. Die Gründe dafür sind zum einen in der guten Durchlässigkeit des Schuttes zu suchen, die ein rasches Versickern des Wassers bewirkt, zum andern in dessen Grobblockigkeit, da kleine Bäche die Blöcke nicht bewegen können.

Künstliche Ablagerung, Aufschüttung

Die künstlichen Aufschüttungen des vorliegenden Gebietes sind vor allem in Zusammenhang mit dem Bau der Stauseen Curnera, Nalps und Sontga Maria entstanden.

STRUKTURGEOLOGIE

Einführung

Die Art und Weise, wie Gesteine unter tektonischen Spannungen deformiert werden, hängt stark von den Druck- und Temperaturbedingungen ab. Weitere wichtige Einflussfaktoren sind die Deformationsgeschwindigkeit, die mineralogische Zusammensetzung und der Wassergehalt des Gesteins.

Unter hohen Temperaturen wird das Gestein plastisch (= duktil) deformiert. Drucklösung, plastische Deformation von Mineralen, dynamische Rekristallisation, Gleiten an den Korngrenzen und Verzwillingung sind dabei typische Deformationsmechanismen im Mikrobereich. Die augenfälligste Auswirkung der duktilen Verformung, in Kombination mit Mineralrekristallisation und eventueller Mineralneubildung, ist die Bildung von Schieferungsflächen, welche durch Längung und Plättung bestimmter Minerale parallel zur Schieferungsfläche sowie durch Mineralneubildung vor allem von Schichtsilikaten wie Muskovit und Biotit zustande kommt. Bei der intensiven Deformation innerhalb von in ihrer Mächtigkeit begrenzten Scherzonen kommt es oft zur Ausbildung von Myloniten mit feinkörnig rekristallisiertem Material. Ausserdem werden Falten in unterschiedlichster Grössenordnung gebildet.

Sinken die Temperaturen in quarzreichen Gesteinen unter 350–300°C, wird die Deformation zunehmend bruchhaft. Nicht alle Minerale reagieren dabei unter vergleichbaren Bedingungen gleich (SCHMID 1982, SUPPE 1985). Manche verformen sich bereits bruchhaft, während andere sich noch duktil verhalten. Bruchhafte (= spröde) Deformation äussert sich in der Bildung von Rissen, welche die Mineralkörner durchsetzen, oder entlang von Korngrenzen verlaufen. Sie führt im Allgemeinen zu einer Korngrössenverkleinerung bis hin zu Störungsletten mit sandig-tonigem Lockermaterial. Drucklösung, Mineralumwandlungen sowie die Ausfällung sekundärer Mineralien in Porenräumen und Rissen sind häufig.

Bei schwacher Spröddeformation liegen meist von Rissen durchzogene Gesteine (Kataklasite) vor, deren ursprüngliche Textur oft noch erkennbar ist. Bei stärkerer Deformation bilden sich zuerst entlang von Bruchflächen mit hohen Verschiebungsbeträgen dünne Bänder von feinkörnigem Material (Kakirite, fault gouge), aus denen dann bei fortschreitender Deformation breitere, zusammenhängende Störungszonen entstehen können. Solche Störungszonen folgen oft älteren Strukturelementen, z.B. älteren duktilen Scherzonen.

Die Klüftung stellt ebenfalls eine Spröddeformation dar. Entlang von Klüften treten jedoch definitionsgemäss keine wesentlichen Bewegungen auf.

Präalpine Schieferung und Faltung

Das Gotthard-«Massiv» zeigt in grösserer Entfernung zur alpin eingefalteten Urseren- und Garvera-Zone einen von der alpinen Gebirgsbildung nur wenig veränderten variszischen Bau. Gemäss ARNOLD (1970) lassen sich im vorliegenden Gebiet die folgenden Elemente und Zusammenhänge erkennen: Die primären Sedimentstrukturen in den Kalksilikatfels-Einschlüssen stellen die ältesten bekannten Gefüge im Gotthard-«Massiv» dar. Relativ alt ist auch die Bänderung der prävariszischen Paragneise und Migmatite (s. unten). Das Ereignis, während dem der «Streifengneis» zusammen mit den älteren Gneisen in grosse, offene, steilachsige Falten gelegt worden ist («Schlingentektonik-Phase»), wird von MERCOLLI et al. (1994) bereits der variszische Orogenese zugeordnet.

Das «Streifenlinear» der prävariszischen Orthogneise sowie die dazugehörigen Schieferungsflächen mit eingeregelter Mineralien der Amphibolitfazies dürften variszisch gebildete Gefügeelemente darstellen. Das «Streifenlinear» ist dabei keineswegs nur auf den «Streifengneis» beschränkt. Es kann in gleicher, aber meist abgeschwächter Form auch in den Migmatit- und Paragneisen ausgebildet sein. Deren Bänderung muss deshalb prävariszisch gebildet worden sein. Die variszischen Schieferungsflächen fallen am Nordrand des Gotthard-«Massivs» mit einem Fallwinkel von 60–70° nach SE ein. Die alpine Hauptschieferung dagegen ist mit grünschieferfaziellen Mineralbildungen sowie mit einem feinen, steilen Striementslinear assoziiert.

Die im Bereich des Staumauerfundamentes Nalps beobachteten, flach ostwärts einfallende Falten mit Wellenlängen von einigen Metern bis Dekametern sind ebenfalls variszischen Alters. Das «Streifenlinear» wird durch diese Falten verbogen und die Falten selbst von alpinen Scherzonen diskordant durchsetzt. Im Allgemeinen ist das Ausmass der präalpinen Faltenbildungen aber gering. Ähnliches gilt auch für das Tavetscher Zwischenmassiv und das Aar-Massiv. Der Cristallina-Granodiorit und der Medelser Granit wurden variszisch kaum mehr deformiert. Strukturen, die eine spätvariszische Deformationsphase belegen würden, konnten in diesen Intrusivkörpern nicht beobachtet werden (MERZ 1989). Sowohl betreffend des Alters der in den verschiedenen tektonischen Einheiten vorhan-

denen Falten und Schieferungen als auch bezüglich der Zuordnung der beobachteten Gefügeelemente zu bestimmten Deformationsphasen gibt es jedoch zum Teil erhebliche Meinungsunterschiede (vgl. KVALE 1966, CHADWICK 1968, SIBBALD 1972, THAKUR 1973, ETTER 1987, ETTER 1999).

Alpine Schieferung und Faltung

Die von den einzelnen Bearbeitern ausgeschiedenen alpinen Schieferungs- und Faltungsphasen weisen keine einheitlichen Bezeichnungen auf. Tabelle 3 gibt einen groben Überblick über die von den aufgeführten Autoren und die im vorliegenden Text verwendete Terminologie.

Die D_1 -Strukturen der 1. Deformationsphase umfassen alle alpin gebildeten Strukturen, die vor der überall dominierenden 2. Schieferung S_2 (= Hauptschieferung) entstanden sind. Sie sind besonders im Dünnschliff sichtbar. Es lässt sich normalerweise aber nicht mehr entscheiden, ob sie während eines oder mehrerer Ereignisse gebildet worden sind. Die S_1 -Strukturen sind durch Stoffbänderung, eingeregelter Hellglimmer und gelängte Kalzit- und Quarzkörner definiert.

Aar-Massiv und Tavetscher Zwischenmassiv

Die alpine Hauptschieferung S_2 fällt im Aar-Massiv generell steil nach Süden ein und verläuft ungefähr parallel zur Längsrichtung des Massivs, d.h. ca. NE – SW. Lokal können aber auch nord-, ost- oder westfallende Schieferungsflächen beobachtet werden. Der Fallwinkel beträgt am Südrand des Aar-Massivs generell 60–75° und nimmt gegen Norden auf 75–85° zu. Präalpine Schieferungsflächen können kaum beobachtet werden. Im Zuge der letzten durchdringenden Deformationsphase, der Rückfaltung, entstand eine Runzelung der Hauptschieferung (= S_3).

Im Zuge der alpinen Deformation entstanden nebst der Schieferung auch duktile Scherzonen. Solche wurden im Aar-Massiv u.a. von STECK (1968), CHOUKROUNE & GAPAIS (1983) und LAWS (2001) beschrieben. Im südlichen Aar-Massiv des Atlasblattes Oberalppass wurden zwei steil stehende Systeme beobachtet. Das eine streicht mehr oder weniger massivparallel, das andere in einem Winkel von ungefähr 110° zum Massiv.

Das Tavetscher Zwischenmassiv ist durch die alpine Deformation und Metamorphose als Ganzes stärker überprägt worden als das Aar- und Gotthard-«Massiv», welche nur in ihren Randbereichen eine zum Tavetscher Zwischenmassiv vergleichbare alpine Deformation aufweisen. Nach NIGGLI (1944) fallen die im Vergleich zum Gotthard-«Massiv» häufiger auftretenden alpinen Scherzonen auf. Gemäss den Beobachtungen von GUNTLI (2006) in den Vortrieben des Basis-tunnels ist die alpine Hauptschieferung penetrativ und fällt – bei einem mittleren Azimut von 150–160° – im Mittel mit 70–80° ein. Sie fällt damit steiler ein als der Kontakt zwischen Tavetscher Zwischenmassiv und Garvera-Zone (s. Tafel I).

Tabelle 3: Gegenüberstellung der im vorliegenden Gebiet von den verschiedenen Bearbeitern unterschiedenen alpinen Deformationsphasen (nach Wyss 1985, modifiziert)

Blatt Oberalppass	ETTER (1987)	WYSS (1985)	LABHART (1965)	KVALE (1966)	PIFFNER (1977)	STECK (1984)
D ₁ : Abscherung der (ultra-) helvetischen Decken; Einengung im Bereich der Urseren- und Garverazone; Bildung Deckfalte Scopi-Z.; Retico-Störung aktiv; S ₁ : alle Strukturen älter als Hauptschieferung S ₂	D ₁ : Faltung, Hauptüberschiebungen, Schieferung an Massivirändern und im Mesozoikum; möglicherweise mehrere Ereignisse	D ₁ : 1. Faltung 1. Schieferung			Lokale Schieferung (Cavistrau-Phase)	
D ₂ , S ₂ : Penetrative Schieferung an Massivirändern; Bildung von Scherzonen im Massivinnern	D ₂ : Penetrative Hauptschieferung, hauptsächlich Kleinfalten, Streckungslinear str ₂	D ₂ : 2. Faltung (AF ₂ , FA ₂) 2. Schieferung (S ₂) = Hauptschieferung Linear (L ₂)	1. Schieferung (S ₁) Linear (L ₁); erste Streckung (str ₁) Wiederverfaltung von S ₁ um str ₁ (B ₁)	Schieferung und Striemung	Penetrative Schieferung (Calanda-Phase)	D ₁ : Schieferung durch Streckungslinear X ₁ charakterisiert = S ₂ der Urseren-Zone. Ganz im W: D ₁ : Schieferung und Streckung X ₁₁
D ₃ , S ₃ : Rückfaltung und Ausbildung der Fächerstruktur des Gotthard-«Massivs»; Runzelschieferung	D ₃ : Mehrere Krenulations-schieferungen, Faltungsformen	D ₃ : 3. Faltung (AF ₃ , FA ₃) 3. Schieferung (S ₃) Runzelschieferung post-D ₃ : Knickbänder Kalzitzwillinge	2. Schieferung (S ₂) 2. Faltung (B ₂)	Wellung oder Kleinfaltung	Runzelschieferung (Ruchi-Phase)	Runzelschieferung (S ₄) mit Falten (P ₄)
			3. Schieferung (S ₃) mit Knitterfalten (B ₃)			Rückfaltung mit Linear X ₁₁ , S ₄ : Rückfaltung Glis-horn - Berisal, P ₈ : Konjugierte Falten, Gastern - Aletsch und Toce-Kulmination

Gotthard-«Massiv»

Am Nordrand des Gotthard-«Massivs» fällt die Hauptschieferung steil nach SSW bis S ein und wird nach Süden zu immer steiler. Die Zone mit saigerer Schieferung verläuft ungefähr längs der Linie Gafallenalp – Badus – Piz Máler – Piz Pazola. Am südlichen Blattrand fällt die Schieferung bei vorherrschendem W-E-Streichen vergleichsweise flach mit ca. 60° nach N ein. Im Bereich der Scopi-Zone sind die Verhältnisse komplexer (s. unten).

Nach ARNOLD (1970) ist vor allem ein wenige hundert Meter breiter Streifen am Nordrand des Gotthard-«Massivs» alpin penetrativ verschiefert worden. Die alpine Schieferung kann generell, neben anderen Kriterien, anhand der parallel zu dieser Schieferung eingeregelt grünschieferfaziellen Mineralparagenesen und der typischen steil stehenden Striemungslineare erkannt werden. Diese Striemung fällt im Westen des Gotthard-«Massivs» gegen Osten, im Ostteil des «Massivs» nach Westen ein (KVALE 1966). Bei Andermatt befindet sich die Kulmination mit den steilsten Einfallswinkeln. Im Atlasgebiet selbst fällt sie leicht nach Südwesten ein.

Südlich dieses stark verschieferten Streifens schliesst sich eine Übergangszone an. Obwohl hier immer noch dicht gescharte alpine Schieferungsflächen vorhanden sind, lassen sich die präalpinen Gefüge im Feld und im Dünnschliff noch weitgehend erkennen. Die penetrativ alpin überprägten Muskovitschiefer, Biotit-Serizitschiefer, Chloritschiefer und Phyllite gehen kontinuierlich in Para- und Orthogneise mit charakteristischen präalpinen, im Wesentlichen variszischen Strukturen über.

Noch weiter südlich, im Massivinnern, dominieren Bereiche mit von der alpinen Deformation weitgehend verschontem, präalpinem Gefüge. Darin eingeschaltet sind schmale, Meter bis Dekameter breite duktile Scherzonen mit alpiner Schieferung (S_2). Diese Scherzonen kommen in allen Gesteinstypen vor. Alpin nicht deformierte Blöcke grenzen demnach längs alpin gebildeter Scherzonen aneinander. Die Hauptschieferung der einzelnen Blöcke kann dabei leicht unterschiedliche Streichrichtungen aufweisen (NIGGLI 1944).

Im Bereich der Staumauer Nalps konnte ARNOLD (1970) eindeutig zeigen, dass diese alpine Scherzonen das ältere Kristallin und seine Strukturen diskordant schneiden. Das Fallazimut der präalpinen Schieferungsflächen beträgt im Mittel 130–150°, während es für die alpine Hauptschieferung ca. 170–180° beträgt. Am Südrand des Gotthard-«Massivs» nimmt die penetrative Ausbildung der alpinen Schieferung wieder deutlich zu (ETTER 1987).

Duktile alpine Scherzonen im Gebiet des Blattes Oberalppass wurden auch von anderen Bearbeitern beschrieben (NIGGLI 1944, CHADWICK 1968, THAKUR 1973, MERZ 1989, LAMBERT et al. 1992, PETTKE & KLAPER 1992). In ihnen bildeten sich, je nach Gestein, Vorprägung, PT-Bedingungen und Verschiebungsrates Mylonite oder Phyllite. Teilweise sind auch für die spätpalpine Deformations-

phase charakteristische Übergänge zu spröder Deformation (MERZ 1989) zu erkennen.

Am Gotthard-«Massiv»-Südrand und in der Scopi-Zone hinterliess die 2. Deformationsphase gemäss ETTER (1987) praktisch nur die Hauptschieferung S_2 und keine Grosstrukturen. Die 3. Deformationsphase nach ETTER (1987) verformt das Gotthard-«Massiv» grossräumig. Diese auch als Rückfaltung bezeichnete Phase führte zur Steilstellung der Hauptschieferung oder zu deren Überkippung. In der südlich angrenzenden Lucomagno-Decke ist in dieser Phase die Chièra-Synform mit ihrer W-E-streichenden Achsenfläche ausgebildet worden. Hierhin gehört auch die weit verbreitete Krenulationsschieferung S_3 , welche zur Verfältelung der Hauptschieferung geführt hat.

Urseren- und Garvera-Zone

In der Garvera-Zone ist die 1. Schieferung S_1 (Cavistrau-Phase von PFIFFNER 1977) meist nur reliktisch erhalten, da sie weitgehend von der alpinen Hauptschieferung S_2 überprägt worden ist. Zu dieser Schieferung gehörende Falten sind sehr selten. WYSS (1985) beschreibt solche vom Nordhang des Unteralpreusstales («In den Tälern») und aus Aufschlüssen ausserhalb des Atlasblattes (Altkirch bei Andermatt und Curaglia im Medelser Tal).

Die Schieferung S_2 (Calanda-Phase von PFIFFNER 1977) mit einem steil stehenden Linear stellt die Hauptschieferung dar und entstand zur Zeit der Hauptdeformation und der höchsten Temperaturen. Generell sind die S_2 -Schieferungsflächen zonenparallel orientiert. Die Orientierung der Schieferungen ist in den permokarbonischen und mesozoischen Gesteinseinheiten prinzipiell gleich, Unterschiede sind in der Lithologie begründet (WYSS 1985). Die Intensität der Verformung ist stark unterschiedlich. Lokal sind mit dieser Schieferung Falten im cm-bis m-Bereich ausgebildet (GUNTILI 2006). Im Zuge der Rückfaltung des Aar-Massivs, Tavetscher Zwischenmassivs und Gotthard-«Massivs» entstand auch in der Garvera-Zone eine Runzelschieferung (S_3), welche vor allem in inkompetenten Gesteinen zur Verrunzelung von S_2 geführt hat.

Im Permokarbon zwischen Hospental und dem Val Medel sind häufig mm-bis cm-breite Knickbänder zu beobachten (LEU & WYSS 1992). Diese repräsentieren Strukturelemente, die nach der Phase D_3 (vgl. Tab. 3) entstanden sind.

Piora-Scopi-Zone

Im Bereich der Scopi-Zone sind nach ETTER (1987) Relikte einer 1. alpinen Deformationsphase erhalten geblieben. So kann in der deutlich schieferrigen «Corroi-Serie» eine von der Hauptschieferung S_2 krenulierte ältere Schieferung S_1 beobachtet werden. Im Medelser Granit und den Quarziten längs der Borel-Zone ist ebenfalls eine ältere Schieferung S_1 von einer jüngeren Schieferung S_2 überprägt worden. Die auffälligen Grossfalten in der «Stgir-Serie» an der Südwest-

flanke des Scopis werden von ETTER (1987) ebenfalls der 1. Deformationsphase zugewiesen. Es handelt sich um teilweise zerscherte, südvergente Schleppfalten von etwa 100 m Länge. In der hangenden «Inferno- und Coroi-Serie» fehlen solche Falten. Kleinfalten hingegen können in der ganzen Scopi-Zone des Lukmaniergebietes gefunden werden.

Die 2. alpine Deformationsphase hinterliess im gotthardmassivischen Mesozoikum praktisch nur die Schieferung S_2 , die überall das dominierende Gefügeelement darstellt.

Medelser Granit, Cristallina-Granodiorit

Die alpine Deformation hat in diesen Intrusivkörpern eine steile bis subvertikale, E-W orientierte, penetrative Schieferung erzeugt. Diese Schieferung entspricht der Hauptschieferung S_2 in den Sedimenten der benachbarten Scopi-Zone. Auf den Schieferungsflächen ist ein starkes Streckungslinear ausgebildet, das steil nach N-NW einfällt. Eine spätere, flachliegende Runzelschieferung (Krenulationsschieferung) wird mit der Rückfaltung im penninischen Raum in Verbindung gebracht (MERZ 1989).

Alpine Zerrklüfte

Unter der Bezeichnung «Zerrkluft» werden offene Risse mit leicht bis stark gewölbten Begrenzungsflächen verstanden. Diese Klüfte sind immer ungefähr senkrecht zur alpinen Schieferung angelegt. Da im grössten Teil des Kartenblattes die alpine Hauptschieferung steil steht, verlaufen die Zerrklüfte meist subhorizontal. Die Zerrklüfte sind deutlich nach dem Metamorphosehöhepunkt, aber noch bei relativ hohen Temperaturen angelegt worden. POTY et al. (1974) geben für die Bildungsbedingungen von quarzgefüllten Zerrklüften im Aar-Massiv Temperaturen von 400–500 °C sowie Drücke von 0,28 GPa an.

Nach LABHART (1977) finden sich Zerrklüfte meist in unmittelbarer Nähe zu alpinen Scherzonen, im Grenzbereich zwischen schieferfesteren Körpern (z. B. Aplitgänge, massige Gneislagen) und glimmerreicheren, leicht verschieferbaren Gesteinen. Die Öffnungsweite der Zerrklüfte ist sehr variabel und kann im Extremfall im Meterbereich liegen. Ausgeblichesenes und teilweise zersetztes Nebengestein und die Zusammensetzung der Klüftmineralien weisen darauf hin, dass ein Teil der auskristallisierten Stoffe aus unmittelbarer Nähe der Zerrklüfte stammt.

Klüftung

Die Klüftung der Gesteine ist nach der alpinen Hauptdeformation entstanden. Ihre Entstehung lässt sich zeitlich aber nicht weiter eingrenzen. Die Orientierung der Klüfte ist stark von lokalen Bedingungen wie dem Gesteinstyp und der strukturellen Vorprägung sowie von der Oberflächenmorphologie abhängig. Ein

das ganze Blatt umfassendes Kluftinventar wurde nicht erhoben. Im Rahmen der Voruntersuchungen für den Gotthard-Basistunnel sind jedoch die Kluftsysteme im Bereich der Sperrstellen Curnera, Nalps und Sta. Maria detailliert untersucht worden (SCHNEIDER 1994a, SCHNEIDER 1994b, SCHNEIDER 1995).

Im Basistunnel beobachtet GUNTLI (2006) in den gneisigen Abschnitten des Tavetscher Zwischenmassivs zwei steil nordfallende Kluftsysteme (Azimut $320-040^{\circ}/70-90^{\circ}$) und ein nach S-SW einfallendes System (Azimut $180-240^{\circ}/70-90^{\circ}$), die das Gebirge mit Kluftabständen von 0,6 bis 2 m durchtrennen. Im Bereich der Sperrstellen Curnera und Nalps fällt die Hauptklüftung steil nach SSW und bei der Staumauer Sta. Maria mit ca. 60° nach Norden ein. Neben diesen steil einfallenden Klüften sind auch flachliegende vorhanden. Solche können z. B. im Bereich der Staumauer Sta. Maria beobachtet werden. Sie verlaufen häufig parallel zur Geländeoberfläche und sind möglicherweise durch die Entlastung beim Abschmelzen der viele hundert Meter mächtigen Eisdecke während des Quartärs entstanden. Daneben existieren weitere, weniger wichtige und oft nur lokal entwickelte Kluftsysteme.

Störungen

Die auf der Karte dargestellten Brüche bzw. Scherzonen repräsentieren vorwiegend spröde verformte Bruchstrukturen. Wie Beobachtungen im Gelände und in Untertagebauten belegen, folgen diese Sprödestrukturen häufig älteren, duktil angelegten Scherzonen (KVALE 1966, ARNOLD 1970, LÜTZENKIRCHEN 2002, GUNT- LI 2006)

Die Störungen sind nur selten aufgeschlossen, da die spröde deformierten Begleitgesteine verwitterungsanfällig sind und die Störungen daher häufig mit Schutt bedeckte Runsen bilden. Die auf der vorliegenden Karte eingetragenen Brüche sind das Resultat einer detaillierten Lineamentanalyse (Auswertung von Luft- und Orthofotos) in Kombination mit Feldaufnahmen. Dabei wird zwischen gesicherten (ausgezogene Linie) und vermuteten Brüchen (gestrichelte Linie) unterschieden. Ein gestrichelter Bruch im Quartär soll aufzeigen, wie sich der Bruch ausserhalb der Felsaufschlüsse fortsetzt. Ist dagegen ein Bruch im Quartär ausgezogen, so ist er neotektonischen Ursprungs und verstellt die Lockergesteinsdecke gut sichtbar. Die im Fels eingetragenen Brüche sind in der Regel ausgezogen, und zwar unabhängig davon, ob dieselben nur anhand morphologischer Kriterien (ausgeprägte, geradlinige Talung, quer zum Hang verlaufendes Lineament u. a.) oder aufgrund eines sichtbaren Versatzes, eines Kakiritaufschlusses etc. kartiert worden sind. Die wenigen, im Fels gestrichelten Bruchlinien umfassen das ausklingende Ende oder ein strittiges Zwischenstück einer gesicherten Störung.

Im Gotthard-«Massiv» kann gezeigt werden, dass eine «Bruchschollentektonik» vorliegt. Bereiche in der Grössenordnung von 50–500 m mit mehr oder weniger einheitlich streichenden und fallenden Gneisen grenzen mit relativ scharfem

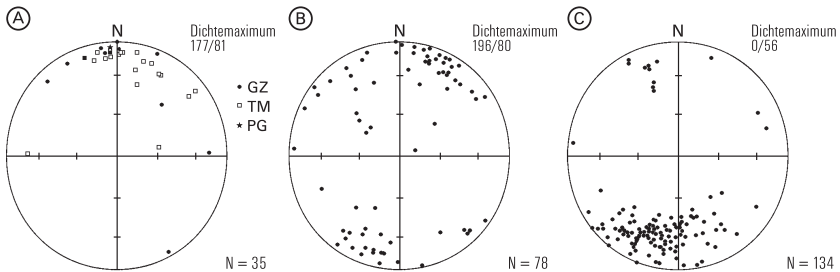


Fig. 11: Orientierung von Störzonen in Stollen der Kraftwerke Vorderrhein (Flächenpole, Schmidt'sches Netz, untere Halbkugel). A: Stollen Curnera-Oberalpass-Val Val; B: Curnera-Nalps; C: Sta. Maria-Nalps. Aus LÜTZENKIRCHEN (2002), basierend auf Daten von ARNOLD (1970) (GZ = Garvera-Zone, TM = Tavetscher Zwischenmassiv, PG = Paragneise des Gotthard-«Massivs»).

Kontakt an solche mit etwas anderer Streichrichtung. Im Grenzbereich können lokal Scherzonen, Brüche und vereinzelt auch Mylonite beobachtet werden. In Untertagebauwerken können spröde Störzonen oft besser erfasst werden als an der Geländeoberfläche. In Figur 11 ist deutlich zu sehen, dass diese im Bereich des Stollens Curnera-Val Val annähernd E-W streichen und steil nach S einfallen. Weiter östlich, am Nordrand des Gotthard-«Massivs», zwischen den Stauseen Curnera und Nalps, streichen die Störzonen ziemlich einheitlich WNW-ESE. Im Südosten des Blattes, beim Stausee Sta. Maria, fallen sie hauptsächlich steil bis mittelsteil nach N-NNE ein.

Mit dem Gotthard-Bassitunnel wurden im Tavetscher Zwischenmassiv durchgehende Tunnelaufschlüsse geschaffen. Diese zeigten, dass der nördliche Teil des Zwischenmassivs über rund 1,15 km äusserst stark tektonisch beansprucht ist. Neben gering zerscherten Gesteinspaketen (hauptsächlich Chlorit-Hellglimmergneise bis -schiefer) mit feinen Haarrissen und Harnischflächen sowie einzelnen, cm- bis dm-mächtigen Lehmkakiriten sind hier auch stärker zerbrochene und verlehnte Abschnitte vorhanden, in denen die Gesteinsbruchstücke in einer Gesteinsmehlmatrix (10–30% des Gesamtgesteins) schwimmen. Auf rund 5% der Strecke schliesslich mussten weitgehend kohäsionslose Kakirite und Lehmkakirite durchörtet werden (GUNTLI 2006).

Besonders erwähnenswert ist zudem die bei ca. km 125,5 durchzufahrene, rund 150 m mächtige, kakiritische Störungszone, die sich nach Osten bis ins Val Lavaz verfolgen lässt und im Westen den «Streifengneis»-Komplex begrenzt (s. Taf. I). Auf die sog. Retico-Störung wird auf S. 74 eingegangen.

In einigen Gebieten finden sich morphologisch deutlich ausgeprägte Lineamente, die als jungquartäre Störungen gedeutet werden, entlang denen die quartäre Schuttbedeckung, Gletscherschiffe oder die Deckmoräne versetzt sind. Be-



Fig. 12: «Jungquartäre» Störungen am Westufer des Lai da Sontga Maria (Aufnahme V. Lützenkirchen).

sonders schön sind solche talparallel verlaufende Verwerfungen im südlichen Aar-Massiv, zwischen Stöckli und dem Hinteren Fellibach, zu beobachten. Die talseitige Flanke dieser Verwerfungen ist jeweils hinaufgesetzt. Gemäss ECKARDT et al. (1983) sind die Bewegungen sicher postglazial, d.h. vermutlich weniger als 10 000 Jahre alt. An einigen Bruchzonen nördlich des Oberalpsees konnten durch Präzisionsnivellements und Abstandsmessungen quer zu den Verwerfungen rezente, mehr oder weniger vertikale Bewegungen nachgewiesen werden. Diese betrugen an einzelnen Flächen bis 0,7 mm/Jahr (FISCHER 1990). Im Bereich der Gafallen, am Talhang südlich des Oberalpsees (Hintere Seeplangge/Puozas) und an der nördlichen Talflanke des Val Cadlimo (bei der Senda del Tanelin, ca. Koord. 697.500/158.400 sowie bei der Foppa della Rondadura, ca. Koord. 700.600/158.500) finden sich weitere junge Verwerfungen mit talseitiger Hebung. Neotektonische Brüche sind auch aus Gebieten ausserhalb des Atlasblattes, zum Beispiel aus dem Val d'Inferno (südöstlich des Scopi) und aus dem Gebiet nordwestlich von Disentis beschrieben worden (PERSAUD 2002).

Nach wie vor ist nicht völlig geklärt, ob die beobachteten vertikalen Versätze auf anhaltende tektonische Bewegungen, glazialisostatische Ausgleichsbewegungen oder tiefgründige Hangbewegungen (deep seated gravitational slope failure, BINI et al. 2001) zurückzuführen sind (JÄCKLI 1951, ECKARDT 1957, STECK 1968, PAVONI 1979, FUNK & GUBLER 1980, ECKARDT et al. 1983, FISCHER 1990, SCHNEIDER 1997, FREI & LÖW 2001, LAWS 2001, LÜTZENKIRCHEN 2002, PERSAUD 2002, PERSAUD & PFIFFNER 2004). Eine Deutung als Hangbewegungen entlang präexistierender, tektonisch vorgezeichneter Schwächezonen und im Gefolge des Abschmelzens der Gletscher scheint am wahrscheinlichsten. Im Vergleich mit den benachbarten, ebenfalls an der Rhein-Rhone-Linie liegenden, seismisch aktiven Regionen Brig und Chur ist das vorliegende Gebiet nämlich ausgesprochen ruhig (DEICHMANN et al. 2000). Zudem treten diese Versätze und hangparallelen Kerben häufig beidseits grosser Täler auf. Mineralogische Befunde in spröden Störzonen (WYDER & MULLIS 1998, LÜTZENKIRCHEN 2002) deuten ferner darauf hin, dass die letzten Spröddeformationen grösseren Ausmasses Transversalstörungen darstellten und an Temperaturen über 180°C gebunden waren. Diese Transversalstörungen waren somit wesentlich älter als die beobachteten, zumindest teilweise sicher holozänen bzw. postglazialen Störungen.

TEKTONO-METAMORPHE ENTWICKLUNG

ALLGEMEINER AUFBAU

Das Gebiet des Atlasblattes Oberalp pass kann nach tektonisch-petrographischen Gesichtspunkten in fünf Grosseinheiten unterteilt werden. Von Norden nach Süden sind dies:

- Aar-Massiv: prävariszisches Kristallin und variszische Intrusionskörper
- Tavetscher Zwischenmassiv: prävariszisches Kristallin und postvariszische Vulkanite (inkl. Grenzzone zum Aar-Massiv)
- Urseren- und Garvera-Zone: postvariszische Sedimente und Vulkanite
- Gotthard-«Massiv»: prävariszisches Kristallin, variszische Paragneise und -schiefer, spätvariszische Intrusionskörper
- Piora-Scopi-Zone: postvariszische Sedimente

Das Gotthard-«Massiv» und das Tavetscher Zwischenmassiv werden, im Unterschied zum Aar-Massiv, nicht als eigentliche Massive angesehen. MILNES (1974) versteht das Gotthard-«Massiv» als unterste penninische Decke resp. als «Subpenninikum», welches einen alpinen Transport von grössenordnungsmässig 30 km

nach Norden erfahren hat. Ähnliches gilt, allerdings mit einer vermutlich geringeren Transportdistanz, auch für das Tavetscher Zwischenmassiv. Selbst die nördlichen Bereiche des Aar-Massivs sind noch einige Kilometer nach Norden verschoben worden (KAMMER 1989, PFIFFNER et al. 1997, TRÜMPY 1999). Auch innerhalb der Massive hat eine deutliche Einengung stattgefunden, wie z.B. die eingespiessten mesozoischen Sedimente am Westrand des Aar-Massivs zeigen, die sich als Scherzonen bis ins Massivinnere weiter verfolgen lassen. Die interne Einengung entlang solcher Scherzonen und durch Plättung beträgt über 50% (STECK 1984, KAMMER 1989, MARQUER 1990, PETTKE & KLAPER 1992).

Die Gesteine des Aar-Massivs sind, ebenso wie die des Tavetscher Zwischenmassivs und des Gotthard-«Massivs», in einem vielphasigen Prozess von Gebirgsbildungen, Metamorphosen und damit verbundenen Intrusionen entstanden. Für die präkaledonische Entwicklung sind nur vereinzelte Belege vorhanden. Daher beschränkt sich die nachfolgende Darstellung im Wesentlichen auf die folgenden Gebirgsbildungsphasen:

- Alpine Orogenese (vor ca. 100 Mio. Jahren – heute; ab Oberkreide)
- Variszische Orogenese (vor ca. 400–300 Mio. Jahren; Devon–Karbon)
- Kaledonische Orogenese (vor ca. 510–410 Mio. Jahren; Ordovizium–Silur)

Es bestehen deutliche petrographische Unterschiede zwischen dem Kristallin des Aar-Massivs einerseits und demjenigen des Gotthard-«Massivs» und des Tavetscher Zwischenmassivs andererseits, was auf eine unterschiedliche paläozoische Entwicklung hindeutet (MERCOLLI et al. 1994). Das Kristallin des Gotthard-«Massivs» und des Tavetscher Zwischenmassivs ähneln sich dagegen. Diese beiden Massive dürften früher eine kohärente Grundgebirgseinheit dargestellt haben. Die variszischen Eruptivmassen zeigen in allen drei Einheiten generelle Ähnlichkeiten (DEBON & LEMMET 1999).

Beim Tavetscher Zwischenmassiv handelt es sich um einen im Vergleich zum benachbarten Aar- und zum Gotthard-«Massiv» verhältnismässig kleinen Krustenspan. Im Zuge der alpinen Gebirgsbildung erfuhr es eine starke Einengung und teilweise Verschluckung. Daher sind vor allem an den Rändern stark bis intensiv deformierte Bereiche ausgebildet. Aber auch im Inneren des Massivs sind zahlreiche Schieferzonen vorhanden, die auf eine starke interne Verschuppung hindeuten.

Die geologischen Grenzverhältnisse zwischen Tavetscher Zwischenmassiv und Aar-Massiv sind in NIGGLI (1944) eingehend dargestellt. Das Tavetscher Zwischenmassiv kann petrographisch gut vom Aar-Massiv abgetrennt werden. In der Grenzregion sind die Gesteine stark verschiefert und verschuppt. Diese Zone ist auf dem Atlasblatt als «Grenzzone zum Aar-Massiv» ausgeschieden. Diese Grenzzone kann im Osten mit der Disentiser Zone und im Westen mit der Urseren-Zone verbunden werden. Der Zusammenhang ist jedoch weder lithologisch noch mit Aufschlüssen eindeutig belegt.

Die für den Bau des Gotthard-Basistunnels durchgeführten Sondierbohrungen SB3.1 und SB3.2 wurden von der Kraftwerkzentrale Sedrun (ausserhalb des Atlasblattes) aus schräg nach Norden bzw. Süden abgeteuft und erschlossen eine ca. 135 m mächtige, stark gestörte und kakiritisierte Zone (SCHNEIDER 1999). Diese Zone wurde in den Prognoseberichten als «Clavaniev-Zone» (s.str.) bezeichnet (benannt nach einem Stall in unmittelbarer Nähe des Bohrpunktes). Wie der Vortrieb des Basistunnels zeigte, war jedoch auch der ganze Nordteil des Tavetscher Zwischenmassivs stark tektonisiert, ohne dass innerhalb dieser rund 1150 m mächtigen Zone («Clavaniev-Zone» s.l.) ein augenfälliger Wechsel in lithologischer oder tektonischer Hinsicht zu beobachten gewesen wäre. Ein solcher trat erst auf Höhe des Vorderrheins (GUNTLI 2006: Fig. 1) ein. Wegen der erwähnten Abgrenzungsprobleme wurde der Name «Clavaniev-Zone» nicht weiter gebraucht und die von NIGGLI (1944) verwendete und auskartierte «Grenzzone» beibehalten.

Die Grenze zwischen Tavetscher Zwischenmassiv und Garvera-Zone besteht aus einer Überschiebung. Im Profil des Val Scadialas ist zudem eine Verkeilung von prävariszischem Kristallin des Tavetscher Zwischenmassivs mit Perm und Mesozoikum zu beobachten.

Westlich des Oberalppasses verschwindet das Tavetscher Zwischenmassiv (s. geologisch-tektonisches Übersichtskärtchen des Atlasblattes). Es ist nicht geklärt, ob es dort auskeilt, oder ob es sich in der Tiefe weiter nach Westen fortsetzt. Vermutlich stellt das weiter westlich gelegene Gomser Zwischenmassiv ein Äquivalent dar. Die schmalen Zonen mit permotriassischen bis jurassischen Gesteinen, welche das Gotthard-«Massiv» im Norden und Süden begleiten, stellen die Reste der ursprünglichen Sedimentbedeckung dieses «Massivs» dar. Der Kontakt zwischen der Garvera-Zone und dem Kristallin des Gotthard-«Massivs» ist nur teilweise tektonisch überprägt. An mehreren Orten ist der ursprüngliche, diskordante Kontakt noch erhalten geblieben. Vor allem im östlichen Abschnitt der Garvera-Zone, westlich des Val Ruinatsch, ist der Übergang generell nur wenig gestört. Auf der Karte ist diese Grenze als tektonisch überprägter Kontakt eingezeichnet.

Im Gebiet des Gotthard-«Massivs» führte der fortschreitende Zusammenschub während der alpinen Gebirgsbildung ab dem späten Eozän zur Abscherung der helvetischen und ultrahelvetischen Decken und deren Transport nach Norden (SCHMID et al. 1996). Um das heutige Bild zu erklären, ist von einer starken duktilen Verformung des Kristallins auszugehen. Die Frage der Herkunft resp. der ursprünglichen Position der helvetischen Decken soll hier nicht detailliert diskutiert werden. Es wird auf WEBER (1922, 1924), TRÜMPY (1963, 1969, 1999), MAYERAT (1985), WYSS (1985), PFIFFNER (1993), PFIFFNER et al. (1997), SCHMID et al. (1996, 2004) verwiesen. Umstritten ist insbesondere das Ausmass der Einengung zwischen Aar-Massiv und Gotthard-«Massiv» und die Rolle des Tavetscher Zwischenmassivs. Trümpy nimmt an, dass diese Zone eine bedeutende spätoligozäne-miozäne Suture darstellt, an der das Tavetscher und das Gomser Zwischenmassiv (mit Aufschlüssen bei Oberwald resp. bei Fiesch-Niederwald) subduziert worden

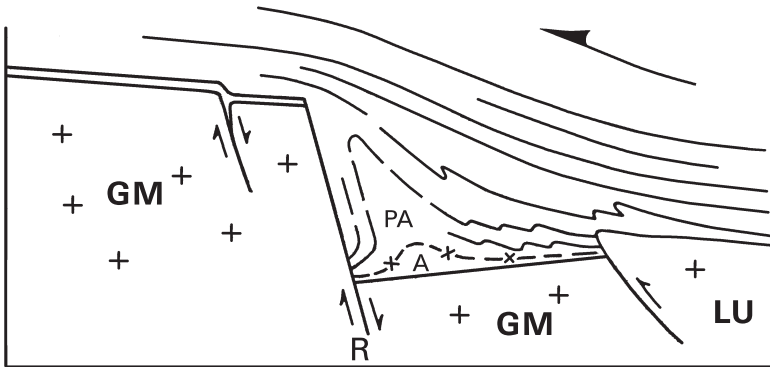


Fig. 13: Schema der Bildung der parautochthonen Grossfalte am Südrand des Gotthard-«Massivs» (nach MERZ 1989, leicht modifiziert). GM = Gotthard-«Massiv»; LU = Lucomagno-Kristallin; A = Autochthon; PA = Parautochthon; R = Reticco-Störung

sind. WYSS (1985) hingegen gelangt aufgrund einer Rekonstruktion der heute in der Urseren-, Garvera- und Disentiser Zone noch vorhandenen Sedimente zum Schluss, dass keine dramatische Verschluckung des Tavetscher Zwischenmassivs mit einer damit verbundenen Verkürzung von 25 bis 30 km vorliegt, sondern lediglich eine solche von ca. 15 km.

In einigen Zonen des Gotthard-«Massivs» ist die interne Deformation deutlich sichtbar. So stellt die Borel-Zone die westliche Fortsetzung der Reticco-Störung (benannt nach dem ausserhalb des Blattes gelegenen Lago Retico) dar. Für die einen Versatz von >2000 m aufweisende Störung wird angenommen, dass sie sowohl in der Trias als auch während des Jura aktiv war (ETTER 1987). Es wird vermutet, dass auch in ihrer westlichen Verlängerung, d.h. innerhalb bzw. randlich der Borel-Zone, bedeutende Versätze stattgefunden haben. Der Verlauf der Reticco-Störung ist jedoch westlich des Val Nalps nicht auskartiert. Es scheint aber wahrscheinlich (s. Taf. I), dass die im Unteralpreuss-Stollen der SBB bei ca. km 1.9 ab Nordportal durchgeführte, mächtige Störungszone die Fortsetzung der Reticco-Störung darstellt.

Die geringmächtige autochthone Basis der Scopi-Zone bildet eine Synform, deren Achse steil nach E einfällt (Taf. I, Profil 1). Im flach gegen NE geneigten Südschenkel dieser Synform sind Rauwacke und Quartenschiefer (Trias) sowie Schiefer der basalen «Stgir-Serie» (Lias) aufgeschlossen, die prädestinierte Abscherungshorizonte darstellen. Längs dieser Horizonte wurden die überlagernden Sedimente zu einer grossen Deckfalte aufgestaucht (Fig. 13). Die am Scopi anstehende, invers gelagerte Sedimentabfolge (Quartenschiefer bis «Coroi-Se-

rie») stellt den Verkehrtshenkel dieser Deckfalte des gotthardmassivischen Parautochthons dar.

Der Medelser Granit und der nur wenig jüngere Cristallina-Granodiorit sind im späten Karbon in die angrenzenden kristallinen Gneise intrudiert und anschliessend während der alpinen Orogenese vergneist worden.

PRÄALPINE ENTWICKLUNGSGESCHICHTE

Aar-Massiv

Das Aar-Massiv nimmt nur einen geringen Teil des Atlasblattes Oberalppass ein und wird daher weniger ausführlich betrachtet. Für weitergehende Informationen sei auf HUBER (1948), LABHART (1977) und ABRECHT (1994) sowie die darin angegebene Literatur verwiesen.

Das Aar-Massiv stellt ein polymetamorphes, vor allem präalpin geprägtes Massiv dar und wird, wie auch das Tavetscher Zwischenmassiv und Gotthard-«Massiv», zu den externen Massiven gezählt. Es ist Teil des europäischen Festlandssockels und steht mit dem nördlich des schweizerischen Mittellandes aufgeschlossenen Schwarzwaldkristallin in direkter Verbindung.

Das Aar-Massiv kann in mehrere petrographisch-genetische Einheiten gegliedert werden, die eine Längserstreckung parallel zum Massiv aufweisen. Auf dem Atlasblatt Oberalppass kann generell zwischen den polymetamorphen Paragneisen (GM_A) und Orthogneisen (G_V), mehreren Schollenzonen und Amphiboliten (A_A) einerseits und den spätvariszischen Intrusiva (Giu-Syenit, Zentraler Aare-Granit bzw. «Südlicher Aare-Granit») andererseits unterschieden werden.

Prävariszischer Zeitabschnitt

Die prävariszischen Ortho- und Paragneise südlich des Zentralen Aare-Granits werden auch als Südliche Gneiszone bezeichnet. Es handelt sich um polymetamorphe Gneise, Schiefer und Phyllite. Wahrscheinlich stellt dieses Kristallin eine Fortsetzung der weiter westlich im Bereich von Gletsch anstehenden weniger stark deformierten Südlichen Gneiszone dar (HUBER 1948, NIGGLI 1965), welche unter anderem Migmatite, Orthogneise, Gabbros und Amphibolite enthält. Eine Datierung der im Kartenbereich anstehenden Gneise liegt nicht vor.

U-Pb-Datierungen an Zirkonen aus dem nördlichen Aar-Massiv (Erstfelder Gneis und Innertkircher Kristallin, ausserhalb des vorliegenden Gebietes) belegen eine kaledonische Aufschmelzungsphase um 456 bzw. 445 Mio. Jahre (SCHALTEGGER 1993, SCHALTEGGER et al. 2003). Altersmässig korreliert diese Phase mit der «Streifengneisintrusion» im Gotthard-«Massiv» (SCHALTEGGER & GEBAUER 1999).

Für das vorliegende Gebiet fehlen bislang detailliertere Daten betreffend prävariszischer Metamorphosen. Dies hängt unter anderem mit der intensiven

Tektonisierung der Gesteine und der starken retrograden Mineralumwandlung zusammen. So konnten beispielsweise bislang nirgends prävariszische Glimmeralter festgestellt werden (HUNZIKER et al. 1992).

Variszischer Zeitabschnitt

Anhand der geochemischen Zusammensetzung, der Kontaktverhältnisse und der radiometrischen Alter können im Aar-Massiv mehrere Generationen von granitisch-syenitischen Intrusionen unterschieden werden, die während dem Mittel- und Spätkarbon in die kristallinen Rahmengesteine eingedrungen sind.

Am ältesten ist gemäss SCHALTEGGER & CORFU (1992) der «Südliche Aare-Granit», der ein Alter von 350 Mio. Jahren aufweisen soll. Gemäss den Feldbeobachtungen ist der «Südliche Aare-Granit» allerdings jünger als der Giuv-Syenit (HUBER 1948), der mit ca. 332 bis 334 Mio. Jahren datiert worden ist. Der Zentrale Aare-Granit schliesslich ist mit 292 bis 298 Mio. Jahren (spätes Karbon) deutlich jünger.

Während des variszischen Metamorphosezyklus wurden im südlichen Aar-Massiv amphibolitfazielle Bedingungen erreicht. Verschiedene Isotopenbestimmungen lassen das Maximum dieses Zyklus bei 330 Mio. Jahren vermuten (SCHALTEGGER 1994). Die Abkühlung auf $300 \pm 50^\circ\text{C}$ wurde für den Nordrand des Aar-Massivs mit Hilfe von K-Ar- und Rb-Sr-Isotopen auf 312 ± 10 Mio. Jahre datiert (WÜTHRICH 1965, SCHALTEGGER 1986). Dieses Alter gibt wahrscheinlich das von den grossen spätvariszischen Intrusionen unbeeinflusste Abkühlungsalter wieder, welches grössenordnungsmässig auch für das übrige Aar-Massiv-Gebiet des Atlasblattes Oberalppass gelten dürfte.

Tavetscher Zwischenmassiv

Das Tavetscher Zwischenmassiv weist grosse Ähnlichkeiten mit dem Gotthard-«Massiv» auf und repräsentiert einen Span desselben. Der Gesteinsinhalt (Paragneise mit zahlreichen Einschlüssen von Serpentin, Talkfels, Aktinolithschiefer, Amphibolit) weist auf eine ähnliche präalpine Geschichte hin (LABHART 1999). Die zum Teil noch erhalten gebliebenen eklogitfaziellen Relikte geben einen Hinweis auf eine Hochdruckmetamorphose. Diese ist auf ungefähr 471 Mio. Jahre datiert worden und damit kaledonisch (OBERLI et al. 1994). Zur Zeit der variszischen Metamorphose herrschten amphibolitfazielle Bedingungen.

Gotthard-«Massiv»

Die tektonische Entwicklung des Gotthard-«Massivs» lässt sich anhand der lithostratigraphisch-strukturellen Merkmale, anhand der beobachteten Kontaktverhältnisse und anhand absoluter Altersdatierungen in verschiedene Phasen gliedern.

dern. Die älteste, wahrscheinlich bis weit in das Präkambrium zurückreichende Phase wird von der kaledonischen Orogenese beendet. Diese Phase ist im Gotthard-«Massiv» verhältnismässig gut belegt, obwohl die entsprechenden Strukturen und Mineralparagenesen und -gefüge stark überprägt worden sind.

Prägnante Zusammenfassungen des derzeitigen Wissensstands finden sich in MERCOLLI et al. (1994), VON RAUMER et al. (1999) und LABHART (2005).

Prävariszischer Zeitabschnitt

Die Glimmer-Plagioklasgneise (G_p und G_{bp}) sind sedimentären Ursprungs. Sie gehören zu den ältesten im Kristallin des Gotthard-«Massivs» auftretenden Gesteinen und finden sich vor allem an dessen Nordrand. Detritische Zirkone aus diesen Paragneisen ergaben Alter von bis zu 3,43 Mrd. Jahren. Der früheste Sedimentationszeitpunkt kann anhand der jüngsten Zirkonalter abgeschätzt werden und dürfte bei ca. 600 Mio. Jahren liegen (GEBAUER & VON QUADT 1991, GEBAUER 1993). Diese Paragneise werden als marine Sedimente interpretiert, die längs der Kontinentränder des auseinanderbrechenden Urkontinents Gondwana (VON RAUMER et al. 2002) abgelagert worden sind.

Für den Granatamphibolitstock (A_g) nordwestlich des Tgiern Tuma (Koord. 699.700/164.000) konnte nachgewiesen werden, dass er aus ozeanischen Peridotiten hervorgegangen ist (BIINO & MEISEL 1993). Datierungen haben für diese Peridotite ein jungproterozoisches Bildungsalter von 870 bis 950 Mio. Jahren ergeben. Das Sm-Nd-Alter von 468 Mio. Jahren dürfte mit einem kaledonischen Subduktionsereignis und einer damit verbundenen eklogitfaziellen Metamorphose zusammenhängen (GEBAUER et al. 1988, BIINO & MEISEL 1993, MEISEL et al. 1996). Die Serpentinite an der Fuorcla Paradis gehören ebenfalls zu dieser ozeanischen Sequenz. Neben alten, prävariszisch entstandenen Amphiboliten dürften aber, z.B. in der Tenelin-Zone, auch solche paläozoischen Alters vorhanden sein (HUBER 1943, NIGGLI 1944).

Spuren von eklogitischen Mineralparagenesen, welche auf eine Hochdruck-metamorphose in einer Subduktionszone hinweisen, verkörpern im vorliegenden Gebiet die ältesten Spuren des kaledonischen Metamorphosezyklus (ABRECHT et al. 1991, SCHALTEGGER 1994). Des Weiteren konnten Mineralrelikte nachgewiesen werden, die eine granulitfazielle Mineralparagenese repräsentieren (ARNOLD 1970 u.a.). Anhand von U-Pb-Altersbestimmungen konnten sie auf ca. 460–470 Mio. Jahre datiert werden, gehören also zum gleichen Metamorphosezyklus (GRAUERT & ARNOLD 1968, GEBAUER 1990, OBERLI et al. 1993, BIINO et al. 1994). Insgesamt zeigt der PT-Pfad der kaledonischen Metamorphose die Abfolge Eklogitfazies – Granulitfazies – Granat-Amphibolitfazies.

Die entstandenen Migmatite umfassen die Migmatitgneise i.Allg. (GM), die «homogenisierten Mischgneise» (G), die gebänderten Muskovit-Biotitgneise der Piz-Fuorcla-Zone (G_f) sowie die «Paradis-Gneise» (G_p). Es ist jedoch noch

nicht geklärt, ob diese Migmatite alle gleichaltrig sind oder unterschiedliche Alter aufweisen. Die räumliche Beziehung dieser Migmatite zum «Streifengneis» und die daraus erwachsenden genetischen Schlussfolgerungen sind wiederholt diskutiert worden: AMBÜHL (1929) beobachtete scharfe Kontakte zwischen diesen Einheiten mit «Einschmelzungen» sowie «Injektionsadern», die vom «Streifengneis» in die angrenzenden Paragneise eingedrungen sind. Er folgerte daraus, dass der «Streifengneis» jünger ist und die älteren Sedimente injiziert und aufgeschmolzen hat. Gemäss den Feldbeobachtungen von PETTKE & KLAPER (1992) und MERCOLLI et al. (1994) erfolgte die Migmatitbildung ebenfalls vor der Intrusion des «Streifengneises», da an zahlreichen Stellen die Migmatite diskordant vom «Streifengneis» abgeschnitten werden. HUBER (1943) stellte fest, dass die von ihm als «Mischgneise» bezeichneten migmatitischen Gesteine meist in Kontakt zu «Streifengneisen» stehen. Das Neosom der Migmatit- bzw. «Mischgneise» interpretierte er als ins Nebengestein eingedrungenes «Streifengneismagma». Diese Ansicht wurde von NIGGLI (1944), besonders für fernab der «Streifengneise» auftretende isolierte Migmatitlinsen, zu Recht bezweifelt. ARNOLD (1970) wies darauf hin, dass gemäss WINKLER (1967) bei PT-Bedingungen der Granulitfazies anatektische Bildungen hervorgerufen werden können, wenn genügend Wasser in den Gesteinen vorhanden ist. Daher könnten die massigen Gneise vom Typ Paradis (G_P) mit ihren zahlreichen Einschlüssen (Gneise, Quarzknollen, Amphibolite und Kalksilikatfelse) durchaus das Produkt einer in-situ-Mobilisation darstellen, die vorgängig der Intrusion des «Streifengneises» stattgefunden hätte.

Das absolute Alter der Intrusion des «Streifengneises» ist mit 420 bis 445 Mio. Jahre bestimmt worden (ARNOLD 1970, OBERLI et al. 1993, SERGEEV & STEIGER 1995). Gemäss den Untersuchungen von SERGEEV et al. (1993) handelt es sich um einen spätordovizischen, heute stark vergneisten S-Typ-Granit, d.h. um einen Granit, der aus aufgeschmolzenen Paragneisen entstanden ist.

Aufgrund dieser Daten kann die kaledonische Entwicklung des Gotthard-«Massivs» im Gebiet des Altasblattes Oberalppass gemäss MERCOLLI et al. (1994) wie folgt skizziert werden: Im Zusammenhang mit einer Subduktion im Gefolge einer Kollision zweier Kontinentalplatten vor rund 470 Mio. Jahren (mittleres Ordovizium) erlitten die subduzierten Gesteine eine hochgradige Metamorphose (Eklogit- bis Granulitfazies). Daran anschliessend entstanden anatektische Schmelzen, gefolgt von der Intrusion des «Streifengneises» und einer allgemeinen Hebung des Gebietes.

Variszischer Zeitabschnitt

Für die am Nordrand des Gotthard-«Massivs» auftretenden Glimmergneise, -schiefer und Phyllite wurde in Übereinstimmung mit HUBER (1943), NIGGLI (1944) und MERCOLLI et al. (1994) ein mittelpaläozoisches Alter angenommen,

da hier keine stärkere Metamorphose und keine deutlichen Injektionen beobachtet wurden. Dies gilt auch für die Metaquarzite (P_q), die Granat-Glimmergneise der Tenelin-Zone (P_T), die Hornblende-Glimmerschiefer der Borel-Zone (P_B) sowie für die Granat-Glimmerschiefer und Hornblendeschiefer (P_G) der Östlichen Giubine-«Serie». ARNOLD (1970) beobachtet innerhalb der Zone am Nordrand des «Massivs» im Kraftwerkstollen Curnera-Tgatlens Relikte von bänderigen Migmatiten mit sehr gut erhaltenen präalpinen Strukturen. Er vertritt daher die Ansicht, dass diese Zone nicht von den angrenzenden prävariszischen Gneisen (G_p) abgetrennt werden kann und lediglich stärker alpin überprägt worden ist. Für die übrigen genannten Gesteine schliesst er aber ein post-«Streifengneis»-Alter nicht aus, da darin keine migmatitischen Bildungen beobachtet wurden.

Das Liegende dieser mittelpaläozoischen Gesteine bildeten die Migmatitgneise und die «Streifengneise», welche zusammen mit den noch älteren, polymetamorphon Paragneisen grossräumig deformiert wurden («Schlingentektonik-Phase»). Für diese Deformationsphase wird ein variszisches Alter angenommen. Eine absolute Altersbestimmung dieses Ereignisses fehlt aber noch. Auch ist nach wie vor nicht geklärt, ob die mittelpaläozoischen Sedimente noch in diese Faltung mit einbezogen wurden oder nicht. Es wäre auch denkbar, dass diese Sedimente als präalpine Decken nach Abschluss der «Schlingentektonik-Phase» auf das präkambrisch-altpaläozoische Kristallin überschoben worden sind. In jedem Fall hat die basale Auflagerungsfläche dieser Metasedimente mindestens karbonisches Alter, da spätkarbonische Intrusiva die Grossfalten durchschlagen und lokal kontaktmetamorphe Erscheinungen hinterlassen haben.

Zur Zeit der variszischen Metamorphose herrschten im Gotthard-«Massiv» amphibolitfazielle Bedingungen. Diese Metamorphose erreichte ihr Maximum vor ungefähr 330 Mio. Jahren (NUNES & STEIGER 1974, SCHALTEGGER 1993). Für eine Hochdruckmetamorphose gibt es keine Hinweise.

In der Spätphase der variszischen Orogenese intrudierten in mehreren Phasen granitoide Gesteine, wie der Medelser Granit und der Cristallina-Granodiorit. Der Medelser Granit ist von GRÜNENFELDER (1962) mittels U-Pb-Datierung auf 303 ± 20 Mio. Jahre datiert worden. Er gehört damit zur älteren Gruppe der variszischen Intrusiva (SCHALTEGGER 1993). Zu dieser gehören auch der ausserhalb des Blattes gelegene Gamsbodengneis (301 ± 2 Mio. Jahre) und der Fibbia-Gneis (300 ± 2 Mio. Jahre), die von GRÜNENFELDER (1962), GUERROT & STEIGER (1991) und SERGEEV et al. (1993) datiert wurden. Sie zeigen deutliche Deformationserscheinungen, d.h. die Gesteine sind teilweise verschiefert und vergneist. Eine Gruppe späterer Intrusionen, zu der u.a. der Rotondo-Granit (ca. 295 Mio. Jahre; SERGEEV & STEIGER 1995) und der Cacciola-Granit (292 ± 11 Mio. Jahre; OBERLI et al. 1981) gehören, zeigt deutlich geringere Deformationserscheinungen, d.h. die variszische Gebirgsbildung muss zu dieser Zeit bereits weitgehend abgeschlossen gewesen sein.

ALPINE ENTWICKLUNGSGESCHICHTE

An die variszische Gebirgsbildung und die darauf folgende Heraushebung schloss sich eine lange Phase der Abtragung mit kontinentalen Ablagerungen an. Ab der Trias wurde das vorliegende Gebiet wieder überflutet und zunehmend mit marinen Sedimenten eingedeckt. Die Hauptmasse der mesozoischen Sedimente ist während der alpinen Orogenese vom kristallinen Substrat abgeschert und nach Norden verfrachtet worden. An den Rändern des Gotthard-«Massivs» und des Tavetscher Zwischenmassivs sind aber (par-)autochthone Reste zurückgeblieben. Diese sind heute einerseits in der Urseren-Zone, in der Grenzzone zum Aar-Massiv und in der Disentiser Zone sowie andererseits in der Garvera-Zone und in der Piora-Scopi-Zone aufgeschlossen.

In der Garvera-Zone ist das Alter der hier vorhandenen, verschiedenartigen, monometamorphen Phyllite nicht genau belegbar, da Fossilien fehlen und die Gesteine meist diskordant an wesentlich ältere Einheiten grenzen, zum Beispiel an variszische Paragneise (**P**). Es wird ein überwiegend permisches Alter vermutet. Mit dem Übergang ins Mesozoikum ist ein Wechsel zu feinklastisch-karbonatischer Sedimentation zu beobachten. Einige Schichtglieder der überlagernden Schichtabfolge sind mit Fossilien als Lias datiert und mit benachbarten Gebieten korrelierbar (Tab. 4). Jüngere Sedimente (Kreide/?Tertiär) sind nur eventuell und ganz lokal erhalten geblieben (PARÉJAS in BRÜCKNER & NIGGLI 1954).

Im Gegensatz zur Urseren- und zur Garvera-Zone finden sich in der Piora-Scopi-Zone kaum Hinweise auf Sedimente permischen Alters: HUBER (1943) beschreibt aus dem nördlichen Bereich der Scopi-Zone grünliche, verrucanoartige Konglomerate (**p_{ps}**), die vermutlich postvariszische und prätriassische Sedimente darstellen, aber lediglich wenige Meter mächtig sind. Ca. 4 km östlich des ausserhalb des Atlasblattes gelegenen Lago Retico stehen laut BAUMER (1964) linsenförmige, grünliche und zum Teil sandige Phyllite sowie grünliche, stark verschieferte Chloritgneise an, die dem von FEHR (1956) gefundenen «quarzitischen Verrucano» bzw. dem «Trias-Basisquarzit» entsprechen dürften.

Die im Bereich des Lukmaniers erhalten gebliebene autochthone Schichtfolge besteht aus Gesteinen der Mels-Formation (Trias-Quarzit), der untersten Röti-Formation sowie etwas Quarten- und Liasschiefern (BAUMER 1964, NABHOLZ et al. 1967, ETTER 1987). Die parautochthone Schichtfolge umfasst im Wesentlichen die Quartenschiefer und Gesteine der «Stgir-Serie», der «Inferno-Serie» und der «Coroi-Serie» (Trias bis früher Dogger). Für die Retico-Störung (vgl. S. 74) wird aufgrund bedeutender regionaler Unterschiede in den Schichtmächtigkeiten der Trias angenommen, dass sie bereits zu dieser Zeit als synsedimentäre Abschiebung aktiv war. Ihre Bedeutung nahm jedoch im Jura offenbar ab, es sind aber im Bereich des Lukmaniers Hinweise auf eine fortdauernde Aktivität vorhanden (ETTER 1987).

Tabelle 4: *Korrelation des Lias (aus WYSS 1985)*

TRÜMPY (1949) Helv. Decken der Ostschweiz		WYSS (1985) Urseren-Zone	NIGGLI (1944) Garvera-Zone	LISZKAY (1965) Nufenen-Zone	ETTER (1987) Scopi-Zone
Aalénien	Untere Aalénien-Schiefer	(Jüngeres Mesozoikum abgeschert)	(Jüngeres Mesozoikum abgeschert)	(Jüngeres Mesozoikum abgeschert)	Coroi-Serie Tonschiefer
Toarcien	(Schicht-lücke)	Kalkige Quarzite mit dolom. Komponenten			Inferno-Serie Schwarze Kalkschiefer und Kalke (Belemniten)
Pliensbachien	Sexmor-Serie	Bändermarmore		Serie der Knotenschiefer	
		Sandige Marmore mit dolom. Komponenten			
		Belemniten und Tongallen führende Marmore			
Sinémurien	Spitzmeilen-Serie	Kalkige Quarzite und sandige Marmore	Grobsandkalke	Serie der Sandsteine	Obere Stgir-Serie Sandkalke und Quarzite, Kalk- und Tonschiefer
	Prodkamm-Serie	Dunkle Schiefer mit Marmorbänken	Wechselagerung von feinkörnigen Kalken, Sandkalken und dunklen Schiefen	Obere Granatschiefer-Serie	Untere Stgir-Serie Dunkle Kalk- und Tonschiefer, Sandkalke
				Mittlere Granatschiefer-Serie	
Hettangien	Cardien-Schichten		Lumachellenkalk, schwarze, quarzreiche Schiefer	Untere Granatschiefer-Serie	Basale Stgir-Serie Quarzite und Tonschiefer
Rhät	Infralias-Sandsteine				

Gemäss TRÜMPY (1963, 1969, 1999), KEMPF & PFIFFNER (2004) u. a. stammen die helvetischen Decken aus der Narbe krustaler Subduktion zwischen Aar-Massiv und Gotthard-«Massiv», wobei das Tavetscher Zwischenmassiv die ehemalige Unterlage dieser Decken darstellt. Das Tavetscher Zwischenmassiv mit einer ursprünglichen Breite von ca. 25–30 km ist dabei nicht vollständig subduziert worden. Der heute aufgeschlossene Teil stellt den Überrest dar.

Nach WYSS (1985) reichte das Wurzelgebiet der helvetischen Decken des Aar-Massivs dagegen über das Tavetscher Zwischenmassiv und das Gotthard-«Massiv» hinweg bis in den penninischen Raum. Die Verkürzung des helvetischen «Wurzelgebietes» kann bei diesem Szenarium mit der Überschiebung der Kristallindecken erklärt werden und benötigt keine grossräumige Verschluckung.

Die verschiedenen Deformationsphasen und die Metamorphose liefen in den einzelnen tektonischen Einheiten nicht gleichzeitig ab. So wanderte die tektonische Aktivität von den mehr südlich gelegenen Gebieten in die nördlicheren. Die Deformationsereignisse repräsentieren zudem nicht punktuelle Ereignisse mit konstantem Druck und Temperatur, sondern stellen vielmehr länger anhaltende Verformungs- und Überlagerungsprozesse dar.

Zusammenfassend lässt sich die alpine Entwicklungsgeschichte wie folgt skizzieren (nach WYSS 1985, ETTER 1987, KEMPF & PFIFFNER 2004):

- Dehnungstektonik während des Mesozoikums führte zur Absenkung des Gebietes des späteren Tavetscher Zwischenmassivs und des Gotthard-«Massiv» gegenüber dem Aar-Massiv. Die Bewegungen erfolgten z.T. an Verwerfungsflächen, die bereits im Permokarbon angelegt worden sind (Permokarbondrog: TRÜMPY 1966, 1999), oder an synsedimentären Brüchen (beispielsweise der Retico-Störung), die während des Lias gebildet resp. reaktiviert worden sind (TRÜMPY 1949).
- Während der ersten kompressiven Bewegungen im Gebiet der Urseren-Zone und der Grenzzone zum Aar-Massiv, im Tavetscher Zwischenmassiv und im Gotthard-«Massiv» kommt es zur Abscherung der ultrahelvetischen Decken und anschliessend zur Überschiebung der helvetischen Decken. Die in der Scopi-Zone heute noch erhaltenen parautochthonen Sedimente repräsentieren Relikte der abgesicherten Decken, die das bis auf die Trias entblösste Gotthard-«Massiv» überlagerten. In den zurückgebliebenen Sedimenten besteht eine heute noch reliktsch erhaltene Schieferung S_1 . Die Abscherung der Sedimenthüllen ist sehr wahrscheinlich älter als die Individualisierung von Tavetscher Zwischenmassiv und Gotthard-«Massiv» (TRÜMPY 1999). Gemäss ETTER (1987) wurde in dieser Phase im gotthard-massivischen Autochthon eine grosse Deckfalte ausgebildet, deren inverser Schenkel die Scopi-Zone repräsentiert. Ebenfalls aus dieser Deformationsphase stammen die an der Retico-Störung mitgerissenen Schuppen.
- Mit fortschreitender Einengung bilden sich neue Abscherungen, das Kristallin wird miteinbezogen. Das Gotthard-«Massiv» wird auf die «Zwischenmassive», d.h. auf das Tavetscher und das Gomser Zwischenmassiv, überschoben. Diese werden ihrerseits auf das Aar-Massiv überschoben. Dabei kommt es zu einer starken Deformation und Verkippung der Massive. Die sich ausbildende penetrative Hauptschieferung S_2 (Calanda-Phase) stellt das dominierende Gefügeelement in der Urseren-Zone, in der Grenzzone zum Aar-Massiv und im kakiritisierten nördlichen Teil des Tavetscher Zwischenmassivs dar. Während dieser Hauptdeformation erreichte die alpine Metamorphose (s. unten) ihren Höhepunkt. Sowohl das Kristallin als auch die aufliegenden Sedimente werden duktil bzw. plastisch deformiert.

- Im Verlaufe der weiteren Einengung greift die Abscherung auf tiefere Stockwerke hinunter. Das Aar-Massiv wird auf das nördliche Alpenvorland aufgeschoben und dadurch gehoben, was sich in der Urseren-Zone, in der Garvera- und in der Disentiser Zone durch die Steilstellung und die Ausbildung entsprechender Falten und einer dazugehörigen Runzelschieferung S_3 (Ruchi-Phase) ausdrückt.

Die *alpine Metamorphose* hat in den verschiedenen tektonischen Einheiten zu unterschiedlichen Zeiten und bei unterschiedlichen Rahmenbedingungen eingesetzt. Sie dürfte generell aus zwei sich überlagernden Ereignissen, nämlich einem Hochdruck-Niedertemperatur-Ereignis und einem darauf folgenden, höher temperierten Regime bestanden haben (TROMMSDORF 1980). Da sich diese zwei Ereignisse überlagern und auch nicht immer klar ist, ob die bestimmten Mineralalter, Abkühlungsalter oder Mischalter darstellen, ist die Rekonstruktion des Metamorphoseverlaufs nach wie vor in Diskussion (ALLAZ et al. 2007, WIEDERKEHR et al. 2008). Zudem hängt die Mineralbildung nicht nur von der Temperatur und vom Druck ab, sondern wird massgeblich vom im Gestein zirkulierenden Fluid (H_2O - und CO_2 -Gehalte) mitbestimmt.

Im vorliegenden Gebiet kann die alpine Metamorphose besonders gut in den jungvariszischen Intrusiva und in den ausschliesslich alpin metamorphen, mesozoischen Sedimenten studiert werden. Die durch die Mineralisograden aufgezeigte PT-Verteilung (vgl. Fig. 4a in ENGI et al. 2004) repräsentiert den Gleichgewichtszustand am Ende der Kontinentalkollision, nach der Hauptausbildungsphase des alpinen Deckengebäudes. Sie widerspiegelt eine Metamorphose des Barrow-Typs (= temperaturbetontes Regime). Anhand des Verlaufes der Mineralisograden ist eine deutliche Temperaturzunahme von NW nach SE zu erkennen (ENGI et al. 2004, FREY & FERREIRO MÄHLMANN 1999, NIGGLI & NIGGLI 1965, TROMMSDORFF 1980, BERNOTAT & BAMBAUER 1980, IROUSCHEK 1983, FREY et al. 1980). Sowohl im Aar-Massiv als auch im Tavetscher Zwischenmassiv und im grössten Teil des Gotthard-«Massivs» herrschten grünschieferfazielle Metamorphosebedingungen. Die Übergangszone zwischen der Grünschieferfazies und der Amphibolithfazies verläuft ungefähr im Bereich des Südrandes der vorliegenden Karte. Temperatur und Druck dürften hier Werte von ca. 500–550°C (T_{max}) und 0,55–0,58 GPa (P_{max}) erreicht haben (FREY 1969, ENGI et al. 2004). Besonders erwähnt sind die Chloritoidschiefer in der Garvera-Zone (vgl. Karte und NIGGLI 1944) sowie das Auftreten von Staurolith und Disthen in der Scopi-Zone am Lukmanier (FREY 1969).

Neben den Mineralparagenesen können auch die Flüssigkeitseinschlüsse in den einzelnen Mineralen Hinweise auf die physikalisch-chemischen Rahmenbedingungen geben. WYDER & MULLIS (1998) untersuchten die Fluideinschlüsse von Quarz sowie die Mikrostrukturen in zwei Bruchzonen des nördlichen Tavetscher Zwischenmassivs (Bohrkerne der NEAT-Bohrung SB 3 Tujetsch) und rekonstruierten die folgende tektonometamorphe Entwicklung:

- vor 20–19 Mio. Jahren: $T=435^{\circ}\text{C}$, $P=0,45\text{ GPa}$ (Überschiebung des Gotthard-«Massivs» auf das Tavetscher Zwischenmassiv und auf das Aar-Massiv; Metamorphosemaximum)
- vor 17–15 Mio. Jahren: $T=310^{\circ}\text{C}$, $P=0,27\text{ GPa}$ (Rückfaltung, Steilstellung)
- vor 14–13 Mio. Jahren: $T=275^{\circ}\text{C}$, $P=0,23\text{ GPa}$ (Kluftbildungen)
- vor 11–9 Mio. Jahren: $T=190^{\circ}\text{C}$, $P=0,06\text{ GPa}$ (Druckabfall auf hydrostatische Bedingungen und anschliessende Bildung der kakiritischen Störzonen)

SCHMID et al. (1997) schätzten das Alter der alpinen Metamorphose im südlichen Aar-Massiv generell auf ungefähr 27 bis 24 Mio. Jahre und im südlichen Gotthard-«Massiv» auf 35 bis 30 Mio. Jahre. Neueste Untersuchungen von ALLAZ et al. (2007), ALLAZ (2008) und WIEDERKEHR et al. (2008) deuten jedoch darauf hin, dass die Metamorphose des Barrow-Typs jünger als 20 Mio. Jahre ist. Die von zahlreichen Autoren im Bereich zwischen Aar-Massiv und Tavetscher Zwischenmassiv postulierte bedeutende Subduktion bzw. starke Aufschuppung wäre noch vor Erreichen des Metamorphosemaximums (Barrow-Typ) vonstatten gegangen. Bei den von WYDER & MULLIS (1998) datierten jungen kakiritischen Störzonen dürfte es sich daher mindestens teilweise um reaktivierte Bruchflächen handeln.

ROHSTOFFE

Kies, Sand, Blöcke

Der vom Baugewerbe für den Strassen- und Häuserbau benötigte Kies und Sand sowie Blöcke werden grösstenteils lokalen Bachschuttkegeln entnommen.

Giltstein

Im Tavetscher Zwischenmassiv sind zahlreiche Talkschiefer- und Giltsteinvorkommen vorhanden. Die bedeutendste Giltsteingrube des Gebietes befindet sich am Calmut, E–SE des Oberalppasses (ALTHAUS 1945). Der Abbau ist hier mit Unterbrüchen bis heute fortgesetzt worden. In diesem Tagbau werden die westlichsten jener Einlagerungen von Talk- und Serpentinittgestein ausgebeutet, die im Kristallin des Tavetscher Zwischenmassivs in einer Zone vorkommen, welche sich vom Oberalppass über eine Distanz von ca. 30 km bis in die Gegend von Truns im Bündner Oberland hinzieht. Das auf einer Fläche von ca. 150 x 200 m aufgeschlossene Lager besteht aus Giltstein, Asbest, Talkschiefer, Grüngestein und

Chloritschiefer. Das Nebengestein stellt Muskovitgneis dar. Der Giltstein weist ca. 3 Vol.-% Magnetit auf.

Giltstein wurde beim Ofenbau, als Ofenplatte für elektrische Heizöfen, als Kochgefäß etc. verwendet. Heute werden Giltsteinplatten häufig als Tischgrillplatten benutzt. Zudem verwendet man sie wieder vermehrt beim Ofenbau.

In der Vergangenheit wurde versucht, auch an anderen Lokalitäten Giltstein abzubauen. So wurde 1 km östlich von Selva im Jahr 1944 ein ca. 30 m langer Stollen vorgetrieben, wobei allerdings kein Giltstein angefahren wurde (HÜGI 1945).

Baryt

Von AMBÜHL (1929) ist am Pazolabach, auf 2040 und 2090 m ü. M., im Grenzbereich von Urseren-Zone, Garvera-Zone und Tavetscher Zwischenmassiv ein rötliches Barytgestein von schiefriger Textur und körnigem Aussehen beobachtet worden. In WENGER et al. (1990) sind Baryt, Pyrit, Siderit, Dolomit und Kalzit aus dolomitischen Kalken der Urseren- und Garvera-Zone beschrieben. Das eine dieser Baryt-Vorkommen liegt in dem alten, leicht verschütteten Steinbruch nördlich der Schöni, innerhalb von grünen, weichen, pyrit- und magnetithaltigen Chloritschiefern. Ein weiteres Barytvorkommen ist beim Lai da Sontga Maria (ca. Koord. 704.700/159.800) aufgeführt. Es handelt sich um eine schichtförmige Vererzung mit Pyrit, Pyrrhotin, Chalkopyrit und Baryt, in einer randlich der Scopi-Zone eingeschuppten Quarzit /Marmorlinse.

Quarzgänge und Vererzungen

Im Kristallin des Tavetscher Zwischenmassivs kommen präalpine, metamorph überprägte Erzgänge (Goldquarzgänge bei Sedrun, Magnetkiesgänge im Val Nalps und Arsenkiesvererzungen südlich von Tschamut) vor, welche sämtliche Metalle führen, die auch auf den alpinen Zerrklüften zu beobachten sind.

Nach HENDRY (1992) wurde von 1658 bis 1697 in der sog. «Palitsergrube» auf der linken Seite des Val Nalps Blei-Zink-Erz abgebaut. Der Eingang dieser Grube liegt auf 1875 m ü. M. oberhalb von Falluns. Am Eingang ist die Jahreszahl 1697 eingemeisselt. Der Stollen gabelt sich nach ca. 14 m in einen westlichen Stollen mit einer Länge von 25 m, und einen östlichen von 8,5 m Länge. Gemäss WENGER et al. (1990) ist Galenit und Sphalerit als Abraum vorhanden. Das abgebaute Erz wurde wenig unterhalb der Grube weiter verarbeitet. Der Name «Falluns» (=Stampfe) weist darauf hin.

Ein schöner Pyrrhotingang befindet sich am rechten Ufer des Nalpserrheins, südlich des Brückleins des Fahrweges Sedrun-Pardatsch und im Val Surpalits (bei ca. Koord. 697.850/167.200) ist in einem quarzitischem Gestein des Tavetscher Zwischenmassivs eine Arsenkiesvererzung (Arsen und Arsenopyrit) vorhanden

(NIGGLI 1944). Ein eigentlicher, ca. 1 m langer Arsenkiesgang mit Pyrit ist im «Streifengneis» bei Summermatten (Koord. 692.175/159.275) zu finden (AMBÜHL 1929). Der gleiche Autor beobachtet zudem westlich von Tgatlens, in unmittelbarer Nähe zum Tavetscher Zwischenmassiv, eine Pb-Zn-Ag-Vererzung. Es handelt sich um einen schmalen Galenit-Quarz-Gang innerhalb der Psammitgneise der Garvera-Zone. Eine detaillierte Beschreibung der in der Cavadischlucht auftretenden Kupfersulfid-Vererzungen ist in BONANOMI (1989) zu finden.

Goldvorkommen in der Surselva

Schon in historischen Zeiten waren im Gebiet um Disentis zahlreiche Vorkommen von Zerrkluftmineralien und Vererzungen bekannt. Da diese auch goldhaltig sind, zog der Vorderrhein mit seinen Zuflüssen zahlreiche Goldwäscher an, die ihr Glück vor allem in der Lukmanierschlucht suchten. Im aktuellen Strahlerreglement der Gemeinde Disentis findet sich denn auch ein spezieller, das Goldwaschen betreffender Abschnitt.

1983 wurden KNOPF et al. (1989) auf goldhaltige Serizitschiefer am Vorderrhein bei Disentis aufmerksam. Zwei kanadische Bergbauunternehmen teuften in der Folge 1986 und 1987 rund um Mompé Medel insgesamt 17 Sondierbohrungen von jeweils 200–250 m Länge ab. Die Auswertung der Bohrkerne ergab meist nur 1 bis 2 g/t Gold (bzw. 1–2 ppm). Abbauwürdig sind Vorkommen erst ab 5 ppm. Ab 2006 wurde die Explorationstätigkeit durch die Genfer Firma MinAlp SA («Miniera alpina») wieder aufgenommen, mit einer vorerst bis 2011 laufenden Konzession. Der Untersuchungsperimeter umfasst auch das Gebiet der Gemeinden Sedrun (Tujetsch) und Medel.

In BÖHM (1991) sind die Vererzungen in der Lukmanierschlucht detailliert beschrieben. Es sind drei hydrothermal veränderte Erzhorizonte vorhanden, die mit neugebildetem Serizit und Dolomit durchsetzt sind. Diese goldhaltigen Serizitgneise und -schiefer bilden im Tavetscher Zwischenmassiv eine ca. 15 km lange und 2 km breite mineralisierte Zone. Die Mineralisierung mit goldhaltigen Sulfiden manifestiert sich teils als derbe Pyrit-Arsenopyritlagen sowie zusätzliche Eisensulfide wie Pyrrhotin und Markasit von mehreren Zentimetern Dicke, teils als fein zersprengte Pyrit- und Arsenopyritkörner in den harten quarzitischen Bänken, die in die Serizitschiefer eingeschlossen sind. An der Oberfläche sind alle Erzkörper intensiv rostbraun angewittert. Die Primärabscheidung des Goldes ist offensichtlich präalpin, möglicherweise gar prävariszisch. Die Bewegung während der Alpenfaltung und die Aktivität zirkulierenden Tiefenwassers führten zu einer lokalen Anreicherung des Goldes in den jetzigen Horizonten. Gemäss BÖHM (1991) sind die Vererzungen aufgrund des wahrscheinlich magmatogenen Ursprungs des Muttergesteins exhalativ-vulkanogen entstanden. Hydrothermale Alterationen und Rekristallisationen führten zu verschiedenen Erzgenerationen.

Kluftminerale

Die Region des Atlasblattes, besonders das Tavetscher Zwischenmassiv, ist bekannt für den Reichtum an Zerrklüften und das Auftreten von seltenen Mineralien (MAISSEN 1955, STALDER et al. 1998).

NIGGLI (1944), NIGGLI et al. (1949) und PARKER (1954) geben eine detaillierte Übersicht über die Mineralfundstellen im Bereich des Tavetscher Zwischenmassivs, der Garvera-Zone und des nördlichen Gotthard-«Massivs». Kluftminerale weisen vor allem die Schiefer und Gneise, die Amphibolite sowie die Talk- und Serpentinegesteine des Tavetscher Zwischenmassivs auf. Zahlreiche Fundstellen enthalten zudem die Phyllite und Psammitgneise des Permokarbons. Es werden 6 Fundortgruppen mit unterschiedlichen, typischen Mineralvergesellschaftungen aufgeführt. Dabei besteht eine Abhängigkeit der Mineralführung der Klüfte von der Art des «Muttergesteins»: So führen Klüfte in den Amphiboliten reichlich Titanit, Epidot, Quarz und Adular, solche in den Paragneisen und -schiefern Anatas, Rutil, Brookit und Ankerit neben Quarz und Kalzit. Die deutlich hervortretenden Gebiete grösserer Funddichte von Kluftmineralien scheinen tektonisch bedingt zu sein.

Besonders prachtvoll sind die Funde aus der Cavadischlucht (FEJER 1978, SIALM-BOSSHARD 2006). Dort, wo das untere Val Curnera die Psammitgneise der Garvera-Zone durchschneidet, d.h. unterhalb der Staumauer, sind reiche Fundstellen zu verzeichnen. Charakteristisch für die Cavad-Vorkommen sind die orientierten Verwachsungen von Hämatit mit Rutil. Die Schlucht ist jedoch wegen der häufigen Sprengungen und wegen des Kraftwerkbetriebes nur mit äusserster Vorsicht zu begehen.

Speziell zu erwähnen sind die goldhaltigen Klüfte im Tavetscher Zwischenmassiv (z.B. nördlich von Pardatsch). Diese Zerrkluftminerale scheinen mit den vorgängig erwähnten Erzvorkommen in Zusammenhang zu stehen. Gemäss NIGGLI (1974) kristallisierte der Kluftinhalt aus Lösungen aus, welche alte Erzgänge auslaugten und deshalb erhöhte Metallgehalte aufwiesen.

Das Val Nalps hat im Gotthard-«Massiv» zwei grosse Fundbezirke aufzuweisen: Ungefähr 2 km südlich des oberen Endes des Stausees, an den Hängen des Piz Vatgira und Piz Lai Blau, sind schöne Fundstellen von Quarz, Adular, Albit, Apatit, Titanit, Phrenit, Epidot und Desmin zu finden. Zuhinterst im Tal, im Gebiet des Piz Rondadura und des Piz Blas, wurden sehr schöne Fluorite gefunden. Daneben trifft man Quarz, Titanit, Ilmenit, Anatas, Monazit und selten Synchysit und Gadolinit. In den alpinen Zerrklüften der bekannten Kalksilikatfelslinse am Piz Tagliola (Koord. 695.000/164.000) treten neben Quarz, Aktinolith, Kalzit und Epidot auch Grossular (Hessonit) und Diopsid in grossen Mengen als Kluftminerale auf (GRUBENMANN 1914, BARTOCHA 1964).

TECHNISCHE GEOLOGIE

Gotthard-Basistunnel

Das Kartenblatt Oberalppass wird durch den Gotthard-Basistunnel in N-S-Richtung durchquert. Im Zusammenhang mit diesem Bauwerk sind bereits zahlreiche Untertagebauten erstellt worden. Zum Zeitpunkt der Verfassung dieser Erläuterungen waren dies folgende Bauwerke:

- Zugangsstollen Sedrun
- Entlüftungsstollen
- Entlüftungsschrägschacht
- Schacht I & II
- Diverse Kavernen am Fuss des Schachtes I («Multifunktionsstelle Sedrun»)
- Tunnelröhren des Gotthard-Basistunnels («Paradis-Gneis» und «Streifengneis» sowie Piz-Fuorcla-, Tenelin- und Borel-Zone noch nicht aufgefahren)

Ein Teil der Ergebnisse ist bereits in verschiedenen Publikationen veröffentlicht. Die zitierten unpublizierten Berichte sind bei der geologischen Informationsstelle der Landesgeologie in Wabern einsehbar.

Bohrungen

Für die Projektierung des Gotthard-Basistunnels haben die SBB bereits nach 1970 diverse Sondierbohrungen durchführen lassen. Zwei davon (Rueras und Sta. Maria) liegen auf dem Kartenblatt Oberalppass. Seit 1990 wurden weitere Sondierbohrungen durchgeführt. Der Bohrplatz der nach Süden gerichteten Schrägbohrung SB 4.1 liegt nur knapp ausserhalb des Blattes, sodass mit dieser Bohrung praktisch ausschliesslich innerhalb des Kartierungsperimeters anstehende Gesteine erkundet wurden.

Rueras 1 und 2

Im Bereich von Rueras war in einer ersten Projektierungsphase ein Zwischenangriffsschacht geplant. Zur geologischen Erkundung wurden zwei Bohrungen in unmittelbarer Nähe der Ruine Putnengia abgeteuft. Die erste, Rueras 1 (ca. Koord. 700.070/169.620, 1397,15 m ü.M.), wurde 1972/73 abgeteuft, musste aber bei 302,6 m wegen bohrtechnischer Schwierigkeiten abgebrochen werden. Die zweite, Rueras 2 (Koordinaten: siehe Rueras 1, 1411,75 m ü.M.), wurde 1973/1974 ausgeführt. Auch diese Bohrung musste bei 510,2 m, d.h. rund 90 m oberhalb der geplanten Endtiefe, wegen bohrtechnischer Schwierigkeiten abgebrochen werden. Beide Bohrungen verliefen gänzlich in Gesteinen des Tavetscher Zwischenmassivs (Chlorit-Muskovitgneise mit wenigen Einschaltungen von Serizitschiefern, Pegmatiten und Migmatiten).

Sta. Maria

Die Schweizerischen Bundesbahnen teuften 1972 und 1973 nördlich der Sperrstelle Sta. Maria eine Sondierbohrung von insgesamt 1441 m Länge ab. Ziel war die Erkundung des Tiefganges und der Form der Scopi-Zone. Die Abweichung vom Lot war beträchtlich, sie betrug ca. 609 m, die wahre Tiefe 1186,67 m unter Terrain. Folgendes Profil wurde erbohrt (FISCHER 1988):

Medelser Granit bis Granitgneis –377 m
 Cristallina-Granodiorit –975 m
 Medelser Granit bis Granitgneis –1004,5 m
 Quartenschiefer –1008,7 m
 «Stgir-Serie» –1161,8 m
 «Inferno-Serie» –1238 m
 «Stgir-Serie» –1333 m
 Quartenschiefer –1368 m
 «Stgir-Serie» –1441 m

Bohrung SB 4.1

Die Schrägbohrung SB 4.1 wurde bei der Kraftwerkzentrale Sedrun, d.h. knapp ausserhalb des Kartenblattes, angesetzt. Sie besteht aus einem Ast A und einem Ast B und wurde mit einem Azimuth von 168° nach Süden bis unter das auf ca. 500 m ü.M. liegende Tunnelniveau abgeteuft. Die totale Länge betrug 1750 m. Die Sondierbohrung verlief gänzlich in Gesteinen des Tavetscher Zwischenmassivs (KELLER 1999, SCHNEIDER 1999). Der Anteil kakiritischer Störzonen machte 4% der Bohrstrecke aus.

HYDROGEOLOGIE

Aufgrund der Bedeutung der Bergwasserfrage für das Projekt des Gotthard-Basistunnels wurde 1992 ein «Arbeitsteam Hydrogeologie» ins Leben gerufen, welches den umfangreichen Bericht «Bergwasserzuflüsse und Beeinflussung des Bergwasserspiegels» erarbeitete (siehe KLEMENZ et al. 1999). Dieser Bericht umfasst die Problemkreise Geologie, Hydrogeologie, Hydrologie und hydrogeologische Modellierung. Grosse Teile des untersuchten Gebietes liegen auf dem Atlasblatt Oberalppass.

Besondere Bedeutung kommt der Überwachung der Staumauern Curnera, Nalps und Sta. Maria zu, da sichergestellt werden muss, dass die Stauhaltungen beim Vortrieb des Basistunnels keinen Schaden nehmen. Die ganzjährigen, sehr genauen Messungen ergaben in allen drei Talquerschnitten Bewegungen im cm-

Bereich mit einer Talöffnung im Winter und einer Talschliessung im Sommer. Diese Bewegungen sind jährlich wiederkehrend und dürften mit den Schwankungen des Bergwasserspiegels in Zusammenhang stehen. Zudem zeigten die zwischen Sedrun und dem Stausee Nalps ausgeführten Nivellements klar, dass sich zwischen 1998 und 2003 um den Schacht Sedrun eine grossräumige Setzungsmulde ausgebildet hat (EBNETER 2006).

Oberflächengewässer

Die Bauten der Kraftwerke Vorderrhein AG haben den Oberflächenwasserhaushalt zwischen dem Val Curnera und dem Val Medel tiefgreifend verändert. Das Wasser der meisten Bäche und Flüsse des Gebietes wird genutzt.

Neben den drei grossen Stauseen Nalps, Curnera und Sta. Maria sind Fassungen beim Oberalppass, bei Nurschallas, Tgatlens, Tuma, Nalps/Alpetta, Nalps/Fops, im oberen Val Gierm, Val Gannaretsch, Val Davos Gletscher, Val Vatgira, Val Casatscha und im Val Uffieri vorhanden (Fig. 14). Zusätzlich zu diesen Fassungen existiert am Oberalppass die Anlage des Elektrizitätswerkes Urseren, welche das Einzugsgebiet der Oberalpreuss und ihre Zuflüsse nutzt. Eine weitere Fassung besteht im Unteralptal am Nordende der kleinen Talebene nördlich der Vermigelhütte. Während der Sommermonate wird ein Teil des Wassers über den Unteralpreussstollen nach Süden in eine Fassung im Val Canaria und von dort weiter durch den Garegnastollen in den Ritomsee (Val Piora) geleitet. Dieser Stollen wurde Ende der Fünfzigerjahre erbaut und gehört den SBB.

Wegen den Stauhaltungen und Fassungen in den Einzugsgebieten des Vorderrheins und des Medelserrheins nahm der mittlere Sommerabfluss an der Messstelle Disentis um 85%, der mittlere Winterabfluss um 73 bzw. 71 % ab (SCHNEIDER et al. 1993). Der mittlere Jahresabfluss des Vorderrheins und sämtlicher grösserer rechtsseitiger Seitenzubringer bis Disentis sind infolge des Kraftwerkbaus um mindestens 60% reduziert worden.

Neben den künstlichen Stauseen existieren im Bereich des Blattes Oberalppass zahlreiche natürliche kleine Bergseen. Der bekannteste See ist der nordöstlich des Badus gelegene Lai da Tuma mit seinem malerischen Delta. Er befindet sich auf 2345 m ü.M. in einem glazial ausgeräumten Kolkbecken. Die Lais da Maighels liegen auf feinkörnigen Moränenablagerungen. Insgesamt sind 5 Seen vorhanden, der südlichste See heisst Lai Carin, der grösste Lai Urlaun.

Unmittelbar nördlich der Südlichen Granitgneise des Aar-Massivs liegt auf 2358 m ü.M. der Lutersee. Dieser See wird von einer jungquartären Störung gequert und durch den angehobenen Südflügel dieser Störung eingestaut. Erwähnenswert sind auch kleinere Seen, z.B. der Wildenmattensee im Unteralptal, mehrere Seen auf der Gafallenalp, der Lai Verd zwischen Piz Vatgira und Piz Gannaretsch, der Lai Blau südlich des Piz Lai Blau sowie der Lago di Froda im obersten Val Cadlimo.

Quellen und Grundwasser

Im Rahmen der vorsorglichen Beweiserhebung für den Bau des Gotthard-Basistunnels wurde ein Quellenkataster erstellt. Die Erhebungen umfassten die 10 000er-Kartenblätter Val Maighels, Oberalppass, Calmut, Pazzola und Scopi. Dieser Kataster bildete, zusammen mit dem Quellenkataster des Kantons Graubünden (Amt für Umwelt Graubünden 2007a), die Grundlage für die Eintragungen auf der Karte. Sämtliche für die öffentliche Wasserversorgung genutzten, gefassten Quellen wurden übernommen. Von den übrigen Quellen (gefasste und ungefasste) wurde bei Vorhandensein einer Quellengruppe lediglich eine repräsentative Quelle ausgewählt.

Bei der Mehrzahl der Quellen handelt es sich um Lockergesteinsquellen, die aus dem Hangschutt oder aus Bachalluvionen gespiesen werden. Felsquellen sind nur sehr selten direkt zu beobachten.

Die Wasserzirkulation in den Kristallingesteinen findet fast ausschliesslich entlang spröder Strukturen (Klüfte, Bruchzonen) statt. Schicht- und Schieferungsflächen spielen nur eine untergeordnete Rolle. Bedingt durch die grosse strukturelle und damit auch hydrogeologische Heterogenität kann auch der Bergwasserspiegel von Ort zu Ort erheblich variieren. In grossen Teilen des Kartenblattes ist er durch die zahlreichen Untertagebauten wahrscheinlich leicht beeinflusst worden. Auswirkungen auf Quellen sind aber selten geblieben.

In den Sedimentgesteinen weisen vor allem die Dolomite und Rauwacken der Trias sowie die Lias-Kalke eine hohe hydraulische Durchlässigkeit und lokal eine gute Wasserführung auf. In den massigen granitoiden Kristallingesteinen können Kluftzonen und Störzonen (grössere Brüche) eine hohe Wasserführung aufweisen. Bedeutende Wasserzuflüsse traten während des Baus der Stollen und Schächte der Kraftwerke und des Gotthard-Basistunnels an folgenden Stellen auf:

- Im Freispiegelstollen Zentrale Sedrun-Fassung Medels traten in verkarsteten Rauwacken der Garvera-Zone Wasserzuflüsse von bis zu 1000 l/s auf. Zudem fanden sich mehrere mässig starke Wasserzuflüsse im Bereich der Schuppenzone am Nordrand der Garvera-Zone.
- Im Druckstollen Wasserschloss Tgom-Nalps wurden einige starke Wasserzuflüsse (>2 l/s) an Klüften im stark verwitterten Gneis des Tavetscher Zwischenmassivs angetroffen.
- Im Druckstollen Sta. Maria-Nalps waren zahlreiche starke Wasserzutritte (bis 10 l/s) aus Kluft- und Störzonen in den Paragneisen und im «Streifengneis» (bis 25 l/s) des Gotthard-«Massivs» zu verzeichnen.
- Im Druckstollen Curnera-Nalps traten in Phylliten des Gotthard-«Massives» lokale Wasserzutritte von bis zu 3 l/s auf.
- Im Stollen Val Val-Oberalppass-Tgatlens-Curnera traten im Bereich der Paragneise des Tavetscher Zwischenmassivs zahlreiche kleinere sowie ein grösserer Zutritt auf.

- Im Unteralpreussstollen (Zuleitung zum Ritomsee) waren zahlreiche kleinere Zuflüsse vorhanden, deren anfängliche Schüttung 1 l/s nicht überstieg. In einer Amphibolitscholle, welche im Stollen auf einer Länge von 180 m aufgeschlossen ist und mit einer grossen Störung an «Streifengneis» grenzt (= Fortsetzung der Retico-Störung), wurde ein Wassereintrich von anfänglich 145 l/s verzeichnet. Dieser Zufluss ging aber innert 100 Tagen auf 3 l/s zurück.

Sperrstellen

Auf dem Atlasblatt Oberalppass sind drei grosse Sperrstellen vorhanden: die Bogenstaumauern Curnera, Nalps und Sta. Maria. Die Hauptdaten sind aus Tabelle 5 ersichtlich.

Während die Staumauer Curnera in einer eher engen Schlucht erstellt werden konnte, sind die beiden anderen Sperren, vor allem die Staumauer Sta. Maria, in erheblich breiteren Talquerschnitten gelegen. Die geologischen Verhältnisse der Sperrstellen Nalps und Curnera sind in ARNOLD (1970) eingehend beschrieben. Beide Stauseen befinden sich in Glimmer-Plagioklasgneisen des Gotthard-«Massivs». Der Bau der Staumauer Curnera erwies sich wegen des steil stehenden, geschieferten und mit Klüften durchsetzten Felses als schwierig. Ein erster, grösserer Felssturz ereignete sich während des Baus, ein zweiter nach Inbetriebnahme der Anlage. Beim Bau der Staumauer Nalps sind keine ausserordentlichen Schwierigkeiten aufgetreten.

Die obere Stufe des Kraftwerksystems verwendet in ihrer Kavernenzentrale Sedrun das in den Staubecken Nalps, Curnera und Sta. Maria gespeicherte und

Tabelle 5: *Hauptdaten der Sperrstellen*

	Curnera	Nalps	Sta. Maria
Erstellungsjahre	1962 / 1966	1958 / 1962	1964 / 1968
Nutzhalt des Beckens (Mio m ³)	40,8	44,5	67,0
Seeoberfläche bei Maximalstau (km ²)	0,812	0,911	1,774
Max. Staukote (m ü. M.)	1956	1908	1908
Max. Absenkung (m ü. M.)	1848	1820	1829
Max. Mauerhöhe über Fundament (m)	153	127	117
Mauerstärke an der Krone (m)	7	7	8
Mauerstärke am Fuss (m)	24	23	21
Kronenlänge (m)	350	480	560
Max. Mauerhöhe zu Kronenlänge	1: 2,3	1: 3,8	1: 4,8

durch ein Stollensystem zugeführte Wasser. Die Höhendifferenz beträgt rund 600 m (Fig. 14). Die untere Stufe nutzt in der Zentrale Tavanasa dasselbe Wasser, ergänzt durch Wasser aus dem Vorderrhein und den tiefer gelegenen, südlichen Zuflüssen, bei einer Höhendifferenz von 480 m. Das Wasser gelangt dabei von Sedrun durch einen Freispiegelstollen zum Ausgleichsweiher Somvixertal und von dort durch einen Druckstollen zur Zentrale Tavanasa. Entlang des Vorderrheins und seiner Seitentäler wurden dabei rund 70 km Stollen ausgebrochen.

Neben den drei grossen Sperrstellen befindet sich auf dem Kartenblatt Oberalppass noch ein Kleinkraftwerk am Oberalppass, welches dem Elektrizitätswerk Urseren gehört. Das Kraftwerk nutzt das Wasser der Oberalpreuss und ihrer Zuflüsse mit einem Einzugsgebiet von 11,4 km² aus, wobei der Oberalensee als natürliches Speicherbecken dient. Eine kleine Staumauer erlaubt es, den Seespiegel auf 2026 m ü.M. aufzustauen. Weiter unten bei Schöni existiert ein Ausgleichsbecken. Dieses Kraftwerk ist 1961 in Betrieb genommen worden.

EXKURSIONEN

Im Gebiet des Blattes Oberalppass ist ein ausgedehntes Netz von attraktiven Bergwanderwegen mit mehreren, gut dokumentierten geologischen Routen vorhanden. Eine Auswahl empfehlenswerter Exkursionen ist in Tabelle 6 zusammengestellt.

Tabelle 6: *Ausgewählte Exkursionsbeschreibungen*

Disentis – Lukmanierpass	NABHOLZ et al. (1967) LABHART (1977) BONANOMI et al. (1992)
Sedimente der Scopi-Mulde (auf dem Dach der Galerie Lukmanierpass)	ETTER (1987: S. 60 ff.)
Oberes Vorderrheintal, Val Nalps	BAMBAUER (2000) LABHART (1977) BONANOMI et al. (1992)
Val Curnera	LABHART (1977)
Ritomsee – Cadlimohütte	LABHART (1977)
Aar-Massiv	LABHART & WYSS (2005)

LITERATURVERZEICHNIS

- ABRECHT, J. (1994): Geologic units of the Aar Massif and their pre-Alpine rock associations; a critical review. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 74/1, 5–27.
- ABRECHT, J., BIINO, G. G., MERCOLLI, I. & STILLE, P. (1991): Mafic-ultramafic rock associations in the Aar-, Gotthard- and Tavetsch massives of the Helvetic domain in the Central Swiss Alps: markers of ophiolitic pre-Variscan sutures, reworked by polymetamorphic events? – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 71/2, 295–300.
- ALLAZ, J. (2008): Metamorphic evolution in the northern Central Alps: linking ^{39}Ar – ^{40}Ar dating with thermobarometry. – Diss. Univ. Bern.
- ALLAZ, J., JANOTS, E., ENGI, M., BERGER, A. & VILLA, I. M. (2007): Understanding Tertiary metamorphic ages in the northern Central Alps. – Geophys. Res. Abstr. 9, EGU2007-A-07684.
- ALTHAUS, H. E. (1945): Die Giltsteingrube Calmot am Oberalppass (Begehung vom 17./18. Juli 1945). Bericht z.H. des Bureaus für Bergbau. – Informationsstelle der Landesgeologie, Wabern (Nr. 9979).
- AMBÜHL, E. (1929): Petrographie und Geologie des zentralen Gotthardmassivs südlich Andermatt. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 9/2, 265–441.
- Amt für Umwelt Graubünden (2007 a): Gewässerschutzkarte des Kt. Graubünden 1:25 000, Bl. 1232 Oberalppass. – Amt für Landwirtschaft und Geoinformationen, Chur.
- (2007 b): Flach- und Hochmoorinventar. – Amt für Landwirtschaft und Geoinformationen, Chur.
- ARNOLD, A. (1970): Die Gesteine der Region Nalps–Curnera im nordöstlichen Gotthardmassiv, ihre Metamorphose und ihre Kalksilikatfels-Einschlüsse. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 138.
- ARNOLD, A. & JÄGER, E. (1965): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern im Grenzbereich zwischen voralpinen Alterswerten und alpiner Verjüngung der Biotite. – Eclogae geol. Helv. 58/1, 369–390.
- ARNOLD, A. & NIGGLI, E. (1972): Exkursion der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft ins Gotthardgebiet: Tavetscher Zwischenmassiv, Urserenmulde und nördliches Gotthardmassiv. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 52/3, 576–580.
- BAFU [Bundesamt für Umwelt] (2005): Hinweiskarte der potentiellen Permafrostverbreitung in der Schweiz (inkl. Erläuterungen). – Ittigen.
- BALTZER, A. (1888): Sur la faciès et la structure géologique des massifs cristallins du Finsteraarhorn et du St-Gotthard, et des rapports qui existent entre eux. – Eclogae geol. Helv. 1/3, 198–204.
- BAMBAUER, H. U. (2000): Wanderungen durch Berg und Gestein im Tujetsch (3. Aufl.). – Sedrun-Disentis-Tourismus, Disentis.
- BAMBAUER, H. U., BERNOTAT, W., BREIT, U. & KROLL, H. (2005): Perthitic alkali feldspar as indicator mineral in the Central Swiss Alps. Dip and extension of the surface of the microcline/sandine transition isograd. – Europ. J. Mineral. 17/1, 69–80.
- BARTOCHA, P. (1964): Diopsid- und Hessonitkristalle vom Piz Tagliola (GR). – Aufschluss 15/4, 104–106.
- BAUMER, A. (1964): Geologie der gotthardmassivisch-penninischen Grenzregion im oberen Bleniotal. Geologie der Blenio-Kraftwerke. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 39.
- BAUMER, A., FREY, J. D., JUNG, W. & UHR, A. (1961): Die Sedimentbedeckung des Gotthard-Massivs zwischen oberem Bleniotal und Lugnez (vorläufige Mitteilung). – Eclogae geol. Helv. 54/2, 478–491.

- BERNOTAT, W. & BAMBAUER, H. U. (1980): Die Mikroklin/Sanidin-Isograde in Aar- und Gott-hardmassiv. – *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 559–561.
- (1982): The microcline/sanidine transformation isograd in metamorphic regions. II. The region of Lepontine metamorphism, Central Swiss Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 62/2, 231–244.
- BIINO, G. G. & MEISEL, T. (1993): Geochemistry of polymetamorphic ultramafics (major, trace, noble and rare earth elements): an example from the helvetic basement (Central Alps, Switzerland). – *Mineral. Petrol.* 49, 189–212.
- BIINO, G. G., OBERLI, F. & MEIER, M. (1994): Rates of metamorphic processes constrained by petrology and single zircon U-Pb chronology: a case study on former HP-HT mafic rocks from the central Alps. – *Mineral. Mag.* 58/4, 92–93.
- BINI, A., BIELLA, G., FRANCO, R. DE, GUGLIELMIN, M. & TOGNINI, P. (2001): Deep-seated gravitational slope deformations as origin of the terraces on the northern slope of Valtellina (Italian Central Alps). – *Geol.-paläont. Mitt. Innsbruck* 25, 37–38.
- BÖHM, C. (1991): Strukturgeologie und Vererzungen des Tavetscher Zwischenmassivs und der Urseren-Garvera-Zone zwischen Lukmanierschlucht und Val Sumvitg. – *Diplomarb. Geol. Inst. ETH Zürich* (unpubl.).
- BONANOMI, Y.-P. (1989): Geologie, Petrographie und Mineralogie der Region Nalps-Cavradi. – *Diplomarb. ETH Zürich* (unpubl.).
- BONANOMI, Y.-P., DIETLER, T. & ETTER, U. (1992): Querschnitt zwischen dem südlichsten Aar-Massiv und der Lucomagno-Decke im Bereich des Gotthard-Basistunnels. – *Eclogae geol. Helv.* 85/1, 257–266.
- BOSSART, P. J., MEIER, M., OBERLI, F. & STEIGER, R. H. (1986): Morphology versus U-Pb systematics in zircon: a high-resolution isotopic study of a zircon population from a Variscan dike in the Central Alps. – *Earth and Planet. Sci. Lett.* 78, 339–354.
- BRÜCKNER, W. & NIGGLI, E. (1954): Bericht über die Exkursion zum Scheidnössli bei Erstfeld, in die Urserenmulde vom Rhonegletscher bis Andermatt und ins westliche Tavetscher Zwischenmassiv. – *Eclogae geol. Helv.* 47/2, 383–401.
- CHADWICK, B. (1968): Deformation and metamorphism in the Lukmanier region, Central Switzerland. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 79, 1123–1150.
- CHOUKROUNE, P. & GAPAIS, D. (1983): Strain pattern in the Aar Granite (Central Alps): Orthogneiss developed by bulk inhomogeneous flattening. – *J. Struct. Geol.* 5/3–4, 411–418.
- DEBON, F. & LEMMET, M. (1999): Evolution of Mg/Fe ratios in late Variscan plutonic rocks from the external crystalline massifs of the Alps (France, Italy, Switzerland). – *J. Petrol.* 40/7, 1151–1185.
- DEICHMANN, N., BAER, M., BRAUNMILLER, D., BALLARIN DOLFIN, D., BAY, F., DELOUIS, B., FÄH, D., GIARDINI, D., KASTRUP, U., KIND, F., KRADOLFER, U., KÜNZLE, W., RÖTHLIS-BERGER, S., SCHLER, T., SALICHON, J., SELLAMI, S., SPÜHLER, E. & WIEMER, S. (2000): Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 1999. – *Eclogae geol. Helv.* 93/3, 395–406.
- DEMPSTER, T. (1986): Isotope systematics in minerals: biotite rejuvenation and exchange during Alpine metamorphism. – *Earth and Planet. Sci. Lett.* 78, 355–367.
- EBNETER, F. (2006): Geodätische Überwachung Sedrun–Faido. In: Löw, S. (Hrsg.): *Geologie und Geotechnik der Basistunnels am Gotthard und am Lötschberg* (p. 47–59). – vdf Hochschulverl. ETH Zürich.
- ECKARDT, P. (1957): Zur Talgeschichte des Tavetsch – seine Bruchsysteme und jungquartären Verwerfungen. – *Diss. Univ. Zürich*.
- ECKARDT, P., FUNK, H. & LABHART, T. (1983): Postglaziale Krustenbewegungen an der Rhein-Rhone-Linie. – *Vermess. Photogramm. Kulturtechn.* 83/2, 42–56.

- ENGI, M., BOUSQUET, R. & BERGER, A. (2004): Explanatory notes to the map: metamorphic structure of the Alps: Central Alps. – Mitt. Österr. Mineral. Ges. 149, 157–173.
- ESCHER, H.-C. (1797): Geognostische Nachrichten über die Alpen, in Briefen aus Helvetien. Zweiter Brief: Profilreise vom Fusse der Gothardstrasse bis ins Urselenthal. – Alpina 2, 31–58.
- ETTER, U. (1987): Stratigraphische und strukturgeologische Untersuchungen im gotthardmassivischen Mesozoikum zwischen dem Lukmanierpass und der Gegend von Ilanz. – Diss. Univ. Bern.
- (1999): Die Strukturgeologie des Gebietes Lukmanierpass–Piora–Leventina. In: Löw, S. & WYSS, R. (Hrsg.): Vorauserkundung und Prognose der Basistunnels am Gotthard und am Lötschberg (p. 109–116). – Tagbd. Symp. Geologie Alptransit, Zürich (15.–17. Februar 1999). Balkema, Rotterdam.
- FEHR, A. (1956): Petrographie und Geographie des Gebietes zwischen Val Zavrägia–Piz Cavel und Obersaxen–Lumbrein (Gotthardmassiv–Ostende). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 36/2, 349–453.
- FEJER, Z. (1978): Die Cavadischlucht, schwer zugängliches Vorkommen der schönsten Hämatitkristalle. – Lapis 3/9, 25–28.
- FISCHER, M. (1988): Petrographie, Mineralchemie und Metamorphose der Sondierbohrung Sta. Maria I, Lukmanierpass. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 68/1, 55–67.
- FISCHER, W. (1990): Verschiebungsmessungen im Gebiet Stöckli–Lutersee. – Ber. Inst. Geod. Photogramm. ETH Zürich.
- FOX, J. S. (1974): Petrology of some low-variance meta-pelites from the Lukmanier Pass Area, Switzerland. – Ph. D. thesis, Cambridge Univ.
- FREI, B. & LÖW, S. (2001): Struktur und Hydraulik der Störzonen im südlichen Aar-Massiv bei Sedrun. – Eclogae geol. Helv. 94/1, 13–28.
- FREY, M. (1969): Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmaniergebiet. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 137.
- FREY, M., BUCHER, K., FRANK, E. & MULLIS, J. (1980): Alpine metamorphism along the Geotransverse Basel–Chiasso – a review. – Eclogae geol. Helv. 73/2, 527–546.
- FREY, M. & FERREIRO MÄHLMANN, R. (1999): Alpine metamorphism of the Central Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 79/1, 135–154.
- FREY, M., HUNZIKER, J. C., FRANK, W., BOCQUET, J., DAL PIAZ, G. V., JÄGER, E. & NIGGLI, E. (1974): Alpine metamorphism of the Alps. A review. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 54/2–3, 227–290.
- FRIES, M. (1977): Ehemalige Gletscherstände im Val Maighels. – Diplomarb. Geogr. Inst. Univ. Zürich (unpubl.).
- FRITSCH, K. VON (1873): Das Gotthardgebiet. – Beitr. geol. Karte Schweiz 15.
- FUNK, H. & GUBLER, E. (1980): Höhenänderungen der Fixpunkte im Gotthard-Bahntunnel zwischen 1917 und 1977 und ihre Beziehung zur Geologie. – Eclogae geol. Helv. 73/2, 583–592.
- GEBAUER, D. (1990): Isotopic systems – geochronology of eclogites. In: CARSWELL, D. A. (Ed.): Eclogite facies rocks (p. 141–159). – Blackie, New York.
- GEBAUER, D. (1993): The pre-alpine evolution of the continental crust of the Central Alps – an overview. In: RAUMER, J. F. VON & NEUBAUER, F. (Ed.): Pre-mesozoic geology in the Alps. – Springer, Berlin.
- GEBAUER, D. & QUADT, A. VON (1991): Geochronological evidence for tectonic contacts between Caledonian meta-eclogite of the Gotthard Massif and its country-rocks (Central Alps, Switzerland). – Terra Nova 3, Abstr. Suppl. 6, 6.

- GEBAUER, D., QUADT, A. VON, COMPOSTON, W., WILLIAMS, I. S. & GRÜNENFELDER, M. (1988): Archaean zircons in a retrograded, Caledonian eclogite of the Gotthard Massif (Central Alps, Switzerland). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 68/3, 485–490.
- GIORDANO, F. (1873): Carta geologica del S. Gottardo, 1:50 000. In: *Esame geologico della catena alpina del San Gottardo che deve essere attraversata dalla grande galleria della ferrovia italo-elvetica*. – *Mem. serv. descriz. Carta geol. Italia* 2.
- GRAUERT, B. & ARNOLD, A. (1968): Deutung diskordanter Zirkonalter der Silvrettadecke und des Gotthardmassives (Schweizer Alpen). – *Contrib. Mineral. Petrol.* 20, 34–56.
- GRUBENMANN, U. (1914): Der Granat aus dem Maigelstal im Bündneroberland und seine Begleitminerale. In: *Dozenten der philosophischen Fakultät der Universität Zürich: Festgabe zur Einweihung der Neubauten* (p. 49–64). – *Festschrift Univ. Zürich*.
- GRÜNENFELDER, M. (1962): Mineralalter von Gesteinen aus dem Gotthardmassiv. In: *Bericht über die 36. Hauptversammlung der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in Biel 1961*. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 42/1, 6–7.
- (1963): Heterogenität akzessorischer Zirkone und die petrogenetische Deutung ihrer Uran/Blei-Zerfallsalter. I. Der Zirkon des Granodioritgneises von Acquacalda (Lukmanierpass). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 43/1, 235–257.
- GRÜNENFELDER, M., HOFMÄNNER, F. J. & GRÖGLER, N. (1964): Heterogenität akzessorischer Zirkone und die petrographische Beurteilung ihrer Uran/Blei-Zerfallsalter. II.: Präkambrische Zirkonbildung im Gotthardmassiv. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 44/2, 543–558.
- GUERROT, C. & STEIGER, R. H. (1991): Variscan granitoids of the Gotthard massif, Switzerland: U-Pb single zircon and Sr-Nd data. – *Terra abstracts* 3/1, Abstr. 30 (p. 35).
- GUNTLI, P. (2006): Vortrieb Gotthard-Basistunnel, Teilabschnitt Sedrun: geologisch-geotechnisch-hydrogeologische Verhältnisse im Tavetscher Zwischenmassiv und in der Urseren-Garvera-Zone. In: Löw, S. (Hrsg.): *Geologie und Geotechnik der Basistunnels am Gotthard und am Lötschberg* (p. 119–137). – vdf Hochschulverl. ETH Zürich.
- GUNTLI, P. & BERCHTOLD, P. (1999): Geologisch-geotechnische Verhältnisse im Zugangsstollen Sedrun (Tavetscher Zwischenmassiv). In: Löw, S. & Wyss, R. (Hrsg.): *Vorauserkundung und Prognose der Basistunnels am Gotthard und am Lötschberg* (p. 129–137). – *Tagbd. Symp. Geologie Alptransit, Zürich* (15.–17. Februar 1999). Balkema, Rotterdam.
- HAEBERLI, W. (1985): Creep of mountain permafrost: Internal structure and flow of alpine rock glaciers. – *Mitt. Versuchsanst. Wasserbau Hydrol. Glaziol. Zürich* 77, 142.
- HEIM, ALB. (1891): *Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 25.
- (1920): *Geologie der Schweiz* (3 Bde.). – Tauchnitz, Leipzig.
- HENDRY, T. (1992): «La Ruosna da Palits»: eine ehemalige Erzmine im Val Nalps. – *Bergknappe* 62 (Jg. 16), 2–9.
- HOLST-PELLEKAAN, W. VAN (1913): *Geologie der Gebirgsgruppe des Piz Scopi*. – *Diss. Univ. Zürich*.
- HUBER, H. M. (1943): Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 23/1, 72–264.
- HUBER, W. (1948): Petrographisch-mineralogische Untersuchungen im südöstlichen Aarmassiv. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 28/2, 555–642.
- HÜGI, T. (1945): Geologischer Bericht über den Stollenbau von Selva-Tschamut (Kanton Graubünden), z.H. des Bureaus für Bergbau. – *Informationsstelle der Landesgeologie, Wabern* (Nr. 9978).

- 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.
- IROUSCHEK, A. (1983): Mineralogie und Petrographie von Metapeliten der Simano-Decke unter besonderer Berücksichtigung cordieritführender Gesteine zwischen Alpe Sponda und Biasca. – Diss. Univ. Basel.
- JÄCKLI, H. (1951): Verwerfungen jungquartären Alters im südlichen Aarmassiv bei Somvix-Rabius (Graubünden). – *Eclogae geol. Helv.* 44/2, 332–337.
- (1957): Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 36.
- JÄGER, E. (1979): The Rb-Sr method. In: JÄGER, E. & HUNZIKER, J. C. (Ed.): *Lectures in Isotope Geology* (p. 13–26). – Springer, Heidelberg.
- JÄGER, E., GEISS, J., NIGGLI, E., STRECKEISEN, A., WENK, E. & WÜTHRICH, H. (1961): Rb-Sr-Alter an Gesteinsglimmern der Schweizer Alpen. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 41/2, 255–283.
- KAMMER, A. (1989): Alpine Verformung des aarmassivischen Nordrandes. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 69/1, 37–53.
- KELLER, F. (1999): Geologie und Geotechnik im Aar-Massiv und Tavetscher Zwischenmassiv-Nord. In: LÖW, S. & WYSS, R. (Hrsg.): *Vorauserkundung und Prognose der Basistunnels am Gotthard und am Lötschberg* (p. 139–148). – Tagbd. Symp. Geologie Alptransit, Zürich (15.–17. Februar 1999). Balkema, Rotterdam.
- KELLER, F., WANNER, H. & SCHNEIDER, T. R. (1987): Geologischer Schlussbericht Gotthard-Strassentunnel. Zusammenfassung. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 70.
- KEMPF, O. & PFIFFNER, A. (2004): Early Tertiary evolution of the North Alpine Foreland Basin of the Swiss Alps and adjoining areas. – *Basin Res.* 16, 549–567.
- KLEMENZ, W., EHRLINGER, B., GILBY, D. & LÖW, S. (1999): Hydrogeologische Prognose Gotthardtunnel. In: LÖW, S. & WYSS, R. (Hrsg.): *Vorauserkundung und Prognose der Basistunnels am Gotthard und am Lötschberg* (p. 241–255). – Tagbd. Symp. Geologie Alptransit, Zürich (15.–17. Februar 1999). Balkema, Rotterdam.
- KNOFF, D., NAERT, K. A. & BELL, D. R. (1989): New type mineralization in the Swiss Alps: the Disentis gold occurrence. – *Min. Mag. London*, October 1989, 290–296.
- KÖNIGSBERGER, J. (1908): Über Kohle in Granatglimmerschiefern des Gotthard, über das vermutliche Alter dieser Gesteine und ihre Entstehung. – *Eclogae geol. Helv.* 10, 526–530.
- KRIGE, L. J. (1918): Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung. – *Eclogae geol. Helv.* 14, 519–654.
- KVALE, A. (1957): Gefügestudien im Gotthardmassiv und den angrenzenden Gebieten. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 37/2, 398–434.
- (1966): Gefügestudien im Gotthardmassiv und den angrenzenden Gebieten. – *Sonderveröff. schweiz. geotech. Komm. und schweiz. geol. Komm.*
- LABHART, T. (1965): Petrotektonische Untersuchungen am Südrand des Aarmassives. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 124.
- (1977): Aarmassiv und Gotthardmassiv. In: GWINNER, M. P. (Hrsg.): *Sammlung geologischer Führer* 63. – Bornträger, Berlin / Stuttgart.
- (1999): Aarmassiv, Gotthardmassiv und Tavetscher Zwischenmassiv: Aufbau und Entstehungsgeschichte. In: LÖW, S. & WYSS, R. (Hrsg.): *Vorauserkundung und Prognose der Basistunnels am Gotthard und am Lötschberg* (p. 31–43). – Tagbd. Symp. Geologie Alptransit, Zürich (15.–17. Februar 1999). Balkema, Rotterdam.
- (2005): Blatt 1251 Val Bedretto. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Erläut. 68.

- LABHART, T. & RYBACH, L. (1971): Abundance and distribution of uranium and thorium in the syenite of Giuv (Aar Massif, Switzerland). – *Chem. Geol.* 7, 237–251.
- LABHART, T. & WYSS, R. (2005): Geologische Exkursion: Aar- und Gotthardmassiv, Urserenzone (72. Jvers. VSP/ASP vom 24. Juni). – *Bull. angew. Geol.* 10/2, 86–95.
- LAMBERT, P. (1991): Etude structurale et métamorphique du Val Rondadura (bordure sud du massif du Gothard). – *Diplôme Univ. Neuchâtel* (inédit).
- LAMBERT, P., MARQUER, D. & PERSOZ, F. (1992): Structures sur la bordure sud du socle du Gothard: histoire cinématique tertiaire du Val Rondadura (Alpes centrales suisses). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 72/3, 325–334.
- LAWS, S. (2001): Structural, geomechanical and petrophysical properties of shear zones in the eastern Aar Massif, Switzerland. – *Diss. ETH Zürich* 1425.
- LEU, W. & WYSS, R. (1992): Geologische Aufnahmen und Prognoseprofil im Gebiet von Sedrun, Vordererheintal (AlpTransit/Gotthard-Basistunnel). – *Bull. Ver. Schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 59/135, 81–92.
- LISZKAY, M. (1965): Geologie der Sedimentbedeckung des südwestlichen Gotthard-Massivs im Oberwallis. – *Eclogae geol. Helv.* 58/2, 901–965.
- LÜDI, W. (1954): Eine warmzeitliche Senkung der Waldgrenze am Oberalppass, Schweiz. – *Vegetatio, Acta geobot.* 5/6, 161–168.
- LÜTZENKIRCHEN, V. (2002): Structural geology and hydrogeology of brittle fault zones in the Central and Eastern Gotthard Massif, Switzerland. – *Diss. ETH Zürich* 14749.
- MAISCH, M. E. (1981): Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz). – *Diss. Univ. Zürich*.
- MAISSEN, P. F. (1955): Mineralklüfte und Strahler der Surselva. – *Diss. Univ. Freiburg*.
- MARQUER, D. (1987): Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes centrales suisses). – *Mém. Doc. Cent. armor. Etud. struct. Socles (Rennes)* 10.
- (1990): Structures et déformation alpine dans les granites hercyniens du massif du Gothard (Alpes centrales suisses). – *Eclogae geol. Helv.* 83/1, 77–97.
- MAYERAT, A.-M. (1985): Géologie de la région de Curaglia. – *Diplôme Univ. Neuchâtel* (inédit).
- MEISEL, T., BIINO, G. G. & NÄGLER, T. F. (1996): Re-Os, Sm-Nd, and rare earth element evidence for Proterozoic oceanic and possible subcontinental lithosphere in tectonized ultramafic lenses from the Swiss Alps. – *Geochim. Cosmochim. Acta* 60/14, 2583–2593.
- MERCOLLI, I., BIINO, G. G. & ABRECHT, J. (1994): The lithostratigraphy of the pre-Mesozoic basement of the Gotthard massif: a review. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 74/1, 29–40.
- MERZ, C. (1989): L'intrusif Medel-Cristallina (massif du Gothard oriental). Partie I: déformations alpines et relations socle-couverture. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 69/1, 55–71.
- MILNES, A. G. (1974): Structure of the Pennine zone (Central Alps): a new working hypothesis. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 85, 1727–1732.
- MOOS, A. VON (1963): Lukmanierstrasse: Beurteilung der Hangverhältnisse zwischen La Stéggia und Passhöhe. *Geotech. Ber. vom 26.10.1963*. – *Ber. Büro Dr. A. von Moos, Zürich* (unpubl.).
- NABHOLZ, W. K., NIGGLI, E. & WENK, E. (1967): Exkursion Nr. 23: Lukmanier-Pass (Disentis-Biasca). In: NABHOLZ, W. (Hrsg.): *Geologischer Führer der Schweiz, Heft 5: Grimsel-Susten-Gotthard-Lukmanier und Tessin* (p. 400–417). – *Wepf, Basel*.
- NIGGLI, C. R. (1965): Petrographie und Petrogenesis der Migmatite im südlichen Aarmassiv zwischen Obergesteln und Furkapass. – *Diss. Univ. Bern*.

- NIGGLI, E. (1944): Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 24/1–2, 58–301.
- (1948): Zur zeitlichen Abfolge der magmatischen und metamorphisierenden Vorgänge im Gotthardmassiv (Einige Beobachtungen aus dem Gebiet des Rossbodenstockes). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 28/1, 165–177.
- (1970): Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung. – Fortschr. Mineral. 47/1, 16–26.
- (1974): Alpine Metamorphose von Erzvorkommen der Schweizer Alpen. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 54/2–3, 595–608.
- NIGGLI, E. & NIGGLI, C. R. (1965): Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Stauroolith, Disthen, Sillimanit). – Eclogae geol. Helv. 58/1, 335–368.
- NIGGLI, P. (1912): Chloritoidschiefer und die sedimentäre Zone am Nordostrande des Gotthardmassivs. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 36.
- NIGGLI, P., KÖNIGSBERGER, J. & PARKER, R. L. (1940): Die Mineralien der Schweizeralpen (2 Bd.). – Wepf, Basel.
- NIGGLI, P. & STAUB, W. (1914): Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard- und Aarmassiv. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 45/3, 43–77.
- NUNES, P. D. & STEIGER, R. H. (1974): A U-Pb zircon and Rb-Sr and U-Th-Pb whole rock study of a polymetamorphic terrane in the Central Alps, Switzerland. – Contrib. Mineral. Petrol. 47, 255–280.
- OBERHÄNSLI, R. (1986): Geochemistry of meta-lamprophyres from the Central Swiss Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 55/3, 315–342.
- OBERLI, F., BIINO, G. G. & MEIER, M. (1993): Early polymetamorphic evolution of a Central Swiss Alpine terrain examined by single-crystal U-Pb dating techniques. – Terra abstracts 5/1, Abstr. 42 (p. 392).
- OBERLI, F., MEIER, E. & BIINO, G. G. (1994): Time constraints on the pre-Variscan magmatic/metamorphic evolution of the Gotthard and Tavetsch units derived from single zircon U-Pb results. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 74/3, 483–488.
- OBERLI, F., SOMMERAUER, J. & STEIGER, H. R. (1981): U-(Th)-Pb systematics and mineralogy of single crystals and concentrates of accessory minerals from the Cacciola granite, central Gotthard massif, Switzerland. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 61/2–3, 323–348.
- PARKER, R. L. (1954): Die Mineralfunde der Schweizer Alpen. – Wepf, Basel.
- PAVONI, N. (1979): Investigation of recent crustal movements in Switzerland. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 59, 117–126.
- PERSAUD, M. (2002): Active tectonics in the Eastern Swiss Alps. – Diss. Univ. Bern.
- PERSAUD, M. & PFIFFNER, O. A. (2004): Active deformation in the eastern Swiss Alps: postglacial faults, seismicity and surface uplift. – Tectonophysics 385/1–4, 59–84.
- PETTKE, T. & KLAPER, E. M. (1992): Zur Petrographie und Deformationsgeschichte des südöstlichen Gotthardmassivs. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 72/2, 197–211.
- PFIFFNER, O. A. (1977): Tektonische Untersuchungen im Infrahelvetikum der Ostschweiz. – Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 217.
- (1993): Palinspastic reconstruction of the Pre-Triassic basement units in the Alps: the Central Alps. In: RAUMER, J. F. VON & NEUBAUER, F. (Ed.): Pre-Mesozoic geology in the Alps (p. 29–39). – Springer, Berlin.
- PFIFFNER, O. A., SAHLI, S. & STÄUBLE, M. (1997): Structure and evolution of the external basement massifs (Aar, Aiguilles-Rouges/Mt. Blanc). In: PFIFFNER, O. A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MÜLLER, S. & STECK, A. (Ed.): Deep structure of the Swiss Alps. Results of NFP 20 (p. 139–153). – Birkhäuser, Basel.

- POTY, B. A., STALDER, H. A. & WEISBROD, A. M. (1974): Fluid inclusions studies in quartz from fissures of Western and Central Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54/2–3, 717–752.
- RAUMER, J. F. VON, ABRECHT, J., BUSSY, F., LOMBARDO, B., MÉNOT, R.-P. & SCHALTEGGER, U. (1999): The Palaeozoic metamorphic evolution of the external Massifs. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 79/1, 5–22.
- RAUMER, J. F. VON, STAMPFLI, G., BOREL, G. D. & BUSSY, F. (2002): Organisation of pre-Variscan basement areas at the north-Gondwana margin. – *Int. J. Earth Sci.* 91/1, 35–52.
- REMANE, J., ADATTE, T., BERGER, J.-P., BURKHALTER, R., DALL'AGNOLO, S., DECROUEZ, D., FISCHER, H., FUNK, H., FURRER, H., GRAF, H.-R., GOUFFON, Y., HECKENDORN, W. & WINKLER, W. (2005): Richtlinien zur stratigraphischen Nomenklatur. – *Eclogae geol. Helv.* 98/3, 385–405.
- RENNER, F. (1982): Beiträge zur Gletschergeschichte des Gotthardgebietes und dendroklimatologische Analysen an fossilen Hölzern. – *Diss. Univ. Zürich.*
- SALVADOR, A. (Ed.) (1994): International stratigraphic guide (2nd ed.). – *Int. Union geol. Sci. and geol. Soc. Amer., Boulder (Colorado).*
- SAWYER, E. W. (2008): Atlas of Migmatites. – *Canad. Mineralogist, Spec. Publ.* 9.
- SCHALTEGGER, U. (1986): Voralpine und alpine Mineralbildung in der Gneiszone von Erstfeld (Sustenpass, Aarmassiv); der Mechanismus der K-Ar- und Rb-Sr-Verjüngung alpin umgewandelter Biotite. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 66/3, 395–412.
- (1990): Post-magmatic resetting of Rb-Sr whole rock ages – a study in the Central Aar Granite (Central Alps, Switzerland). – *Geol. Rdsch.* 79/3, 709–724.
- (1993): The evolution of the polymetamorphic basement in the Central Alps unravelled by precise U-Pb zircon dating. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 113, 466–478.
- (1994): Unravelling the pre-Mesozoic history of Aar- and Gotthard massifs (Central Alps) by isotopic dating – a review. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 74/1, 41–51.
- SCHALTEGGER, U., ABRECHT, J. & CORFU, F. (2003): The Ordovician orogeny in the Alpine basement: constraints from geochronology and geochemistry in the Aar Massif (Central Alps). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 83/2, 183–195.
- SCHALTEGGER, U. & CORFU, F. (1992): The age and source of late Hercynian magmatism in the Central Alps: evidence from precise U-Pb ages and initial Hf isotopes. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 3, 329–344.
- SCHALTEGGER, U. & GEBAUER, D. (1999): Pre-Alpine geochronology of the Central, Western and Southern Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 79/1, 79–87.
- SCHALTEGGER, U. & QUADT, A. VON (1990): U-Pb zircon dating of the Central Aar Granite (Aar Massif, Central Alps). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 70/3, 361–371.
- SCHMID, S. M. (1982): Microfabric studies as indicators of deformation mechanisms and flow laws operative in mountain building. In: HSÜ, K. J. (Ed.): *Mountain building processes* (p. 95–110). – Academic Press, London.
- SCHMID, S. M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclogae geol. Helv.* 97/1, 93–117.
- SCHMID, S. M., PFIFFNER, O. A., FROITZHEIM, N., SCHÖNBORN, G. & KISSLING, E. (1996): Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. – *Tectonics* 15/5, 1036–1064.
- SCHMID, S. M., PFIFFNER, O. A. & SCHREURS, G. (1997): Rifting and collision in the Penninic zone of eastern Switzerland. In: PFIFFNER, O. A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. (Ed.): *Deep structure of the Swiss Alps. Results of NFP 20* (p. 160–185). – Birkhäuser, Basel.

- SCHNEIDER, T. R. (1994 a): Sperrstelle Nalps – Geologische Grundlagen der hydromechanischen Modellierung. Ber. z.H. Bundesamt für Wasserwirtschaft, Sektion Talsperren, Expertengruppe Sicherheit Talsperren. – Informationsstelle der Landesgeologie, Wabern (Nr. 31042).
- (1994 b): Sperrstelle Sta. Maria – Geologische Grundlagen der hydromechanischen Modellierung. Ber. z.H. Bundesamt für Wasserwirtschaft, Sektion Talsperren, Expertengruppe Sicherheit Talsperren. – Informationsstelle der Landesgeologie, Wabern (Nr. 31180).
- (1995): Sperrstelle Curnera – Geologische Grundlagen der hydromechanischen Modellierung. Ber. z.H. Bundesamt für Wasserwirtschaft, Sektion Talsperren, Expertengruppe Sicherheit Talsperren. – Informationsstelle der Landesgeologie, Wabern (Nr. 31185).
- (1997): Behandlung der Störzonen beim Projekt des Gotthard-Basistunnels. – Felsbau 15/6, 489–495.
- (1999): Gotthard-Basistunnel: Strategie der geologischen Untersuchungen. In: Löw, S. & Wyss, R. (Hrsg.): Vorerkundung und Prognose der Basistunnels am Gotthard und am Lötschberg (p. 59–72). – Tagbd. Symp. Geologie Alptransit, Zürich (15.–17. Februar 1999). Balkema, Rotterdam.
- SCHÖNBÄCHLER-SEILER, S. M. (1972): Schwermineralien im Cristallina-Granodiorit (östliches Gotthardmassiv). – Diss. ETH Zürich.
- SERGEEV, S. A. & STEIGER, R. H. (1995): Caledonian and Variscan granitoids of the Gotthard massif: new geochronological and geochemical results. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 75/2, 315–316.
- (1996): New estimate of emplacement and source ages of the acid gneisses constituting the pre-alpine basement: single-zircon and zircon fragment U/Pb dating. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 76/1, 121–122.
- (1998): Application of novel sub-grain scale analytical techniques in zircon U/Pb geochronology to enhance the history of the polymetamorphic augen gneiss (Central Swiss Alps). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 78/1, 204–205.
- STALM-BOSSHARD, V. (2006): Eine ausserordentliche Kluft in Cavradi. – Schweizer Strahler 1(2006), 11–20.
- SIBBALD, T. T. I. (1972): The structural and metamorphic geology of the Val Piora region, Ticino, Switzerland. – Diss. Imp. College, London.
- STALDER, A. H., WAGNER, A., GRAESER, S. & STUKER, P. (1998): Mineralienlexikon der Schweiz. – Wepf, Basel.
- STAPFF, F. M. (1880): Geologisches Profil des St. Gotthard in der Axe des grossen Tunnels, während des Baus (1873–1880) aufgenommen, Msst. 1: 25 000. – Spezialbeilage zu den Quartalsberichten des schweizerischen Bundesrathes über den Gang der Gotthardbahn-Unternehmung.
- (1882): Geologische Aufnahme des Gotthard-Bahntunnels. 60 geologische Tunnelprofile 1: 200 (Längen- und Horizontalschnitte). – Quartalsbericht z.H. des schweizerischen Bundesrathes.
- (1885): Geologische Übersichtskarte der Gotthardbahnstrecke Kil. 38–149 (Erstfeld–Castione), in 10 Blättern im Msst. 1: 25 000. – Im Auftrag der Direction der Gotthardbahn, Berlin.
- STECK, A. (1968): Die alpidischen Strukturen in den Zentralen Aaregraniten des westlichen Aarmassivs. – Eclogae geol. Helv. 61/1, 19–48.
- (1984): Structures de déformation tertiaires dans les Alpes centrales (transversale Aar–Simplon–Ossola). – Eclogae geol. Helv. 77/1, 55–100.
- STEIGER, R. H. (1962): Petrographie und Geologie des südlichen Gotthardmassivs zwischen St. Gotthard- und Lukmanierpass. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 42/2, 381–577.
- SUPPE, J. (1985): Principles of structural geology. – Prentice Hall, New Jersey.

- THAKUR, V. C. (1973): Events in Alpine deformation and metamorphism in the Northern Pennine zone and Southern Gotthard Massif regions, Switzerland. – *Geol. Rdsch.* 62, 549–563.
- TROMMSDORFF, V. (1980): Alpine metamorphism and Alpine intrusions. In: TRÜMPY, R. (Ed.): *Geology of Switzerland, a guidebook: part A* (p. 82–87). – Wepf, Basel/New York.
- TRÜMPY, R. (1949): Der Lias in den Glarneralpen. – *Denkschr. schweiz. natf. Ges.* 79/1.
- (1963): Sur les racines des nappes helvétiques. In: DURAND DELGA, M. (Réd.): *Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot* (p. 419–428). – *Mém. Soc. géol. France* [h.s.] 1/2.
 - (1966): Considérations générales sur le «Verrucano» des Alpes Suisses. – *Atti Symp. Verrucano*, Pisa (Soc. toscana Sci. nat.), 212–232, und *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich* [N.F.] 77.
 - (1969): Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. – *Eclogae geol. Helv.* 62/1, 105–142.
 - (1999): Die tektonischen Grosseinheiten im Bereich AlpTransit. In: Löw, S. & Wyss, R. (Hrsg.): *Vorauserkundung und Prognose der Basistunnels am Gotthard und am Lötschberg* (S. 21–29). – *Tagbd. Symp. Geologie Alptransit*, Zürich (15.–17. Februar 1999). Balkema, Rotterdam.
- WEBER, F. (1904): Über den Kalisyenit des Piz Giuv und Umgebung (östliches Aarmassiv). – *Beitr. Geol. Karte Schweiz* [N.F.] 14.
- (1922): Tektonische Übersicht des Wurzelgebietes der helvetischen Decken am Ostende von Aar- und Gotthardmassiv, 1: 100 000 (Karte mit Profilen). – *Geol. Spez.-Karte Schweiz 101A u. 101B*.
 - (1924): Geologische Karte des Tödi-Vorderrheintal-Gebietes, 1: 50 000 (Karte mit Profilen). – *Geol. Spez.-Karte Schweiz 100A u. 100B*.
- WENGER, C., STEIGER, R. & BIANCONI, F. (1990): Karte der mineralischen Rohstoffe der Schweiz 1: 200 000, Bl. Tessin–Uri, mit Erläuterungen. – *Schweiz. geotech. Komm.*
- WIEDERKEHR, M., BOUSQUET, R., SCHMID, S. M. & BERGER, A. (2008): From subduction to collision: thermal overprint of HP/LT meta-sediments in the north-eastern Lepontine Dome (Swiss Alps) and consequences regarding the tectono-metamorphic evolution of the Alpine orogenic wedge. – *Swiss J. Geosci.* 101, Suppl. 1, 127–155.
- WINKLER, H. G. F. (1967): *Die Genese der metamorphen Gesteine* (2. Aufl.). – Springer, Heidelberg.
- WINTERHALTER, R. U. (1930): Zur Petrographie und Geologie des östlichen Gotthardmassivs. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 10/1, 38–116.
- WÜTHRICH, H. (1965): Rb-Sr-Altersbestimmungen am alpin überprägten Aarmassiv. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 45/2, 875–971.
- WYDER, R. F. & MULLIS, J. (1998): Fluid impregnation and development of fault breccias in the Tavetsch basement rocks (Sedrun, Central Swiss Alps). – *Tectonophysics* 294, 89–107.
- WYDER, R. F. & RYBACH, L. (1996): Determination of total rock porosity from litho-density log data (example from the NEAT-borehole SB3-Tujetsch). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 76/2, 277–296.
- WYSS, R. (1985): Die Urseren-Zone zwischen Ulrichen und Oberalp pass und ihre Fortsetzung nach Westen und Osten. – *Diss. Univ. Bern*.
- (1986): Die Urseren-Zone – Lithostratigraphie und Tektonik. – *Eclogae geol. Helv.* 79/3, 731–767.

PUBLIZIERTE GEOLOGISCHE KARTEN (mit topografischer Grundlage)

Geologische Karte der Schweiz 1: 500 000 (2005)

Tektonische Karte der Schweiz 1: 500 000 (2005)

Geologische Generalkarte der Schweiz 1: 200 000

Blatt 7 Ticino, von P. Christ & W. NABHOLZ, 1955.

Geologische Karte der Schweiz 1: 100 000

Blatt XIII Interlaken – Sarnen – Stanz, von F. J. KAUFMANN, A. BALTZER & C. MOESCH, 1887.

Blatt XIV Altdorf – Chur, von A. HEIM, A. ESCHER VON DER LINTH, G. THEOBALD, A. BALTZER & K. VON FRITSCH, 1885.

Blatt XVIII Brieg – Airolo, von E. VON FELLEBERG, I. BACHMANN, C. MOESCH & H. GERLACH, 1885.

Blatt XIX Bellinzona – Chiavenna, von F. ROLLE, 1882.

Geologischer Atlas der Schweiz 1: 25 000

Blatt 68: Val Bedretto (LK 1251), von S. HAFNER, A. GÜNTHER, C. E. BURCKHARDT, R. H. STEIGER, J. W. HANSEN & C. R. NIGGLI, 1975.

Geologische Spezialkarten

Nr. 6 Geologische Karte des Sanct Gotthard, 1: 50 000, von K. VON FRITSCH, 1873.

Nr. 17 Geologische Karte des Diorit-Gebietes von Disentis bis Brigels, 1: 50 000, von L. WEHRLI, 1896.

Nr. 81 Geologische Karte des oberen Tessin- und Maggia-Gebietes, 1: 50 000, von H. PREISWERK, 1918.

Nr. 100 Geologische Karte des Tödi-Vorderrheintal-Gebietes, 1: 50 000 (mit Profiltafel), von F. WEBER, 1924.

Nr. 101 Tektonische Übersicht des Wurzelgebietes der helvetischen Decken am Ostende von Aar- und Gotthardmassiv, 1: 100 000, von F. WEBER, 1922.

Nr. 110 Geologische Karte der Urserenzone, 1: 300 000, von W. FEHR, 1926.

Nr. 116 Geologische Karte der Tessinalpen zwischen Maggia- und Blenio-Tal, 1: 50 000, von H. PREISWERK, L. BOSSARD, O. GRÜTTER, P. NIGGLI, E. KÜNDIG, E. AMBÜHL et al., 1934 (unveränd. Nachdruck 1989).

Nr. 123-NE Carte tectonique des Alpes de Suisse occidentale: Flle. Oberwallis, 1: 100 000, par A. STECK, J.-L. EPARD & R. MARCHANT, 1999.

Hydrogeologische Karte der Schweiz 1: 100 000

Nr. 3 Panixerpass, von H. JÄCKLI, A. BÖGLI, T. LOCHER, W. NABHOLZ, C. SCHINDLER, E. WEBER & L. WYSSLING, 1985.

Karte der Mineralogischen Rohstoffe der Schweiz 1: 200 000

Nr. 1 Tessin-Uri, mit Erläuterungen, von C. WENGER, R. STEIGER & F. BIANCONI, 1990.

Weitere Karten

- Ar* ARNOLD, A. (1979): Geologisch-petrographische Kartenskizzen der Staubecken Curnera und Nalps, ca. 1:13 000. In: Die Gesteine der Region Nalps-Curnera im nordöstlichen Gotthardmassiv, ihre Metamorphose und ihre Kalksilikatfels-Einschlüsse. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 138.
- Gi* GIORDANO, F. (1873): Carta geologica del S. Gottardo, 1:50 000. In: Esame geologico della catena alpina del San Gottardo che deve essere attraversata dalla grande galleria della ferrovia italo-elvetica. – Mem. serv. descriz. Carta geol. Italia 2.
- Ho* HOLST-PELLEKAAN, W. VAN (1913): Geologische Karte des Lukmanier und Scopi, 1:50 000. In: Geologie der Gebirgsgruppe des Piz Scopi. – Diss. Univ. Zürich.
- Kö* KÖNIGSBERGER, J. (1910): Geologische und mineralogische Karte des östlichen Aarmassivs von Disentis bis zum Spannort, 1:50 000. In: Erläuterungen zur geologischen und mineralogischen Karte des östlichen Aarmassivs von Disentis bis zum Spannort. – Speyer & Kaerner, Freiburg / Leipzig.
- Kr* KRIGE, L. I. (1918): Geologische Karte des Val Piora, 1:50 000. In: Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung. – Eclogae geol. Helv. 14/4.
- St* STAPFF, F. M. (1885): Geologische Übersichtskarte der Gotthardbahnstrecke Kil. 38–149 (Erstfeld–Castione), 10 Blätter 1:25 000. – Im Auftrag der Direction Gotthardbahn, Berlin.

Topografische Grundlage

- | | |
|-------------|--|
| 1211 – 1213 | } Blätter der Landeskarte der Schweiz 1:25 000 |
| 1231 – 1233 | |
| 1251 – 1253 | |

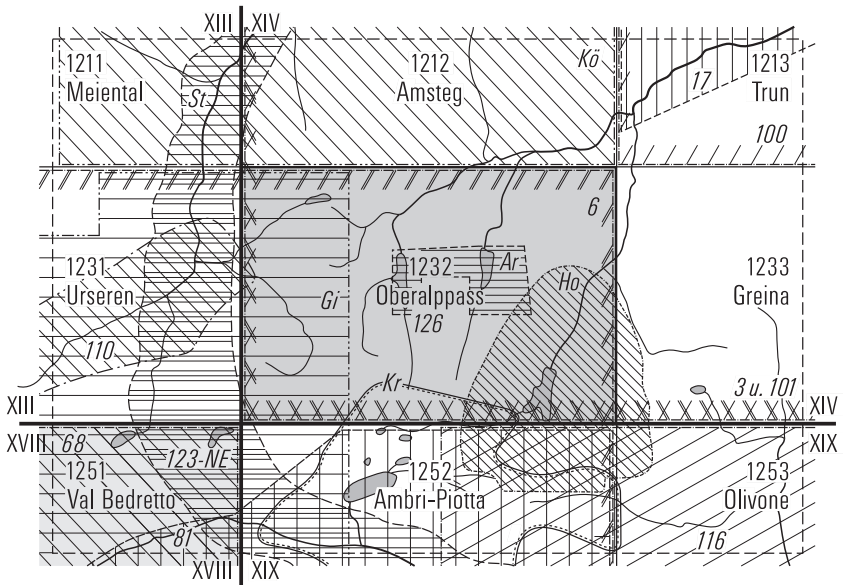


Fig. 15: Publizierte geologische Karten mit topografischer Grundlage.

BEILAGE

Tafel I: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Oberalppass 1:25 000

