

Geologischer Atlas der Schweiz

Atlas géologique de la Suisse

1:25 000

Blatt

1257 St. Moritz / S. Murezzan

Topografie: Landeskarte der Schweiz 1:25 000

(Atlasblatt 118)

Erläuterungen

verfasst von

TJERK PETERS

Mit 21 Textfiguren, 3 Tabellen und 1 Tafelbeilage

2005

Herausgegeben vom Bundesamt für Wasser und Geologie

Publié par l'Office fédéral des eaux et de la géologie

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis

Karte:

PETERS, T. (2005): Blatt 1257 St. Moritz. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 118.

Erläuterungen:

PETERS, T. (2005): Blatt 1257 St. Moritz. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 118.

Vertrieb: Bundesamt für Landestopografie, CH-3084 Wabern

© 2005, Bundesamt für Wasser und Geologie, CH-3003 Bern-Ittigen. – Alle Rechte vorbehalten. Übersetzungen und analoge oder digitale Vervielfältigungen dieses Dokuments oder von Teilen davon, die nicht ausschliesslich dem privaten Eigengebrauch dienen, sind nur mit Erlaubnis des Herausgebers gestattet.

ISSN 1420-2913

ISBN 3-906723-78-X

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	4
Einleitung	5
Lithostratigraphie	7
Kristallin	7
Metasedimente (Paragneise)	8
Metamagmatite	10
Intrusiva	12
Ganggesteine	20
Extrusiva	24
Petrogenese	25
Sedimente	34
Ophiolithe	52
Quartär	54
Pleistozän	55
Holozän	58
Tektonik	64
Jurassische Extensionstektonik	65
Alpine Deformation	66
Engadiner Linie	68
Tektonischer Aufbau	70
Hydrogeologie	80
Rohstoffe	85
Literaturverzeichnis	86
Publizierte Geologische Karten	92
Anhang	93
Deutsch-Rätoromanisches Glossar – Pledari Tudestg-Rumantsch	93

VORWORT

Das Blatt St. Moritz des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 vermittelt einen aktuellen Überblick über die Geologie dieser mannigfaltigen Oberengadiner Region. Es baut auf den Spezialkarten Nr. 115 B von CORNELIUS (1932) und Nr. 118 von STAUB (1946) und den darauf dargestellten, teils auch heute noch gültigen Beobachtungen auf.

Im Jahre 1983 hat Prof. Tjerk Peters im Auftrag der Geologischen Kommission mit der Aufnahme des vorliegenden Blattes begonnen, nachdem er die Kartierung der Osthälfte des benachbarten Blattes Bivio abgeschlossen hatte. In den folgenden Jahren inventarisierte und gliederte er sukzessive die vorhandenen Gneise und Intrusiva des Grundgebirges wie auch die mesozoischen Sedimentserien des Deckgebirges, um anschliessend die lithologische und tektonische Entwicklungsgeschichte dieser Gesteine zu enträtseln und zu einer Synthese des vorliegenden Gebietes zusammenzufügen. Eine eingehende Beschreibung des reichhaltigen, teilweise spektakulären quartären Formenschatzes rundet das Gesamtbild ab. Diese minutiöse Bestandaufnahme erforderte mehr als 500 Feldtage.

Die Redaktion des Kartenblatts St. Moritz und der dazugehörigen Erläuterungen lag in den Händen von Dr. Yves Gouffon (BWG).

T. Peters hat auf eigenen Wunsch einen bedeutenden Teil der kartografischen Bearbeitung selbst ausgeführt und sein Kartenoriginal in digitaler Form abgeliefert. Dadurch konnte der Aufwand für die Drucklegung wesentlich reduziert werden. Die Kartografen Remo Trüssel (BWG), Jonas Bieri, Nicole Bitschnau und Bruno Reber (Swisstopo) sowie Y. Gouffon standen ihm dabei beratend zur Seite. Die definitive kartografische Darstellung erfolgte durch Cathy Eugster, Peter Plocek und Bruno Reber der Abteilung für thematische Kartografie der Swisstopo (Leitung Reto Casty) und durch R. Trüssel (BWG).

Der wissenschaftliche Review des vorliegenden Kartenblattes und der dazugehörigen Erläuterungen wurde von der Schweizerischen Geologischen Kommission (Leitung Prof. Adrian Pfiffner) koordiniert und in verdankenswerter Weise von Prof. Daniel Bernoulli, Prof. Othmar Müntener und Prof. Max Maisch ausgeführt.

Das Bundesamt für Wasser und Geologie dankt dem Autor bestens für die geleistete, grosse Arbeit und für die gute Zusammenarbeit während der redaktionellen Phase. Ebenfalls gedankt sei allen übrigen Personen (Private, Gemeinde- und Kantonsbehörden, Fachstellen, Geologiebüros u. a.), die zum Gelingen dieser Arbeit mit Informationen, tatkräftiger Hilfe oder in sonstiger Form beigetragen haben.

Juni 2005

Bundesamt für Wasser und Geologie
Geologische Landesaufnahme

EINLEITUNG

Auf dem Atlasblatt St. Moritz sind neben den ausgedehnten pleistozänen und holozänen Glazialablagerungen vor allem Kristallin und Sedimente der unter- und oberostalpinen tektonischen Einheiten aufgeschlossen. Die oberpenninische Platta-Decke, charakterisiert durch mesozoische Ophiolithe, ist in reduzierter Mächtigkeit vertreten.

Die ältesten Gesteine des vorliegenden Gebietes sind die Paragneise (vorwiegend Biotit-Plagioklasgneise), die Zirkone aus einem 900 Ma alten kristallinen Einzugsgebiet enthalten. Diese Paragneise sind im Neoproterozoikum oder im Ordovizium deformiert und unter Bedingungen der oberen Amphibolitfazies metamorphosiert worden. Sie wurden frühpaläozoisch von grobporphyrischen Graniten intrudiert und zusammen vor dem Karbon regionalmetamorph überprägt. Dabei sind u. a. die Augengneise, die die NE-Ecke des Atlasblattes aufbauen, entstanden. Nach einer Hebungphase sind im Devon oder frühen Karbon Horste und Gräben mit grobdetritischen Ablagerungen in den Trögen gebildet worden. Im frühen Karbon (333 ± 6 Ma) kam es zu einem «Rifting» mit kalkalkalischem Vulkanismus und Bildung von Rhyolithen, Andesiten und subvulkanischen Granitporphyren. Diorite und Granodiorite vom Typ des Julier-Kristallins kristallisierten in Tiefen von 5–10 km. Nach einer Erosionsphase setzte im frühen Perm (290 ± 10 Ma) ein alkalischer Magmatismus mit Bildung von Alkalirhyolithen, Monzoniten, Syeniten und Alkalifeldspatgraniten ein.

Die spärlichen, detritischen Ablagerungen der Chazforà- und Fuorn-Formation deuten auf eine ruhige Emersionsphase zwischen mittlerem Perm und früher Trias. Während der mittleren und späten Trias lag der Ablagerungsraum des Kartiergebietes zwischen den Faziesbereichen der Germanischen und der Alpenen Trias. Trotz der geringeren Mächtigkeiten (geringere Absenkungsraten) im Vergleich zu den entsprechenden Formationen in den oberostalpinen Decken wurde versucht, die gleiche stratigraphische Einteilung anzuwenden. Es stellt sich aber die Frage, ob bei Ablagerungen im intratidalen Bereich lithostratigraphische Korrelationen über grössere Distanzen überhaupt statthaft sind, da eher lokale, morphologische Faktoren bestimmen, ob ein bestimmter Typ von Dolomit oder Evaporit abgelagert wird. Der bis zu 250 m mächtige Hauptdolomit sowie die fossilreichen Kalke der Kössen-Formation lassen sich in den verschiedenen tektonischen Schuppen gut verfolgen. Die Regressionsphase an der Trias/Jura-Grenze führte vielerorts zu einer Sedimentationslücke. Mit den Agnelli-Kalken sind an wenigen Stellen Ablagerungen aus dem frühen Jura (Lias) erhalten.

Die Exhumation des Mantels hatte im Untersuchungsgebiet die Bildung von Abschiebungsbrüchen und lokalen Sedimentationsbecken zur Folge. An den Bruchrändern bildeten sich, je nach blossgelegtem Gestein, Brekzien mit Dolomit-

komponenten (Bardella- und Padella-Brekzien) oder Kristallinkomponenten (Saluver-Brekzien). Die Brekzien verzahnen sich mit den Sandsteinen (Saluver-Sandsteine) und dunklen Mergel- und Kalkablagerungen der Allgäu-Formation. In der Folge nahm der Anteil an gröberen Klastika stetig ab. Im späten Jura kam es zur Ablagerung der Radiolarite (Blais-Radiolarit). Im NW überlagern diese Radiolarite die Effusiva und die exhumierten Mantelgesteine der ozeanischen Kruste des piemontisch-ligurischen Troges (Arosa-Zone und Platta-Decke), der zwischen 160–150 Ma gebildet wurde. Die Radiolarite gehen gegen oben in die Calpionellenkalke der Russenna-Formation über, die vom späten Tithonien bis ins Berriasien zur Ablagerung gelangten. Sie werden von grauen Kalk- und Tonschiefern der Emmat-Formation konkordant überlagert. Im späteren Albien greifen graue und rote Kalkschiefer der Chanèls-Formation bis auf den Hauptdolomit hinunter. Sie sind oft von Megabrekzien und Olistolithen begleitet und kündigen den Beginn der alpinen Gebirgsbildung an. Die dunklen kieseligen Tonschiefer mit Feinbrekzien des God-Drosa-Flyschs bilden die jüngsten vor der alpinen Gebirgsbildung abgelagerten Sedimente.

Für den komplexen Bau des Untersuchungsgebietes sind in erster Linie die zwei Kompressionsphasen in der späteren Kreide und im Paleozän–Eozän verantwortlich. Die frühere Phase hatte eine Bewegungsrichtung nach Westen, mit nach Osten einfallenden Überschiebungsflächen. Die spätere Phase dagegen war nach N bis NNE gerichtet, mit nach Süden einfallenden Überschiebungen. Bei diesen Kompressionsphasen wurde die sedimentäre Bedeckung des Kristallins zum Teil abgeschürft und lokal angereichert, wie zum Beispiel zwischen Piz Nair und Piz Schlattain und bei der Alp Surlej. Die grossen Kompetenzunterschiede der Gesteine bewirkten eine starke Schuppenbildung. Nur die fein gebankten und inkompetenten Schichten sind stark isoklinal verfaltet worden. Die Engadiner Linie wurde im späten Oligozän – frühen Miozän durch eine Blockrotation und eine Horizontalverschiebung gebildet. Dabei wurde die östliche Talseite gegenüber der westlichen um etwa 3 km versetzt. Nach der zweiten Kompressionsphase ist das Gebiet mehr oder weniger kontinuierlich gehoben und erodiert worden.

Von den pleistozänen Vergletscherungen sind nur die Moränen und Gletscherschliffspuren des letzteiszeitlichen Maximums (LGM) erhalten geblieben. Sie reichen bis auf eine Höhe von 3000 m. Bei den Rückzugsstadien des Talgletschers ist einzig das Daun-Stadium einigermaßen gesichert. Bei den Lokalgletschern können ein oder mehrere Vorstösse des Egesen-Stadiums mit Seiten- und Endmoränen belegt werden. Trockenschuttkegel, Schwemmfächer und Bachschuttkegel haben sich im Haupttal und in den grossen Seitentälern gut entwickeln können und prägen die heutige Landschaft.

LITHOSTRATIGRAPHIE

Die Kartenlegende vermittelt einen umfassenden Überblick über die lithostratigraphischen Abfolgen des vorliegenden Gebietes und deren Zuweisung zu den tektonischen Einheiten (Oberostalpin, Unterostalpin und Oberpenninikum). Da sich jedoch die Gesteine des Ober- und des Unterostalpins auf Blatt St. Moritz sehr stark ähneln und z. B. auch die Sedimente der oberpenninischen Platta-Decke nicht mit Sicherheit von denen des Unterostalpins abgegrenzt werden können, beschränkt sich die nachfolgende Beschreibung auf die lithologische und altersmässige Charakterisierung der auftretenden Gesteine, unabhängig von ihrer tektonischen Zugehörigkeit.

KRISTALLIN

Die kristallinen Gesteine der Languard-, Bernina-, Julier- und Err-Decke sind sich sehr ähnlich und werden daher im Folgenden gemeinsam beschrieben. Der mengenmässige Anteil an Altkristallin, Intrusiva, Subvulkaniten und Vulkaniten dagegen ist in den einzelnen tektonischen Einheiten deutlich verschieden: Bei der Languard-Decke überwiegen altkristalline Ortho- und Paragneise, bei der Bernina-Julier-Decke jungpaläozoische Intrusiva, und bei der Err-Decke sind Altkristallin, Intrusiva, Subvulkanite und Vulkanite in vergleichbaren Mengen vorhanden.

ALTKRISTALLIN

Zum Altkristallin werden alle Gesteine gerechnet, die bereits vor der Intrusion der jungpaläozoischen Granite und Diorite deformiert und metamorphosiert waren. Es kann zwischen Metasedimenten (vorwiegend Biotit-Plagioklasgneise) und Metamagmatiten (mehrheitlich Streifen- und Augengneise) unterschieden werden. Die Metamagmatite grenzen mit Intrusivkontakten an die Metasedimente. Im Gelände wurden verschiedene Typen von Biotit-Plagioklasgneisen unterschieden, was Rückschlüsse auf ihre sedimentären Ursprungsgesteine (Protolithe) erlaubt.

Metasedimente (Paragneise)

G Biotit-Plagioklasgneise im Allgemeinen

Diese Gesteinsbezeichnung wurde bei Aufschlüssen gewählt, wo eine weitere Unterteilung der Metasedimente wegen starker tektonischer Überprägung oder aus kartographischen Gründen nicht möglich war. Diese stark geschieferten und gebänderten Gesteine bestehen aus albitreichem Plagioklas (40–60%), Quarz (20–40%), mehr oder weniger stark chloritisiertem und serizitisiertem Biotit (10–20%) und untergeordnet aus primären Mineralien wie Zirkon und Apatit sowie sekundären Mineralien wie Epidot und Karbonat. Alkalifeldspat tritt nur untergeordnet auf und ist ein Umwandlungsprodukt einer hydrothermalen Überprägung und/oder der alpinen Metamorphose. Untergeordnet treten Hornblende führende Biotit-Plagioklasgneise auf, wobei die metamorph gebildete, grüne Hornblende während der alpinen Metamorphose weitgehend in Klinozoisit umgewandelt worden ist.

Gebänderter Biotitgneis

Gebänderte Biotitgneise dominieren die Gebiete zwischen Val Muragl und Val Languard sowie südlich des Stazer Waldes. Die charakteristische Bänderung wird durch den Wechsel zwischen 1–5 cm dicken, biotitreichen und 3–10 cm dicken plagioklas- und quarzreichen Lagen hervorgerufen und dürfte ein Abbild der primären, sedimentären Bänderung der ursprünglich pelitischen und psammitischen Gesteine sein. In diesen Gesteinen sind oft früh(?)paläozoisch gebildete Falten im Dezimeter- bis Dekameterbereich gut sichtbar. Die Schieferung verläuft wegen der extremen Isoklinalfaltung meistens parallel zur Stoffbänderung.

Die starke Inhomogenität dieser Gneise ist auch im Dünnschliff klar ersichtlich. Die Mengenverhältnisse von Biotit (< 5–30%), Plagioklas (20–60%) und Quarz (20–50%) variieren sehr stark. Frischer Biotit (X_{Mg} 0,4–0,5) zeigt eine rotbraune Farbe und wird mit zunehmendem Chloritgehalt grünlichbraun. Beim Plagioklas handelt es sich vorwiegend um Oligoklas und Andesin. Als primäre Akzessorien sind Zirkon, Apatit, Monazit, Ilmenit, Pyrit und Arsenopyrit vorhanden. Als sekundäre Akzessorien findet man häufig Epidot/Klinozoisit, Titanit, Kalzit, Serizit und Hämatit.

Granat führender Zweiglimmergneis (Metapelit)

Granat führende Zweiglimmergneise findet man meist als Einschaltungen in gebänderten Biotitgneisen oder Biotitgneisen mit Albitaugen. Sie fallen im

Gelände vor allem durch ihren hohen Gehalt an mittelkörnigem Muskovit auf. Im frischen Bruch sind dunkelfarbige, etwa 5 mm grosse Granatkörner sichtbar. Sie sind stark geschiefert und intensiv verfaultet.

Neben Plagioklas (30–60%), Quarz (10–30%), Biotit (15–50%) und Muskovit (5–15%), ist immer bis zu 10% Granat vorhanden. Die Mikrosondenanalysen von HALMES (1991) ergaben im Kern der Granate hohe Gehalte an Almandin (70%) neben geringeren Anteilen an Spessartin (15–20%) und Pyrop (5–15%). Primärer Kalifeldspat ist selten in Mengen über 10% anzutreffen. Im Kontaktbereich zu den jungpaläozoischen Intrusiva wurden zudem Cordierit (u.a. an der Botta dal Tiroler auf Blatt Bivio) und fibrolithischer Sillimanit (Piz Saluver) beobachtet. Im Gebiet des Piz Languard findet man gelegentlich den schon von EIKENBERG (1984) beschriebenen Staurolith und am Piz Malat rhombenförmige Pseudomorphosen von Muskovit nach Sillimanit oder Andalusit. Diese können als Produkt einer älteren Regionalmetamorphose oder einer Kontaktmetamorphose bei der Intrusion des Protoliths der benachbarten Augengneise gedeutet werden. Als Akzessorien treten Zirkon, Monazit, Apatit, Turmalin und Ilmenit auf.

Die Zweiglimmergneise führen oft Graphit, was ihre Herkunft als Pelite bestätigt.

Quarzitische Biotit-Plagioklasgneise

Grössere Vorkommen von quarzitischem Biotit-Plagioklasgneise treten im Val Burdun auf. Die Übergänge zu den gebänderten Biotitgneisen sind fließend, wobei sich meistens der Quarzgehalt auf Kosten des Plagioklases erhöht. Die Dicke der quarzreichen Bänder liegt meist im Bereich von 5–20 cm, kann aber auch 50–100 cm betragen.

Der Quarzanteil variiert zwischen 40 und 95%. Weitere Hauptgemengteile sind albitreicher Plagioklas und 5–10% Biotit. Akzessorisch treten Zirkon, Monazit und Turmalin auf. Ebenfalls vorhanden sind Muskovit und Chlorit sowie Klinozoisit und Titanit, die bei der alpinen Metamorphose vor allem aus Biotit entstanden sein dürften.

Das sedimentäre Ausgangsgestein dieser quarzitischen Biotitgneise muss eine Wechsellagerung von Sandsteinen und sandigen Tonen gewesen sein.

Biotitgneise mit ca. 2 mm grossen Albitaugen

Diese Biotitgneise sind charakterisiert durch erbsengrosse Albitaugen, welche bei der Verwitterung herausragen. Die Albitaugen sind oft lagig angeordnet. Im Dünnschliff zeigen diese Augen eine poikiloblastische Textur. Sie sind zum Teil während der Deformation gewachsen.

Diese Gneise bestehen aus albitreichem Plagioklas (40–60%), Quarz (25–30%), Biotit (10–20%) und untergeordnet Kalifeldspat, Zirkon, Apatit, Ilmenit und enthalten als sekundäre Bildungen Serizit, Chlorit, Epidot/Klinozoisit und Titanit.

Metamagmatite

G_{πγ} Augengneis (metamorph überprägter porphyrischer Granit)

Die Augengneise bilden in der Languard-Decke grosse Massen am Muottas Muragl und an der Crasta Bardun. Auffallend sind ihre grosse Homogenität über mehrere Kilometer und die bis zu 5 cm grossen Alkalifeldspat-Phänokristalle. Die Phänokristalle erzeugen meist ein deutliches Streckungslinear auf der Schieferung.

Sie weisen folgenden Modalbestand auf: Quarz (25–40%), Plagioklas (30–40%), Kalifeldspat (15–35%) und Biotit (etwa 5%). Ob primär Muskovit vorhanden war, ist schwierig zu beurteilen. Der heute vorhandene Muskovit ist durch hydrothermale Umwandlung aus Biotit und Kalifeldspat entstanden oder wurde während der alpinen oder einer älteren Metamorphose gebildet. Akzessorisch treten Zirkon und Apatit auf. Aus der Umwandlung von Plagioklas ist Klinozoisit entstanden. Gleichzeitig ist Biotit teilweise in Chlorit übergegangen. An einigen Orten (z.B. im Val Müsella und im Val Prüna) zeigen die Augengneise eine schwache Bänderung mit helleren und dunkleren Lagen. Im Dünnschliff ist ersichtlich, dass in den helleren Lagen Quarz und Feldspat angereichert sind. In den dunkleren Lagen ist der Gehalt an mafischen Mineralien, vor allem Biotit, grösser. Zudem ist in den dunkleren Lagen fast immer Granat vorhanden. Diese Bänderung dürfte metamorphen Ursprungs sein, hervorgerufen durch selektives Wachstum (Segregation) während der Deformation (Vergneisung) und Metamorphose des porphyrischen Granitprotoliths. Bei den Kalifeldspat-Phänokristallen stellt sich immer die Frage, ob diese primär magmatisch entstanden oder erst während der nachträglichen Metamorphose gewachsen sind. Viele Kalifeldspatkörner zeigen Anwachsungen in der Schieferungsrichtung, die sicher ein Produkt der Metamorphose darstellen. Die Kerne der Phänokristalle dagegen dürften primärmagmatisch entstanden sein, wie dies THÉLIN (1982) für die Alkalifeldspat-Augen in den von der alpinen Metamorphose überprägten Gneisen der Bernhard-Decke zeigen konnte.

G_γ Streifengneis (Metagranit)

Grössere Vorkommen von Orthogneisen treten im oberen Val Languard, am Piz Polaschin und im Val Suvretta auf. Entlang der Engadiner Linie, z.B. in vielen

Baugruben in St. Moritz, sind sie wegen der starken Kataklyse kaum mehr als Orthogneise erkennbar. Im Vergleich zu den Augengneisen tritt die Grösse der Augen stark zurück und die mittelkörnigen Quarze und Feldspäte sind perl-schnurartig angeordnet. Sie gleichen den Streifengneisen des Gotthard-Massivs. Von den Metasedimenten (Paragneisen) unterscheiden sich die Orthogneise im Gelände vor allem durch ihre Homogenität über Dekameterbereiche. Wegen der starken Chloritisierung der Biotite sind die Orthogneise oft grünlich gefärbt.

Der primäre Modalbestand der Orthogneise mit Quarz (30–40%), Plagioklas (25–45%), Alkalifeldspat (25–35%) und Biotit (5–10%) deutet ebenfalls auf ein ursprünglich granitisches Gestein hin. Im Dünnschliff beobachtet man einen Wechsel von Quarz und Alkalifeldspat reichen Lagen mit solchen, die von Plagioklas und Biotit dominiert sind. In letzteren sind die Akzessorien Zirkon, Ilmenit und Klinozoisit konzentriert. In einigen Schlifften konnten zudem 10 µm grosse spessartinreiche Granate beobachtet werden.

G_A Leukokrater Muskovitgneis (Metaaplit)

Grössere Vorkommen von leukokraten Muskovitgneisen findet man im Gebiet des Piz Languard, nördlich von Pontresina und in der Innschlucht bei St. Moritz. Diese leukokraten Muskovitgneise sind immer mit Biotit-Plagioklasgneisen vergesellschaftet. An vielen Orten ist ersichtlich, dass die Protolithen der leukokraten Muskovitgneise in die Metasedimente intrudiert sind, obschon sie heute mehrheitlich konkordant zur Stoffbänderung und zur Schieferung der Biotit-Plagioklasgneise verlaufende Kontakte aufweisen. Es wurden aber nirgends Relikte einer Kontaktmetamorphose festgestellt. Hieraus kann geschlossen werden, dass diese aplitischen Gesteine in bereits metamorphe Metasedimente intrudiert sind.

Die Metaaplite bestehen hauptsächlich aus Quarz (25–30%), albitreichem Plagioklas (35–45%), Alkalifeldspat (25–40%) und Muskovit (5–10%). Akzessorisch treten Granat und Zirkon auf. Vom ursprünglichen magmatischen Gefüge ist nicht viel übrig geblieben: Die Quarz- und Plagioklaskörner sind bei der Deformation gestreckt und abgeplattet und bei der Metamorphose rekristallisiert worden. Die Glimmer sind lagig angeordnet und ebenfalls rekristallisiert. An den Korngrenzen des Kalifeldspats treten kleine Mengen von Stilpnomelan auf.

A Amphibolit

Bei der Fuorcla Pischa (Koord. 794.15/149.85) sind innerhalb der Biotit-Plagioklasgneise einige 1–2 ha grosse, cm-dick gebankte Amphibolitvorkommen aufgeschlossen. Unter dem Mikroskop sieht man vor allem lagig angeordneten Epidot und Aktinolith neben Albit (10–15%) und Titanit (2–5%). Diese Minerale

wurden während der alpinen Metamorphose gebildet. Vor der alpinen Umwandlung bestand der Amphibolit etwa zu gleichen Anteilen aus Hornblende und basischem Plagioklas sowie 5–10 % Ilmenit oder Titanomagnetit. Das Gefüge liefert keine Antwort auf die Frage, ob der Amphibolit aus einem Diorit oder einem Basalt hervorgegangen ist. Die rundlichen, linsenförmigen Aufschlüsse sprechen eher für einen Diorit als Ausgangsgestein.

S Serpentin

Bei Chünetta und westlich von Morteratsch sowie nördlich von Pontresina und östlich des Piz Albana Pitschen sind einige Dezimeter bis hundert Meter grosse Serpentinittvorkommen vorhanden. Ein kleineres, von BÜCHI (1987) 60 m nördlich des Pkt. 2293 m bei Chünetta Sur auf einer Höhe von 2280 m gefundenes Vorkommen ist nicht auf der Karte dargestellt. Das Vorkommen bei Pontresina bildet einen langgestreckten Zug innerhalb der Biotit-Plagioklasgneise. Am nordwestlichen Ende sind nur wenige dm-grosse Serpentinittlinsen vorhanden. Gegen Südosten wird der Zug etwa 20 m mächtig. Im hier gelegenen Steinbruch wurden früher Ofensteine gewonnen. Die Vorkommen bei Chünetta treten in der Kontaktzone der jungpaläozoischen Diorite und Granite mit den Para- und Orthogneisen auf.

Mikroskopisch zeigen die Serpentinite eine filzige Verwachsung von Antigorit mit wenig Talk, Chrysotil, Chlorit und Dolomit (< 10 %). In diesem Filz schwimmen einige braungelbe Körner von Chromspinell (ca. 5 %). Im Vorkommen bei Pkt. 2293 m sind wenige Prozente Olivin und Enstatit vorhanden. BÜCHI (1987) deutet diesen Olivin als Relikt des ursprünglichen Mantelperidotits. Da die in der Kontaktzone der jungpaläozoischen Intrusiva herrschenden Temperaturen von > 600 °C für die Neubildung von Olivin aus Serpentinmineralien ausreichen, dürften die heutigen Olivinrelikte jedoch eher von der Kontaktmetamorphose der jungpaläozoischen Intrusiva stammen. Das Reliktgefüge der grösseren Serpentinittvorkommen ist linsig, mit einer alten (präalpinen) Schieferung. Es ist das Produkt einer ehemaligen regionalmetamorphen Überprägung. Das Serpentinittvorkommen am Piz Albana Pitschen stammt teilweise von einem pyroxenreichen Ausgangsgestein, wie dies schon von CORNELIUS (1935) vermutet wurde.

JUNGPALÄOZOISCHES (VARISKISCHES) KRISTALLIN

Intrusiva

Die Intrusivkörper mit granitoiden und dioritischen Gesteinen in der Err-, Bernina- und Julier-Decke, die vor hundert Jahren noch als «Massive» bezeichnet

wurden, bilden neben den Gletscherablagerungen die Hauptmasse des Kartiergebietes. Auf Grund des Gefüges und der Farbe wurden, vor allem durch ältere Autoren, verschiedene Granittypen, wie z.B. Albula-, Err-, Roccabella- oder Julier-Granit unterschieden. Das Gefüge ist weitgehend durch die Abkühlungsgeschichte, die stark von der Position im Intrusivkörper abhängt, bestimmt. Die Farbe ist vor allem von den hydrothermalen Umwandlungen im Anschluss an die Intrusion und von der Überprägung durch die alpine Metamorphose abhängig. Die granitoiden und dioritischen Gesteine wurden auf Grund ihrer im Gelände ermittelten Modalbestände kartiert. Anschliessend wurde die Zuweisung mit Dünnschliffen überprüft. In Fig. 1 sind von etwa 120 Handstücken (37 von HALMES 1991) die im Dünnschliff ermittelten Modalbestände im QAP-Diagramm nach STRECKEISEN (1976) eingetragen. In diesem Diagramm unterscheiden sich die Felder der auf der Karte als «Alkalifeldspatgranit und Syenit» und der als «Kalkalkaligranit und Granodiorit» bezeichneten Gesteine deutlich.

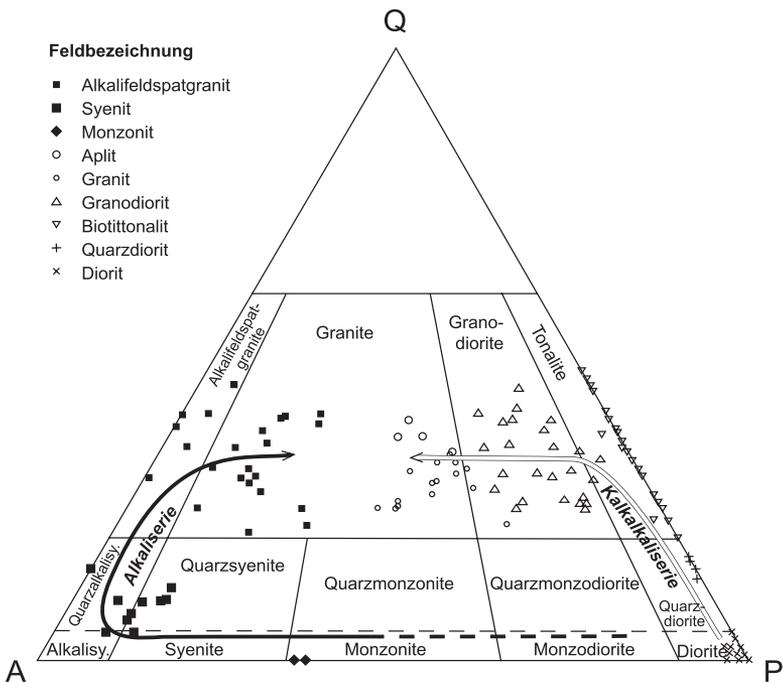


Fig. 1: Quarz-Alkalifeldspat-Plagioklas-Diagramm (nach STRECKEISEN 1976) mit den im Dünnschliff ermittelten Modalbeständen der jungpaläozoischen Intrusivgesteine.

Die Kalkalkaligranite und Granodiorite bilden eine Punktwolke, die über die Trennlinie zwischen den Feldern von Granit und Granodiorit hinwegreicht (Fig. 1). Die «IUGS commission on nomenclature» hat diese Trennlinie am Verhandlungstisch gezogen, weshalb ihr keine petrogenetische Bedeutung zukommt. Es besteht auch keine scharfe Abgrenzung zwischen den als Granodiorit bzw. Tonalit bezeichneten Gesteinen. Im vorliegenden Fall handelt es sich vorwiegend um etwas hornblendereichere Tonalitvarietäten. Die Entwicklung einer kalkalkalischen Serie von Diorit über Quarzdiorit, Tonalit und Granodiorit zu Granit ist aus der Figur 1 klar ersichtlich. Die Entwicklung der alkalischen Serie von Monzonit zu Syenit und Alkalifeldspatgranit ist anhand der Modalbestände etwas weniger deutlich erkennbar.

Die Gesteine der Alkaliserie intrudieren in die Gesteine der kalkalkalischen Serie. Die Kontakte der Kalkalkaliserie mit den Nebengesteinen sind als Schollenkontakte ausgebildet, wogegen die Alkaligesteine scharf begrenzte Kontakte zeigen.

8 Diorit

Der Kamm zwischen Piz da Staz und Munt Arlas, das Gebiet südlich des Tscheppasees (Lej da la Tscheppa) und die Hänge östlich der Botta dal Tiroler (SW Piz Güglia) bilden die grössten Dioritvorkommen auf Blatt St. Moritz. Daneben treten zahlreiche kleinere Dioritvorkommen als Einschlüsse in den Granodioriten auf. CORNELIUS (1935) hat die grösseren Dioritvorkommen als konkordant in den Granit eingelagerte Platten beschrieben. Oft grenzen die Vorkommen von Diorit und Granodiorit mit einem mehrere Dekameter mächtigen Schollenkontakt aneinander und können daher nicht scharf voneinander abgegrenzt werden. Bei der Geländeaufnahme im Massstab 1:10 000 wurden diese Zonen als «Mischgesteine» kartiert. Bei der Reinzeichnung im Massstab 1:25 000 waren diese Mischgesteine nicht mehr als separate Einheit darstellbar. Sie wurden auf der Karte stellenweise als Apophyse von Granodiorit im Diorit dargestellt. CORNELIUS (1935) hat diese «Mischgesteine» als Redwitzite und metamorphe Diorite bezeichnet.

Die Strukturen und das Gefüge der Diorite sind sehr variabel. Von Meter zu Meter ändert die Korngrösse von sehr feinkörnig (0,2–0,5 mm) bis fast mittelkörnig (1–3 mm). Diese Varietäten können schollenartig miteinander verknüpft sein oder Lagen und Gänge bilden. Letztere sind meist porphyrisch und können als pegmatitische Diorite bezeichnet werden. RIZZOLI (1997) hat die asymmetrischen, lagenweisen Anreicherungen von porphyrischen Plagioklasen z.T. als Kumulate gedeutet. Als Spezialität sind die Kugeldiorite aus dem Kontakthof des Tonalits (HALMES 1991) und das von BÜHLER (1983) von der Alp Güglia beschriebene Geröll von Kugeldiorit zu erwähnen. Etwas häufiger treten «ocelli»

von 10 mm Durchmesser aus Quarz und Feldspat auf. Diese werden allgemein als Entmischungserscheinungen gedeutet. An einzelnen Stellen findet man bis 50 cm grosse Bereiche, die zu > 90 % aus Amphibolen bestehen und als Hornblendite zu bezeichnen sind. Im Handstück erkennt man in den Dioriten neben Plagioklas und schwarzgrünen Hornblenden als Nebengemengteile etwas chloritisierten Biotit sowie seltener Quarz.

Die im Dünnschliff ermittelten Hauptbestandteile umfassen Plagioklas (40–70 %), Amphibol (10–40 %), Biotit (5–10 %) und Quarz (0–15 %). Im QAP-Diagramm (Fig. 1) bilden die Diorite eine Häufung im Plagioklas-Eckpunkt und erstrecken sich entlang der Q–P-Kante bis ins Feld der Quarzdiorite. Untergeordnet findet man Reste von diopsidischem Augit. Als Akzessorien treten Apatit, Zirkon, Monazit, Ilmenit und Pyrit auf. Die Plagioklase sind fast vollständig zersetzt und nur in einzelnen Fällen konnte eine primäre Zusammensetzung mit einem Anorthitgehalt von 35–45 % ermittelt werden. Vielfach sind die Plagioklase in eine feinkörnige Masse von Klinozoisit, Serizit und Albit umgewandelt. Einzelne albitreiche Körner sind von der alpinen Metamorphose verschont geblieben. Es dürfte sich um Albite handeln, die bei den hydrothermalen Umwandlungen gebildet worden sind. Die Amphibole gehören gemäss ihrer optischen Eigenschaften grösstenteils zu den gemeinen Hornblenden. Mikrosondenanalysen von BÜHLER (1983) deuten auf ferroedenitische und hastingitische Chemismen hin. Gelegentlich sind noch braun gefärbte Kerne erhalten. An den Rändern können (alpine ?) Umwandlungen zu Aktinolith beobachtet werden. EGGENBERGER (1990) hat aus dem Aluminiumgehalt der Hornblenden mit Hilfe des «Barometers von HAMMERSTROM & ZEN (1986)» Drücke zwischen 2,5 und 3 kb bestimmt, was einer Intrusionstiefe von 8–10 km entspricht. In den Hornblenden findet man Einschlüsse von Plagioklas, doch ist die Hauptmasse der Plagioklase während und nach der Ausscheidung der Hornblenden weiter gewachsen. Auch den Biotit findet man zum Teil als Einschluss in Hornblende, obwohl die meisten Biotite nach den Hornblenden kristallisiert sind. Chlorit ist das häufigste Zersetzungsprodukt sowohl der Hornblenden als auch von Biotit und dürfte grösstenteils bei der alpinen Metamorphose entstanden sein. Dies gilt auch für Klinozoisit/Epidot, Serizit und Titanit. Ein Teil des Serizits dürfte schon in einer präalpinen hydrothermalen Phase gebildet worden sein.

τ Biotittonalit

Die Vorkommen von Biotittonalit sind auf den nordwestlichen Teil des Kartengebietes beschränkt, mit Ausnahme einer kleinen Masse bei Morteratsch. Biotittonalit ist in in grösserer Ausdehnung am Piz Saluver, am Piz Glüna und am Piz Marsch anzutreffen. Die grössten Körper bilden eine nach Nordosten fallende Platte im Granodiorit. Allerdings ist im Liegenden des Tonalitkörpers am Piz Saluver

auch noch eine Zone von Biotit-Plagioklasgneisen vorhanden. Am Kontakt trifft man im Tonalit Schollen von Biotitgneis in unterschiedlichen Stadien der Auflösung. Einzelne dieser exogenen Schollen sind nur noch als biotitreichere Partien erkennbar. HALMES (1991) interpretiert diese Schollen dagegen als endogene Einschlüsse eines bereits früher kristallisierten, feinkörnigen Tonalits. Diorite findet man in rundlichen, dm- bis m-grossen Einschlüssen. CORNELIUS (1935) hat diese Tonalite als Quarzglimmerdiorite beschrieben. Die Modalbestände liegen im QAP-Diagramm (Fig. 1) im alkalifeldspatarmen Teil des Tonalitfeldes.

Die Biotittonalite sind fein- bis mittelkörnig und oft durch die Verteilung und Orientierung der Biotite deutlich parallel texturiert. In einzelnen Fällen sind auch Plagioklaskristalle ziegelartig in Lagen orientiert, was einen weiteren Hinweis auf magmatische Fliessbänderung darstellt. Die Plagioklase sind meist idiomorph und weniger vergrünt als in den Granodioriten.

Der Modalbestand variiert folgendermassen: Plagioklas (45–65%), Quarz (15–35%), Biotit (10–25%) sowie Apatit, Orthit, Titanit, Zirkon, Monazit und selten Xenotim als primäre Akzessorien. Granat findet man in 50% der Dünnschliffe, vereinzelt als grössere (bis 0,3 mm) Kristalle oder als perlschnurartig aufgereichte, 10 μm grosse idiomorphe Körnchen. Als Produkte der alpinen Metamorphose treten Chlorit und Muskovit nach Biotit und Klinozoisit und Pumpellyit nach Plagioklas auf. Im chloritisierten Biotit finden sich Prehnit und Titanit. Die Plagioklase enthalten häufig 20–30% Anorthit und liegen somit nahe der Peristeritlücke. Die Biotite sind mit einem X_{Fe} von 0,65 und Al^{IV} von 1,3 relativ reich an Siderophyllit.

γ **Kalkalkaligranit und Granodiorit**

Kalkalkalische Granitoide sind im ganzen Kartenblatt verbreitet und wurden früher als Julier-Granit bezeichnet. Sie bilden mit ihrer grünen Farbe bis heute sozusagen das «Leitgestein» der Region. Die meisten Varietäten sind mittel- bis grobkörnig (1–5 mm), eher gleichkörnig, stellenweise aber auch porphyrisch. Sowohl Plagioklas als auch Alkalifeldspat können bis zu 10 mm grosse Phänokristalle bilden. Die rote Färbung dieser Phänokristalle, hervorgerufen durch winzige Hämatitschüppchen auf den Spaltflächen, ist wohl eine Folge der hydrothermalen Umwandlungen nach der Kristallisation des Plutons (PETERS 1987). EGGENBERGER (1990) hat im Gebiet von Piz Ot und Piz Bever die kalkalkalischen Granitoide nach Korngrösse und Biotitanteil in verschiedene Typen (G-, N- und F-Typ) unterteilt und deren Verteilung in seiner Diplomkartierung dargestellt. Wegen der raschen Wechsel und der kontinuierlichen Übergänge konnte diese Einteilung für den Massstab 1:25 000 nicht übernommen werden. Die kalkalkalischen Granitoide liegen im QAP-Diagramm (Fig. 1) zu gleichen Teilen im Granodioritfeld und im alkalifeldspatarmen Teil des Granitfeldes.

Die im Dünnschliff ermittelten Modalbestände umfassen Quarz (25–45%), Plagioklas (35–65%), Kalifeldspat (10–40%), Hornblende (5–10%) und Biotit (0–5%). Als primäre Akzessorien treten Apatit, Zirkon, Monazit, Ilmenit und Pyrit auf. Chlorit, Klinozoisit/Epidot, Serizit und Titanit findet man als Umwandlungsprodukte von Plagioklas, Biotit und Hornblende. Stilpnomelan als Produkt der alpinen Metamorphose trifft man vorwiegend auf den intergranularen Grenzen zwischen Kalifeldspat und Quarz. Obwohl die Plagioklase meist stark zersetzt sind, liessen sich mit der Mikrosonde an frischen Resten noch Anorthitgehalte von 20–30% bestimmen. Die Zusammensetzung der Hornblendens ist wie in den Dioriten ferroedenitisch bis hastingitisch. Die Biotite mit einem X_{Fe} -Verhältnis von 0,6 sind ziemlich reich an Fe, was zusammen mit dem TiO_2 -Gehalt von 1,6–1,7 Gewichts-% ihre intensiv rotbraune Farbe erklärt. Die Kalifeldspäte treten je hälftig als Phänokristalle oder in der Grundmasse auf. Im Kern zeigen die Kalifeldspäte meist Mikroklingitterung und randlich Mikroperthitbildung. Die Kalifeldspäte der Grundmasse weisen oft symplektitische Verwachsungen (Myrmekite) von Quarz und Kalifeldspat auf. Die grüne Farbe der granitoiden Gesteine wird durch die Chloritisierung der Biotite, vor allem aber durch die Umwandlung der Plagioklase verursacht. CORNELIUS (1935) macht hierfür die Bildung von Serizit und Zoisit auf Kosten von Anorthit verantwortlich.

Gemäss den Befunden in den Nagra-Bohrungen in der Nordschweiz (PETERS & HOFMANN 1984, PETERS 1987) können die Umwandlungserscheinungen in den Plagioklasen auf mehrere aufeinanderfolgende Prozesse zurückgeführt werden. Die Feldspäte wurden im Anschluss an die Kristallisation des Intrusivkörpers bei einer Autometasomatose oder bei einem späteren vulkanotektonischen Ereignis (z.B. permischer Alkalivulkanismus) zum Teil vertont, was zu einer charakteristischen wolkenartigen Verteilung der Umwandlungsprodukte geführt hat. Erst bei der alpinen Metamorphose sind dann aus diesen Tonmineral-Albit-Aggregaten die filzigen, mikrolithischen Verwachsungen von Klinozoisit/Epidot, Pumpellyit und Serizit mit Albit entstanden. HALMES (1991) hat auch Prehnit in solchen mikrolithischen Verwachsungen nachweisen können. Er macht Pumpellyit verantwortlich für die blaugrüne Färbung der Julier-Gesteine und Epidot/Klinozoisit für die pistaziengrünen Umwandlungen. Aus frischen alten Plagioklasen entstanden während der alpinen Metamorphose die gleichen Umwandlungsprodukte. Dieselben sind aber weniger feinkörnig und bilden vor allem deutlich abgegrenzte Mineralkörner. Wie im Kristallin der Nordschweiz besteht auch hier ein deutlicher Zusammenhang zwischen der Chloritisierung der Biotite und der Bildung von Serizit bei der Plagioklasumwandlung. Das Kalium für die Serizitisierung von Plagioklas stammt grösstenteils aus dem Biotit. Grenzt Biotit an Plagioklas, so ist der Biotit meist vollständig chloritisiert. Im Quarz eingeschlossen kann er aber noch vollkommen frisch erhalten sein.

πγ **Granitporphyr («Corvatsch-Granit»)**

Die granitoiden Gesteine des Corvatsch-Kristallins wurden von der Zürcher Schule in Anlehnung an R. Staubs Bernina-Karte (STAUB 1946) meistens als Corvatsch-Granit bezeichnet (siehe auch das südlich angrenzende Blatt Piz Bernina von SPILLMANN & TROMMSDORFF 2005). MÜNGER (1982) hat sich in seiner Diplomarbeit speziell mit dem Corvatsch-Granit befasst und ihn in 5 Typen unterteilt. Im Juliergebiet, wo die Vulkanite und Subvulkanite von MERCOLLI (1985) intensiv untersucht wurden, existieren vergleichbare granitoide Gesteine, die aber anders benannt wurden. Der Grad der tektonischen Beanspruchung ist offensichtlich unabhängig vom Abstand der Deckengrenze. Generell ist der Deformationsgrad und die alpine Metamorphose jedoch im Corvatsch-Gebiet etwas stärker als im Julier-Gebiet und die Kontakte durch die Deformation stärker überprägt und daher weniger scharf. Für vier der fünf von MÜNGER (1982) ausgeschiedenen Lithotypen gibt es im Julier-Gebiet direkte Äquivalente: Der «massige» Typ entspricht den Graniten-Granodioriten, der «gneisige» und der «schiefrige» Typ den Metarhyolithen («Nair-Porphyroide») und der «porphyrische» Typ dem Granitporphyr. Der Begriff Granitporphyr war ursprünglich reserviert für permische Subvulkanite. Da die porphyrischen Varietäten der Corvatsch-Granitoide sehr stark dem granophyrischen Subvulkanit von Tschima da Flix gleichen, wurde dieses Gestein aber auf Blatt St. Moritz, analog zu Blatt Bivio, als Granitporphyr bezeichnet.

Die schönsten Vorkommen dieses Granitporphyrs sind knapp ausserhalb des Kartengebietes St. Moritz am Grat gegen die Bergstation der Corvatsch-Luftseilbahn zu finden. Makroskopisch erkennt man Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas als bis zu 15 mm grosse Phänokristalle in einer dichten grünlichen Grundmasse. Im Dünnschliff erkennt man beim Plagioklas noch relativ viele idiomorphe Körner, während Quarz und Kalifeldspat, welche die Zwischenmasse füllen, vorwiegend xenomorph ausgebildet sind. Biotit ist fast vollständig in Chlorit, Serizit, Klinozoisit und Titanit umgewandelt. Hornblende konnte nicht nachgewiesen werden, aber einzelne Pseudomorphosen deuten auf ein früheres Vorhandensein derselben hin. Der ursprüngliche Modalbestand umfasste Quarz (25–30%), Plagioklas (35–40%), Kalifeldspat (25–30%), Biotit 5% und Hornblende (5–10%). Als primäre Akzessorien treten Apatit und Zirkon auf. Durch die Deformation und Rekristallisation der Quarze und der Umwandlungsprodukte der Grundmasse hat sich oft ein gneisiges Gefüge ausgebildet.

γσ **Alkalifeldspatgranit und Syenit**

Die grössten Vorkommen von Alkalifeldspatgranit trifft man am Piz Chlachagn, an den östlichen Hängen des Val Bernina und am Muottas da Schlarigna

(WSW Pontresina). Dieses Gestein besitzt öfters eine auffällige rote Verwitterungsfarbe. Die Kontakte zu den Dioriten und Granitoiden der Kalkalkalisierung und dem Altkristallin sind scharf und zeigen keine Schollenbildung. Im QAP-Diagramm (Fig. 1) sind die Modalbestände der im Gelände als Alkaligranite und Syenite bezeichneten Gesteine über die Felder Monzonit – Syenit – Quarzalkalisyenit – Alkalifeldspatgranit und dem alkalifeldspatreichen Teil des Granitfeldes verteilt. Da deren Mineralbestände qualitativ die gleichen sind, sie im Gelände kontinuierlich ineinander übergehen und zudem geochemisch eng verwandt sind, wurden sie auf der Karte zusammengefasst. STAUB (1946) hat sie als «rote und weisse Alkaligranite» bezeichnet. Auffällig ist vor allem der Kontrast zwischen den schwarzen, mafischen Bestandteilen Biotit und Hornblende einerseits und den roten und weissen Alkalifeldspäten andererseits, aber auch das Fehlen grösserer Mengen von vergrüntem Plagioklasen. Die meisten Typen sind gleich- und mittelkörnig und die mafischen Mineralien büschelig ausgebildet.

Die Mineralbestand umfasst Quarz (5–40%), Kalifeldspat (30–90%), Plagioklas (10–25%), Hornblende (2–10%) und Biotit (2–10%). In den monzonitischen Partien treten bis zu 30% Hornblenden auf. Sehr typisch sind die oft 0,1 mm grossen Zirkone und Orthite. Sonstige primäre Akzessorien sind Monazit und Fluorit. Bei den Alkalifeldspäten handelt es sich meist um frische Perthite, wobei gelegentlich Schachbrettalbit auftritt. Die von BÜHLER (1985), BÜCHI (1987) und RIZZOLI (1997) erwähnten Rapakivi-Strukturen (Ummantelung von Alkalifeldspat durch einen Saum von Plagioklas) sind in den Alkalifeldspatgraniten recht häufig. Gelegentlich ist der Alkalifeldspat ausserhalb des Plagioklassaums weitergewachsen. Die Plagioklase haben einen Anorthitgehalt von ca. 25%. Anwachsrande von Albit sind grösstenteils ein Produkt der alpinen Metamorphose. Die meisten Hornblenden sind zersetzt und weisen viele Erzausscheidungen auf. Sowohl die primären Hornblenden als auch ihre Umwandlungsprodukte zeigen intensive grüne Farbtöne. Der Chemismus ist hastingitisch, mit einer Riebeckitkomponente von etwa 25%. Der Biotit ist stark rotbraun gefärbt und teilweise in intensiv grün gefärbten, «neuen» Biotit umgewandelt. Dieser grüne Biotit ist das erste Anzeichen der Grünschieferfazies der alpinen Metamorphose. Nach den bisherigen Untersuchungen (TROMMSDORFF et al. 1970) ist der grüne Biotit auf die nordöstliche Talseite des Oberengadins beschränkt. In vergleichbaren Gesteinen am Piz Lagrev fehlt der grüne Biotit. Stilpnomelan, dessen Büschel mit der Lupe erkennbar sind, ist ein «Leitmineral» der Alkalifeldspatgranite. Er bildet sich vor allem randlich von Hornblende und Biotit und wächst bevorzugt entlang von Spaltflächen in die Kalifeldspäte hinein. Serizit, Klinozoisit/Epidot und Titanit sind ebenfalls vorwiegend Produkte der alpinen Metamorphose.

Aplitische Randfazies

Im nördlichen Kar des Piz Chalchagn und an der nördlichen Flanke des Piz Albris trifft man leukokrate, feinkörnige, granitoide Gesteine von weisser bis schwach rötlicher Farbe. Die Übergänge zu den Alkalifeldspatgraniten sind meist scharf. Da diese Gesteine vor allem am Kontakt zum Altkristallin (Piz Albris) und zu den granitoiden Gesteinen der kalkalkalischen Serie (Foppa Chalchagn) anzutreffen sind, werden sie als aplitische Randfazies der Alkalifeldspatgranite gedeutet. Makroskopisch ist der geringe Anteil an mafischen Bestandteilen am auffallendsten. Der Modalbestand umfasst Quarz (45–60%), Kalifeldspat (25–40%), Plagioklas (10–20%) und Biotit (2–5%). Akzessorisch sind Zirkon, Apatit, Orthit, Titanomagnetit und Pyrit vorhanden. Zwischen 10 und 50% des Gesteins wird aus graphischen Verwachsungen von Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas aufgebaut. Das Gefüge dieser Partien kann als eutektikal angesprochen werden und ist ein Hinweis auf eine rasche Abkühlung im Kontaktbereich der Intrusion. Im Dünnschliff ist das Gestein fein- und mittelkörnig. Der ursprüngliche Biotit ist praktisch immer umgewandelt, unter Neubildung von Serizit, Klinoisit, grünem Biotit und Stilpnomelan.

Ganggesteine

In der Karte sind Aplite, Rhyolithporphyre und basische Gänge eingezeichnet. Es wurden nur die bedeutenderen Gänge kartiert, da viele zu wenig mächtig oder nur über kurze Distanzen verfolgbar sind. Pegmatite sind ebenfalls vorhanden. Sie bilden aber meist nur sehr kurze Gänge oder Nester. Sie sind daher auf der Karte nicht ausgeschieden. Viele dunkle Gänge (u. a. am Piz Chalchagn), die im Gelände für basische Gänge gehalten wurden, erwiesen sich als Rhyolithporphyre.

Ap Aplit

Die Aplite sind leukokrate, feinkörnige Gesteine, die meist als 10–30 cm dicke, plattenförmige Gänge die Intrusivgesteine und das Altkristallin durchschlagen. In den grossen Dioritmassen, zum Beispiel am Piz Rosatsch und Piz Surlej, bilden Aplite bis 50 m mächtige und bis zu 500 m lange, linsenförmige Körper. Makroskopisch sind fast nur Quarz und Feldspat bestimmbar, wobei ihr Verhältnis von 1:1 bis 1:3,5 variiert.

Mikroskopisch lassen sich zwei Typen unterscheiden: tonalitische Aplite und granitoide Aplite. In den tonalitischen Apliten fehlt Kalifeldspat oder ist in Mengen < 5% vorhanden. Die granitoiden Aplite dagegen enthalten 10–25% Alkalifeldspat. Die Alkalifeldspäte zeigen Mikroklingitterung und perthitische

Entmischungen. In beiden Typen ist der Plagioklas hypidiomorph und im Kern etwas anorthitreicher (An 15–20%) als am Rand. Der Quarz zeigt kaum Eigen-gestalt, ist oft zwickelfüllend und bildet in vielen tonalitischen Apliten graphische Verwachsungen mit Plagioklas. Pseudomorphosen nach Serizit deuten auf Ge-halte von 2–5% an primärem Biotit hin. Apatit ist vor allem in den Schlif-fen der tonalitischen Aplite immer vorhanden. Zirkone sind in beiden Typen selten. In granitoiden Apliten können kleine almandinreiche Granate auftreten. Als sekun-däre Bildungen bei der Umwandlung von Plagioklas findet man in beiden Typen Klinozoisit/Epidot. Bei den granitoiden Apliten hat sich während der alpinen Metamorphose etwas Stilpnomelan gebildet.

Die granitoiden Aplite durchschlagen die tonalitischen Aplite, sind also jün-ger als dieselben. Strukturmessungen an Apliten im Gebiet des Piz Ot (EGGEN-BERGER 1990) und am Piz Rosatsch (RIZZOLI 1997) zeigen, dass die Aplite in ein konjugiertes Bruchsystem eingedrungen sind. Die Orientierung der Hauptpole ist mit 357/70 und 040/50 bzw. 152/70 und 038/37 in den beiden Gebieten verschie-den. In Anbetracht der nachfolgenden Deckentektonik und Bruchbildung ist dies nicht weiter erstaunlich.

πρ Rhyolithporphyr

Rhyolithporphyrgänge treten vor allem am SE-Hang des Piz Chalchagn, im Gebiet des Piz Staz bis Piz Rosatsch, im Gebiet zwischen Piz Julier bis Piz Albana und beim Lej da la Tschepa auf. Ihre Verbreitung ist an die Vorkommen von Alkaligranitintrusiva geknüpft. Im Gelände lassen sich ein heller und ein dunkler Typ unterscheiden. Der helle Typ ist hellgrünlich gefärbt, dicht, mit fast glasigem Bruch und mit transparenten Einsprenglingen von Quarz. Der dunkle Typ ist dunkelbraun gefärbt und verwitterungsanfälliger als der helle Typ. Mit der Lupe sind oft Alkalifeldspateinsprenglinge erkennbar. Dieser dunkle Typ wurde im Feld häufig zuerst als basischer Gang oder Lamprophyr bezeichnet. Erst die mikro-skopische Untersuchung zeigte, dass es sich meist um Rhyolithporphyre handelt. Die chemischen Analysen ergaben bei beiden Typen einen eindeutig rhyolithi-schen Chemismus. Das unterschiedliche Verwitterungsverhalten kann mit dem unterschiedlichen Kristallisationsgrad der Alkalifeldspäte und der ungleichen Sauerstoff-Pufferkapazität des Wirtgesteins erklärt werden: Die hellen Rhyolithporphyre enthalten kaum Alkalifeldspat-Phänokristalle und sind fast immer an Diorite oder Granodiorite gebunden, die reich an Fe²⁺-haltigen Mineralien (Biotit, Hornblende) sind. Die dunklen Typen führen stets Alkalifeldspat-Phänokristalle und sind vor allem an leukokrate Alkalifeldspatgranite gebunden.

Unter dem Mikroskop sind in den hellen Rhyolithporphyrgängen vor allem korrodierte, 3 mm grosse Quarz-Phänokristalle sowie einzelne Alkalifeldspat-Phänokristalle sichtbar. Im dunklen Typ überwiegt der Anteil an Alkalifeldspat-

Phänokristallen, in Form von Karlsbader Zwillingen mit starker perthitischer Entmischung. In der Grundmasse beider Typen sind umgewandelter Plagioklas (An 20% – An 30%), etwas hastingitische Hornblende und Biotit mit Apatit als Akzessorium vorhanden. Stilpnomelan, Serizit und Klinozoisit/Epidot sind als Produkte der alpinen Metamorphose erkennbar. Der Stilpnomelan in dem dunklen Typ ist sehr dunkel und fast undurchsichtig. Er dürfte, zusammen mit dem feinverteilten Magnetit, für die dunkle Farbe dieser Gesteine verantwortlich sein.

Basische Gänge (D = Dolerit, L = Lamprophyr)

Zahlreiche basische Gänge durchschwärmen sowohl das Altkristallin als auch die jungpaläozoischen Intrusiva und Extrusiva. Ihre Mächtigkeit variiert von 5 cm bis 20 m mit einer Häufung um 0,5–1 m. Auf der Karte sind nur diejenigen dargestellt, die sich über längere Strecken verfolgen lassen. Es sind dichte, dunkelgrüne Gesteine mit splittigerem Bruch. Ein Teil der Gänge ist porphyrisch ausgebildet, mit vorwiegend Plagioklas und untergeordnet Klinopyroxen als Phänokristalle. Dieser porphyrische Typ weist oft auch makroskopisch erkennbare Abschreckungsränder zum Nebengestein auf.

Mikroskopisch lässt sich meistens noch ein ophitisches bis intersertales Gefüge von Plagioklasleisten erkennen. Die oft noch frischen Klinopyroxen-Phänokristalle umwachsen häufig früher kristallisierte Plagioklasleisten. Sowohl Titanaugite wie diopsidische Augite liessen sich bestimmen. Weniger häufig als die Klinopyroxene treten braun gefärbte, pargasitische Hornblenden als Einsprenglinge auf. Grüne Hornblende findet man als Ummantelung der Klinopyroxene und pargasitischen Hornblenden. Aktinolithische Hornblende ist als Produkt der alpinen Metamorphose auf Kosten von Olivin(?), Klinopyroxen, brauner und grüner Hornblende und der Zwickelfüllungen gebildet worden. In einigen Gängen tritt Biotit in grösseren Mengen auf. Vereinzelt sind in den Zwickelfüllungen primär magmatische Mineralien erkennbar. Primäre Akzessorien sind Apatit, Ilmenit und Titanomagnetit. Bei der alpinen Metamorphose sind Serizit, Klinozoisit/Epidot, Chlorit, Aktinolith, Kalzit und Titanit entstanden. In einigen basischen Gängen im Gebiet des Piz Languard und Val Roseg findet man grünen Biotit als Produkt der alpinen Metamorphose.

Die basischen Gänge im Err-, Julier-, Bernina- und Languard-Kristallin wurden von CORNELIUS (1935) und STAUB (1945) gesamthaft als Lamprophyre bezeichnet. Viele basische Gänge im Kartiergebiet führen aber Feldspat als Einsprenglinge und dürften deshalb nach WIMMENAUER (1973) und ROCK (1977) genau genommen nicht als Lamprophyre bezeichnet werden, obschon die meisten anderen Kriterien für Lamprophyre (hohe K_2O+Na_2O -Gehalte im Vergleich zu SiO_2 , hohe Gehalte an Seltenen Erden [REE]) erfüllt wären. Eine Abtrennung dieser Gänge mit Feldspateinsprenglingen von den «echten» Lamprophyren wäre

aber auch geochemisch wenig sinnvoll, weisen doch alle basischen Gänge des Kartiergebiets einen recht einheitlichen Chemismus auf. Wie aus Figur 2 ersichtlich, streuen die Analysen der basischen Gänge im TAS-Diagramm (LE MAÎTRE 1984) um die Grenzlinie zwischen den trachytischen Gesteinen und den Basalten und Andesiten. Im Diagramm von McDONALD & KATSURA (1964) würden sie alle ins Feld der Alkalibasalte zu liegen kommen. OBERHÄNSLI (1986) konnte betreffend der Lamprophyre in den Zentralalpen zeigen, dass die lamprophyrischen Magmen nicht kogenetisch mit den Kalkalkalimagmaen der Wirtgesteine sind. EIKENBERG (1984) hat mit Hilfe der Geochemie nachgewiesen, dass die Magmen der basischen Gänge auch nicht mit den Magmen der alkalischen Serie verwandt sind. Aus diesem Grund sind die dunklen Rhyolithporphyrgänge, die im Gelände vielfach auf den ersten Blick als Lamprophyre bezeichnet wurden, auch keine Semilamprophyre. Nicht geklärt ist die Frage, ob es zwei Generationen von basischen Gängen gibt: Eine frühere, die nach der Intrusion der kalkalkalischen Serie gebildet wurde, und eine spätere, die nach der Intrusion der alkalischen Serie entstanden ist. Bisher wurde kein Aufschluss gefunden, welcher einen basischen Gang in einem Kalkalkaligranit gezeigt hätte, der von einem Alkaligranit abgeschnitten wird.

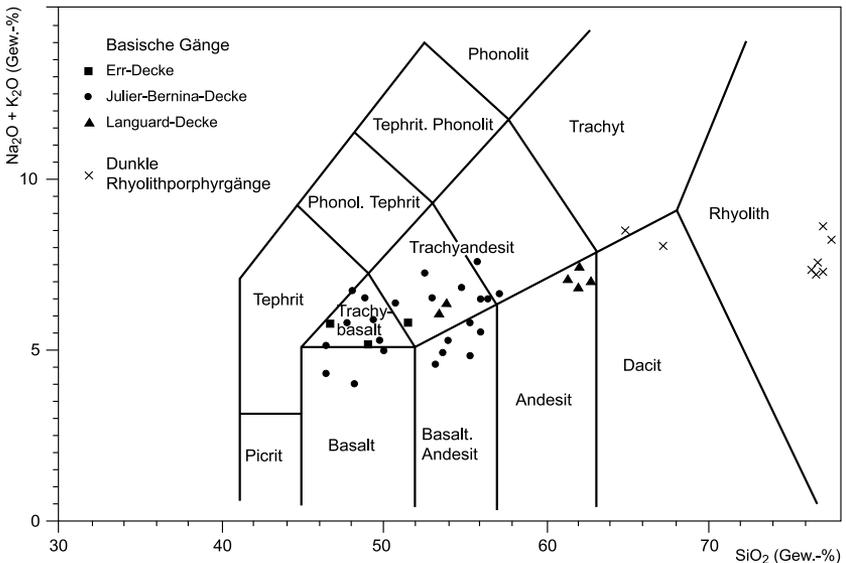


Fig. 2: TAS-Diagramm der basischen Gänge aus der Err-, Julier-Bernina- und Languard-Decke. Zum Vergleich sind die dunklen Rhyolithporphyrgänge ebenfalls aufgeführt.

Extrusiva

α Metaandesite («Vairana-Schiefer»)

Zwischen Piz Nair Pitschen und Corviglia-Bergstation finden sich einige Vorkommen von Metaandesit, die zusammen mit Metarhyolithen der kalkalkalischen Serie auftreten. Die Gesteine sind feinkörnig, dicht und dunkelgrün gefärbt. Gelegentlich erkennt man hellgrün gefärbte Phänokristalle von Plagioklas. Unter dem Mikroskop beobachtet man neben diesen Plagioklasen noch Pseudomorphosen von Amphibol- und Pyroxen-Phänokristallen. Die Grundmasse ist komplett rekristallisiert und besteht aus Albit, Chlorit, Serzit, Klinozoisit/Epidot und Kalzit. Der pyroklastische Charakter ist nur noch schwach angedeutet.

ρ_b Rhyolithbrekzie

Rhyolithbrekzien mit Metarhyolithen und Alkaligraniten kommen auf Blatt St. Moritz nur am Gianda Chalchagn, ca. 200 m SSE Pkt. 2905 m, vor. Diese Brekzien bestehen aus Rhyolithkomponenten mit Durchmessern von < 1 mm bis 30 cm und zeigen keine offensichtliche Schichtung. Es könnte sich sowohl um eine Schlotbrekzie als auch um einen schlecht sortierten Pyroklastit handeln.

Mikroskopisch gleichen die Rhyolithkomponenten sehr stark den nachfolgend beschriebenen Metarhyolithen der alkalischen Serie.

ρ Metarhyolith («Nair-Porphyr»)

ρ_A Metaalkalirhyolith

Es gibt zwei Typen von Metarhyolithen:

1. Die Metarhyolithe, die zur Kalkalkalserie gehören und synonym mit dem sogenannten «Nair-Porphyr» sind. Diese Vorkommen finden sich am Munt da San Murezzan und nördlich der Alp Surlej.
2. Metarhyolithe, die zur Alkaliserie gehören und von RAGETH (1982) am Piz Trovat und am Sass Queder (Blatt Piz Bernina) beobachtet worden sind. Auf Blatt St. Moritz trifft man Vorkommen dieses Typus am Gianda Chalchagn und Munt dals Lejs beim Lej Languard.

Die Metarhyolithe, die zur Kalkalkalserie gehören, sind meist viel stärker deformiert als diejenigen der Alkaliserie. Dies dürfte einerseits auf die tiefere tektonische Stellung (Err-Decke), andererseits auch auf das grössere Alter (frühes Karbon) der kalkalkalischen Metarhyolithe im Vergleich zu den alkalischen Metarhyolithen zurückzuführen sein. Letztere gehören zur Bernina-Decke und

weisen ein frühpermisches Alter auf. Die älteren Rhyolithe sind möglicherweise noch variskisch deformiert. Ansonsten kann die Unterscheidung dieser zwei Typen fast nur anhand der Spurenelemente (z. B. Zr/Ti-Verhältnis) vorgenommen werden.

Makroskopisch beobachtet man in beiden Typen in einer dichten Matrix schwimmende, bis 3 mm grosse, rundliche Quarz- und Feldspateinsprenglinge. Beim kalkalkalischen Typ ist in der Grundmasse Serizit und Chlorit erkennbar. Pseudomorphosen nach ehemaligen Glasfetzen («fiamme») und Fluidaltexturen sind in den kalkalkalischen viel seltener erkennbar als in den alkalischen Metarhyolithen. Bei beiden Typen handelt es sich eher um verschweisste Pyroklastika als um Lavaströme, was auch von MERCOLLI (1985) im Juliergebiet beobachtet wurde.

Unter dem Mikroskop variiert das Verhältnis der Einsprenglinge zur Grundmasse zwischen 1:10 und 1:5. Bei den Einsprenglingen überwiegt Quarz neben Kalifeldspat und Plagioklas (Anorthit 25%). Vereinzelt wurden Pseudomorphosen nach Biotit und Hornblende sowie auch Klinopyroxen beobachtet. Als Umwandlungsprodukte der primären Mineralien und vor allem der Glas-matrix trifft man Serizit, Chlorit, Epidot, Albit, Stilpnomelan, Ilmenit, Pyrit, Kalzit und vor allem Quarz. In beiden Typen beobachtet man Quarze mit Einbuchtungen, die als Resorptionserscheinung gelten.

PETROGENESE

Altkristallin

Die Verbandsverhältnisse zwischen den jungpaläozoischen Intrusiva einerseits und den Paragneisen (Metasedimente) und Orthogneisen (Metamagmatite) andererseits zeigen, dass das Altkristallin schon von einer Regionalmetamorphose erfasst worden ist, bevor die jungpaläozoischen Intrusiva eindringen. Der Zeitpunkt der Intrusion wurde durch U-Pb-Altersbestimmungen an Zirkonen bestimmt (VON QUADT et al. 1994). Die ältesten Alter lieferten die Zirkone der Granodiorite mit 333 ± 6 Ma, was chronostratigraphisch dem frühen Karbon entspricht. Da es keine Möglichkeiten gibt, die geologische Geschichte des Kartiergebiets vor dem Karbon mit stratigraphischen Methoden zu eruieren, und radiometrische Altersbestimmungen an Gesteinen des Altkristallins weitgehend fehlen, ist man auf Vergleiche mit anderen Kristallingebieten angewiesen: Vor der Öffnung des penninischen Ozeans (spätere Ophiolithe der Platta-Decke) gehörte das Kristallin der Bernina-Julier-, Err- und Languard-Decke zur zentralen Zone des Varistikums, das sich vom Schwarzwald und den Vogesen durch das spätere

Schweizerische Mittelland in die Zentralmassive und weiter bis ins Ostalpin erstreckte.

Bei den Paragneisen des Bernina-Julier- und Languard-Kristallins handelt es sich vorwiegend um ursprünglich detritische Sedimente wie Tone, Silt- und Sandsteine (Arkosen und Grauwacken). Auffallend gegenüber mesozoischen und paläozoischen Sedimenten ist das Fehlen von Karbonaten. Dies ist ein Hinweis darauf, dass die Paragneise im Kartiergebiet, ähnlich wie im Silvretta-Kristallin, Gotthard-Massiv, Schwarzwald und in den Vogesen, aus präkambrischen Grauwacken hervorgegangen sind. Einige wenige radiometrische Datierungen an Zirkonen aus Paragneisen des Val Prüna von VON QUADT et al. (1994) ergaben ein Alter um 900 Ma für das magmatische Ursprungsgestein der heutigen Metasedimente. Im Kartiergebiet findet man in den Paragneisen einige Serpentinivorkommen und spärlich Amphibolite als Zeugen einer ozeanischen Gesteinsassoziation oder der Mantel/Krusten-Grenze. Für das Silvretta-Kristallin (MAGGETTI & FLISCH 1993) und das Gotthard-Kristallin (BIINO 1995) wird um 900 Ma ein ozeanisches Stadium postuliert.

Die Paragneise im Bernina-Julier-Kristallin waren bereits deformiert und metamorphosiert (wahrscheinlich untere Amphibolitfazies), als sie von den granitoiden Magmen der heutigen Streifengneise und Augengneise intrudiert wurden. An einigen Stellen, wie in den Steilwänden der westlichen Talflanke des Val Prüna und im Val Burdun, durchschlagen Apophysen von Orthogneis die Schieferung und die Falten der Paragneise. Diese sind nicht von kontaktmetamorphen Erscheinungen begleitet, woraus geschlossen wird, dass die Paragneise schon einmal von einem thermischen Ereignis, das nahe der Intrusionstemperatur von granitoiden Magmen lag, erfasst worden sind. Über den Zeitpunkt dieser Metamorphose liegen im Kartiergebiet keine radiometrischen Datierungen vor. Die Paragneise des Silvretta-Kristallins sind nach MAGGETTI & FLISCH (1993) sowohl von der kaledonischen Metamorphose im Ordovizium (um ca. 470 Ma) als auch von einer proterozoischen Regionalmetamorphose um 1000 Ma erfasst worden. Auch in den Südalpen sind amphibolitfaziell überprägte Metasedimente im Ordovizium (um 466 Ma) von Graniten intrudiert worden (BORIANI et al. 1982-1983). Im Gotthard-Massiv haben die Paragneise nach BIINO (1995) ebenfalls einen vollständigen kaledonischen gebirgsbildenden Zyklus durchlaufen. Im Gegensatz zum Gotthard-Massiv, Silvretta-, Vogesen- und Schwarzwald-Kristallin fehlen im Bernina-Julier-Kristallin jedoch eklogitische Gesteine, in denen Relikte der kaledonischen Hochdruckmetamorphose hätten überdauern können.

Nach RAGETH (1982), EIKENBERG (1984) und BÜCHI (1987) sind die Ortho- und Paragneise während der variskischen Metamorphose entstanden. Auch die Metamorphose der Paragneise im Südschwarzwald und in den Vogesen soll nach FLUCK & WHITECHURCH (1983) während dieser frühkarbonischen Metamorphose erfolgt sein. Es ist schwer vorstellbar, dass diese Metamorphose, die zuerst

druckbetont ($> 6 \text{ kb}$) war und dann bei höheren Temperaturen (660°C) bis zur Aufschmelzung der Metapelite führte (MAZUREK 1987), die devonischen Sedimente im Graben von Badenweiler-Lenzkirch und in der Vallée de la Bruche nicht beeinflusst haben soll. FLISCH (1987) postuliert für das Silvretta-Kristallin auf Grund einer Rb-Sr-Gesamtgesteinsisochrone eines Paragneises eine variskische Metamorphose mit einem radiometrischen Alter von $308 \pm 42 \text{ Ma}$. FREI et al. (1995) gelangen anhand von U-Pb-leaching-Datierungen an Staurolith der Paragneise zum gleichen Ergebnis. Etwa zur gleichen Zeit intrudierten die Diorite und Granite, die keine Spur dieser variskischen Metamorphose zeigen. Bei welchem Ereignis die Vergneisung der Streifengneise des Gotthard-Massivs stattfand, ist nicht geklärt (LABHART in Vorb.). Die Vergneisung muss vor der Intrusion des jungpaläozoischen Rotondo-Granits stattgefunden haben. Offensichtlich datieren die neueren radiometrischen Altersbestimmungen im ganzen variskischen Kristallin ein temperaturbetontes variskisches Ereignis, das unmittelbar vor oder während der Intrusion der Granite stattgefunden hat, aber nicht mit einem orogenen Zyklus in Verbindung gestanden hat. Es ist denkbar, dass an der Devon/Karbon-Wende eine grossräumige Dehnung der Kruste und ein damit einhergehender Aufstieg von Mantelmaterial erfolgte, gekoppelt mit einer Erhöhung des Wärmeflusses. Die von Bruchtektonik begleitete Dehnungsphase und die erhöhten Temperaturen hätten die Vergneisung der Protolithen der Orthogneise bewirkt. Die Intrusion der jungpaläozoischen Intrusiva, zum Beispiel der Bernina-Julier-Diorite und -Granite, fand in einer stark aufgeheizten Umgebung statt. Das Temperaturregime muss so durchgreifend gewesen sein, dass die meisten radiometrischen Uhren auf das frühe Karbon gestellt worden sind.

Die Darstellung in den Figuren 3–6 ist ein Versuch, die Geschichte des Altkristallins schematisch zu skizzieren.

Jungpaläozoisches Kristallin

Die geochemischen Daten der Arbeiten aus dem Err-, Julier- und Bernina-Kristallin von RAGETH (1982), BÜHLER (1983), MERCOLLI (1985), BÜCHI (1987), EGGENBERGER (1990), HALMES (1991) und RIZZOLI (1997) belegen eindrücklich zwei magmatische Phasen: eine frühere, frühkarbonische Phase mit einer kalkalkalischen und eine spätere, frühpermische Phase mit einer alkalischen Entwicklung. Im R_1/R_2 -Diagramm von DE LA ROCHE et al. (1980) ist die Entwicklung dieser Serien anschaulich zusammengefasst (Fig. 7). Aus den geochemischen Daten kann man nicht schliessen, ob es nur eine einzige Magmakammer gegeben hat, aus der sich die einzelnen Serien entwickelt haben, oder ob mehrere Magmakammern existiert haben, in denen analoge Prozesse abliefen. Die Zirkonmorphologie kann nach PUPIN (1980) Hinweise auf die geotektonische Herkunft der Magmenserien geben. EGGENBERGER (1990) hat die Zirkonmorphologie von

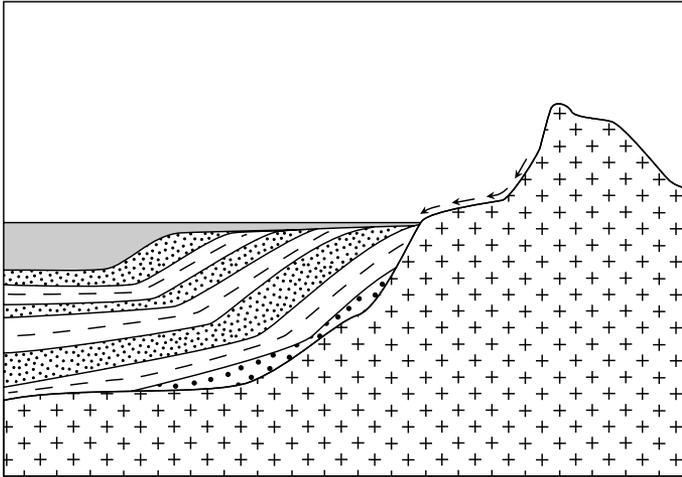


Fig. 3: Proterozoikum: Bildung der sedimentäre Protolithe der Paragneise aus einer Wechsellagerung von Sandsteinen (Arkosen, Grauwacken) und Tonen, entstanden in einem kristallinen Einzugsgebiet mit 900 Ma alten Zirkonen.



Fig. 4: Neoproterozoikum oder Ordovizium: Deformation und Metamorphose unter Bedingungen der oberen Amphibolitfazies bilden aus den sedimentären Protolithen die Paragneisserien. Dunkelgrau: ultrabasische und basische Gesteine.

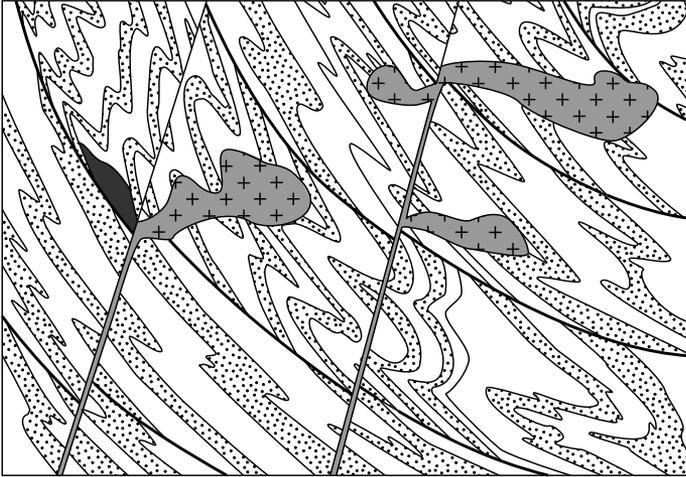


Fig. 5: Frühes Paläozoikum oder Caledonien: Intrusion von Graniten und grobporphyrischen Graniten (Protolithe der Orthogneise) in die Paragneissserien.

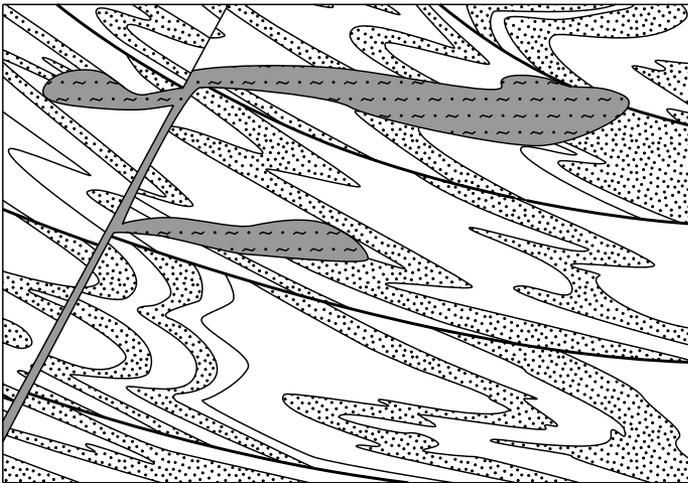


Fig. 6: Mittleres Paläozoikum: Deformation und Regionalmetamorphose unter Bedingungen der Amphibolitfazies.

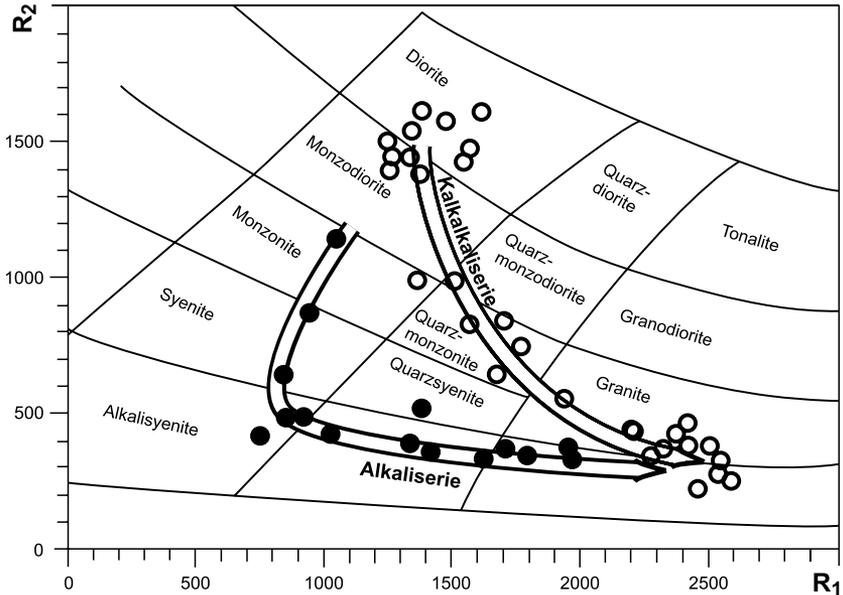


Fig. 7: R_1/R_2 -Diagramm von DE LA ROCHE et al. (1980) für die jungpaläozoischen Intrusiva und Extrusiva. Die frühkarbonische kalkalkalische Serie (○) hebt sich deutlich von der frühpermischen alkalischen Serie (●) ab. Daten von BÜHLER (1983), BÜCHI (1987), EGGENBERGER (1990), HALMES (1991) und RIZZOLI (1997).

Proben aus dem Err- und Julier-Kristallin untersucht. Die Proben aus der Kalkalkaliserie liegen in den Gruppen 4a, 4b und 4c (gemischtes Mantel/Krustenmaterial; Fig. 8). Gemäss der Nomenklatur von CHAPPEL & WHITE (1974) deuten die Analysen der Alkaliserie eindeutig auf Granitoide des I-Typs (Orthogesteine). Für die kalkalkalische Serie ist keine klare Aussage möglich (EGGENBERGER 1990): Es gibt Kriterien sowohl für den I-Typ als auch den S-Typ (Paragesteine). Die zahlreichen Gneisschollen geben einen Hinweis auf eine Beteiligung von sedimentärem Ausgangsmaterial und Aufschmelzung in der Kruste. Nach der tektonischen Klassifikation von PEARCE et al. (1984) wären die Alkaligranitoide «within plate granites» (WPG) und die kalkalkalischen «volcanic arc granites» (VAG). Plattentektonisch werden die kalkalkalischen Magmen meist mit Subduktionszonen an Kontinentalrändern in Zusammenhang gebracht. Für die Bildung der weitverbreiteten variskischen Intrusionen wären gemäss diesem Modell zahlreiche

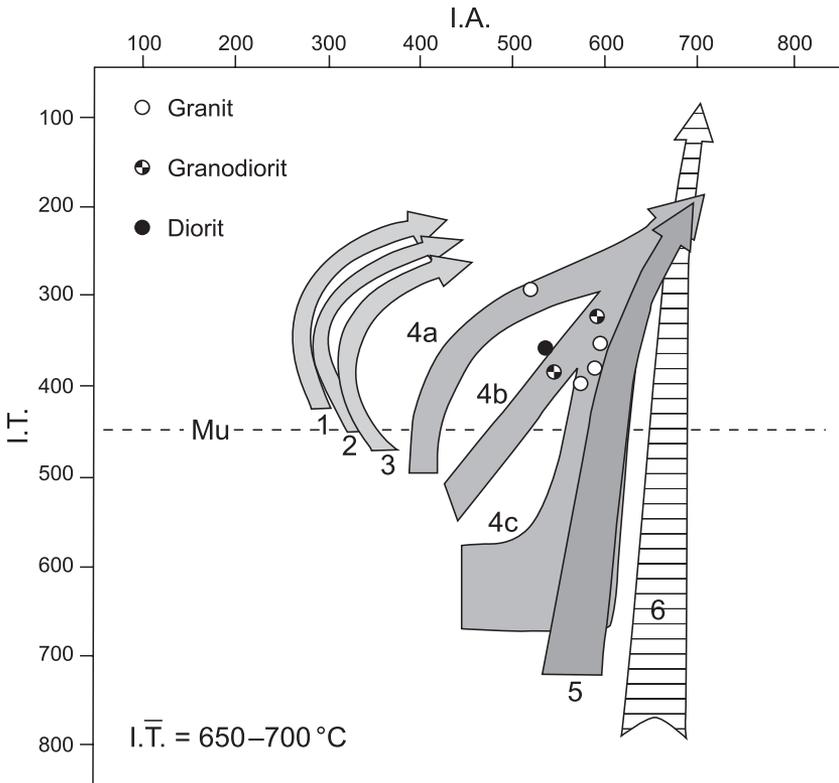


Fig. 8: Zirkonentwicklungsdiagramm (nach PUPIN 1980) für das Err-Kristallin. Daten von EGGENBERGER (1990). Die untersuchten Proben gehören zur Gruppe 4 der Hybridgranite aus Mantel- und Krustenkomponenten der kalkalkalischen Serie und wären aus einem fluidreichen Magma mit einer mittleren Kristallisationstemperatur von 650–700 °C gebildet worden.

parallele Subduktionszonen mit dazugehörigen ozeanischen Krustensegmenten notwendig (MATTE 1986, NEUGEBAUER 1988). Variskische Ophiolithvorkommen sind aber kaum bekannt, so dass ein anderes Modell für die Bildung der kalkalkalischen Magmen herangezogen werden muss. Ob eine generelle Ausdünnung der kontinentalen Kruste, begleitet von einem erhöhten Wärmefluss, den jungpaläozoischen Magmatismus ausgelöst hat, oder welcher andere Prozess diesen bewirkt hat, kann in dieser Arbeit nicht beantwortet werden.

Auf den Figuren 9–11 ist skizziert, wie man sich die Petrogenese des jungpaläozoischen Kristallins vorstellen kann. In eine vorwiegend aus Para- und Orthogneisen bestehende Rumpfebene, die wenige, mit frühkarbonischen Sedimenten gefüllte Grabensenken aufgewiesen hat, drangen um 330 Ma (BÜCHI 1994, VON QUADT et al. 1994) kalkalkalische Magmen hoch. Ein Teil der Magmen erreichte die Erdoberfläche, was zur Bildung von vulkanischen Ablagerungen führte, die heute als Metarhyolithe und Metaandesite vorliegen. Einige Magmen erstarrten kurz vor der Extrusion in die vorgängig entstandenen Vulkanite und bildeten die Granitporphyre vom Typus Tschima da Flix und den Corvatsch-Granit. Der Grossteil der Magmen blieb jedoch in der Kruste stecken und intrudierte als Diorite, Tonalite, Granodiorite, Granite und Aplite. Aus dem Fehlen von magmatischem Muskovit und der anhand der Hornblenden abgeschätzten Druckwerte kann geschlossen werden, dass die Intrusionstiefe weniger als 7 km betragen hat (EGGENBERGER 1990). Obschon häufig Schollen von Diorit im Granodiorit auftreten, gibt es Hinweise (z.B. Reste von basischen Gängen im Granodiorit), dass die Intrusionen etwa gleichzeitig stattgefunden haben. In der Spätphase des frühkarbonischen Vulkanismus kam es zu erhöhter Zirkulation von wässrigen Fluids, die das Nebengestein der Klüfte hydrothermal umwandelt haben. Hierbei kam es u.a. zur lokalen Imprägnierung mit Sulfiden (vor allem mit Pyrit), zur Vertonung basischer Plagioklase und zur Rötung von Kalifeldspäten.

Nach dem frühen Karbon wurden vielerorts (Schwarzwald, Nordschweiz, Aar-Massiv) Horste und Gräben gebildet, die z.T. mit spätkarbonischen Sedimenten aufgefüllt wurden. Einzelne dieser Horste wurden erodiert, wodurch stellenweise die frühkarbonischen Intrusiva, zum Beispiel das Bernina-Kristallin, entblösst bzw. freigelegt wurden. Im frühesten Perm kam es erneut zur Magmenbildung, unter Beteiligung von Alkalibasalten, die aus Tiefen > 50 km, d. h. aus dem Erdmantel, aufgestiegen sind. Von den Differentiationsprodukten dieser Magmen sind praktisch nur die rhyolithischen Endprodukte entlang spätkarbonischer Brüche an die Erdoberfläche gelangt. Die Rhyolithe sind als Pyroklastika, als Rhyolithströme oder als Ignimbrite abgelagert worden. Die Rhyolithmagmen, die knapp unter der Oberfläche stecken blieben, sind als Alkalifeldspatgranite auskristallisiert. Auch dieser frühpermische Vulkanismus hat hydrothermale Umwandlungen verursacht, wie die Pyritisierung gewisser Partien des Alkalifeldspatgranites im Gebiet der Fuorcla da Mandra (südlich des Piz Chalchagn).

Als die alkalischen Intrusiva weitgehend abgekühlt waren, drangen basische Magmen entlang vorwiegend vertikaler Klüfte ein. Ob diese alkalibasaltischen Schmelzen im direkten Zusammenhang mit den vorangegangenen Alkalifeldspatgranitintrusionen stehen, ist umstritten (EIKENBERG 1984). Die primären alkalibasaltischen Schmelzen dürften aber wohl aus dem gleichen Bereich des Mantels stammen.

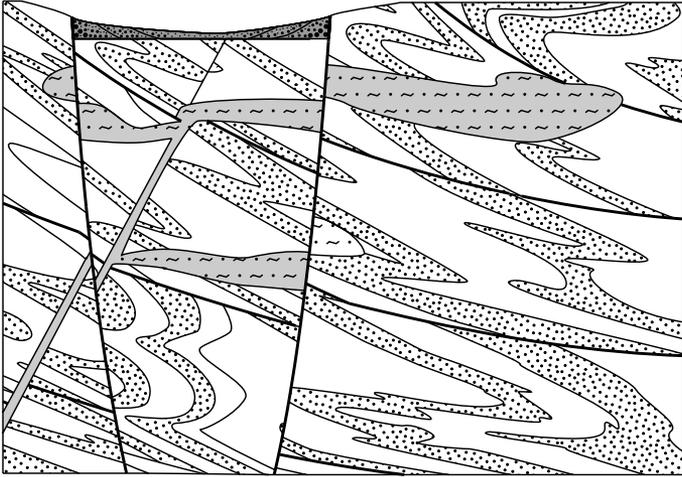


Fig. 9: Devon – frühes Karbon: Extensionsphase mit Horsten und Gräben. Grobdetritische Ablagerungen in Trögen.

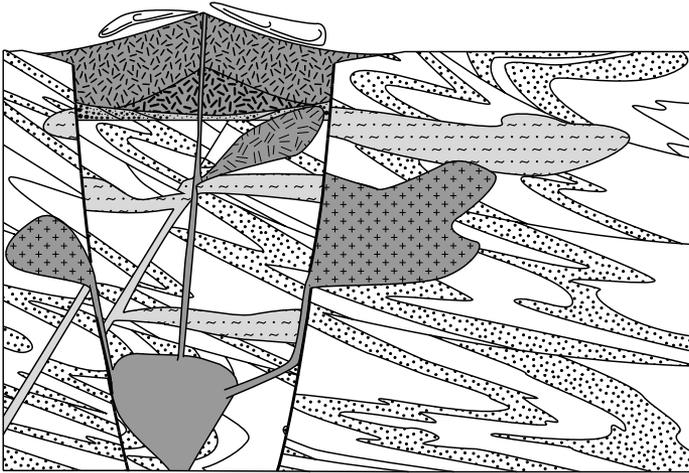


Fig. 10: Frühes Karbon: «Rifting» mit kalkalkalischem Vulkanismus und Bildung von Rhyolithen («Nair-Porphyr») und Andesiten («Vairana-Schiefer»), subvulkanischen Granitporphyren (Typ Tschima da Flix) und Corvatsch-Granit. Intrusion von Dioriten und kalkalkalischen Granodioriten (Typ Julier). Im Anschluss daran hydrothermale Tätigkeit mit Pyritisierung (Pyritquarzite).

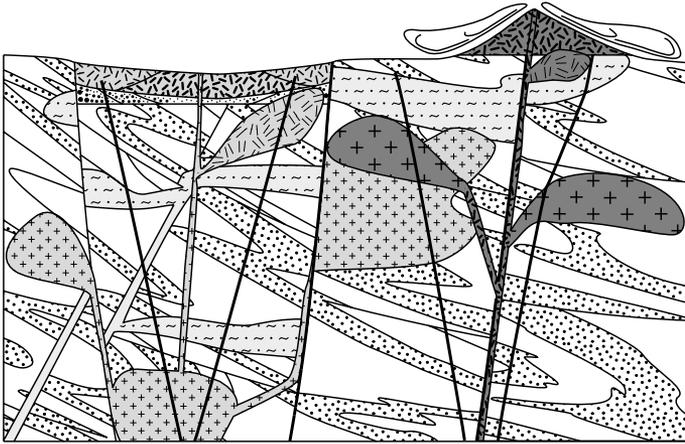
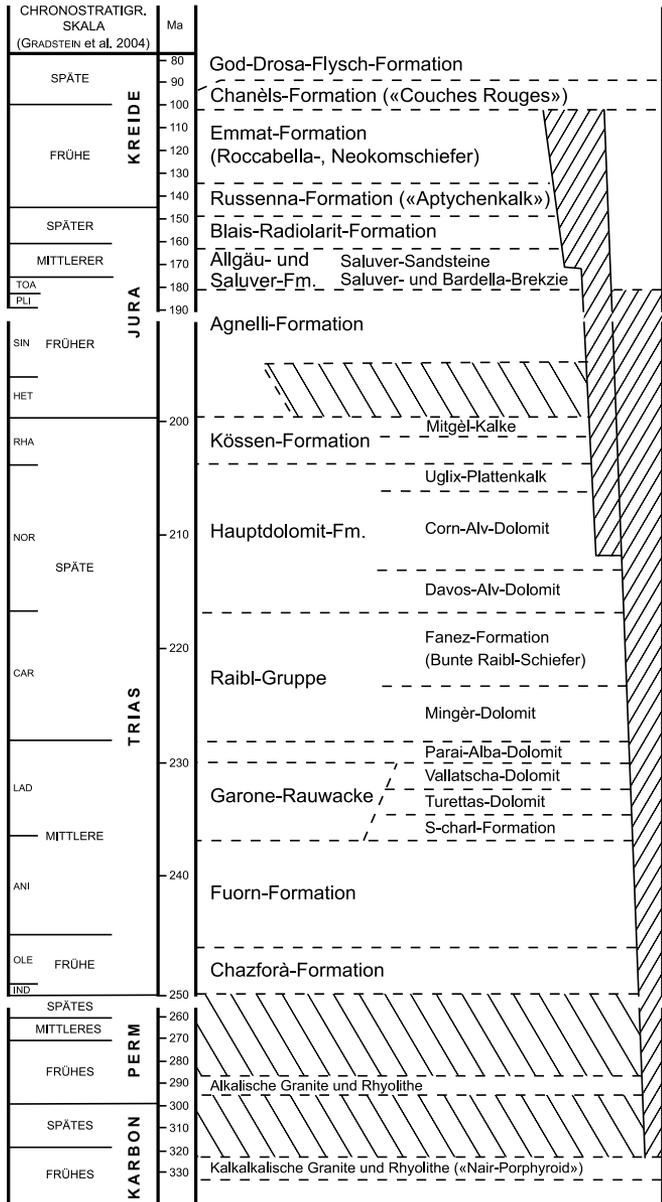


Fig. 11: Frühes Perm: Extension und Förderung von Alkalimagmen entlang Bruchzonen, Ablagerung von Alkalirhyolithen (Typ Sass Queder) und Intrusionen von Monzoniten, Syeniten und Alkalifeldspatgraniten. Bildung von Rhyolithgängen und anschliessend basischen Gängen.

SEDIMENTE

Die sedimentären Ablagerungen auf dem Kartenblatt St. Moritz gehören überwiegend zu den unterostalpinen Decken. Die triadischen Sedimente der Languard-Decke sind den gleichaltrigen Vorkommen in den tektonisch tieferen, unterostalpinen Einheiten sehr ähnlich. Auch die triadischen Sedimente der Platta-Decke können nicht von den entsprechenden Formationen in den unterostalpinen Decken unterschieden werden. Deshalb werden die sedimentären Ablagerungen der verschiedenen Decken und Schuppen zusammen beschrieben. Bei der Besprechung der einzelnen Formationen und Members wird aber auf lokale Besonderheiten eingegangen. Dieses Vorgehen folgt einer Empfehlung des Schweizerischen Komitees für Stratigraphie (mündl. Mitt. H. Furrer 2004) für das Ostalpin und basiert auf dem Vorschlag von FURRER (1985). Diesem Vorschlag wurde auch bei der Legende der Karte weitgehend gefolgt. In Figur 12 ist die verwendete Nomenklatur basierend auf FURRER (1985) und NAEF (1987) dargestellt. Letzterer hat in seiner Dissertation die Stratigraphie und die Palinspastik der Trias-Serien des Unterostalpins in Graubünden sehr eingehend bearbeitet. Für detaillierte Profilbeschreibungen sei auf diese Arbeit verwiesen. Auf ähnliche

Fig. 12: Lithostratigraphie des Unterostalpins auf Kartenblatt St. Moritz. Basierend auf FURRER (1985) und NAEF (1987).



Weise hat EBERLI (1985, 1987, 1988) die jurassischen Sedimente im Unter- und Oberostalpin beschrieben. FINGER (1978) befasste sich in seiner Dissertation vor allem mit den jurassischen Brekzien in der Zone von Samedan.

h Schwarze Schiefer und Sandsteine mit Konglomeratlagen

Die meisten Vorkommen von «schwarzen Karbonschiefern» auf der geologischen Karte von CORNELIUS (1935) erwiesen sich, wie von FROITZHEIM et al. (1994) festgestellt, als Kataklastite ursprünglicher Biotit-Plagioklasgneise, Orthogneise oder Granite. Diese dunklen kataklastischen Gesteine, die man auf dem Munt da San Murezzan antrifft, enthalten meist nur eine einzige Gneiskomponente. Nur in wenigen Vorkommen südlich von Corviglia sind die konglomeratischen Lagen polymikt, d. h. enthalten mehrere unterschiedliche Gneistypen: Orthogneise, Granat führende Zweiglimmergneise, quarzitisches Biotitgneise und leukokrate Muskovitgneise. Diese Gesteine sind auf der Karte noch als «Karbon» bezeichnet. Da ähnliche Gesteine auf Blatt Bivio von Rhyolithporphyren intrudiert werden, kann die Interpretation als paläozoisches Sediment nämlich doch noch nicht ganz ausgeschlossen werden.

pt Chazforà- und Fuorn-Formation

Die grössten Vorkommen der Chazforà- und Fuorn-Formation trifft man am nordöstlichen Kartenrand, vom Val Burdun bis ins Val Mùsella hinein. Sie überlagern in Normallage Augengneise und Biotitgneise des Languard-Kristallins. Auf dem Kamm zwischen Val Mùsella und Val Malat findet man an der Basis 20 m bunt gefärbte Konglomerate und Grobsandsteine. Diese bilden mitteldicke Bänke und weisen normale Gradierungen auf. Neben Quarzknuern finden sich kleinere Quarze mit Resorptionserscheinungen, die aus Rhyolithen stammen. Diese Gesteine werden als Chazforà-Formation bezeichnet. Sie geht über in 30 m graugrüne Quarzsandsteine mit flacher Kreuzschichtung und dünnen Siltzwischenlagen. Letztere können mit Hellglimmer angereichert sein. Darüber folgen mit kontinuierlichem Übergang 5–10 m Siltsteine. Die obersten Meter sind mergelig. Diese Sandstein- und Siltabfolge wird als Fuorn-Formation bezeichnet. Im Val Mùsella, 300 m südöstlich vom Pkt. 2284 m, beträgt die Mächtigkeit der Konglomerate nur etwa 10 m. Der Übergang von der Fuorn-Formation in die hangende S-charl-Formation ist hier sehr gut aufgeschlossen.

Südöstlich des Piz Nair Pitschen findet man eine Abfolge roter, weisser und grünlicher Sandsteine, mit Zwischenlagen von gelbem Silt. Sie lagern auf Rhyolithporphyren vom Typus «Nair-Porphyröid». Die Sandsteine zeigen undeutliche Kreuzschichtungen und enthalten viele korrodierte Quarzkörner. Diese Abfolge ist der Fuorn-Formation zuzurechnen. Beim Bau der neuen Skipisten wurden die

Aufschlüsse weitgehend mit Schutt eingedeckt. An der Fuorcla Valetta findet man in der stark ausgewalzten Basis des Hauptdolomits einige Linsen mit bunten Sandsteinen, die NAEF (1987) der Fuorn-Formation zuordnet.

Die Basis der Sedimentbedeckung grenzt mit einem Erosionskontakt an liegende Kristallin oder ist tektonisch. Die Obergrenze ist bestimmt durch das Auftreten der ersten Rauwacken.

Das Alter ergibt sich aus der Position dieser Schichten zwischen den frühpermischen Rhyolithporphyren und dem mitteltriadischen S-charl-Dolomit.

t_r Rauwacke im Allgemeinen bzw. Garone-Rauwacke

Mächtige, grau und gelb anwitternde Massen von Rauwacken trifft man am nördlichen Blattrand, im Bereich des Val Müsella, ebenso auf der Alp Muntatsch (NW Samedan), südlich Las Trais Fluors und auf der Alp Nova (NW St. Moritz) sowie an der Fuorcla Chamuotsch am Westrand des Blattes. In frischen Abbrüchen ist Gips vorhanden und die Schichtung ist noch sichtbar. Auch die ausgedehnten Dolinenfelder sind ein Hinweis auf das Vorhandensein von Gips. In einem Profil im unteren Val Saluver (Fig. 13) ist unter mittelgebankten, hellen Dolomiten (Parai-Alba-Dolomit) eine 60 m mächtige Serie von aschgrauen Rauwacken, gipshaltigem Zellendolomit mit Rauwacken, brekziösen Dolomiten sowie plattigen und bituminösen Dolomiten aufgeschlossen (NAEF 1987, S. 65). Die sogenannte «Untere Rauwacke», die sich oft aus den obersten Schichten der Fuorn-Formation entwickelt, ist in der Kartierung der Garone-Rauwacke zugeschlagen worden. NAEF (1987) interpretiert die Garone-Rauwacke als eine primär evaporitfreie Abfolge von S-charl-, Turettas- und Vallatscha-Dolomit, die während der alpinen Gebirgsbildung durch Einwanderung von sulfatreichen Lösungen aus dem Hangenden und Liegenden in Rauwacke umgewandelt wurde. Es besteht kein Zweifel, dass Gesteine dieser Formationen in den massigen Vorkommen von Rauwacken vertreten sind. Bei den geschichteten Abfolgen von Dolomit mit Gips dürfte es sich aber wohl um Evaporite mit primärem Gips handeln.

Die Untergrenze der Garone-Rauwacke ist durch das erstmalige Auftreten von Rauwacke und die Obergrenze durch das Verschwinden derselben definiert.

Die in den Rauwacken eingeschalteten hellen Dolomite enthalten Kalkalgen, die, ähnlich wie in der S-charl-Formation und dem Vallatscha-Dolomit, ein Ladinien-Alter besitzen könnten.

t_{2,3} S-charl-Formation

Am NE-Fuss des Piz Padella, westlich Pkt. 2629 m, ist ein Dolomitvorkommen aufgeschlossen. Dasselbe grenzt mit tektonischem Kontakt an den überlagernden God-Drosa-Flysch und wurde von NAEF (1987) zum Teil als S-charl-

Dolomit identifiziert. Es sind dünnbankige, hellbeige anwitternde, sandige Dolomite. Sie wechsellagern mit schwarzen, hellglimmerreichen Siltlagen. NAEF (1987) hat darin Ostracodenschalen gefunden. Die etwa 30 m mächtige Abfolge geht im Hangenden in den sandfreien Turettas-Dolomit über.

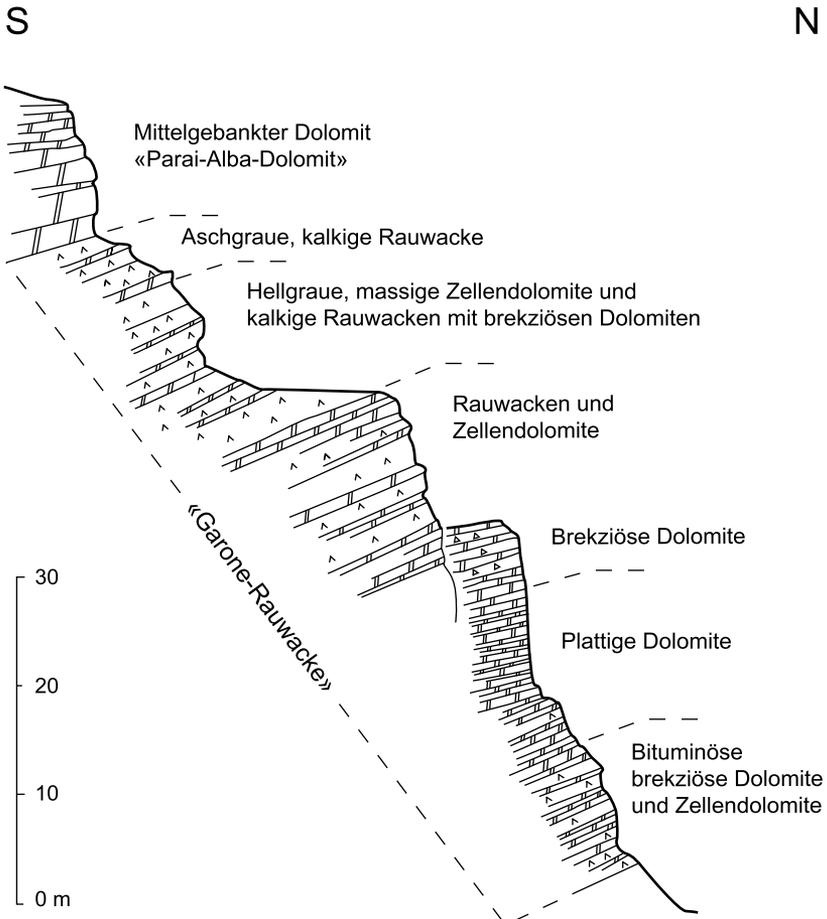


Fig. 13: Profil durch die Garone-Rauwacke (mittlere Trias) im unteren Val Saluver (Koord.784.075/154.450). Nach NAEF (1987).

Auch die hellgelb anwitternden, dünnplattigen Dolomite im Hangenden der Sandsteine der Fuorn-Formation im Val Müsella können als S-charl-Dolomit bezeichnet werden. Weiter östlich, zwischen Val Malat und Val Burdun, sind ähnliche Dolomite stark kalzitisiert und führen spärliche Bruchstücke von Muschelschalen. Im Hangenden werden hier die Dolomite von Rauwacken abgelöst.

Die Untergrenze ist in der Zone von Samedan tektonisch ausgebildet. In der Languard-Decke wird sie über dem letzten Sandstein der liegenden Fuorn-Formation gezogen. Die Obergrenze wird durch die ersten mächtigeren, sandfreien Bänke des Turettas-Dolomits markiert.

Das Alter ist im Unterengadin als Anisien–Ladinien bestimmt.

t₃ Turettas-Dolomit **Vallatscha-Dolomit**

Die am Fuss des Piz Padella im Hangenden des S-charl-Dolomits aufgeschlossenen, unterschiedlich gebankten, hell- bis dunkelgrau anwitternden Dolomite wurden von NAEF (1987) als *Turettas-Dolomit* identifiziert. Sie weisen eine Gastropodenbank sowie Merkmale einer flachmarin-lagunären Fazies auf. Die dunklen Dolomite und Kalke an der Basis der Rauwacken am Crap Sassella wurden ebenfalls dem Turettas-Dolomit zugeordnet (NAEF 1987).

Ferner kommen auch in den als Garone-Rauwacke auskartierten Aufschlüssen mehrfach Dolomite vor, die man als Turettas-Dolomite bezeichnen kann. Anders als auf Blatt Bivio bilden sie aber keine grösseren, zusammenhängenden Körper.

Die Untergrenze gegen den S-charl-Dolomit wird beim ersten, sandfreien Dolomit gezogen. Die Obergrenze ist in der Zone von Samedan tektonisch.

Das Alter ist auf Grund von Kalkalgen als Ladinien bestimmt.

Im Val Müsella überlagert ein etwa 20 m mächtiger, massiger, aschgrauer Dolomit die Dolomite der S-charl-Formation. Die 10–20 cm dicken Bänke sind frei von siliziklastischen Beimischungen, können aber Bruchstücke von Diploporen führen. Pseudomorphosen nach Anhydrit sind vielfach vorhanden. Ebenfalls treten in den Vorkommen von Garone-Rauwacke, zum Beispiel im unteren Val Saluver und Val Muntatsch, aschgraue poröse Dolomite auf, die wohl zum *Vallatscha-Dolomit* zuzurechnen sind.

Die Untergrenze ist beim ersten Auftreten zelliger Dolomite oder, wenn kein Turettas-Dolomit ausgeschieden werden kann, beim ersten sandfreien Dolomit zu ziehen. Die Obergrenze verläuft oberhalb des letzten massig gebankten Dolomits.

Das Alter wurde im Unterengadin mit Kalkalgen als Ladinien bestimmt.

t₄ **Raibl-Gruppe**

Die Raibl-Gruppe umfasst eine Abfolge von bunten Schiefen und hellbeigen Dolomiten. Die untersten Dolomite der auf der Karte dargestellten Raibl-Gruppe gehören nach NAEF (1987) und FURRER (1985) nicht mehr zur Raibl-Gruppe. Sie verkörpern eine eigene Formation im Hangenden des Vallatscha-Dolomits und werden als Parai-Alba-Dolomit bezeichnet. Bei diesen Dolomiten handelt es sich nach NAEF (1987) um hellgrau und hellbeige anwitternde, dünngebankte, graue Dolomite mit hellbraunen, kieseligen, scharf abgegrenzten Tuffitlagen. Es sind vorwiegend sterile Mikrite mit spärlichen Ostracodenlagen. Im Zentralostalpin hat FRANK (1986) den Parai-Alba-Dolomit mit Diploporen als Ladinien datiert.

Die Raibl-Gruppe wird nach FURRER (1985) in eine Mingèr- und eine Fanez-Formation unterteilt. Im Unterschied zum Oberostalpin des Unterengadins sind die Äquivalente im Unterostalpin des Oberengadins viel geringmächtiger. Die Dolomite der Mingèr-Formation sind hell bis dunkelgrau anwitternd und von schwarzen Tonschiefer- und Tufflagen begleitet. Sie liessen sich im Kartiergebiet nicht von dem darunter liegenden Turettas- und Vallatscha-Dolomit unterscheiden. Die Fanez-Formation entspricht den bunten Raibl-Schichten, wie sie auf Blatt Albulapass ausgeschieden wurden. Sie besteht vorwiegend aus roten, seltener grünen Tonschiefern, Silt- und Sandsteinen sowie gelb anwitternden, brekziösen Dolomitbänken. Sie bildet einen bevorzugten tektonischen Gleithorizont. Ihre wahre Mächtigkeit ist daher schwer abschätzbar. Sie dürfte maximal 10 m betragen. Die wichtigsten Vorkommen in der Zone von Samedan befinden sich bei Cuolms, am Nordhang des Piz Schlattain, um Las Trais Fluors, am Sass Nair und bei der Fuorcla Valletta sowie in der Mùsella-Mulde am östlichen Nordrand des Blattes.

Die Untergrenze ist im Kartiergebiet immer tektonischer Natur und oft als Rauwacke ausgebildet. Die Obergrenze liegt an der Basis der ersten grauen Dolomitbank des Hauptdolomits.

Das Alter der Raibl-Gruppe konnte in der Zone von Samedan bis anhin nicht bestimmt werden. In Analogie zum Unterengadin (FRANK 1986) wird ein Carnien-Alter angenommen.

t₅ **Hauptdolomit bzw. Dolomit im Allgemeinen**

Der Hauptdolomit tritt im Kartiergebiet in der Regel als hell anwitternder, grauer, mittel- bis dickbankiger Dolomit auf. Meist sind die Bänke brekziös und stark rekristallisiert, mit Kalzit in Poren und Adern. Ohne Kontakte zu den bunten Raibl-Schichten im Liegenden oder den Kössen-Schichten im Hangenden ist die Zuordnung zum Hauptdolomit nicht gesichert. In den Profilen am Corn Alv auf Blatt Bivio hat NAEF (1987) im Hauptdolomit einen Davos-Alv- und einen Corn-Alv-Dolomit ausgeschieden.

Der Corn-Alv-Dolomit besteht aus gebankten, hellgrauen und bunten Dolomiten, durchsetzt von roten Tonschiefern und bunten Brekzienlagen. Der Davos-Alv-Dolomit ist zusätzlich grobzuckrig rekristallisiert. Es handelt sich vorwiegend um intertidale Dolomite mit gut erkennbaren zyklischen Abfolgen.

Infolge der starken Schuppentektonik fehlen im Kartiergebiet komplette Abfolgen von Hauptdolomit. An der Fuorcla Valletta (Fig. 14) können die rekristallisierten Dolomitbänke im unteren Teil als Davos-Alv-Dolomit (NAEF 1987) bezeichnet werden. Der obere Teil mit knolligen Brekzienlagen und rötlichen Schieferlagen wäre eher typisch für den Corn-Alv-Dolomit. Dolomite vom Typus Davos-Alv findet man meistens in Zusammenhang mit bunten Raibl-Schichten, wie am Las Trais Fluors oder auf der Fuorcla Padella. Die meisten Dolomitvorkommen, zum Beispiel diejenigen am Piz Schlattain, Sass Corviglia, Pizzin, Sass Nair, Piz Padella, südlich Alp Marguns und bei der Alp Clavadatsch, bestehen aus relativ monotonen, grob gebankten Dolomiten. Die primären Sedimentstrukturen fehlen oftmals. Diese Dolomite sind vielfach mit Kössen-Schichten assoziiert und als Corn-Alv-Dolomit zu bezeichnen. Am SE-Fuss des Piz Padella, nördlich von Pkt. 2489 m, weist der Dolomit im Liegenden der stark mit Hämatit imprägnierten Brekzie (vergleichbar mit der Alv-Brekzie) frühdiaogenetische Internbrekzien auf. Östlich des Pkt. 2857 m sind die Verbandsverhältnisse durch Brüche und Sackungen stark gestört. Die hier anstehenden Dolomite können aber dennoch dem Corn-Alv-Dolomit zugewiesen werden.

Die Untergrenze des Hauptdolomits wird mit dem Auftreten der ersten grauen Dolomitbank über den bunten Schiefern oder gelben, dünnplattigen Dolomiten der Raibl-Schichten gezogen. Die Obergrenze ist durch die ersten dunklen Mergelagen oder Kalke mit Makrofossilien der Kössen-Formation markiert.

Das Alter des Hauptdolomits ist durch seine Stellung zwischen der hangenden Kössen-Formation (Rhät) und der Raibl-Gruppe (Carnien) im Liegenden als Norien bestimmt. Für eine Altersbestimmung brauchbare Fossilien wurden bis anhin keine gefunden.

r Kössen-Formation

Grössere Vorkommen der Kössen-Formation trifft man entlang dem nördlichen Kontakt der Zone von Samedan, d. h. vom Pass Suvretta über den Pizzin, Piz dal Büz bis zur Alp Muntatsch. Auf dem Sass da Muottas, am Westgrat des Piz Padella, unterhalb der Alp Clavadatsch, am Laviner da Munt und vor allem am Piz Schlattain sind fast vollständige Abfolgen des Hauptdolomits bis in die Agnelli-Kalke aufgeschlossen.

Die Kössen-Formation setzt über dem Hauptdolomit mit einer dm-mächtigen, schwarzen Tonschieferlage ein. Es folgen 5–15 m dünn gebankte mergelige Kalke mit Muschel-Lumachellen, die einen subtidalen Plattformbereich anzeigen.

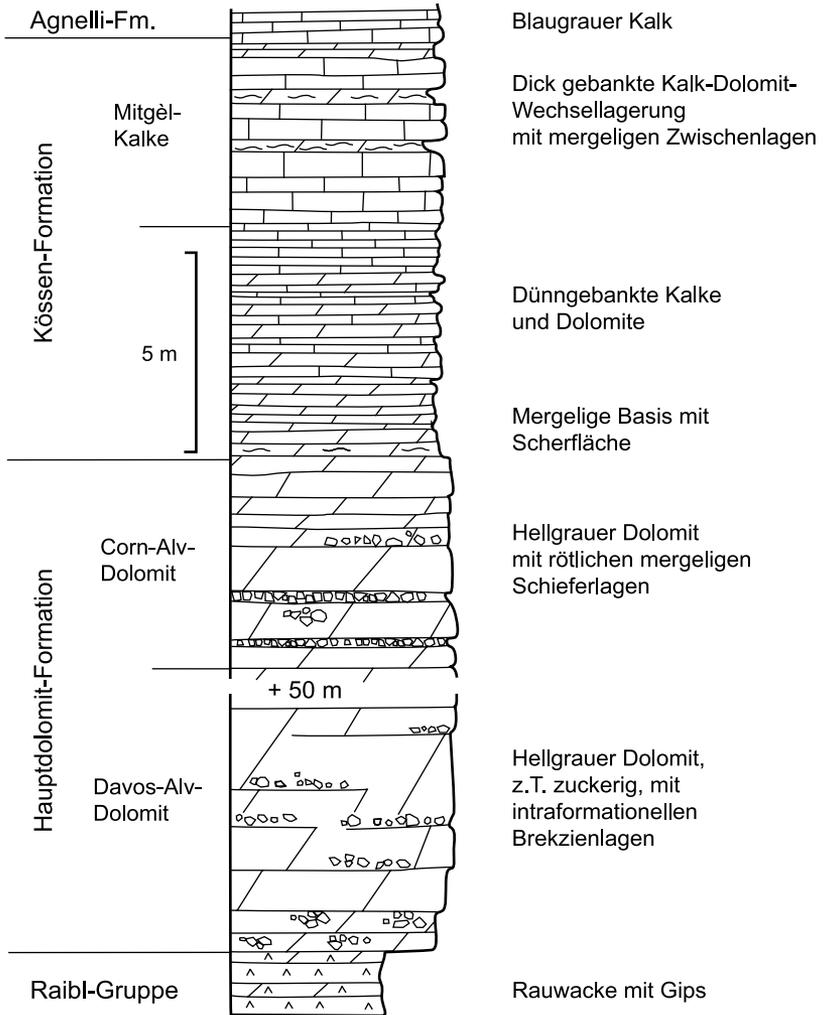


Fig. 14: Profil durch den Hauptdolomit und die Kössen-Formation an der Fuorcla Valletta. Nach NAEF (1987).

Darüber liegen in unterschiedlicher Mächtigkeit (10–30 m) dick gebankte, teilweise dolomitisierte Kalke, die als Mitgèl-Member (FURRER 1985) bezeichnet werden. Diese massigen Kalke und Dolomite enthalten spärliche Korallen und Stromatolithe.

Die Untergrenze bildet die erste Tonschieferlage im Hangenden des Hauptdolomits. Die Obergrenze wird oberhalb der letzten Dolomitbank, unterhalb der Kalke der Agnelli-Formation, gezogen.

Das Alter ist anhand von Muscheln und Korallen als Rhät bestimmt worden.

I Agnelli-Formation

Die Agnelli-Formation ist nur am Piz Schlattain aufgeschlossen und weist eine Mächtigkeit von 25 m auf. Die untere Hälfte besteht aus 5–20 cm dicken Bänken von schwach mergeligen Kalkmikriten und die obere Hälfte aus massigen, kieseligen Kalkmikriten mit Silexlagen und -konkretionen. Selten trifft man im oberen Teil dünne Lagen von Crinoidenbrekzien.

Die Untergrenze verläuft oberhalb der letzten Dolomitbank der liegenden Kössen-Formation. Die Obergrenze ist meistens erosiv und verläuft an der Basis der Bardella-Brekzie. Seltener ist ein Kondensationshorizont mit Eisen-Mangan-Krusten und Ammoniten als Obergrenze ausgebildet.

Der mittlere Teil der Kalke ist am Piz Alv mit *Eparietites sp.* als Sinémurien (SCHÜPBACH 1970) und der Kondensationshorizont mit *Arnioceras sp.* als Toarcien (FINGER 1978) datiert. Neuere Bestimmungen an Ammoniten des Hartgrundes ergaben ein Pliensbachien-Alter (mündl. Mitt. H. Furrer).

i_A Allgäu-Formation

Der Begriff «Allgäu-Formation» wird hier in einem weiteren Sinne verwendet: Sie umfasst nicht nur die regelmässige Wechsellagerung von dunklen Mergeln und Kalken (FURRER 1985, EBERLI 1987, 1988), sondern auch die Abfolgen von Bardella-, Saluver- und Salteras-Brekzie. Wo die Brekzien- oder Sandsteinlagen stark überwiegen, sind sie als solche auf der Karte vermerkt. Die Mächtigkeit, inklusive Brekzien, ist variabel: am Piz Nair beträgt sie etwa 250 m, am Piz Padella 100 m, am Piz Bardella (Blatt Bivio) 170 m. Sie kann aber auch auf einige Dekameter (tektonisch?) reduziert sein. Vorkommen mit überwiegend Mergeln und tonigen Mergeln trifft man im Val da Selin und in der oberen Suvretta da San Murezzan. Die Mergel weisen meist einen Karbonatgehalt von 30 bis 50 % auf, führen fein verteilten Pyrit und sind flaserig und fein laminiert. In den Mergel-Kalk-Wechsellagerungen beträgt der Kalkgehalt infolge eines erhöhten Anteils an karbonatischen Resedimenten bis zu 90 %. Es handelt sich dabei vorwiegend um distale Turbidite. Bioturbation vom Typus *Chondrites* ist häufig. Seltener

sind *Zoophycos*-Bauten, wie «*Cancellophycus*», beschrieben von ROESLI (1947) am Piz Schlattain.

Die Untergrenze ist erosiv oder als Hartgrund ausgebildet und verläuft in der Agnelli-Formation oder in einer noch tieferen Einheit. Die Obergrenze ist durch das erste Auftreten von dünn gebankten, grünscharzen Kieselstiefen definiert und ist z. B. am Nordgrat vom Piz Nair zur Fuorcla Schlattain (Fig. 15) sehr schön zu sehen.

Das Alter der Allgäu-Formation im Kartiergebiet ist nur indirekt bestimmt durch ihre Lage zwischen dem Hartgrund der liegenden Agnelli-Formation (Pliensbachien) und der hangenden Blais-Radiolarit-Formation (später Jura).

Saluver-Sandsteine

Die Saluver-Sandsteine sind an der Nordflanke des Piz Nair und in der westlichen Fortsetzung zum Pass Suvretta sehr gut aufgeschlossen. Sie bestehen aus roten und gelben Sandsteinen mit dünnen Tonschieferlagen. Gelegentlich treten Einschaltungen von Brekzien auf. FINGER (1978) hat diese Sandsteine als B-Member der Saluver-Formation bezeichnet. Bei den Saluver-Sandsteinen sind oft vollständige Turbidizyklen erhalten geblieben und erosive Kontakte relativ selten. Die groben Arkosen (1–5 mm) sind im oberen Teil der Bänke deutlich gradiert. Die in der sandigen Matrix schwimmenden Komponenten zeigen keine Gradierung, können aber in Lagen angereichert sein. Messungen von Strömungsrichtungen (ohne Berücksichtigung eventueller Rotationen der Decken und Schuppen) ergaben mehrheitlich Schüttungen aus dem Nordosten, was die Ergebnisse von FINGER (1978) bestätigt. Bei den Korngrößen > 2 mm überwiegen die Gesteinskomponenten aus Granit, Rhyolith und Gneis und zwischen 0,06–2 mm die Mineralien Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas neben etwas Hellglimmer.

Die Untergrenze bilden meist grobe Brekzien mit Kristallinkomponenten und die Obergrenze meist dunkle Mergel der Allgäu-Schichten oder Kieselstiefen der Blais-Radiolarit-Formation.

Das Alter ist nicht bestimmt, wird aber von FINGER (1978) und FURRER (1985) als Dogger eingeschätzt.

Saluver-Brekzien

Als Saluver-Brekzien werden die Brekzien mit vorwiegend Kristallinkomponenten bezeichnet. Sie bilden den ganzen Grat und Südhang des Piz Nair und lassen sich nach Westen bis an den Corn Chamuotsch verfolgen. Sowohl monomikte als auch polymikte Brekzien sind vorhanden. Das Verhältnis Kristallin- zu Dolomitkomponenten variiert stark, mit einem kontinuierlichen Übergang in die Bardella-Brekzien. Gelegentlich trifft man bis zu 30 m grosse kristalline Blöcke.

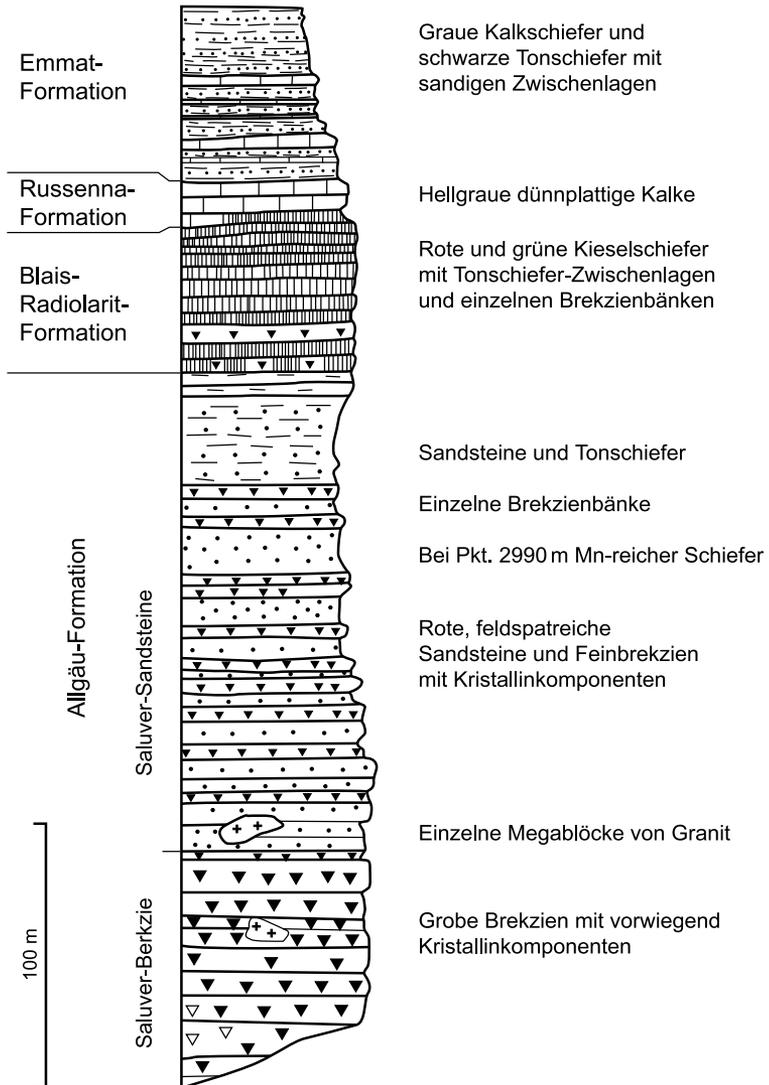


Fig. 15: Profil durch die Allgäu- bis Emmat-Formation (mittlerer Jura – frühe Kreide) vom Nordwestgrat des Piz Nair bis zur Fuorcla Schlattain. Modifiziert nach FINGER (1978).

Die mittlere Mächtigkeit der Bänke beträgt etwa 7 m. Erosivkontakte sind sehr häufig. Komponentengrößen von 1–2 cm und 8–16 cm Durchmesser (FINGER 1978) überwiegen. Gradierungen finden sich nur ausnahmsweise. Ausser einer undeutlichen Einregelung der Komponenten (vor allem Gneisgerölle) parallel zur Schichtung gibt es kaum interne Sedimentstrukturen. Gneise bilden die Hauptmasse der Komponenten, neben untergeordneten Granodiorit-, Diorit-, Aplit-, Alkalifeldspatgranit- und Rhyolithkomponenten.

Die Untergrenze ist erosiv und reicht bis ins Kristallin hinunter. Die Obergrenze bilden Saluver-Sandsteine oder Mergel der Allgäu-Formation.

Das Alter ist indirekt als Dogger bestimmt.

Bardella-Brekzien

Die Bardella-Brekzien führen vor allem Dolomitkomponenten neben wenigen Kristallinkomponenten. Die grössten Vorkommen treten im Kartiergebiet am SW-Hang des Piz Padella auf. Hier wurden sie von FINGER (1978) noch als *Padella-Brekzie* bezeichnet und mit den Brekzien der liasischen Fain-Formation korreliert. In Übereinstimmung mit FURRER (1985) wird angenommen, dass es sich am Piz Padella mit grosser Wahrscheinlichkeit um die gleichen Brekzien wie am Piz Bardella (Blatt Bivio) handelt. Die Abfolge besteht aus einer Wechselagerung von groben Karbonatbrekzien (Dolomit » Kalk) mit grauen, bräunlich anwitternden Mergeln, kalkigen Mergeln und feinsandigen Kalkschiefern. Im Gegensatz zum Typusprofil am Piz Bardella fehlen am Piz Padella Kristallinkomponenten fast ganz. Am Corn Chamuotsch und nordwestlich Piz Nair enthalten die Bänke sowohl Kristallin- als auch Dolomit- und Kalkkomponenten. Es treten sowohl Brekzien mit vollständigen Bouma-Zyklen als auch ungradierte Brekzien auf, mit frei in der Matrix schwimmenden Geröllen. Die Bankdicken schwanken zwischen 2 und 7 m. Der mittlere Korndurchmesser der zehn grössten Komponenten beträgt jeweils etwa 5 % der Bankmächtigkeit (FINGER 1978).

Die Untergrenze liegt bei der ersten Mergel-, Kalkschiefer-, Sandstein- oder Brekzienbank oberhalb der grauen massigen Agnelli-Kalke oder greift erosiv in die Kössen-Kalke oder in den Hauptdolomit hinab. Die Obergrenze liegt unterhalb des ersten grünlichschwarzen Kieselschiefers.

Das Alter ist jünger als Pliensbachien (oberste Agnelli-Kalke) und älter als mittlerer Jura (Blais-Radiolarite).

i. Radiolarite, rote Tonschiefer Blais-Radiolarit

Radiolarite kommen in den Sedimentserien der Platta-Decke und der unterostalpinen Decken vor. In den letzteren werden sie als Blais-Radiolarit-Formation

(FURRER 1985) bezeichnet. Grössere Vorkommen findet man entlang der Nordflanke des Piz Nair bis zum Sass Runzöl, am Pascual Sass Nair, am Piz dal Büz sowie östlich und südöstlich Surlej. Wegen der starken Verfaltung ist die Mächtigkeit nur grob abschätzbar. Sie dürfte ca. 30 m betragen. Im mittleren und oberen Bereich bestehen die Radiolarite aus einer Wechsellagerung von roten und grünen Kiesel-schiefern mit Tonschieferzwischenlagen. Die Bänke sind meist 1–5 cm dick. Der Tonschieferanteil kann tektonisch stark angereichert oder reduziert sein (SUANA 1984). Die an Kiesel-schiefer angereicherten Partien sind meist von vielen Quarzadern durchzogen. Der untere Bereich der Radiolarite, aufgeschlossen im Profil gegen Fuorcla Schlattain und am Piz dal Büz, besteht aus ca. 5 m schwarzen, kieseligen Schiefen. In den Profilen in der Umgebung des Piz Nair, in der sog. Nair-Schuppe nach FINGER (1978), sind einzelne Sandsteinbänke und Feinbrekzien mit Kristallin und Dolomit-Komponenten eingeschaltet. Im Dünnschliff werden die kieseligen Radiolarite von feinkörnigem Quarz dominiert. Pseudomorphosen nach Radiolarien kommen häufig vor, doch sind Speziesbestimmungen leider nicht möglich. Serizit und untergeordnet Chlorit sind in den Radiolariten Nebengemengteil und in den Tonschieferlagen Hauptgemengteil.

Rote Knollenkalk des Typus «Rosso Ammonitico», wie sie am Piz Murtiröl auftreten, sieht FURRER (1985) als fazielle Vertreter der Blais-Radiolarit-Formation. Bei Koord. 780.900/153.980, am Südfuss des Piz Schlattain, liegt ein etwa 2 m mächtiger Knollenkalk mit erosivem Kontakt auf Hauptdolomit. Dieser Kalk ist reich an Ammoniten, Belemniten, Bryozoen und Echinodermen. Er enthält zudem wenige Gastropoden, benthonische und pelagische Foraminiferen und Radiolarien (WEBER 1987). Aptychen der Gattung *Laevaptychus sp.* und *Lamelaptychus sp.* deuten auf ein Kimméridgien-Alter.

Die Untergrenze liegt am Übergang von grauschwarzen Mergeln zu karbonatfreien schwarzen Kiesel-schiefern. An der Obergrenze wechseln in einem 0,2–0,5 m mächtigen Intervall rote und grüne Kiesel-schiefer mit mikritischen Kalken. Die Grenze wurde im Hangenden der obersten Kiesel-schieferlage gezogen.

Das Alter der Radiolarite ist nicht direkt bestimmt und wird meist als später Dogger bis mittlerer Malm angenommen (BILL et al. 2001).

i_R Russenna-Formation («Aptychenkalk»)

Hellgraue und gelbgrüne, dünnplattige mikritische Kalke, die man oft zusammen mit Radiolariten antrifft, sind als «Aptychenkalk» oder «Calpionellenkalk» bezeichnet worden. In Anlehnung an die Engadiner Dolomiten wird durch FURRER (1985) auch für das Unterostalpin die Bezeichnung Russenna-Formation vorgeschlagen. Die Mächtigkeit in der Zone von Samedan beträgt maximal 15 m. Südöstlich Surlej können durch tektonische Repetition grössere Mächtigkeiten

vorgetäuscht sein. Nördlich Surlej sind die Kalke stark tektonisiert und liegen als Wechsellagerungen von hellen Marmoren mit dünnen Lagen von grünlichem Glimmer (phengitischer Serizit und Mg-Chlorit) vor. Diese Varietät hat man als «Hyänenmarmor» bezeichnet. Auch die weniger stark beanspruchten mikritischen Kalke sind fast vollständig rekristallisiert. Sie enthalten 5–10% detritischen Quarz und glimmerartige Tonmineralien.

Die Chastelets-Einheit (Sedimente zwischen dem Corvatsch-Kristallin und den Platta-Ophiolithen) weist gegenüber der Zone von Samedan einen höheren Metamorphosegrad auf. In ersterer sind denn auch die «Aptychenkalke» kaum von der Emmat-Formation abtrennbar.

Die Untergrenze wird durch die letzten Kieselschiefer des darunter liegenden Radiolarits gebildet. Die Obergrenze wird durch das Einsetzen von Mergelzwischenlagen zwischen den Kalkbänken markiert.

In der Zone von Samedan konnte das Alter wegen der nur schlecht erhaltenen Calpionellen nicht bestimmt werden. In der Aroser Schuppenzone bei Arosa weisen die Calpionellenkalke gemäss ALLEMANN (2002) ein Tithonien- bis mittleres Berriasien-Alter auf. CARON et al. (1982) haben in der Ortler-Decke ein Profil beschrieben, das «Aptychenkalke» sowie Kalke und Tonschiefer (Emmat-Formation) und Mergel (Chanèls-Formation?) umfasst. Die «Aptychenkalke» haben ein Tithonien- bis frühes Aptien-Alter geliefert. In den Engadiner Dolomiten weist die Russenna-Formation ein Alter zwischen spätem Tithonien – Berriasien und Barremien – frühem Aptien auf (FURRER 1985).

c Emmat-Formation

Die Emmat-Formation umfasst eine Abfolge von grauen und schwarzen Kalk- und Tonschiefern mit kalkarenitischen Einschaltungen. Sie wurde von NOLD (1972) und FINGER (1978) am Piz d'Emmat-Dadaint als «Emmat-Serie» definiert und entspricht den «Neokom-Schiefern» von STÖCKLIN (1949) und den «Roccabella-Schiefern» von DIETRICH & PETERS (1968). Im Gebiet zwischen der Fuorcla Schlattain und der Fuorcla Grischa und in der Valetta Schlattain sind die Abfolgen der Emmat-Formation tektonisch durchmischt mit Ton- und Mergelschiefern des God-Drosa-Flyschs und Mergeln der Chanèls-Formation, die sich hier oft nicht mehr im Einzelnen auskartieren lassen. Die von TRÜMPY & TROMMSDORFF (1980) im Exkursionsführer erwähnten Rotaliporen stammen wahrscheinlich aus eingeschuppten Linsen der Chanèls-Formation.

Fehlen in Aufschlüssen mit dünnplattigen dunklen Kalk- und Mergelschiefern stratigraphische Grenzen zu bestimmaren Formationen, so ist eine Zuordnung zur Allgäu-Formation, zur Emmat-Formation oder zum God-Drosa-Flysch oft sehr schwierig.

Der untere Teil der Emmat-Formation enthält unmittelbar über dem «Aptychenkalk» einige graue Kalkschieferlagen. Diese sind kalkreicher als der obere Teil, der mehr schwarze Tonschiefer enthält. WEISSERT & BERNOULLI (1985) haben den unteren Teil mit den Palombini-Kalken und den oberen Teil mit den Lavagna-Schiefen aus dem Apennin verglichen. In den Kalkarenitlagen fallen makroskopisch vor allem die gelborange verwitternden Dolomitkomponenten auf. Im Dünnschliff sind, je nach Probe, Kristallin-, Dolomit- und Kalkkomponenten etwa gleich stark vertreten. In allen Proben ist reichlich Pyrit und schlecht kristallisierter Graphit vorhanden.

Die Untergrenze gegen die Russenna-Formation ist durch die erste Einschaltung von schwarzen Mergeln festgelegt. Die Obergrenze wird oberhalb der letzten schwarzen Ton- oder Mergelschiefer bzw. unterhalb der gelblich verwitternden, Rotaliporen führenden Mergel der Chanèls-Formation gezogen.

Die Emmat-Formation ist älter als die hangende Chanèls-Formation (spätes Aptien) und jünger als die innerhalb der Formation gefundenen, aufgearbeiteten Calpionellen der frühesten Kreide.

Polymikte Brekzien mit vorwiegend Dolomit- bzw. Kristallinkomponenten

ROESLI (1945) hat diese von Dolomit- bzw. Kristallinkomponenten dominierten Brekzien auf der Alp Clavadatsch als «Clavadatsch-Brekzie» beschrieben. Altersmässig wurden sie dem Cénomaniem zugewiesen. Die Brekzien mit vorwiegend Kristallinkomponenten würde man auf den ersten Blick als Saluver-Brekzien und diejenigen mit vorwiegend Dolomitkomponenten als Bardella-Brekzien deuten. Der Unterschied liegt in der Matrix, die aus gelbem und lokal rötlichem Mergel und nicht nur aus Arkose oder Kalkarenit besteht. Die bei Koord. 784.600/155.730 aufgeschlossene Brekzie führt vor allem Gneis- und wenig Dolomitgerölle in einer Matrix aus rötlichem und gelblichem, siltigem Mergel. In dieser Matrix fand F. Allemann (mündl. Mitt.) zahlreiche Globotruncaniden. Er hat folgende altersrelevante Spezien bestimmen können: an der Basis *Rotalipora ticinensis*, *R. subticinensis*, *Planomalina buxtorfi* und *Ticinella sp.* Diese belegen spätes Albien. Wenige Meter darüber: *Rotalipora globotruncanoides*, *R. reicheli* und *R. montsalvensis*. Diese ergeben ein frühes–mittleres Cénomaniem-Alter. Auch im Sattel zwischen Piz Schlattain und Sass Corviglia (Koord. 780.885/154.270) ist die mergelige Matrix der roten Brekzien reich an Globotruncaniden des frühen–mittleren Cénomaniem. Hier finden sich in der Matrix einzelne Blöcke von Knollenkalk des Typus «Rosso Ammonitico», der 200 m weiter südlich am Kontakt zum Hauptdolomit ansteht.

ROESLI (1945) hat diese Brekzien als Basalbrekzie der Flysch-Serie interpretiert. Nach den neuen Aufnahmen sind diese Brekzien in die Mergel der

Chanèls-Formation geschüttet worden und können weder als basale Brekzie der Emmat-Formation noch als Basis der Chanèls-Formation oder des God-Drosa-Flyschs interpretiert werden. Gemäss ALLEMANN (2002), der eine ähnliche Abfolge in der Arosa-Zone beschrieben hat, markieren diese Brekzien zusammen mit Olistolithen den Ort und Zeitpunkt des beginnenden Zusammenschubes der Decken in diesem Raum.

Die Mergel der Chanèls-Formation bilden sowohl die Untergrenze als auch die Obergrenze der Brekzien.

Ihr Alter konnte anhand der in der Matrix gefundenen Globotruncaniden als spätes Albien und Cénomaniens bestimmt werden.

Chanèls-Formation

Die Chanèls-Formation (= «Couches Rouges») besteht aus dünn geschichteten, grauen, sandigen, mikritischen Kalken, grauen und gelben Mergeln sowie aus roten und gelben Siltsteinen. Ihre Mächtigkeit beträgt etwa 5 m. Vorkommen in stratigraphischem Verband mit anderen Formationen sind am Piz Schlattain, an der Costa Trida, südlich Marguns und auf der Alp Clavadatsch aufgeschlossen. Isolierte Vorkommen finden sich in den dunklen Kalk- und Tonschiefer-Serien nördlich der Fuorcla Schlattain und in der Valetta Schlattain. Im Profil an der Costa Trida (Fig. 16) transgrediert die Chanèls-Formation auf Hauptdolomit oder stellenweise auf Bardella-Brekzien. Ihre Basis besteht hier aus einer groben, gegen oben feiner werdenden Brekzie mit Dolomitkomponenten. Letztere geht über in graue Kalkschiefer, in denen mit der Lupe Globotruncaniden zu erkennen sind. Die grauen Kalkschiefer werden von grünlichen Kalkmergeln abgelöst, die ihrerseits in eine Wechsellagerung von grünen und roten Kalkmergeln übergehen. Darüber folgen intensiv rot gefärbte Siltsteine sowie sandige Kalkschiefer mit schwarzen Tonhäuten. Letztere werden schon dem God-Drosa-Flysch zugeordnet und führen keine Globotruncaniden mehr.

An der Untergrenze besteht in der Regel ein Erosionskontakt, der auf Bardella-Brekzien oder Hauptdolomit hinuntergreift. Die Obergrenze wird beim ersten Auftreten von dunkelgrauen, sandigen Kalkschiefern mit schwarzen Tonhäuten gezogen.

Das Alter ist von F. Allemann und M. Caron mit *Rotalipora reicheli*, *R. montsalvensis*, *R. apenninica* u.a. als frühes – mittleres Cénomaniens bestimmt worden.

God-Drosa-Flysch

Der God-Drosa-Flysch besteht aus einer Abfolge von schwarzen, kieselligen Tonschiefern und Mergeln, dünnplattigen Kalkareniten und Feinbrekzien. Die

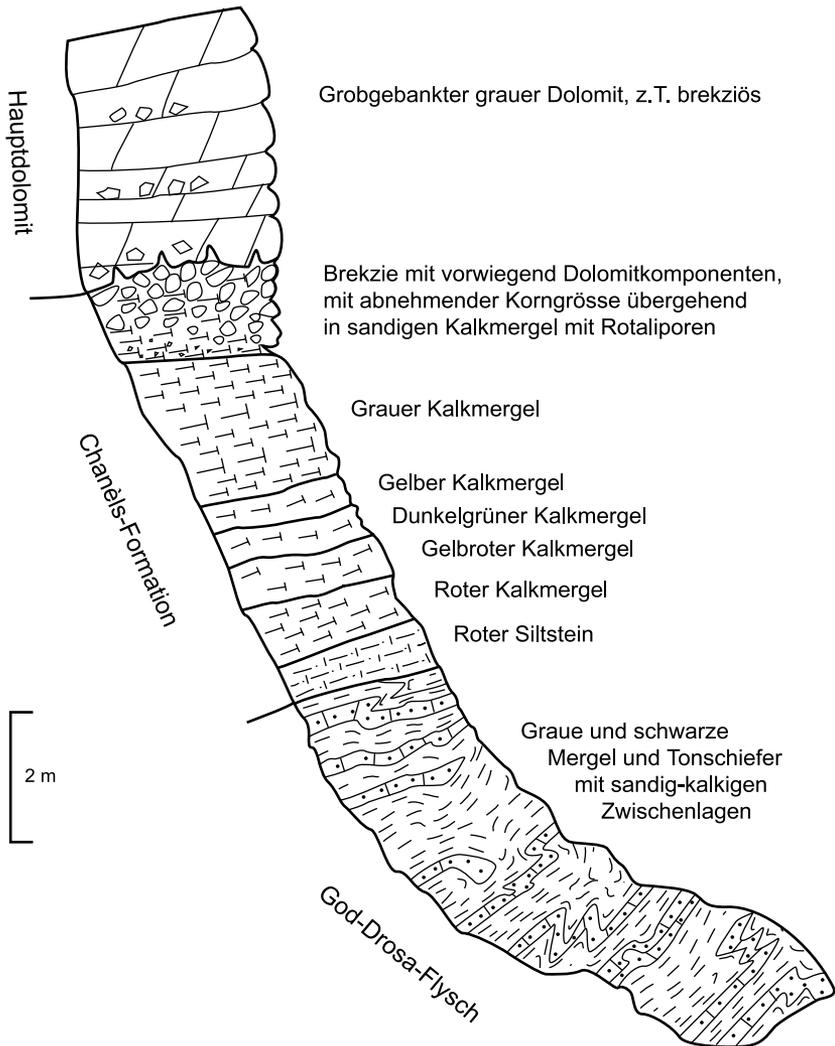


Fig. 16: Profil an der Costa Trida (Koord. 782.423/154.120). Verkehrtserie mit diskordanter Auflage der Chanel's-Formation und des God-Drosa-Flyschs auf Hauptdolomit.

Dolomitkomponenten erzeugen gelbbraune Verwitterungsfarben. Die arenitischen Bänke zeigen oft eine Gradierung und sind als distale Turbidite zu deuten. Weide- und Frassspuren sind häufig. Die Mächtigkeit des God-Drosa-Flyschs ist wegen der starken tektonischen Beanspruchung nur schlecht bestimmbar. Sie dürfte im Untersuchungsgebiet etwa 50 m betragen. An der Typlokalität (ROESLI 1927) nördlich des Piz Murtiröl ist er 100 m mächtig. Wo eindeutige Kontakte zur unterliegenden Chanèls-Formation fehlen, z.B. östlich der Fuorcla Schlattain, ist eine Unterscheidung von den älteren Gesteinen der Emmat-Formation kaum möglich. Die gössten Vorkommen sind auf Alp Clavadatsch und an der Costa Trida (Fig. 16) aufgeschlossen. Die Sandsteine des God-Drosa-Flyschs enthalten gemäss LÜDIN (1987) und BERNOULLI & WINKLER (1990) ein Schwermineralspektrum mit Turmalin, Zirkon, Rutil und Chromit, das eine Oberkruste mit Granitoiden und ozeanische Lithosphäre anzeigt.

Die Untergrenze wird unmittelbar über der letzten, Globotruncaniden führenden Mergelbank der Chanèls-Formation gezogen. Die Obergrenze ist immer tektonisch. Da die Globotruncaniden der unterliegenden Schichten Cénomaniens anzeigen, dürfte der God-Drosa-Flysch ein Cénomaniens-?Turonien-Alter aufweisen.

OPHIOLITHE

Die Ophiolithe der Platta-Decke und ihre sedimentären Begleitgesteine sind nordöstlich und östlich des Silvaplanner Sees aufgeschlossen sowie mit der Thermalbohrung von St. Moritz-Bad erbohrt worden. Die Radiolarite sind sehr ähnlich denjenigen der Zone von Samedan. Eine Abgrenzung der Sedimente der Platta-Decke von den entsprechenden Sedimenten der Chastelets-Einheit (unterer Teil der Corvatsch-Teildecke) lässt sich nördlich und östlich von Surlej daher kaum durchführen.

S **Serpentinit**

Die ultrabasischen Gesteine sind fast komplett serpentiniert. In den schwarz glänzenden, stark verschieferten Serpentiniten sind makroskopisch nur noch einzelne Pseudomorphosen nach Augit erkennbar. Unter dem Mikroskop sind noch vereinzelt Chromspinelle (Picotit) als Relikte des ursprünglichen Lherzolithes zu beobachten. Die grosse Masse des Gesteins liegt als Maschenserpentin mit Chrysotil und Lizardit als Serpentinmineralien vor. Stellenweise, vor allem gegen Furtschellas hin (Blatt Piz Bernina), wird Chrysotil durch Antigorit ersetzt. Im vorliegenden Kartengebiet sind Ophikalzite nur spärlich vorhanden.

O Metabasite im Allgemeinen

In diesen Vorkommen wurden bis anhin keine Vulkanit- oder Intrusivstrukturen beobachtet. Entweder war die tektonische Beanspruchung so stark, dass diese Gesteine als Grünschiefer vorliegen, oder sie sind wohl noch massig, aber ohne eindeutige Kontakte, die sie als sillartige Intrusionen ausweisen würden. Die massigeren Typen können 1–2 mm grosse Plagioklas-Phänokristalle enthalten. Im Dünnschliff sind als Primärbestand neben Plagioklas noch relik-tisch augitischer Klinopyroxen und braune Hornblende vorhanden. Ansonsten bestehen die Metabasite aus Albit, aktinolithischer Hornblende, Chlorit, Epidot/Klinozoisit und Apatit.

Die geochemischen Untersuchungen der Basite (STÄUBLI 1982) belegen einen tholeiitischen Chemismus. Im Vergleich zum Chemismus eines N-MORB («normal mid-ocean-ridge basalt») sind die Zr-Gehalte erhöht.

O_p Metapillowlaven

Am Ova dal Sagl sind unterhalb Pkt. 1968 m in den Metabasiten noch Kissenstrukturen zu erkennen. Die Abplattung durch die alpine Tektonik ist meist schon stark (3–5x). Makroskopisch ist, mit Ausnahme des chloritisierten Glasrandes und gelegentlich auftretender Variolen, kein Zonarbau der Pillows ersichtlich. In Dünnschliffen der Glasränder sind Epidot und Chlorit in einer bräunlichen Leukoxenmasse erkennbar. Von den primären Mineralien sind nur noch die Umrisse der in ein Gemisch von Albit, Serizit und Klinozoisit umgewandelten Plagioklase sowie Ilmenit erkennbar.

O_h Metahyaloklastite

Die Metahyaloklastite verkörpern Wechsellagerungen von 0,5–3 cm dicken, gelb und grün gefärbten, feinkörnigen Schichten. Die gelben Lagen enthalten relativ viel (20–30 %) Epidot/Klinozoisit. Die grünen Lagen führen weniger Epidot (< 10 %), aber mehr Albit. Schöne Pseudomorphosen nach vulkanischem Glas, wie man sie im Oberhalbstein beobachten kann, sind im vorliegenden Gebiet wegen der stärkeren metamorphen Überprägung nicht mehr vorhanden.

QUARTÄR

Die Quartärbildungen bedecken einen sehr grossen Teil des Kartiergebietes. Diese jungen Ablagerungen standen in den letzten Dezennien vermehrt im Brennpunkt von Diskussionen betreffend Naturschutz (Trinkwasser, Moore, Beeinträchtigung der Landschaft beim Bau von Skipisten) und Naturgefahren (Murgänge, Rutschungen). Die Quartärforschung hat aber auch im Zusammenhang mit der modernen Paläoklimaforschung und aktuellen Klimafragen einen enormen Aufschwung erlebt. Bis zur Einführung der Pollenanalyse war man bei der Korrelation von Gletscherständen weitgehend auf die Lagebeziehung der Moränenwälle und glaziologische Annahmen angewiesen (Berechnung der Gletscher-Gleichgewichtslinie bzw. von Schneegrenz-Depressionswerten). In einem Hochtal wie dem Engadin war dies wegen der vielen Eiszuflüsse aus den Seitentälern mit besonders grossen Unsicherheiten verbunden. Mit den radiometrischen Datierungen (^{14}C) und vor allem mit den Strahlungsaltern (^{10}Be , ^{26}Al und ^{36}Cl) an Moränenblöcken dürften viele dieser Unsicherheiten in nächster Zeit ausgeräumt werden können.

Bei der Kartierung, und vor allem bei der Reinzeichnung der Karte, ergaben die Diskussionen mit den Geomorphologie- und Quartärspezialisten M. Maisch (Univ. Zürich) und C. Schlüchter (Univ. Bern), dass die einzelnen Zuordnungen zu lokalen wie auch überregionalen Stadienabfolgen oft mit grossen Unsicherheiten behaftet sind. Die Ergebnisse künftiger Strahlungsalter-Bestimmungen dürften die heutige Auffassung zur zeitlichen Stellung vor allem der älteren Moränenwälle (Cinuoschel-Stadium, Samedan-Stadium) sicher noch erheblich modifizieren.

Die ältesten im Oberengadin erhaltenen geologischen Spuren des Quartärs stammen aus der Zeit des letzteiszeitlichen Maximums (LGM = «Last Glacial Maximum») und der nachfolgenden späteiszeitlichen Stadien. Die Eisdecke des LGM hat im Engadin gemäss der kartierten Geländekanten und Gletscherschliffspuren eine maximale Höhe von bis 3000 m ü. M. erreicht (FLORINETH 1998). Die hieraus resultierenden Fliesslinien des Eises zeigen ein radiales Muster mit Zentrum im Berninagebiet. Das Alter dieses letzteiszeitlichen Maximums wird allgemein mit 18 000 bis 20 000 Jahre BP (= kalibriertes Alter von 22 000 bis 25 000 Jahre BP bzw. Sauerstoffisotopen-Stadium OIS 2) angenommen. Da zu dieser Zeit nur wenige Bergspitzen als Nunataks aus dieser Eismasse ragten, bildeten sich kaum Moränenablagerungen. Die Differenzierung des Eisrückganges am Ende der letzten Eiszeit ist im Kartiergebiet erst für den Zeitraum des ausgehenden Spätglazials ansatzweise möglich, als der Zerfall des inneralpinen Eisstromnetzes bereits weit fortgeschritten war. Bei den im Oberengadin kartierbaren Moränenwällen stellt sich zudem die Frage, ob diese bei echten Wiedervorstössen oder nur während längeren Stillstandsphasen gebildet worden sind. Offen bleibt

ausserdem, wann genau die flachen Hänge und die Trogschultern, wie sie am Corviglia und auf Muottas Muragl ausgebildet sind, entstanden sind. Auch der Zeitpunkt, ab dem die markanten Transfluenzstellen vom Eis frei gegeben wurden, ist mit Ausnahme von Maloja, wo neuere ^{14}C -Daten existieren, unbekannt. Die verschiedenen Forschergruppen scheinen sich einig zu sein, dass um ca. 13 000 Jahre BP, nach einer raschen Erwärmung, das Oberengadin praktisch gletscherfrei war (Fig. 17). Erst in der jüngeren Dryas-Zeit (11 000–10 200 Jahre BP) rückten die Lokalgletscher wieder weit in die Seitentäler vor und bildeten die Wälle des sog. Pontresina-Stadiums (Egesen-Stadium).

Die Diplomarbeiten des Geographischen Instituts der Universität Zürich (CASTELLI 2000, ROTHENBÜHLER 2000, KOCH 2003, STUDER 2005) waren bei der Kartierung der Quartärbildungen auf Blatt St. Moritz eine grosse Hilfe.

Pleistozän

q_{4m} Moräne des letzteiszeitlichen Maximums (LGM)

Die Talflanken des Engadins und die grossen Seitentäler sind mit geringmächtigen Moränenablagerungen bedeckt. Am Anfang der kartographischen Erfassung wurde versucht, die Ablagerungen des Daun-Stadiums flächenhaft auszuscheiden. In der vorliegenden Endfassung der Karte wurden nur noch die Moränenwälle ausgeschieden, die dem Daun-Stadium zugeschrieben werden können. Sie sind mit roten Punkten eingezeichnet. Es konnten keine eindeutig dem Ciuoschel-Rückzugsstadium zugehörige Moränenwälle gefunden werden. STAUB (1948) war in dieser Hinsicht mutiger und hat in seiner Bernina-Karte fast alle Moränenwälle und Moränenablagerungen bestimmten Stadien zugeordnet.

Auf den felsigen Plateaus, zum Beispiel am Ostfuss des Piz Polaschin oder am Osthang der Kette Piz Surlej – Piz Rosatsch – Piz da Staz, scheint die Moräne teilweise ausgewaschen zu sein, so dass nur eine Schuttauflage übrig geblieben ist. Dieser Schutt kann mit losem Hangschutt verwechselt werden. Das Material der Moränen ist petrographisch grösstenteils ähnlich den benachbarten Felsaufschlüssen. Nur in wenigen Fällen lässt sich eindeutig ein Transport über grössere Distanzen feststellen. Dies gelingt z.B. anhand von Erratikern der Saluverbrekzien, die vom Piz Nair stammen müssen und am Muttaun westlich von Silvaplana auf einer Höhe von 2300 m liegen oder mit Erratikern des Corvatsch-Granits, die bis auf die Spuonda Rosatsch transportiert worden sind.

Moränenwall des ?Daun-Stadiums (Samedan, Bever, Il Dschember)

Auf Grund der Untersuchungen von SUTER (1981) wurden die Moränenwälle am Ausgang der Suvretta da Samedan, Suvretta da San Murezzan und bei

Il Dschember am Julierpass dem Daun-Stadium zugewiesen. GAMPER & SUTER (1982) deuten die Moränenwälle bei Crusch (Samedan) ebenfalls als Endlage des Daun-Stadiums des zum Bernina-Gletscher vereinigten Morteratsch- und Roseg-Gletschers.

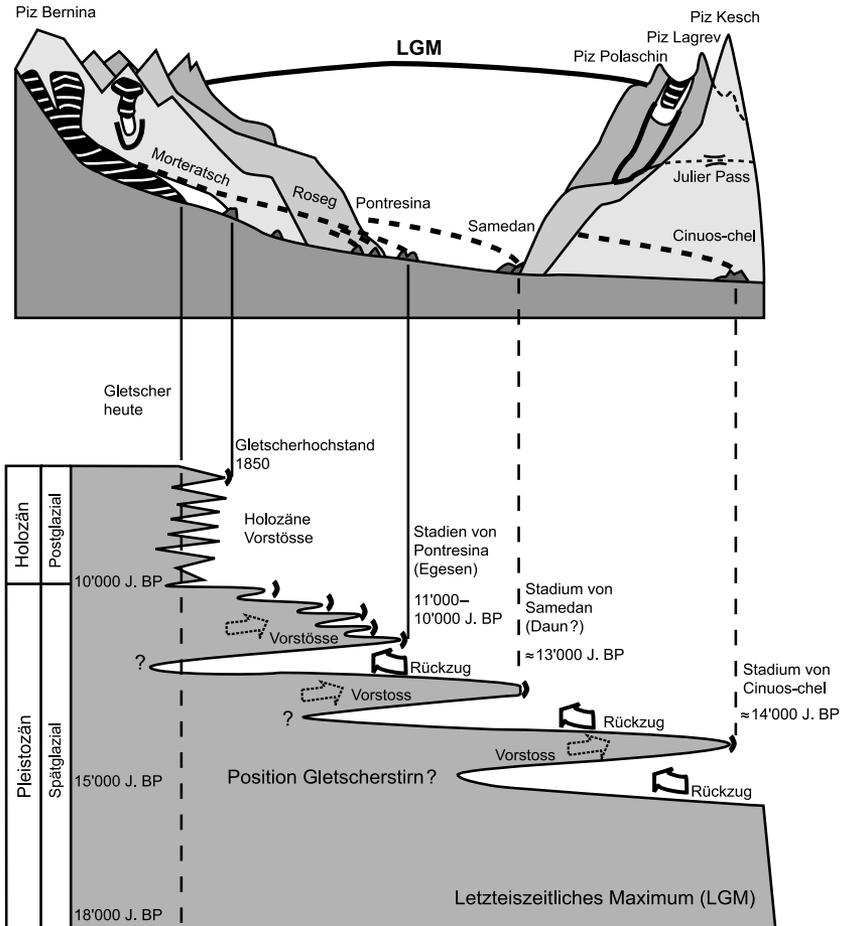


Fig. 17: Spät- und postglaziale Gletscherstadien im Oberengadin (LGM – letzteiszeitliches Maximum). Altersangaben in Jahre vor heute (^{14}C -Altersbestimmung, unkalibriert). Modifiziert nach MAISCH et al. (1999).

q_{5m} Lokalmoräne (Egesen-Stadium; Pontresina, Alp Güglia usw.)

Im Gegensatz zu den älteren, dem letzeiszeitlichen Maximum zugewiesenen Moränendecken sind die Ablagerungen der Lokalgletscher meist klar von Moränenwällen begrenzt. Die Moränenablagerungen von Lokalgletschern, die vor 1850 entstanden sind, werden in Anlehnung an MAISCH (1981) dem Egesen-Stadium zugerechnet. MAISCH et al. (1999) postulieren für dieses Egesen-Stadium mehrere Substadien, die sich vor allem bei den grossen Gletschern mit deutlich voneinander getrennten Endmoränenwällen manifestieren. Die Endmoränenwälle der Alp Seguonda, Alp Prüma und Acla Colani im Val Roseg dürften derartige Substadien repräsentieren. Bei Gletschern mit viel kleinerem Einzugsgebiet liegen die Endmoränenwälle dieser Substadien fast unmittelbar aneinander, wie z.B. beim Lagrevgletscher, dessen Endmoränenwälle sich bei Alp Güglia befinden. Die äusserste Endmoräne des Egesen-Stadiums des Lagrevgletscher konnte durch IVY-OCHS et al. (1996) mit einem Strahlungsalter (¹⁰Be, ²⁶Al und ³⁶Cl) von 11 800 ± 500 Jahren BP datiert werden. Für drei Blöcke auf einer inneren Moräne dieses Gletschers bestimmte sie ein Alter von 10 400 ± 400 Jahren BP. Das Beverin-Stadium von SUTER (1981) dürfte einem der Egesen-Substadien entsprechen.

Zusätzlich sind vereinzelt auch Moränen zu beobachten, die nach dem Abschmelzen des Gletschers und dem darnach einsetzenden Auftauen des Bodeneises zu kriechen begonnen haben. Solche subrezente, fossile Blockgletscher aus Moränenmaterial sind südlich Crasta Barat, am Osthang des Piz Ot sowie im Val Prüna (am Ostrand des Blattes) ausgedehnt.

Fluvioglaziale Ablagerungen, Moränenbastion (Spät- bis Postglazial)

Im frontalen Bereich einiger Lokalmoränen findet sich ausgewaschene oder aufgearbeitete Moräne, die z.T. von fluvioglazialen Ablagerungen nicht unterscheidbar ist (z.B. Costa Trida im Val Saluver und westlich Vallun Marsch in der Suvretta da Samedan). Südlich der Alp Suvretta und im Val Malat bildet der frontale Bereich der ins Haupttal vorgebauten Moränenwälle des Egesen-Stadiums spätglaziale Moränenbastionen.

Fossiler Blockgletscher

Spätglaziale bis subrezente, fossile Blockgletscher sind im Kartiergebiet sehr häufig und wurden v.a. auf Grund ihres Bewuchses mit Flechten von den aktiven (kriechenden) Blockgletschern unterschieden. Einige dieser fossilen Blockgletscher liegen unterhalb von aktiven Blockgletschern. Entsprechende Beispiele lassen sich am Nordhang des Piz Nair oder am Nordhang des Las Trais

Fluors beobachten. Andere, wie zum Beispiel die Blockgletscher am Südhang des Piz Nair, sind im oberen Teil durch rezenten Hangschutt begrenzt. Beiden Typen ist gemeinsam, dass sie von Hangschutt gespiesen und von Bodeneis (Permafrost) durchsetzt waren.

q_{SL} Alte Seeablagerungen

Bei der westlichen Erweiterung des Abstellgleises des Bahnhofs St. Moritz kam ein kleiner Aufschluss von alten Seeablagerungen zum Vorschein, auf den uns Frau K. von Salis freundlicherweise aufmerksam gemacht hat. Auch beim Bau des neuen Parkhauses im Jahre 2003 wurde Seebodenmaterial gesichtet. Der Seespiegel des St. Moritzer Sees muss früher höher gelegen sein. Wahrscheinlich sind die Terrassenreste am östlichen Seeufer ebenfalls auf diesen höheren See stand zurückzuführen. Der Inn hat sich dann in der Folge um 8–10 m in den nördlich des Sees gelegenen Felsriegel eingeschnitten, wodurch der See auf sein heutiges Niveau abgesenkt worden ist.

Holozän

q_{rm} Rezente Moränen

Hierzu werden alle Moränenablagerungen des Gletscherhochstandes von 1850 sowie sämtliche noch jüngeren Moränen gerechnet. Im Kartiergebiet wurden im Bereich der 1850er Hochstände keine weiteren Moränenwälle gefunden, welche weitere, neuzeitliche oder vorneuzeitliche Vorstöße belegen würden. Deren Spuren sind allenfalls vom Gletscherhochstand von 1850 überschüttet worden. Die Begrenzungen des 1850er Stadiums lassen sich relativ gut auskartieren, wobei die alten topografischen Karten (Original-Messtischblätter der Dufour-Karte und Karten des Siegfried-Atlas) eine gute Hilfe darstellten.

An einigen Stellen begann die Moräne wegen des auftauenden Dauerfrostbodens (Permafrost) zu kriechen und wurde so zu einem echten Blockgletscher. Ein eindruckliches Beispiel findet sich bei Gianda Viva im Val Muragl.

Fluvioglaziale Ablagerungen, Moränenbastion

Reine fluvioglaziale Ablagerungen finden sich bei Morteratsch, im Vorfeld des Morteratschgletschers sowie im obersten Val Prüna. Unterhalb der Gletscherkare am Piz Bever und Piz Julier haben sich auf der talseitigen Flanke der rezenten und subrezentten Moränenwälle sog. Moränenbastionen gebildet. An anderen Orten ist die Moräne ausgewaschen oder aufgearbeitet.

Moränenmaterial auf Gletscher und Toteis

Auf dem vorliegenden Kartenblatt wurde nur östlich der Fuorcla Güglia ein vollständig von Moräne bedeckter Gletscher ausgeschieden. Der östlich des Piz Bever gelegene Gletscher ist nur im unteren Teil mit Moräne bedeckt. Kleinere Vorkommen dieser Art sind auch am Fuss des Vadret Muragl und am Languard Pitschen anzutreffen.

Aktiver Blockgletscher

Aktive Blockgletscher sind auf einer Höhe von ca. 2700 m sehr häufig. Im Val Muragl war einer der spektakulärsten Blockgletscher Gegenstand intensiver Studien der Universität Zürich und der ETH Zürich. KAÄB (1998) hat das Fliessverhalten dieses Gletschers photogrammetrisch untersucht und an der Oberfläche Geschwindigkeiten bis zu 50 cm pro Jahr festgestellt. ARENSEN et al. (2002) haben das Kriechverhalten im Inneren des Blockgletschers kontinuierlich beobachtet und festgestellt, dass die Bewegung an diskreten Scherflächen stattfindet. Die Übergänge von rezenten Blockgletschern zu steilen Schutthalden sind morphologisch fließend.

Ein weiterer, nicht aus Blockmaterial, sondern aus Moräne bestehender Blockgletschertyp kann zum Beispiel am Vadret Muragl und am Languard Pitschen beobachtet werden. Hier kriechen einzelne Teile von rezenten Moränenwällen in Folge der auftauenden Permafrostkörper als Blockgletscher weiter.

Protales Rampart («Schneehaldenmoräne»)

Bei den Protales Ramparts handelt es sich um Initialstadien (oder Embryonalformen) von Blockgletschern. Je nach Entwicklungsgrad und Ausdehnung gehen sie fließend in Blockgletscher über.

Solifluktionsgebiet

Von den verschiedenen Schuttbewegungsformen, die durch Frost-Tau-Wechsel entstehen (Wanderblöcke, Steinpolygone, Steinstreifen usw.) lassen sich nur Girlanden und Erdströme im Massstab des Geologischen Atlas darstellen. Die dünne Moränenschicht auf den Rauwacken südöstlich Las Trais Fluors neigt stark zur Bildung von Girlanden. Auch an der östlichen Talseite des Val Prüna und am Munt da la Bes-cha (oberhalb Pontresina) konnten Flächen mit Girlanden von ca. 10 m Durchmesser auskartiert werden. Für die anderen Formen solifluktdaler Schuttbewegungen sei vor allem auf die Diplomkartierungen des Geographischen Instituts der Universität Zürich verwiesen.

Talklftung

Die auf der Karte dargestellten Talklften verlaufen mehrheitlich in den Moränenablagerungen des letzteiszeitlichen Maximums. Man erkennt sie an kleinen (10–20 m breite) Nackentälchen, die oft über 200–500 m verfolgbar und auf die darunter im Fels verlaufenden Klften zurückzuführen sind. Diese Nackentälchen treten meistens nicht einzeln, sondern in Staffeln auf.

Sackungsmasse

Die einzige, im Massstab 1:25 000 kartierbare Sackungsmasse mit einigen intakt gebliebenen Gesteinspaketen findet sich an der Muot da las Funtaunas oberhalb St. Moritz-Bad. Sie dürfte als Folge des Rückzuges des Eises aus dem Haupttal gebildet worden sein, wobei Zweigbrüche der Engadiner Linie ebenfalls eine auslösende Rolle gespielt haben könnten. Daneben sind viele kleinere Sackungsmassen vorhanden, die aber wegen ihrer geringen Grösse auf der vorliegenden Karte nicht dargestellt werden konnten. Die am Ostufer des Silvaplanner Sees gelegene Sackungsmasse geht in ihrem unteren Teil in ein Blockmeer über. Darin schwimmen noch vereinzelte grössere Sackungspakete.

Rutschmasse

Im Gegensatz zu Sackungen ist in Rutschungen der ursprüngliche Gesteinsverband verloren gegangen.

Eine grössere Rutschmasse findet man oberhalb von St. Moritz-Dorf. Sie wurde im Zusammenhang mit der Stabilisierung des Kirchturmes von SCHLÜCHTER (1988) baugelogisch untersucht. Sie besteht aus mehreren Teilrutschungen, die örtlich und zeitlich verschieden aktiv waren und sind. Im oberen Teil der Rutschmasse lassen sich auf der Karte mehrere morphologisch unterschiedliche Bereiche unterscheiden. Im frontalen Bereich hat SCHLÜCHTER (1988) mehrere Bewegungsereignisse mit ^{14}C -Alter datieren können (Fig. 18) und hat Bewegungen von 1–5 cm pro Jahr gemessen. Der Grund für die Rutschung von St. Moritz liegt im Zusammentreffen mehrerer Faktoren:

1. Im Rutschhang liegt die Zone von Samedan mit tektonischem Kontakt auf dem Kristallin, was Instabilitäten begünstigt.
2. Das Einfallen dieser Kontaktfläche ist mehr oder weniger hangparallel.
3. Der Fuss der Rutschung liegt im Bereich der Engadiner Linie, längs der die Gneise teilweise bis zur Unkenntlichkeit kataklasiert worden sind (sog. Quarzphyllit nach CORNELIUS 1935).
4. Der Rückzug des Eises im Spätglazial hat eine Entspannung bewirkt.

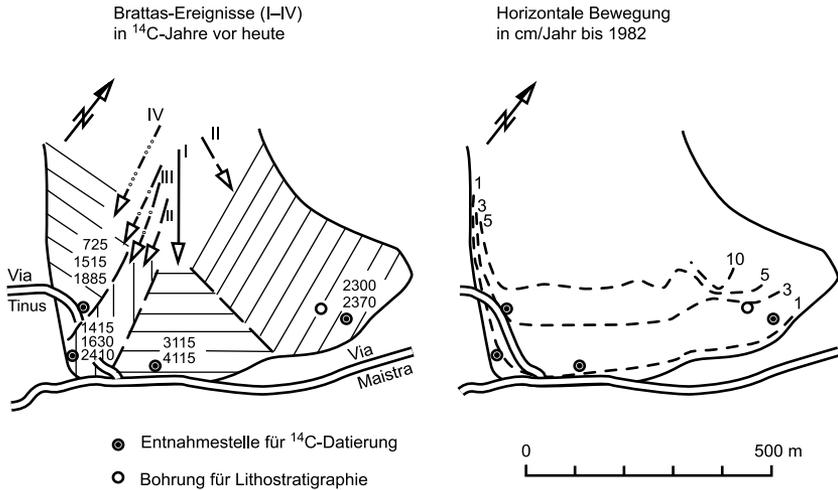


Fig. 18: Subrezente Stadien und rezente Bewegungen in der Rutschmasse von Brattas (St. Moritz). Nach SCHLÜCHTER (1988).

Ebenfalls erwähnenswert ist eine kleinere Rutschmasse am Ausgang des Val Muragl.

Bergsturzaflagerungen, Blockschutt

Der markanteste Bergsturzmasse im Gebiet des Kartenblattes ist der Muot da Crasta im Val Roseg, der frühestens nach dem Rückzug der Gletscher vom Egesen-Stadium gebildet worden ist. Das Material besteht vorwiegend aus Dioriten, die aus dem unteren Bereich der westlichen Talseite stammen dürften.

Im oberen Bereich der Rutschmasse von St. Moritz-Dorf haben sich auch einige Felsstürze gelöst. Die sich öffnenden Abrissränder nördlich Sass Runzöl sind Vorboten der nächsten Felsstürze. Glücklicherweise ist das darunter liegende Rutschgebiet gross genug, um das Sturzmaterial schon oberhalb St. Moritz aufzunehmen.

Beim Blockschutt im Val Burdun handelt es sich um über grössere Distanzen transportierte Sturzblöcke. Wahrscheinlich fiel hier die Bergsturzmasse auf eine Eiszunge (Egesen-Stadium) und wurde durch dieselbe weitertransportiert und verteilt. Ein ähnlicher Mechanismus muss herangezogen werden, um die Vorkommen von hausgrossen Blöcken aus Aplitgranit südwestlich Champfèr zu

erklären. Dieses Material kann nur aus dem gegenüberliegenden Hang des Piz Rosatsch stammen und dürfte über das Eis hinweg auf die gegenüberliegende Talseite gelangt sein.

Kleinere Blockschutt-Ansammlungen findet man vielfach am Fuss von felsigen Steilstufen, so zum Beispiel östlich von Surlej.

Hangschutt, z. T. mit Blockschutt; Trockenschuttkegel Gemischter Schuttkegel

Hangschutt (Korngrösse ca. 1 mm bis 50 cm) findet sich meist am Fuss kleinerer und grösserer Felswände. Oberhalb der Waldgrenze ist die Abgrenzung zu den Moränenablagerungen relativ klar. In bewaldeten Gebieten dagegen ist die Unterscheidung schwierig, vor allem wenn die Moränenablagerungen ausgeschwemmt worden sind.

Trockenschuttkegel stellen sich dort ein, wo Runsen aus den Felswänden ausmünden und den anfallenden Gesteinsschutt kanalisieren. Das Material gelangt nach seiner Abspregung in trockenem Zustand auf den Schuttkegel. Oft ist aber Wasser oder Schnee mitbeteiligt und die Abgrenzung zu den Schwemmfächern fließend (*gemischte Schuttkegel*). Der schön geformte Kegel am Julierpass unterhalb des Piz Polaschin dürfte zum Teil auch durch kurze, aber heftige Murgänge gebildet worden sein.

Schwemmfächer, Bachschuttkegel

Schwemmfächer und Bachschuttkegel haben sich im breiten Tal des Oberengadins lehrbuchartig ausbilden können. Die grossen Schwemmfächer von Silvaplana, Surlej, Champfèr und im Bereich des Flugplatzes von Samedan haben das übertiefte Gletschertal des Oberengadins und die darin enthaltenen Seen grösstenteils wieder aufgefüllt. Sie bilden einen wertvollen Trinkwasserspeicher. Die Bohrungen in diesen grossen Schwemmfächern zeigen einen Wechsel von Seeablagerungen mit Sand-, Kies- und Grobschutt-Ablagerungen. Auch in den Seitentälern bilden Schwemmfächer ein ausgeprägtes morphologisches Element.

Hochmoor, Sumpf

Hochmoore und Sümpfe findet man in grosser Zahl in den untiefen Rinnen, die während der letzten Eiszeit (Hochglazial) im Talboden ausgehobelt wurden. Die beim Lej Marsch, dem Lej da Staz, bei Mauntschas, Choma Sur, Palüd Chapé (östlich God da Spuondas) und bei Chalars (Chalavus, Koord. 783.750/151.095) gelegenen Moore wurden pollenanalytisch untersucht und einige Proben mit ¹⁴C-Bestimmungen datiert (KELLER 1930, KLEIBER 1974, PUNCHAKUNNEL 1983,

ZOLLER & BROMBACHER 1984). Die untersten Schichten wurden anhand der darin gefundenen Pollen dem Ende des Egesen-Stadiums zugeordnet (Pollenzonen III/IV). ^{14}C -Bestimmungen an Gyttya ergaben $14\,320 \pm 80$ und $13\,850 \pm 490$ Jahre BP für den Lej Marsch und $12\,080 \pm 120$ Jahre BP für Mauntschas. PUNCHAKUNNEL (1983) hält dieses Alter um 2000 bis 4000 Jahre zu alt. Pollenprofile aus den Mooren des Riegels von Maloja ergaben, dass hier der Wechsel von minerogem Sediment zum Hochmoor im Bølling begonnen hat (schrift. Mitt. von J. van Leeuwen und B. Ammann). Neuerliche ^{14}C -Bestimmungen an diesem Probenmaterial stärken die Vermutung, dass das spätglaziale Cinuos-chel-Stadium (Clavadel-Stadium) älter als 13 500 Jahre BP ist (= 16 300 Jahre vor heute, kalibriert nach STUIVER et al. 1998). Die spätglaziale Transfluenz des Engadiner Eisstroms über den Malojapass war spätestens zu dieser Zeit beendet (STUDER 2005).

GOBET et al. (2003) haben Kernbohrungen im Lej da Silvaplana und Lej da Champfèr ausgeführt und im Kernmaterial die Pollenzonen III und IV (= Ende des Egesen-Stadiums) nachgewiesen. Die Felsunterlage wurde nicht erreicht. Die beiden Seebecken dürften wesentlich älter und, wie der Riegel von Maloja, zur Zeit des Cinuos-chel- und/oder Daun-Stadiums bereits eisfrei gewesen sein.

^{14}C -Datierungen an Baumstämmen aus der Basis des Hochmoores bei Salet (Chalavus), das noch bis vor kurzem von der Gemeinde St. Moritz für Moorbäder ausgebeutet wurde, ergaben 4420 ± 30 und 3510 ± 20 Jahre BP (mündl. Mitt. C. Schlüchter 2003). Dieses Hochmoor liegt auf Moränenablagerungen des letzteiszeitlichen Maximums.

Terrassenrand, Erosionsrand

Terrassenränder sind im Kartiergebiet wenig ausgeprägt. Am häufigsten findet man sie entlang der Ova da Bernina, die ihr Flussbett beim Mäandrieren häufig gewechselt haben muss. Auch die Ova Schlattain hat ihr Bachbett mehrfach diskontinuierlich eingegraben und hierbei Terrassen gebildet. Unten am Vallun Marsch (Suvretta da Samedan) ist ebenfalls eine markante Erosionsrinne ausgebildet. Auch bei den meisten übrigen Bächen sind Erosionsränder vorhanden, die sich aber im Kartenmassstab 1:25 000 kaum je darstellen lassen.

q_a Alluvionen

Grössere Alluvionen, wie zum Beispiel die nördliche Ebene von Sils (vor allem auf Blatt Piz Bernina), sind selten. Sowohl im Tal des Inn als auch im Val Bernina und Val Roseg ist der seitliche Materialeintrag der von den steilen Wänden zum Talboden hinunterreichenden Hang- oder Bachschuttkegel so gross, dass sich nur kleine Alluvialebenen bilden konnten.

Künstliche Aufschüttungen

Die meisten künstlichen Aufschüttungen wurden für Bahndämme und Flussverbauungen gemacht. Bei den letzteren ist die 2004 abgeschlossene Verlegung des Flaz an den Ostrand der Ebene von Samedan für den Hochwasserschutz sehr wichtig. Besonders erwähnenswert sind im weiteren die Auffüllungen entlang der Julierstrasse und zwischen Champfer und St. Moritz sowie der Schutzdamm von Pontresina.

Dolinen

Dolinen sind im Kartiergebiet sehr eng mit den Vorkommen von Gips führenden Rauwacken verknüpft. Aus diesem Grunde findet man sie vor allem zwischen der Alp Muntatsch und der Corviglia, wo die Rauwacken durch Moränen des letzteiszeitlichen Maximums überlagert sind.

TEKTONIK

Der tektonische Aufbau des Kartiergebietes ist das Ergebnis mehrerer aufeinanderfolgender Ereignisse, wobei die alpine Gebirgsbildung für das heutige geologische Bild am wichtigsten war. Nach der Sedimentation vor ca. 900 Ma Jahren sind die ursprünglichen Sedimentgesteine von folgenden tektonischen und magmatischen Ereignissen überprägt worden:

- a) Thermo-Dynamometamorphose mit starker Isoklinalverfaltung und unter amphibolitfaziellen Bedingungen. Es ist nicht klar, ob dieses Ereignis im Proterozoikum oder während der Kaledonischen Gebirgsbildung im frühen Paläozoikum stattgefunden hat.
- b) Magmatische Phase mit der Intrusion von Graniten im frühen Paläozoikum.
- c) Tektonometamorphose unter amphibolitfaziellen Bedingungen, wobei die Granite zusammen mit ihrer Gneishülle verschiefert wurden. Diese Phase könnte am Ende der Kaledonischen Gebirgsbildung erfolgt sein.
- d) Dehnungsphase mit der Bildung von Grabenstrukturen im Devon oder frühen Karbon. In die neu entstandenen Gräben wurden die Karbonkonglomerate und Sandsteine geschüttet.
- e) Dehnungsphase im frühen Karbon mit Bildung von NE–SW verlaufenden Trögen sowie Intrusion und Extrusion kalkalkalischer Magmen.

- f) Weitere Extension mit Bruchbildung im frühen Perm; Aufstieg alkalischer Intrusiva und Extrusiva.
- g) Exhumation des Mantels und Bildung eines Riftsystems in der kontinentalen Kruste während des frühen Jura. Es kam zur Bildung eines ozeanischen Bereichs, mit Ophiolithen im Westen sowie einer Becken- und Schwellenzone mit detritischen Ablagerungen im Osten. Neben diesem vorwiegend NE–SW gerichteten Riftsystem gab es auch ENE–WSW gerichtete Transformbrüche.
- h) Alpine Gebirgsbildung, die in der späten Kreide angefangen hat und im frühen Eozän einen zweiten Hauptzusammenschub erzeugte.
- i) Transversalbrüche mit der Bildung der Engadiner Linie im Miozän.
- j) Hebung, die heute noch anhält und für das starke Relief verantwortlich ist.

Die Ereignisse a)–d) wurden im Kapitel «Petrogenese des Altkristallins» (S. 25) und die nachfolgenden Phasen e) und f) im Kapitel «Petrogenese des jungpaläozoischen Kristallins» (S. 27) beschrieben. Nach der Bildung der permischen Vulkanite folgte eine Denudationsphase und es kam zur Ablagerung von terrestrischen, detritischen Sedimenten (Chazforà- und Fuorn-Formation). Die detritische Sedimentation dauerte bis in die frühe Trias. Darnach stellte sich eine Karbonatplattform-Sedimentation ein, während der Karbonate und Evaporite gebildet wurden. Wechsel in den Sedimentationsbedingungen werden einerseits auf triadische Meeresspiegelschwankungen, andererseits auf lokale Bruchsysteme zurückgeführt. Diese Brüche können als Vorboten der Öffnung der Tethys gedeutet werden.

Jurassische Extensionstektonik

Auf Grund der Abfolge der Mineralparagenesen in den Peridotiten der Arosa-Zone und der Platta-Decke wurde eine Aufwölbung des Mantels vorgängig der Extrusion der Pillowlaven und Hyaloklastite postuliert (PETERS 1969). Die jüngere Phase dieser Aufwölbung wurde später mit 160 ± 8 Ma (= Ende Dogger) radiometrisch datiert (PETERS & STETTLER 1987). Die heterogene Verteilung der jurassischen Brekzien im Unterostalpin deutet auf eine starke syntektonische Sedimentation längs aktiver Bruchränder hin. Der Bereich mit Brekzienbildung wurde zuerst als südöstlicher Rand der penninischen Geosynklinale (TRÜMPY 1970) und später als passiver Kontinentalrand (TRÜMPY 1975) gedeutet. Die in der Nair-Schuppe am deutlichsten in Erscheinung tretende Gliederung dieser Beckenrandsedimente in grobe, komponentengestützte Brekzien, sandige Bänke und Tonschiefer mit feinklastischen, sandigen Lagen erlaubt Rückschlüsse auf

die Geometrie der Brüche, welche die Sedimentbecken begrenzten (FINGER 1978). Die Hauptbrüche verliefen NNE–SSW bis NE–SW und fielen im Ablagerungsraum der Zone von Samedan nach W bis NW ein. Sedimenttransport (FINGER 1978) und Paläorutschungen (HANDY 1996) zeigen ähnliche Richtungen. In tektonisch höheren Einheiten, wie zum Beispiel in der Ortler-Decke, ist das Fallen der Brüche und der Sedimenttransport in der Allgäu-Formation (Lias–Dogger) eher gegen E bis NE orientiert (EBERLI 1988). Nach den Vorstellungen von FROITZHEIM & EBERLI (1990), HANDY (1996) und MANATSCHAL & NIEVERGELT (1997) entwickelten sich bei der Ozeanisierung des westlichen Troges (Fig. 19) ein Teil der nach Westen fallenden Abschiebungen zu flach einfallenden, listrischen Brüchen («detachment faults»).

Die Mantelaufwölbung erzeugte im mittleren Jura im Bereich des Julier-Berninagebietes eine hochstehende Grabenschulter, die bis zur Ablagerung der Radiolarite die Natur der sedimentären Ablagerungen und die Geometrie der beiden angrenzenden Sedimentbecken bestimmt hat (Fig. 19). Der starke Rundungsgrad der Komponenten der Brekzien spricht eher für eine subaerische und nicht für eine subaquatische Erosion, wie sie von MANATSCHAL & BERNOULLI (1999) postuliert wurde. Die Anwesenheit dieses Hochs würde erklären, warum die Fazies der mitteljurasischen Sedimente (Allgäu-Formation) sowohl nach Osten (Richtung Ortler) wie nach Westen (Richtung Platta) distaler wird (EBERLI 1988). Aus dem früheren Beginn der Sedimentation der Allgäu-Formation im Ortlergebiet hat EBERLI (1988) auf zwei Riftphasen mit einer Wanderung der Konvektionszelle im Mantel geschlossen.

Alpine Deformation

Für die wichtigsten älteren Bearbeiter, CORNELIUS (1932, 1935, 1950, 1951) und STAUB (1946, 1948), war die alpine Gebirgsbildung einphasig und durch eine vorwiegend nordgerichtete Überschiebungstektonik geprägt. Die Neubearbeitung des ostalpinen Gebietes durch die Zürcher, Basler und Berner Schulen Ende der 1980er und zu Beginn der 1990er Jahre hat zu einem wesentlich differenzierteren Bild geführt. Demnach sind zwei Kompressionsphasen, jede gefolgt von einer Extensionsphase, für den alpinen Gebirgsbau verantwortlich.

Die erste Kompressionsphase (kretazische Phase; Trupchun-Phase von FROITZHEIM et al. 1994) besteht aus einem vorwiegend westlich gerichteten Schub mit Überschiebungen, die nach Osten einfallen (Fig. 19). Bei dieser Phase wurden die Hauptüberschiebungen gebildet. Die Überschiebungen sind begleitet von einer ersten Schieferung, Faltung und Lineation (S_1 , F_1 , LS_1 von FROITZHEIM et al. 1994 und HANDY 1996). Die PT-Bedingungen erreichten in den Sedimenten des Juliergebietes die Epizone der Regionalmetamorphose. Der Anfang dieser ersten

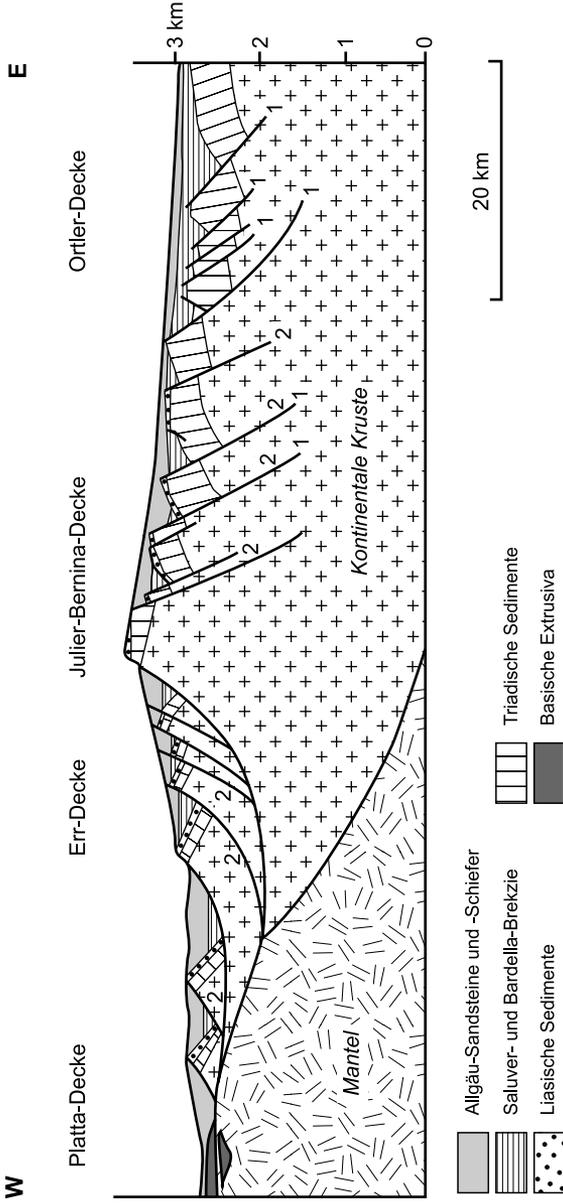


Fig. 19: Modell der jurassischen Extension in der Grenzregion Penninikum – Unterostalpin. Nach PETERS (1969) und EBERLI (1988).
 1 = Bruchsystem wirksam im Lias; 2 = Bruchsystem wirksam im Dogger.

Phase fällt nach FROITZHEIM et al. (1994) mit dem Einsetzen der Ablagerung des God-Drosa-Flyschs zusammen. Nach unseren Ergebnissen aus der Clavadatsch-Zone stellen die groben, ab spätem Albien erfolgten Schüttungen in der Chanèls-Formation die ersten Vorboden der Überschiebungen dar, während die Sedimentation des God-Drosa-Flyschs hier erst gegen Ende Cénomaniens bzw. anfangs Turonien eingesetzt hat.

Anschliessend an diese erste Hauptüberschiebungsphase kam es zu einer Extensionsphase (Ducan-Ela-Phase) mit Ausbildung einer zweiten Schieferung, Faltung und Lineation (D_2 , F_2 , LS_2 von FROITZHEIM et al. 1994). Die Dehnung erzeugte bedeutende, vor allem nach Osten einfallende Abschiebungen. Die Ducan-Ela-Phase wurde durch TIETZ (1993) und HANDY et al. (1996) mit 80–65 Ma (späte Kreide) datiert.

Die zweite Kompressionsphase (frühtertiäre Phase, Blaisun-Phase von FROITZHEIM et al. 1994, Kollisionsphase nach HANDY 1996) war nach N bis NNE gerichtet und hat eine starke N–S-Verkürzung bewirkt. Die neu gebildeten bzw. reaktivierten Überschiebungen fallen nach Süden ein und sind von einer dritten Schieferung und Faltung (S_3 , F_3) begleitet. Nach HERWEGH (1992) wurden im Juliergebiet epizonale Bedingungen erreicht. Auf der Ostseite der Engadiner Linie deutet die Bildung von grünem Biotit auf Bedingungen der Grünschieferfazies hin (Einfluss des Bergeller Plutons ?). Diese zweite Kompressionsphase ist älter als der Bergeller Pluton (TROMMSDORFF & NIEVERGELT 1983) und jünger als der eoazäne Arblatsch-Flysch.

Im Anschluss an diese zweite Kompressionsphase kam es im Kartiergebiet erneut zu einer Dehnungsphase (Turba-Phase) mit nach Osten einfallenden Abschiebungen. An der «Typlokalität» des Turba-Mylonits ist eine Transportrichtung nach Osten feststellbar (LINIGER 1992). Ihr Alter wird von FROITZHEIM et al. (1994) mit Oligozän angegeben. Eine weitere Deformationsphase, die älter als die Bewegungen entlang der Engadiner Linie ist, wurde als Domleschg-Phase bezeichnet (FROITZHEIM et al. 1994) und bildet im Kartiergebiet nordvergente Falten (F_4 von HANDY et al. 1993) mit steil nach Süden einfallenden Axialebenen und E–W streichenden Abschiebungen.

Engadiner Linie

Die Engadiner Linie ist sowohl in der Landschaft als auch auf der geologischen Karte sehr markant. Sie trennt im südlichen Bereich, zwischen Maloja und Champfèr, wie auch im nördlichen Abschnitt, zwischen Bever und S-chanf, sehr unterschiedliche geologische Einheiten voneinander (vgl. Nebenkärtchen). Dabei ist die Grenze zwischen Platta-Decke und Unterostalpin vom Crappa am Nordwestufer des Silser Sees um etwa 6 km nach Crastalta bei Surlej versetzt.

Nördlich von Bever ist der Verschiebungsbetrag nicht mehr eindeutig sichtbar und zwischen St. Moritz und Celerina hat man im Gelände sogar den Eindruck, dass sich die Gneise über die Engadiner Linie hinweg fortsetzen.

TRÜMPY (1977) hat im Oberengadin die Bedeutung der Engadiner Linie als Bruchzone erkannt und sie als sinistralen Transversalbruch mit einem horizontalen Versatz von 3–6 km im Oberengadin und einem solchen von bis zu 20 km im Unterengadin interpretiert. An einem der wenigen Aufschlüsse der Bruchzone, im Bachbett der Orlegna 1 km SE des Malojapasses, haben LINIGER & GÜNTLI (1988), basierend auf der Arbeit von MÜNZENBERG (1986), einen vertikalen Versatz des SE-Blockes von 2,2 km und einen lateralen Versatz von 1,1 km berechnet. SCHMID & FROITZHEIM (1993) haben mit einer Paläostress-Analyse, wobei sie die kleinen Brüche im Nebengestein verwendet haben, ein bestechendes Modell entworfen: eine Kombination einer Blockrotation ($10,5^\circ$) um eine in ca. 17 km Tiefe unter Samedan gelegene horizontale Achse mit einer Horizontalverschiebung von 3,1 km. Bei Bever ist der NW-Block abgesenkt und bei Maloja ist der SE-Block gehoben. Dieses Modell gibt auch Impulse für die Korrelation der tektonischen Einheiten über die Engadiner Linie hinweg. Eine zusätzliche Komplikation bei der Analyse der Bewegungen an der Engadiner Linie ist die Tatsache, dass sich das Einfallen der Deckengrenzen an der Engadiner Linie ändert. Die Obergrenze der Platta-Decke fällt nordwestlich der Engadiner Linie mit 11° nach N60E und südöstlich derselben mit 30° nach N70E ein. Nach S. Schmid (mündl. Mitt.) könnte dies eine Flexur sein. Grosstektonisch mag die Engadiner Linie als einzelne Linie erscheinen. Betrachtet man sie jedoch im Kartenmassstab 1:25 000, so ist auf einer Breite von 500 m bis 1 km ein System aus parallelen Brüchen auszumachen: Nördlich Surlej ist die Oberkante der Platta-Decke an mindestens vier zusätzlichen Brüchen versetzt. Diese Bruchzonen wurden von den Gletschern des letzteiszeitlichen Maximums (LGM) zu kleinen Glazialtälern ausgehobelt.

Obwohl die Engadiner Linie meistens mit Quartär zugedeckt ist, liess sie sich im Kartiergebiet in Baugruben in St. Moritz-Dorf (Umbau Palace Hotel, Post, Parkgarage am See) gut beobachten. Auffallendstes Merkmal ist die extreme Kornzerkleinerung infolge der Kataklase. Orthogneise wurden so zerrieben, dass sich eine Masse aus Hellglimmer und Chlorit in einem Mehl aus Quarz und Feldspäten bildete. Es erstaunt nicht, dass CORNELIUS (1935) diese Gesteine zum Teil als Quarzphyllite oder Biotitgneise angesprochen hat. Grössere Flächen mit Rutschharnischen fehlen hier. Striungen auf kleineren Flächen zeigen sowohl horizontale als auch vertikale Bewegungen an. Entlang des Inn, zwischen Champfèr und Pro San Gian, wurden an einem der «Brüche» der Engadiner Linie subhorizontale Striungen beobachtet. Sowohl in diesem Bereich als auch bei der Innschlucht nördöstlich St. Moritz-Dorf verläuft die Hauptstörung nordwestlich des Inn. Möglicherweise ist der Inn ursprünglich entlang der Störungszone

verlaufen und dann, unter Einfluss der Rutschmasse von St. Moritz, nach Südosten abgedrängt worden.

Tektonischer Aufbau

Die Gliederung des Deckenstapels des Oberengadins geht vor allem auf CORNELIUS (1932) und STAUB (1948) zurück und wurde auf Grund sorgfältiger Kartierungen und lithostratigraphischer Kriterien vorgenommen. Die nachfolgenden Bearbeiter der Zürcher und Berner Schulen (FINGER 1978, HANDY et al. 1993) haben das Konzept der älteren Autoren vor allem nordwestlich der Engadiner Linie modifiziert und neue Namen kreiert (Tab. 1). Letztere wurden teilweise übernommen und zusammen mit der auf Blatt Albulapass verwendeten Einteilung (BEARTH et al. 1987) für das tektonische Nebenkärtchen 1:200 000 verwendet. Da das Kartiergebiet ausserordentlich arm an gut erhaltenen Fossilien ist, hat die Gliederung auf Grund lithologischer Kriterien zur Folge, dass stratigraphisch zusammengehörende Gesteinsabfolgen auf verschiedene tektonische Einheiten aufgeteilt werden, nur weil ihre Fazies etwas abweichend ausgebildet ist. Bei der intensiven tektonischen Beanspruchung während der verschiedenen Phasen der alpinen Gebirgsbildung haben Verschuppungen vor allem an lithologischen Grenzen angesetzt. Es resultierten viele Schuppen (wie zum Beispiel die Nair- und die Vairana-Einheit), die jede für sich nur einen kurzen stratigraphischen Abschnitt umfasst. Beim Kristallin ist dieses Problem fast noch extremer, wurden doch etliche tektonische Grenzen längs Kontakten zwischen Granit/Gneise oder Granit/Vulkanit gezogen, obschon diese Gesteine ursprünglich eine zusammenhängende Sequenz gebildet haben: In der Oberkruste kristallisierten in grösserer Tiefe Granite, während nahe der Oberfläche alte Gneise sowie jüngere Subvulkanite und Vulkanite zu erwarten sind. Die stark unterschiedlichen Grenzbeziehungen zwischen Julier- und Err-Decke im Gebiet westlich St. Moritz durch CORNELIUS (1932), STAUB (1948), TRÜMPY (1970), FINGER (1978), SCHMID & FROITZHEIM (1993) sowie HANDY (1996) dürften auf dieses Phänomen zurückzuführen sein. So deutlich die Grenze Julier-Decke/Err-Decke westlich des Julierpasses zu sein scheint, so schwierig ist eine Abgrenzung östlich des Piz Albana. Es ist durchaus möglich, dass die Granite der Julier-Decke nur einem etwas tiefer gelegenen Stockwerk der Err-Decke entsprechen, welches bei der Gebirgsbildung abgetrennt und auf das benachbarte obere Niveau überschoben worden ist. Auf dem tektonischen Nebenkärtchen wird das Kristallin der Bernina-Julier- und Err-Decke als ursprünglich zusammenhängendes Krustensegment betrachtet. Die kristallinen Gesteine der Corvatsch-, Grevasalvas-, Roccabella- und Carungas-Einheit entsprechen nämlich lithologisch weitgehend den obersten Niveaus des Err-Kristallins.

Languard-Decke, inklusive Mùsella-Mulde

Die Gesteinsformationen auf dem nordöstlichen Teil des Kartenblattes werden zur Languard-Decke gerechnet. Bisher wurde diese Decke dem Oberostalpin zugerechnet. FURRER (1985) hat aber gezeigt, dass bei den triadischen Sedimenten eine starke Affinität zu den unterostalpinen Decken besteht. Das Kristallin der Languard-Decke wird zwar durch grobe Augengneise dominiert, ist aber gesamthaft gesehen dem Kristallin der Bernina- und der Err-Decke sehr ähnlich.

Die grosse Ähnlichkeit der Paragneise der Languard-Decke mit denen der anderen Decken ist der Grund, dass die tektonische Abgrenzung der Decken im Gebiet um den Lej da Staz schwierig durchzuführen ist. TRÜMPY (1985) wies das ganze Gebiet der Languard-Decke zu. STAUB (1946) dagegen rechnete nur den östlichen Teil zur Languard-Decke und den westlichen Teil zur Err-Decke. SPILLMANN (1993) schliesslich stellte den westlichen Teil zur Julier-Decke. Auf dem tektonischen Nebenkärtchen wird das Gebiet um den Lej da Staz der Err-Decke zugeordnet.

Die spärlichen Sedimentreste der Alv-Mulde lassen sich nach Osten über Pontresina bis ins Val Languard verfolgen, wo sie das unterliegende Bernina-Kristallin von dem darüberliegenden Languard-Kristallin trennen. Die Grenze Err-Decke/Languard-Decke müsste talwärts von Pontresina parallel dem Flaz verlaufen.

An der Blattgrenze zum Blatt Albulapass sind permo-triadische Sedimente aufgeschlossen, die von BEARTH et al. (1987) als Corn-Element bezeichnet worden sind. HEIERLI (in Vorb.) rechnet diese zur Sedimentbedeckung des Mùsella-Kristallins und postuliert einen tektonischen Kontakt zur Languard-Decke. Die Neukartierung im unteren Val Mùsella zeigte eine stratigraphische Auflage der Fuorn-Formation sowohl auf dem Languard-Kristallin im Süden als auch auf dem Mùsella-Kristallin im Norden. Die dem Kristallin aufliegenden detritischen Sedimente bilden eine nach Süden einfallende Synklinale. Demzufolge ist das Mùsella-Kristallin dem Languard-Kristallin gleichzusetzen.

Alv-Mulde

Die Alv-Mulde bildet eine Synform zwischen dem Bernina- und dem Stretta-Kristallin. Ihre Sedimente gehören zur sedimentären Bedeckung der Bernina-Decke und sind auf dem Kartenblatt nur noch als spärliche Reste an der Grenze zur Languard-Decke vorhanden. Im Val Languard sind Kalkschiefer der Allgäu-Formation neben Hauptdolomit Zeugen dieser Mulde. Nur an der Gianda d'Albris kommen noch Brekzien mit Dolomitkomponenten dazu. Die Aufschlüsse von Dolomit bei der Alp Prùna werden auch zur Alv-Mulde gerechnet und bilden ein kleines tektonisches Fenster in der Languard-Decke.

Zone von Samedan

In der Zone von Samedan wurde das sedimentäre Material gegenüber dem Kristallin tektonisch stark angereichert. Es stellt sich die Frage, ob Faltungs-, Press- und Stauchungsvorgänge zu Ausquetschungen und damit zur Anreicherung der duktilen Sedimente (SUANA 1984) geführt haben, oder ob die weicheren Sedimente von der kristallinen Unterlage abgeschürft und durch Schuppung angehäuft wurden. Die Zone von Samedan zeigt bei den kompetenten Gesteinen, zum Beispiel bei Dolomit und Brekzien, mehrheitlich einen dachziegelartigen Schuppenbau. Daneben trifft man aber auch Anreicherungen und Auspressungen der wenig kompetenten Allgäu-Schiefer und des God-Drosa-Flyschs. Wie aus Tabelle 1 ersichtlich ist, haben die früheren Bearbeiter der Zone von Samedan versucht, die verschiedenen Schuppen einzelnen Decken bzw. Einheiten, zum Beispiel der Carungas-Einheit, der Err- oder der Bernina-Decke, zuzuordnen. Da direkte Zusammenhänge zwischen dem kristallinen Grundgebirge und den höheren Schuppen fehlen, wird die Zuordnung sehr spekulativ. In den einzelnen Schuppen bzw. tektonischen Einheiten ist fast immer nur ein Teilabschnitt der gesamten Sedimentbedeckung vertreten. Von unten nach oben sind in der tektonischen Abfolge der Einheiten immer stratigraphisch jüngere Teilabschnitte vorhanden. Nur in der Schlattain-Olisthostrom-Einheit, mit ihren zahlreichen ein-sedimentierten Blöcken und Linsen, sind alle Formationen vertreten. Diese bilden naturgemäss einen chaotischen Gesteinskomplex ohne Normalabfolge. In der vorliegenden Arbeit wird die Zone von Samedan als zwischen Err- und Bernina-Julier-Kristallin gelegene Schuppenzone interpretiert. Die Sedimente wurden wahrscheinlich auf Err-Kristallin abgelagert und danach bei den zwei Phasen der alpinen Gebirgsbildung teilweise auf einen ursprünglich weiter nordöstlich gelegenen Abschnitt des Err-Kristallins transportiert. Die von der Zone von Samedan bedeckte Kristallinoberfläche misst etwa 25 km². Die abgewinkelte Fläche der auflagernden Sedimentserien der verschiedenen tektonischen Einheiten beträgt dagegen in einigen Fällen mehr als 50 km². Hieraus kann man schliessen, dass neben der autochthonen Sedimentbedeckung noch etwa gleich viel Material von einem ursprünglich weiter südöstlich gelegenen Teil des Err-Kristallins stammt.

Autochthone Sedimente der Err-Decke

Die unmittelbar auf dem Kristallin oder auf Vulkaniten gelegenen Sedimente werden als autochthon angesehen, obschon ihre Kontakte meistens tektonisch überprägt sind. Für diese Annahme spricht die normale Lage der Sedimentserie und die permo-triadische Verwitterung der darunter liegenden Kristallinoberfläche, die am Grat zwischen Piz Saluver und Piz da la Funtauna eine starke Rotfärbung der Feldspäte bewirkt hat. Auch das Kristallin unter den Sandsteinen der

Tabelle 1: Übersicht über die tektonischen Einheiten auf Blatt St. Moritz.

CORNELIUS (1932, 1950)	STAUB (1948)	FINGER (1978)	HANDY et al. (1993)	Blatt St. Moritz
<p>Bernina-Decke s.l.</p> <ul style="list-style-type: none"> Clavadatsch-Schuppe Mesozoikum und Paläozoikum Kristallin der oberen Schuppe Kristallin der unteren Schuppe <p>Bernina-D s. str.</p> <ul style="list-style-type: none"> oberer Grevasalvas-Kel <p>Err-Decke s. str.</p> <ul style="list-style-type: none"> Mesozoikum Paläozoikum und Quarzphyllit Kristallin unterer Grevasalvas-Kel Carungas-Decke 	<p>Bernina-Decke s.l.</p> <ul style="list-style-type: none"> Juller-Decke Zone des Piz Padella (obere und untere) Kristallin der Padella-Zone <p>Bernina-Decke s.l.</p> <ul style="list-style-type: none"> Saluver-Zone (Chamuotsch- und Suvretta-Schuppe) Zone des Piz Schlattain (Clavadatsch- und Trais Fluors-Schuppe) <p>Zwischenelemente</p> <ul style="list-style-type: none"> Zone des Sassnair und der Val Zuondra Zone des Piz Bardella Zone des Piz Surganda <p>Err-Decke s. str.</p> <ul style="list-style-type: none"> Kristallin-Kern der Err-Decke Mesozoische Basis der Err-Decke 	<p>Bernina-Decke</p> <ul style="list-style-type: none"> Juller-Schuppe Suvretta-Schuppe Padella-Schuppen Schlattain-Clavadatsch-Schuppen (normal und verkehrt) <p>Bernina-Decke s.l.</p> <ul style="list-style-type: none"> Nair-Schuppe Grisch-Schuppe Bardella-Schuppe Vairana-Schuppe (Mesozoikum und paläozoische Vairana-Serie) <p>Err-Decke</p> <ul style="list-style-type: none"> Err-Decke s.s. Grevasalvas-Einheit und Elemente Rocabella-Carungas-Einheit 	<p>Bernina-Decke</p> <ul style="list-style-type: none"> Juller-Kristallin-Einheit Padella-Einheit Clavadatsch-Einheit Muottin-Einheit Schlattain-Einheit (verkehrt) Schlattain-Einheit (normal) <p>Grevasalvas-Einheit</p> <ul style="list-style-type: none"> Nair-Einheit (verkehrtliegend) Nair-Einheit (normalliegend) Bardella-Einheit Vairana-Einheit <p>Err-Decke</p> <ul style="list-style-type: none"> Err-Kristallin-Einheit Rocabella-Einheit Carungas-Einheit 	<p>Juller-Bernina-Decke</p> <ul style="list-style-type: none"> Padella-Einheit Schlattain-Olisthrom-Einheit <p>Zone von Samedan</p> <ul style="list-style-type: none"> Nair-Einheit Grisch-Einheit Bardella-Einheit Sedimente des normalen Schenkels Vairana-Einheit (Vulkanite) Kristallin der Err-Decke Sedimente des verkehrten Schenkels Grevasalvas-Einheit Carungas-Einheit

Fuorn-Formation am Cuolms Suvretta ist deutlich verwittert. Dieses Autochthon wurde von FINGER (1978) als «Grisch-Schuppe» bezeichnet und HANDY et al. (1993) haben es «Nair-Einheit normalliegend» genannt (Tab. 1).

Diese ursprüngliche Sedimentbedeckung der Err-Decke umfasst fast alle der auf Figur 12 zwischen der detritischen Basis der Fuorn-Formation und der Russenna-Formation aufgeführten Formationen. Das vollständigste Profil findet man am Grat zwischen der Fuorcla Valetta und dem Piz dal Büz: Ausgehend von spärlichen Resten der Fuorn-Formation, über die Raibl-Gruppe, den Hauptdolomit, die Kössen-Formation, den Agnelli-Kalk und die Allgäu-Schiefer mit Dolomitbrekzien bis hin zu schwarzen und roten Blais-Radiolariten ist hier praktisch die ganze stratigraphische Abfolge ± kontinuierlich aufgeschlossen. Meistens sind aber unmittelbar über dem Kristallin nur unvollständige Abfolgen mit Rauwacke, Hauptdolomit und Kössen-Kalken aufgeschlossen. Am Crap Sassella ist die tektonische Überprägung des basalen Kontaktes zum darunter liegenden Kristallin am deutlichsten sichtbar. Hier täuscht der kataklastische Orthogneis ein Karbon-Konglomerat vor.

Die Emmat-Formation und die jüngeren Formationen fehlen im vorliegenden Autochthon. Im Gegensatz zur Nair- und Padella-Einheit sind Brekzien eher untergeordnet und die Allgäu-Formation ist überwiegend schiefrig ausgebildet.

Die Sedimente bei Plaun da Staz liegen vor der Stirn der Bernina-Decke und dürften eher zur Bedeckung der Err-Decke als zu derjenigen der Bernina-Decke gehören.

Nair-Einheit

Die Sedimente der Nair-Einheit beginnen erst mit den mitteljurassischen, kristallinreichen Saluver-Brekzien. Ältere Formationen fehlen in dieser Einheit, die von FINGER (1978) als «Nair-Schuppe» und von HANDY et al. (1993) als «Nair-Einheit verkehrtliegend» bezeichnet wurde. Die vollständigsten Profile sind in N-S-Profilen quer zum Piz-Nair-Grat zu beobachten und reichen bis in die Emmat-Formation hinein (Fig. 15). Ob die Aufschlüsse mit Chanèls-Formation und God-Drosa-Flysch in der Valetta Schlattain zum Teil ebenfalls zur Nair-Einheit gehören, ist wegen den komplizierten tektonischen Verhältnissen nicht bestimmbar. FINGER (1978) legte die Grenze zur Schlattain-Schuppe innerhalb des God-Drosa-Flyschs, und HANDY (1996) hat sie in den obersten Teil der Emmat-Formation gelegt.

Beim südlich des Piz Nair gelegenen Pkt. 2828 m scheinen die Saluver-Brekzien direkt auf Granodiorit geschüttet zu sein. Das würde bedeuten, dass in der Nair-Einheit die ganze Trias und der frühere Jura fehlen. Da die Verbandsverhältnisse nicht eindeutig sind, wäre eine Abschürfung der Nair-Einheit von einem Substrat mit triadischen und liasischen Formationen, wie dies von HANDY (1996) gezeichnet wurde, ebenfalls eine plausible Annahme.

In den Profilen von FINGER (1978) und HANDY (1996) wird die Nair-Einheit gegen Süden von einer tertiären Überschiebungsbahn begrenzt, die später als Abschiebung funktionierte (Fig. 20). Auf der Karte ist die Grenze zwischen Kristallin und dazugehöriger Sedimentbedeckung als «tektonisierter Kontakt» dargestellt. Es ist durchaus möglich, dass die Brekzien des Piz Nair zusammen mit den triadischen Sedimenten der Sass da Muottas die sedimentäre Auflage der unmittelbar südlich davon aufgeschlossenen kristallinen Gneise und Vulkanite bildet. HANDY (1996) hat dieses Kristallin, zusammen mit den Rauwacken auf dem Munt da San Murezzan, als verkehrt liegende «Julier-Kristallin-Einheit» bezeichnet.

Padella-Einheit

Die Padella-Einheit ist nur am Piz Padella aufgeschlossen. Zuerst am Westgrat der Fuorcla Padella finden sich an der Basis gelbe und graue Rauwacken, die entweder zur Raibl-Gruppe gehören oder tektonischer Entstehung sind. Darüber folgt ein gutes Hauptdolomit-Profil sowie ein vollständiges Profil durch die Kössen-Formation. Diese grenzt mit einer Erosionsfläche an die Padella-Brekzie. Die östlichen Hänge des Piz Padella bestehen aus stark zerklüfteten und versackten Dolomiten, die zur Hauptsache zur Hauptdolomit-Formation gehören, und aus Brekzien mit Dolomitkomponenten, die mit grauen Kalkschiefern wechsel-lagern. Am SE-Hang, nördlich Pkt. 2489 m, ist eine stark mit Hämatit verkrustete, polymikte Brekzie aufgeschlossen, die von FINGER (1978) als Äquivalent der liasischen Alv-Brekzie angesehen wurde. Von NAEF (1987) und auf der vorliegenden Karte wurde diese Brekzie aber als Bardella-Brekzie interpretiert.

STAUB (1948), FINGER (1978) und HANDY et al. (1993) haben die Padella-Schuppe bzw. -Einheit als höchste sedimentäre Einheit der Zone von Samedan angesehen und sie der Bernina-Julier-Decke zugeordnet. Da die Padella-Einheit fast ganz von der Schlattain-Olisthostrom-Einheit umgeben ist, liegt es auf der Hand, die Padella-Einheit als grossen Olistolith in der Schlattain-Einheit zu betrachten.

Schlattain-Olisthostrom-Einheit

Diese Einheit ist im von der Fuorcla Schlattain über den Piz Schlattain und die Costa Trida bis in die grosse Rutschung bei Laret reichenden Gebiet sowie auch auf der Alp Clavadatsch, südlich Sass Alv und von der Fuorcla Padella bis zum Piz dal Büz aufgeschlossen. Als ältestes Schichtglied in dieser Einheit sind spärliche Reste von bunten Raibl-Schichten vorhanden. Die einzelnen Profile sind sehr unvollständig und lassen sich lateral, mit Ausnahme der Emmat-Formation, nicht über mehr als 100 m verfolgen. Die Hauptdolomit-, die Kössen-, die Agnelli- und die Allgäu-Formation mit Saluver-Brekzien, Saluver-Sandsteinen,

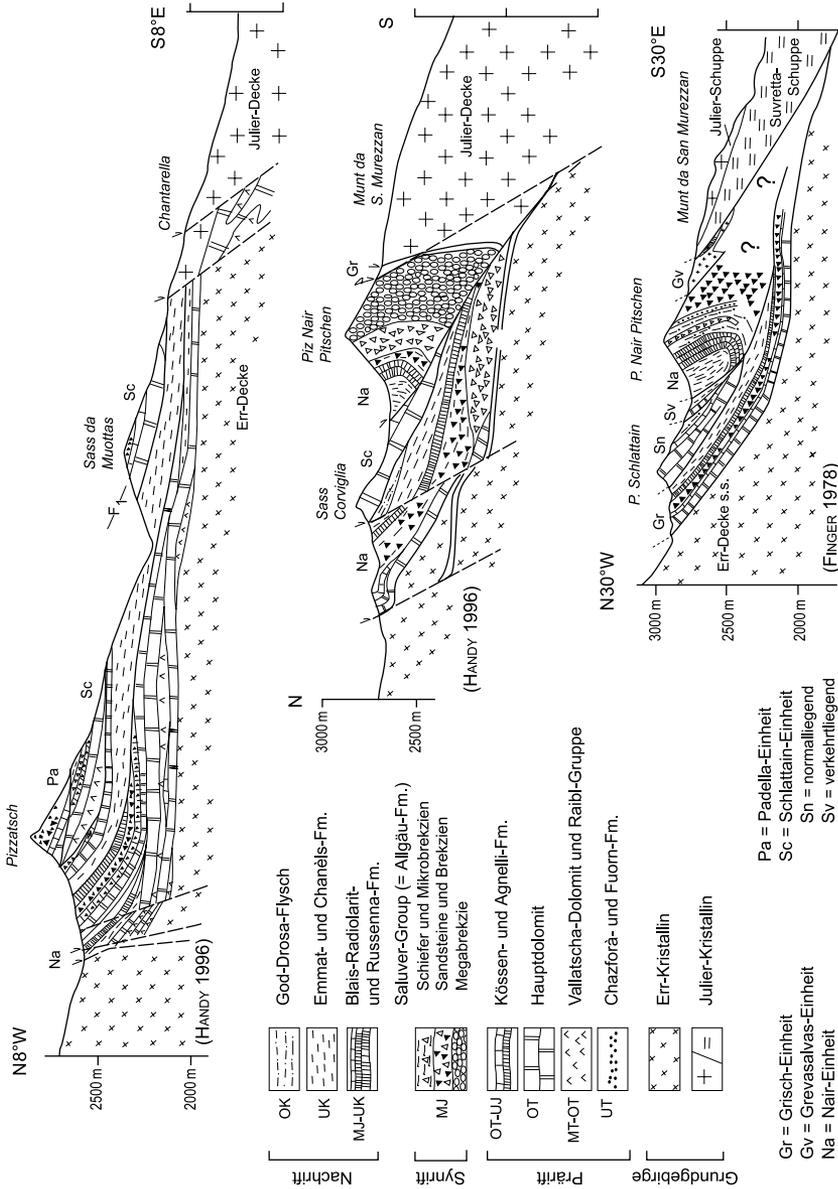


Fig. 20: Profile durch die Zone von Samedan. Nach HANDY (1996) und FINGER (1978), unverändert.

Dolomitbrekzien und schwarzen Kalk- und Tonschiefern sind in stark wechselnden Mächtigkeiten vorhanden. Die Blais-Radiolarit- und die Russenna-Formation fehlen dagegen fast vollständig. Aus den Profilen an der Costa Trida (Fig. 16) und oberhalb Pkt. 2080 m ist ersichtlich, dass vor (und während?) der Ablagerung der Chanèls-Formation die älteren Formationen teilweise bis auf den Hauptdolomit erodiert worden sind.

Auf Alp Clavadatsch schwimmen bis hausgrosse Blöcke von Gneis und Dolomit in Kalk- und Mergelschiefern der Chanèls-Formation und des God-Drosa-Flyschs. Lokal sind auch einzelne, vollständigere Schichtpakete, zum Beispiel mit Hauptdolomit und Kössen-Formation, vorhanden. Hierbei dürfte es sich um einzelne Olistolithe innerhalb des Olisthostroms und somit um tektonosedimentär eingelagerte Blöcke handeln. Am Piz Schlattain sind Falten im Dekameter- bis Millimeterbereich und kleine Verschuppungen zu beobachten. FINGER (1978) und HANDY (1996) haben die komplexen Verbandsverhältnisse mit einer Faltenstruktur mit einer Faltenachse im Streichen des Valetta da Schlattain erklärt (Fig. 20). Es könnte sich aber durchaus auch um ein Olisthostrom handeln, das nachträglich noch zusätzlich tektonisch beansprucht worden ist. Die Situation in der Schlattain-Einheit lässt sich gut mit den Verbandsverhältnissen in der «Quetschzone» (vorwiegend Arosa-Zone) vergleichen, wo zum Beispiel die Augsten-Brekzien von WEISSERT (1974, 1975) durch ALLEMANN (2002) als Olisthostrome interpretiert wurden. Diese Deutung impliziert, dass in der Schlattain-Einheit die ersten Vorboten der alpinen Gebirgsbildung repräsentiert sind. Der erste Gebirgszusammenschub erzeugte mächtige Reliefunterschiede, gefolgt von starker Erosion und Abrutschungen grösserer Gesteinspakete (Olistolithe) in die neu gebildeten Sedimenttröge. Wie die aufgefundenen Globotruncaniden belegen, erfolgten diese Vorgänge an der Albien/Cénomaniens-Grenze.

Kristallin der Bernina-Decke

Das Kristallin der Bernina-Decke bildet den südöstlichen Teil des Kartenblattes und besteht zur Hauptsache aus den jungpaläozoischen Intrusiva der kalkalkalischen Serie, mit vorwiegend Dioriten und etwas Granodioriten, und aus Intrusiva sowie Vulkaniten der alkalischen Serie. Orthogneise und Paragneise sind im südlichen Val Languard und am Piz Albris aufgeschlossen. Die Grenze zur darüberliegenden Languard-Decke ist im Val Languard deutlich sichtbar. Die Grenze zur unterliegenden Corvatsch-Teildecke ist zwischen Munt Arlas und St. Moritz-Bad gut aufgeschlossen.

Kristallin der Julier-Decke

Das Kristallin der Julier-Decke besteht aus jungpaläozoischen Granodioriten und Dioriten der kalkalkalischen Serie sowie aus Orthogneisen. Diese Gesteine bilden die südwestliche Ecke des Kartenblattes und werden von der Engadiner Linie im Südosten abgeschnitten. Die nordöstliche Grenze der Julier-Decke ist nicht eindeutig. CORNELIUS (1932), FINGER (1978), SCHMID & FROITZHEIM (1993) sowie HANDY (1996) legen die nördliche Begrenzung an den Kontakt zu den Sedimenten der Zone von Samedan. FINGER (1978) unterscheidet zusätzlich eine Suvretta-Schuppe, bestehend aus altkristallinen Gneisen und Vulkaniten, die mit flachem Kontakt von einer Julier-Schuppe mit jungpaläozoischen Intrusiva überlagert wird. Eine primäre Abfolge von Intrusiva im Hangenden und Gneis mit Vulkaniten im Liegenden macht petrographisch keinen Sinn. Entweder stimmt das Modell von CORNELIUS (1932) und die Gneise und Vulkanite gehören zur unterliegenden Err-Decke, oder man müsste zwei der Suvretta-Schuppe und der Julier-Schuppe entsprechende Kristallin-Decken postulieren, die die Err-Decke überlagern.

Nordöstlich des Piz Güglia, bis hin zum Fuss des Piz Albana Pitschen, sind die Gneise am Kontakt zu den Granodioriten stark kataklastisch. Dies würde für einen tektonischen Kontakt sprechen. Weiter östlich, entlang den Funtaunas d'Orchas und dem Aguagliöls bis nach Champfèr, ist diese kataklastische Zone jedoch kaum mehr sichtbar. Das Kristallin nördlich dieser kataklastischen Zone würde entweder zur Err-Decke gehören, die hier unter der Zone von Samedan hindurch zieht, oder wäre eine abgescherte Teildecke der Julier-Decke. Die kataklastische Zone, die in der vorliegenden Arbeit als nördliche Grenze der Julier-Decke interpretiert wird, schneidet bei Champfèr die Engadiner Linie, die gemäss SCHMID & FROITZHEIM (1993) einen Versetzungsbetrag von etwa 3 km aufweist. Macht man diese Verschiebung gedanklich rückgängig, so käme diese Grenze ziemlich genau auf die nördliche Begrenzung des jungpaläozoischen Kristallins der Bernina-Decke (Taf. I) zu liegen.

Kristallin der Err-Decke

Die nordwestliche Ecke des Blattes St. Moritz wird von jungpaläozoischen Granodioriten und Tonaliten mit wenig altkristallinen Gneisen aufgebaut. In der westlichen Fortsetzung (auf Blatt Bivio) nimmt der Anteil an Vulkaniten stark zu. Rechnet man, wie oben besprochen, das Gebiet zwischen Suvretta da San Murezzan und Corviglia zur Err-Decke, so wären auch im südöstlichen Teil dieser Decke vorwiegend Vulkanite sowie Gneise vertreten. Wie bei der Languard-Decke besprochen, gehören die Gneise im Gebiet des Lej da Staz möglicherweise auch zur Err-Decke.

Corvatsch-Teildecke

Corvatsch-Kristallin

Das Corvatsch-Kristallin besteht zur Hauptsache aus subvulkanischem Granitporphyr, Metarhyolith und Granodiorit der kalkalkalischen Serie. Dieses Kristallin zieht sich unter dem Munt Arlas und dem Piz Rosatsch bis nach St. Moritz-Bad hin. Es wird im Hangenden von stark ausgewalzten Sedimenten begleitet. Im Liegenden überlagert das Corvatsch-Kristallin die jungmesozoischen Sedimente der Chastelets-Einheit. STAUB (1946) hat dieses Kristallin, zusammen mit dem Kristallin der Roccabella und des Piz Grevasalvas, als Corvatsch-Scholle bezeichnet und es zur Err-Decke gestellt. TRÜMPY (1970) und FURRER (1985) machten daraus eine eigenen Decke und stellten dieselbe der Err-Decke gleich. Das Corvatsch-Kristallin repräsentiert nur den allerobersten Teil der kontinentalen Kruste. Die tieferen Teile müssen entweder schon beim Rifting im mittleren Jura oder bei der Deckenbildung abgetrennt worden sein.

Chastelets-Einheit

Auf dem Kartenblatt sind im Gebiet nördlich, östlich und südlich von Surlej, abgesehen von einigen Hauptdolomit-Linsen, nur Radiolarite und Aptychenkalke der Blais-Radiolarit-Formation und der Russenna-Formation aufgeschlossen. Die Gesteine unterscheiden sich nicht von den Radiolariten und Aptychenkalken der benachbarten Platta-Decke. Die Mächtigkeit dieser Einheit schwankt sehr stark, zwischen wenigen Dezimetern in den Bohrungen für die Kläranlage bei Crestalta¹⁾ und mehreren hundert Metern bei Schinellas. Die Chastelets-Einheit ist intern ausserordentlich stark verfaultet. Es dürfte sich um Sedimente handeln, die im Grenzbereich der Platta-Ophiolithe abgelagert und bei der Gebirgsbildung abgeschürft sowie stellenweise tektonisch angereichert worden sind.

Platta-Decke

Um Surlej und unterhalb der Alp Surlej sind serpentinierte Ultrabasite und metamorphe Basite der Platta-Decke aufgeschlossen. Auch in der Geothermiebohrung St. Moritz sind in 1218–1600 m Tiefe Ophiolithe der Platta-Decke angetroffen worden. Trotz der Deformation und der Metamorphose konnten noch Primärstrukturen wie Kissen (Pillows) sowie Tuffe erkannt werden. An wenigen Stellen konnten auch Wechsellagerungen von Metahyaloklastiten und Radiolariten beobachtet werden. Ein Teil der überlagernden Radiolarite und «Aptychenkalke» (als «Hyänenmarmor» ausgebildet) gehören zur Platta-Decke und sind primär auf den Ophiolithen sedimentiert.

¹⁾ Diese Bohrungen wurden uns freundlicherweise von Herrn Marco Gilly, Geologe in Zernez, zur Untersuchung überlassen.

HYDROGEOLOGIE

Quellen

Alle Quellen der Grundwasserschutzkarte des Oberengadins (Amt für Umwelt des Kt. Graubünden) sind auch auf der vorliegenden geologischen Karte eingezeichnet. Zusätzlich sind noch einige weitere, unbedeutendere Quellen aufgeführt. Die meisten Quellen treten im Lockergestein, am Kontakt zwischen Hangschutt und Moräne oder zwischen Moräne und Fels aus. Das im Kristallin infiltrierte Wasser zirkuliert entlang von Spalten und Klüften. Es tritt häufig nicht als Felsquelle zu Tage, sondern speist Quellen im Hangschutt. Trotz der grossen Anzahl gefasster Quellen sind die Gemeinden immer mehr auf Wasser aus Grundwasserpumpwerken angewiesen. Die meisten dieser Pumpwerke sind in aktiven Bachschuttkegeln (Pumpwerke von Sils, Silvaplana und Champfèr) oder in fossilen Bachschuttkegeln (Pumpwerke von St. Moritz, Samedan und Bever) gelegen. Meist werden diese Fassungen durch die Bäche, die das Delta aufgebaut haben, gespiesen und nicht durch See- oder Inn-Wasser.

Die Chemie dieser Grundwässer spiegelt die Chemie der Gesteine im Einzugsgebiet des jeweiligen Bachzuflusses wieder. Dadurch kann es in einzelnen Fällen, wie anhand des nachfolgenden Fallbeispiels gezeigt werden soll, zur unerwünschten Anreicherung von toxischen Elementen kommen:

Nachdem medizinische Indikationen auf einen leicht erhöhten Arsenkonsum hingewiesen hatten, wurde im Trinkwasser des Reservoirs St. Peter, das aus mehreren Quellen und Grundwasservorkommen stammt, ein Gehalt von 50–60 ppb festgestellt. Dieser Wert liegt über dem vom Bundesamt für Gesundheitswesen für As vorgegebenen Grenzwert von 50 ppb. Hierauf wurden die Arsengehalte sämtlicher Quellen dieses Gebietes bestimmt. Eine Fassung am Osthang des Val Champsagna (Fig. 21), die direkt aus drei Felsquellen gespiesen wird, enthielt 540 ppb As und wurde sofort vom Netz getrennt.

Auch bei einzelnen Quellen auf der Alp Giop wurden zeitweise Gehalte über 100 ppb As festgestellt. Von 30 Proben der im Bereich des Atlasblatt St. Moritz auftretenden Kristallingesteine, die im Centre d'Analyse Minérale der Universität Lausanne (Leiter: Prof. H.-R. Pfeiffer) auf Haupt- und Nebengemengteile analysiert wurden, wiesen 20 Proben Gehalte von 0,1–10 ppm As auf. Weitere 10 Proben enthielten dagegen Gehalte von 11–114 ppm As. Diese hohen Gehalte an Arsen korrelieren mit hohen Gehalten an Schwefel. Die anschliessenden, erzmikroskopischen Untersuchungen ergaben Pyrit, Arsenopyrit, Gersdorfit, Hämatit und gediegenes Arsen. Die Untersuchungen mit der Elektronenmikrosonde der Universität Bern (Leiter: PD Dr. E. Gnos) ergaben bis zu 3,5% Arsen in den Pyriten, die den Hauptträger des Arsens im Gestein bilden. Viele dieser Pyrite sind in ein Gemisch von Hämatit und Quarz umgewandelt.

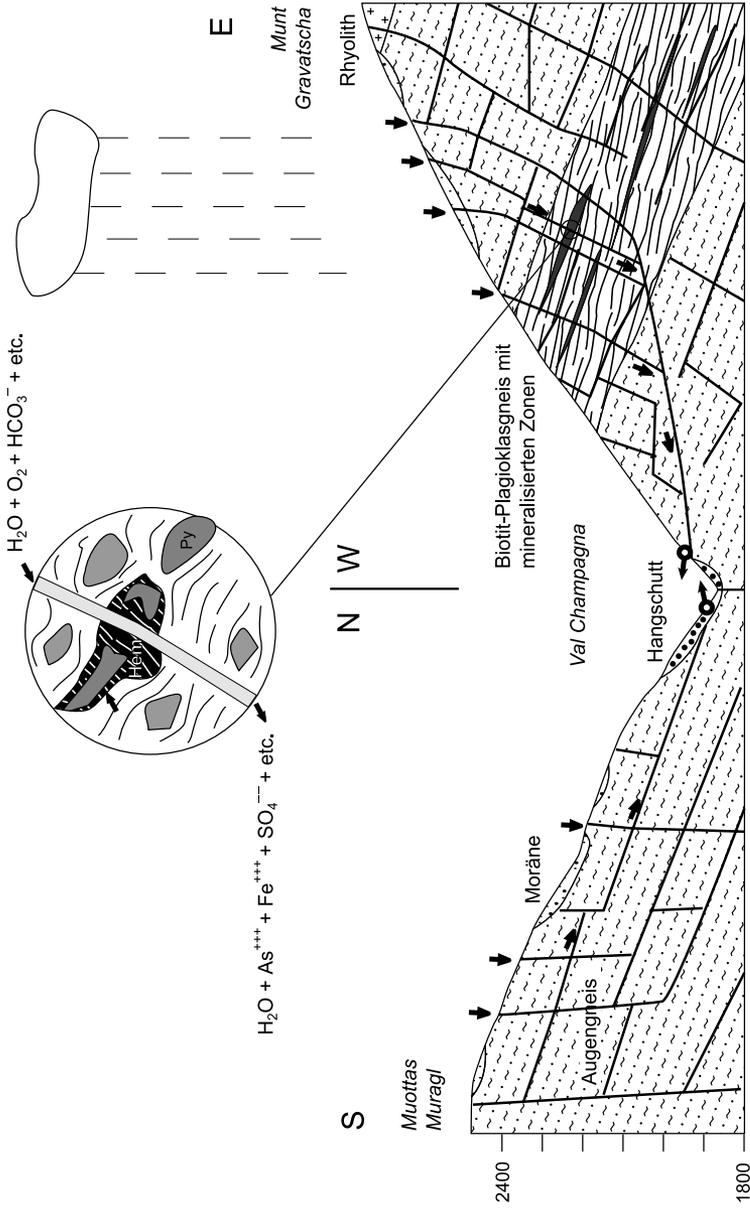


Fig. 21: Hydrogeologische Situation der Felsquellen im unteren Val Champagna. Das Wasser am Osthang fließt durch Pyrit führende Paragneise und wird dabei an Arsen angereichert (Hem = Hämatit, Py = Pyrit).

Ein Teil des Arsens ist an diesem Hämatit absorbiert. Auslaugungsversuche am Gesteinspulver mit destilliertem Wasser ergaben, dass innerhalb von 24 Stunden 2% des im Gestein vorhandenen Arsens gelöst wird. Da in den Wasserproben kein Tritium festgestellt werden konnte, beträgt die Verweilzeit des Wassers in den Felsspalten im Val Champagna (Fig. 21) sicher weniger als 50 Jahre. Dies genügt aber, um das Arsen aus den Pyriten herauszulösen. Die Quelle auf der Südseite des Val Champagna wird von Wasser gespiesen, das ausschliesslich in Augengneisen verweilte. Es weist einen Gehalt von lediglich 20 ppb Arsen auf. Auf der Ostseite zirkuliert das Wasser in Augengneisen mit eingelagerten Biotit-Plagioklasgneisen (Fig. 21), die pyritreich sind und woraus die 540 ppb gelösten Arsens stammen. Auf der Alp Giop treten die Quellen aus der geringmächtigen Moräne aus. Das meteorische Wasser stammt jedoch grösstenteils aus dem dort anstehenden Fels. In diesem Gebiet sind vor allem die kataklasierten Paragneise mit arsenhaltigem Pyrit durchsetzt.

Dieses Fallbeispiel lehrt uns, dass in Zukunft bei der Erschliessung von neuen Quellen ein umfassendes Analysenprogramm auf toxische Spurenelemente durchgeführt werden sollte. Der grösste Teil des Trinkwassers im Oberengadin stammt jedoch aus dem Grundwasser im Haupttal, das weniger als 2 ppb Arsen enthält.

Mineralquellen

Ausser der schon seit der Römerzeit genutzten Mauritius-Quelle in St. Moritz-Bad befindet sich bei Surlej noch eine weitere Mineralquelle. Letztere ist sehr eisenhaltig und wird nicht mehr genutzt. Im Jahre 1991 wurde 500 m südwestlich der Mauritius-Quelle die Geothermiebohrung Pro San Gian abgeteuft (BÜCHI & MÜLLER AG 1992, AEMISSEGGER 1993), wobei ein ausführliches Analyseprogramm des Mineralwassers der Bohrung und der Mauritius-Quelle durchgeführt wurde (Tab. 2 u. 3). Die Mauritius-Quelle ist ein Calcium-Natrium-Hydrogenkarbonat-haltiger Säuerling mit einer Mineralisation von 1620 mg/l. Das Wasser der Tiefbohrung weist eine viel höhere Mineralisation von 13 300 mg/l mit sehr hohen Natrium- und Sulfatgehalten auf. Hohe Natriumgehalte bei gleichzeitig niedrigem Chlorgehalt werden normalerweise durch Kationenaustausch in den Tonmineralien erklärt. Da im Einzugsgebiet aber unmetamorphe Tonmineralien fehlen, dürfte das Natrium wohl aus den reichlich vorhandenen Natriumplagioklas-Albiten stammen. Der hohe Sulfatanteil wird auf die Herauslösung von Gips aus den Sedimenten der Corvatsch-Teildecke zurückgeführt. Es ist aber denkbar, dass ein kleiner Teil des Sulfats aus gelöstem Pyrit bzw. oxidierten Sulfiden stammt, da die Sedimente der Chastelets-Einheit reich an Pyrit sind und auch das Kristallin immer kleine Mengen an Sulfiden führt. Die Tritiumgehalte zeigen, dass die Mauritius-Quelle einen alten tritiumfreien Bergwasseranteil von maximal

Tabelle 2: *Chemisch-physikalische Parameter der Tiefenwässer der Geothermiebohrung Pro San Gian und der Mauritius-Quelle. Daten von Hydroisotop GmbH, HÖGL (1980) und des kantonalen Labors Graubünden.*

	Tiefbohrung Pro San Gian (6.9.1991)		Mineralquelle Mauritius (2.9.1972)	
Wassertemperatur [°C]	6,7		5,9	
Spez. elektr. Leitfähigkeit bei 25°C [mS/m]	1181,0		168,7	
pH-Wert vor Ort	7,3		5,9	
Kationen	[mg/l]	[meq/l]	[mg/l]	[meq/l]
Calcium (Ca ²⁺)	442,0	22,1	250,0	12,5
Magnesium (Mg ²⁺)	370,0	30,3	33,8	2,78
Natrium (Na ⁺)	2760,0	120,0	116,0	5,05
Kalium (K ⁺)	17,0	0,43	4,6	0,12
Ammonium (NH ₄ ⁺)	0,5		0,005	
Eisen (Fe ²⁺)	100,0	3,5	6,3	0,23
Summe Kationen		176,33		20,68
Anionen	[mg/l]	[meq/l]	[mg/l]	[meq/l]
Hydrogenkarbonat (HCO ₃ ⁻)	7050,0	115,6	1025,0	16,8
Chlorid (Cl ⁻)	760,0	21,4	17,4	0,49
Sulfat (SO ₄ ²⁻)	1900,0	39,7	170,0	3,54
Bor (B)	2,7		0,66	
Phosphat (o-PO ₄ ⁻)	2,5		0,068	
Jodid (J ⁻)	0,6		0,024	
Bromid (Br ⁻)	4,9		0,088	
Fluorid (F ⁻)	0,2		0,54	
Summe Anionen		176,7		20,83
Isotopen				
Tritium (TU)	1,2 ± 1,1		22,3 ± 1,7	
Deuterium (² H) [‰]	-98,9		-97,9	
Sauerstoff-18 (¹⁸ O) [‰]	-13,78		-13,55	
Kohlenstoff-13 (¹³ C) am CO ₂ [‰]	-4,6			
Kohlenstoff-13 (¹³ C) am DIC [‰]	+5,2		-1,4	
Kohlenstoff-14 (¹⁴ C) [% modern]	+0,5		-0,3	

Tabelle 3: *Geothermiebohrung Pro San Gian. Gemessene Gasgehalte und aus der Analyse vom 06.11.1991 errechnete Gehalte ohne Luftkontamination sowie aus dem Argongehalt abgeschätzte Gesamtgasgehalte. Aus BÜCHI UND MÜLLER AG (1992).*

	Gemessene Werte		Errechnete Werte	
	GEMAG (Nov. 1991) [Vol. %]	Hydroisotop (6.11.91) [Vol. %]	ohne Luftk. (6.11.91) [Vol. %]	quant. Gehalte (6.11.91) [Nml/kg]
Helium (He)	$5 \cdot 10^{-4}$	0,35	0,35	14
Wasserstoff (H ₂)	$2 \cdot 10^{-4}$	18,1	18,3	732
Sauerstoff (O ₂)	1,3	0,22	0	0
Stickstoff (N ₂)	13,8	24,0	23,2	928
Argon (Ar)	–	0,02	0,01	0,4
Kohlenstoffdioxid (CO ₂)	81,6	56,3	56,9	2276
Methan (CH ₄)	$136 \cdot 10^{-4}$	$800 \cdot 10^{-4}$	$810 \cdot 10^{-4}$	3,2
Ethan (C ₂ H ₆)	$2,4 \cdot 10^{-4}$	$26 \cdot 10^{-4}$	$26 \cdot 10^{-4}$	0,1
Propan (C ₃ H ₈)	$0,1 \cdot 10^{-4}$	$13 \cdot 10^{-4}$	$13 \cdot 10^{-4}$	0,05
i-Butan (C ₄ H ₁₀)	$0,1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	0,004
n-Butan (C ₄ H ₁₀)	$0,1 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	0,02
Schwefelwasserstoff (H ₂ S)	$0,1 \cdot 10^{-4}$	–	–	–
N ₂ /Ar	–	1200	2320	2320
CO ₂ /N ₂	5,9	2,3	2,5	2,5

40% führt und der Rest von oberflächennahem Grundwasser stammt. Das Wasser aus der Tiefbohrung enthielt keinen Anteil an jungem Grundwasser, das meiste Wasser stammte aus einer zwischen 538 und 750 m Tiefe durchbohrten Kluftzone des Corvatsch-Kristallins. Die Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalte beider Wässer sind ähnlich, d. h. die Einzugsgebiete beider Quellen weisen eine ähnliche Höhenlage von ca. 2000 m ü. M. auf. Die ²H-¹⁸O-Wertepaare liegen im Bereich der mittleren Niederschlagsgeraden, d. h. es hat kein Isotopenaustausch mit dem Gestein stattgefunden, wie dies bei sehr alten Grundwässern oft der Fall ist. Bei den Gasanalysen fällt der hohe CO₂-Gehalt auf (Tab. 3). Auch die Mineralquellen im Unterengadin sind reich an CO₂, was von WEXTEEN (1988) auf metamorphe Prozesse im Untergrund zurückgeführt wird. Damit liessen sich

auch die hohen Gehalte an Kohlenwasserstoffen und Stickstoff deuten, die auf einen Kontakt zu Erdgas hinweisen.

Leider waren die Fördermenge von 40 l/min und die Temperatur von 20–26 °C zu niedrig, um die Bohrung Pro San Gian für die Gewinnung von geothermischer Energie nutzen zu können. Wie AEMISSEGGER (1993) erwähnt, müsste man bei einem weiteren Versuch die Bohrrichtung nicht vertikal, sondern schräg wählen, um möglichst viele vertikale Kluft- und Störzonen zu durchqueren.

ROHSTOFFE

Lagerstätten mineralischer Rohstoffe sind auf dem Kartenblatt St. Moritz keine vorhanden, und auch Abbaustellen aus historischer Zeit sind keine bekannt. Bis Ende des letzten Jahrhunderts war der Steinbruch Alpina bei St. Moritz, in welchem ein biotitreicher Granodiorit aufgeschlossen ist, in Betrieb, und oberhalb von Pontresina wurde bis anfangs des letzten Jahrhunderts ein talk- und karbonathaltiger Serpentin als Ornamentalstein abgebaut (Treppenbalustrade im Planta-Haus in Zuoz, Grabsteine im Oberengadin; DE QUERVAIN 1969).

Für den lokalen Gebrauch wurde früher an vielen Orten Kies und Sand aus Flussablagerungen und aus Hangschutt gewonnen. Im Jahre 2004 waren nur noch ein Abbau von rezentem und subrezentem Flusskies bei Montebello (Plauns, Val Bernina) und eine Grube in einem gemischten Schuttkegel bei der Alp Güglia in Betrieb.

DANKWORT

Franz Allemann, Daniel Bernoulli, Heinz Furrer, Marco Herwegh, Ivan Mercogli, Max Maisch und Othmar Müntener danke ich für ihre konstruktiven Reviews und Anregungen. Barbara Peters danke ich für die Lektorierung des Manuskripts. Urs Eggenberger, Andy Bäumeler, Ulli Linden und Lorenz Moser danke ich für die Hilfe bei der digitalen Kartografie.

LITERATURVERZEICHNIS

- AEMISSEGGER, B. (1993): Geothermie-Bohrung Pro San Gian, St. Moritz. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 60/136, 1–18.
- ALLEMANN, F. (2002): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Fürstentums Liechtenstein. – Regierung des Fürstentums, Bern/Vaduz.
- ARENSON, L., HOELZLE, M. & SPRINGMAN, S. (2002): Borehole deformation measurements and internal structure of some rock glaciers in Switzerland. – Permafrost and Periglacial Processes, 13/2, 117–135.
- BEARTH, P., HEIERLI, H. & ROESLI, F. (1987): Blatt 1237 Albulapass. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 81.
- BERNOULLI, D. & WINKLER, W. (1990): Heavy mineral assemblages from Upper Cretaceous South- and Austroalpine flysch sequences (Northern Italy and Southern Switzerland): source terrains and paleotectonic implications. – Eclogae geol. Helv. 83/2, 287–310.
- BIINO, G.G. (1995): Pre-Variscan evolution of the eclogitized mafic rocks from the Helvetic basement of the Central Alps. – Europ. J. Mineral. 7/1, 57–70.
- BILL, M., O'DOHERTY, L., GUEX, J., BAUMGARTNER P.O. & MASSON H. (2001): Radiolarite ages in Alpine-Mediterranean ophiolites: Constraints on the oceanic spreading and the Tethys-Atlantic connection. – Geol. Soc. Amer. Bull. 113, 129–143.
- BORIANI, A., GIOBBI ORIGONI, E. & DEL MORO, A. (1982-1983): Composition, level of intrusion and age of the «Serie dei Laghi» orthogneisses (northern Italy-Ticino, Switzerland). – Rend. Soc. ital. Mineral. Petrol. 38, 191–205.
- BÜCHI, H. (1987): Geologie und Petrographie der Bernina IX. Das Gebiet zwischen Pontresina und Morteratschgletscher. – Diplomarb. Univ. Zürich (unpubl.).
- (1994): Der variskische Magmatismus in der östlichen Bernina (Graubünden, Schweiz). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 74/3, 359–371.
- BÜCHI UND MÜLLER AG (1992): Geothermie Bericht Nr.2547.3. – Büchi und Müller AG, Frauenfeld [jetzt CSD Ingenieure und Geologen AG, Thuisis] (unpubl.).
- BÜHLER, C. (1983): Petrographische und geochemische Untersuchungen im Gebiet La Tscheppa – Lagrev (Julier-Bernina-Decke). – Lizentiatsarb. Univ. Bern (unpubl.).
- CARON, M., DÖSSEGER, R., STEIGER, R. & TRÜMPY, R. (1982): Das Alter der jüngsten Sedimente der Ortler-Decke (Oberostalpin) in der Val Trupchun (Schweizerischer Nationalpark, Graubünden). – Eclogae geol. Helv. 75/1, 159–169.
- CASTELLI, S. (2000): Geomorphologische Kartierung im Gebiet Julierpass, Val Suvretta und Corvatsch (Oberengadin, GR), sowie Versuche zur Relatvdatierung der morphologischen Formen mit der Schmidthammer-Methode. – Diplomarb. Univ. Zürich (unpubl.).
- CHAPPEL, B.W. & WHITE, A.J.R. (1974): Two contrasting granite types. – Pacific Geology 8, 173–174.
- CORNELIUS, H.P. (1932): Geologische Karte der Err-Julier-Gruppe, 1:25 000. Geologische Spezialkarte Nr. 115A und 115B. – Geol. Komm. schweiz. natf. Ges.
- (1935): Geologie der Err-Julier-Gruppe (Erläuterungen zur Spezialkarte Nr.115 A/B). I. Teil: Das Baumaterial (Stratigraphie und Petrographie, excl. Quartär). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 70/1.
- (1950): Geologie der Err-Julier-Gruppe (Erläuterungen zur Spezialkarte Nr.115 A/B). II. Teil: Der Gebirgsbau. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 70/2.
- (1951): Geologie der Err-Julier-Gruppe (Erläuterungen zur Spezialkarte Nr.115 A/B). III. Teil: Quartär und Oberflächengestaltung. Hydrologie. Anhang: Nutzbare Mineralien und Gesteine. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 70/3.

- DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDCLAUDE P. & MARCHAL M. (1980): A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses - its relationships with current nomenclature. – *Chem. Geol.* 29/3–4, 183–210.
- DE QUERVAIN, F. (1969): Die nutzbaren Gesteine der Schweiz. – Kümmerly und Frey, Bern.
- DIETRICH, V. & PETERS, T. (1968): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in den Oberhalbstein. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 48/3, 835–843.
- (1971): Regionale Verteilung der Mg-Phyllosilikate in den Serpentiniten des Oberhalbsteins. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 51/2-3, 329–348.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. & BERNOUILLI, D. (1976): Diagenèse et métamorphisme des argiles dans le Rhétien sud-alpin et austro-alpin (Lombardie et Grisons). – *Bull. Soc. géol. France* (7) 18, 1283–1293.
- EBERLI, G. P. (1985): Die jurassischen Sedimente in den ostalpinen Decken Graubündens – Relikte eines passiven Kontinentalrandes. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich* [N.F.] 255.
- (1987): Carbonate turbidite sequences deposited in rift-basins of the Jurassic Tethys ocean (Eastern Alps, Switzerland). – *Sedimentology* 34/3, 363–388.
- (1988): The evolution of the southern continental margin of the Jurassic Tethys ocean as recorded in the Allgäu Formation of the Austroalpine Nappes of Graubünden (Switzerland). – *Eclogae geol. Helv.* 81/1, 175–214.
- EGGENBERGER, U. (1990): Petrographische und geochemische Untersuchungen im Gebiet zwischen St. Moritz und dem Val Bever. Geochemischer Vergleich mit anderen variszischen Intrusiva (Aar/Baveno/Bernina/Err/Julier). – *Lizentiatsarb. Univ. Bern* (unpubl.).
- EIKENBERG, J. (1984): Geologie und Petrographie der Bernina. Teil VIII: Val da Fain. – *Diplomarb. ETH Zürich* (unpubl.).
- FINGER, W. (1978): Die Zone von Samaden (Unterostalpine Decken, Graubünden) und ihre jurassischen Brekzien. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich* [N.F.] 224.
- FLISCH, M. (1987): Geologische, petrographische und isotoopen-geologische Untersuchungen an Gesteinen des Silvrettkristallins (Teil 1). Die Hebungsgeschichte der ostalpinen Silvretta-Decke seit der mittleren Kriede. – *Diss. Univ. Bern*.
- FLORINETH, D. (1998): Geometry of the Last Glacial Maximum (LGM) in the Swiss Alps and its paleoclimatological significance. – *Diss. Univ. Bern*.
- FLUCK, P. & WHITECHURCH, H. (1983): Relation socle/couverture dans les Vosges moyennes lorraines. – *Terra Cognita* 3/2-3, 197–198.
- FRANK, S. M. (1986): Die Raibl-Gruppe und ihr Liegendes im Oberostalpin Graubündens: die Entwicklung einer evaporitischen Karbonatplattform unter wechselnden Klimabedingungen: transgressive «events» und frühcarnischer Vulkanismus. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich* [N.F.] 269.
- FREI, R., BIINO, G. G. & PROSPERT, C. (1995): Dating a Variscan pressure-temperature loop with staurolite. – *Geology* 23/12, 1095–1098.
- FROITZHEIM, N. & EBERLI, G. P. (1990): Extensional detachment faulting in the evolution of a Tethys passive continental margin, Eastern Alps, Switzerland. – *Geol. Soc. Amer. Bull.* 102, 1297–1308.
- FROITZHEIM, N., SCHMIDT, S. M. & CONTI, P. (1994): Repeated change from crustal shortening to orogenparallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. – *Eclogae geol. Helv.* 87/2, 559–612.
- FURRER, H. (1985): Stratigraphy. In: FURRER, H. (Ed.): Field workshop on Triassic and Jurassic sediments in the Eastern Alps of Switzerland, 25th – 29th August 1985 (p. 8). – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich* [N.F.] 248.

- GAMPER, M. & SUTER, J. (1982): Postglaziale Klimageschichte der Schweizer Alpen. – Geogr. Helv. 2, 105–114.
- GOBET, E., TINNER, W., HOCHULI, P. A., VAN LEEUWEN, J. F. N. & AMMANN, B. (2003): Middle to Late Holocene vegetation history of the Upper Engadine (Swiss Alps): the role of man and fire. – *Veget. Hist. and Archaeobot.* 12/3, 143–163.
- GRADSTEIN, F. M., OGG, J. G., SMITH, A. G., BLEEKER, W. & LOURENS, L. J. (2004): A new geologic time scale with special reference to Precambrian and Neogene. – *Episodes* 27, 83–100.
- HALMES, C. (1991): Petrographische und geochemische Untersuchungen am Err-Kristallin zwischen St. Moritz und dem Val Bever (Engadin, Graubünden). – Lizentiatsarb. Univ. Bern (unpubl.).
- HAMMERSTROM, J. M. & ZEN, E-an (1986): Aluminum in Hornblende: an empirical igneous geobarometer. – *Amer. Mineralogist* 71, 1297–1313.
- HANDY, M. R. (1996): The transition from passive to active margin tectonics: a case study from the Zone of Samedan (eastern Switzerland). – *Geol. Rdsch.* 85/4, 832–851.
- HANDY, M. R., HERWEGH, M. & REGLI, C. (1993): Tektonische Entwicklung der westlichen Zone von Samedan (Oberhalbstein, Graubünden, Schweiz). – *Eclogae geol. Helv.* 86/3, 785–817.
- HANDY, M. R., HERWEGH, M., KAMBER, B. S., TIETZ, R. & VILLA, I. M. (1996): Geochronologic, petrologic and kinematic constraints on the evolution of the Err-Platta boundary, part of a fossil continent-ocean suture in the Alps (eastern Switzerland). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 76/3, 453–474.
- HEIERLI, H. (in Vorbereitung): Blatt 1237 Albulapass. – *Geol. Atlas Schweiz 1:25 000*, Erläut. 81.
- HERWEGH, M. (1992): Kinematik der Julierüberschiebung am Südwestrand der Zone von Samedan (Unterostalpin, Julierpass). – Lizentiatsarb. Univ. Bern (unpubl.).
- HOFMANN, A. & KÖHLER, H. (1973): Whole Rock Rb-Sr Ages of Anatectic Gneisses from the Schwarzwald, SW Germany. – *N. Jb. Mineral., Abh.* 119, 163–187.
- HÖGL, O. (1980): Die Mineral- und Heilquellen der Schweiz. – Haupt, Bern.
- IVY-OCHS, S., SCHLÜCHTER, C., KUBIK, P. W., SYNAL, H.-A., BEER, J. & KERSCHNER, H. (1996): The exposure age of an Egeßen moraine at Julier Pass, Switzerland, measured with the cosmogenic radionuclides ¹⁰Be, ²⁶Al and ³⁶Cl. – *Eclogae geol. Helv.* 89/3, 1049–1063.
- KÄÄB, A. (1998): Oberflächenkinematik ausgewählter Blockgletscher des Oberengadins. – *Mitt. VAW, ETH Zürich* 158, 121–140.
- KELLER, P. (1930): Postglaziale Waldperioden in den Zentralalpen Graubündens. – Beihefte Bot. Centralblatt 46/2, 395–489.
- KLEIBER, H. (1974): Pollenanalytische Untersuchungen zum Eisrückzug und zur Vegetationsgeschichte im Oberengadin I. – *Bot. Jb. Syst. Pflanzengesch. Pflanzengeogr.* 94, 1–53.
- KOCH, R. (2003): Geomorphologische Kartierung im Berninagebiet sowie GIS-basierte Darstellung und Analyse der Geomorphologie im Gebiet Oberengadin (GR). – Diplomarb. Univ. Zürich (unpubl.).
- KÜNDIG, R. (1982): Geologie und Petrographie der Bernina, V: Furtschellas Ultrabasika: Geologisch-petrographische Untersuchungen der Ultrabasica der Platta-Decke und deren Rahmengesteine in der Region Sils-Maria - Furtschellas - Surlej. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- LE MAÎTRE, R. W. (1984): A proposal by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram. – *Austral. J. Earth Sci.* 31, 243–255.
- LABHART, T. P. (in Vorbereitung): Blatt 1251 Val Bedretto. – *Geol. Atlas Schweiz 1:25 000*, Erläut 68.

- LINIGER, M. (1992): Der ostalpin-penninische Grenzbereich im Gebiet der nördlichen Margna-Decke (Graubünden, Schweiz). – Diss. ETH Zürich Nr. 9769.
- LINIGER, M. & GÜNTLI, P. (1988): Bau und Geschichte des zentralen Teils der Margna-Decke. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 68/1, 41–54.
- LÜDIN, P. (1987): Flysch- und Mélangebildungen in der südpenninisch-unterostalpinen Arosa-Zone. – Diss. Univ. Basel.
- MAGGETTI, M. & FLISCH, M. (1993): Evolution of the Silvretta Nappe. In: VON RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (Eds.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps (p. 469–484). – Springer, Berlin.
- MAISCH, M. (1981): Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz). – Phys. Geogr. 3 (Geogr. Inst. Univ. Zürich).
- MAISCH, M., BURGA, C.A. & FILZE, P. (1999): Lebendiges Gletschervorfeld. Führer und Begleitbuch zum Gletscherlehrpfad Morteratsch. – Geogr. Inst. Univ. Zürich, 2. Aufl.
- MANATSCHAL, G. & BERNOULLI, D. (1999): Architecture and tectonic evolution of nonvolcanic margins: Present-day Galicia and ancient Adria. – Tectonics 18/6, 1099–1119.
- MANATSCHAL, G. & NIEVERGELT, P. (1997): A continent-ocean transition recorded in the Err and Platta nappes (Eastern Switzerland). – Eclogae geol. Helv. 90/1, 3–27.
- MATTE, P. (1986): La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-Atlantiques – modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. – Bull. Soc. géol. France (8) 2/1, 9–24.
- MAZUREK, M. (1987): Migmatitgenese in metapelitischen Gesteinen aus Bohrungen der Nordwestschweiz: Vorläufige Resultate. – Eclogae geol. Helv. 80/2, 335–343.
- MCDONALD, M. & KATSURA, T. (1964): Chemical composition of Hawaiian lavas. – J. Petrol. 5, 82–133.
- MERCOLLI, I. (1985): The volcanic suite from the Julier area. – Habilschr. Univ. Bern.
— (1989): The volcanic suite of the Julier area (Grisons). Part I: volcanic and tectonic evolution. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 69/3, 423–433.
- MÜNGER, R. (1982): Geologie und Petrographie der Bernina, II: Kristallisation, Deformation und Geochemie im Nordteil der Corvatschdecke. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- MÜNTZENBERG, S. (1986): Ergebnisse geologischer Studien südlich Maloja. Zusammenfassung. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 66/3, 466–472.
- NAEF, H. (1987): Ein Beitrag zur Stratigraphie der Trias-Serien im Unterostalpin Graubündens (Grisoniden). – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 276.
- NEUGEBAUER, J. (1988): The variscan plate tectonic evolution: an improved «Iapetus model». – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 68, 313–333.
- NOLD, M. (1972): Geologie des Grevasalvasgebietes am Julierpass. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- OBERHÄNSLI, R. (1986): Geochemistry of meta-lamprophyres from the Central Swiss Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 66/3, 315–342.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A.G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. – J. Petrology 25/4, 956–983.
- PETERS, T. (1969): Rocks of the alpine ophiolite suite: Discussion on the paper «The origine of ultramafic and ultrabasic rocks» by P. J. Wyllie. – Tectonophysics 7/5-6, 507–509.
— (1987): Das Kristallin der Nordschweiz: Petrographie und hydrothermale Umwandlungen. – Eclogae geol. Helv. 80/2, 305–322.
- PETERS, T. & HOFMANN, B. (1984): Hydrothermal clay mineral formation in a Biotite-Granite in northern Switzerland. – Clay minerals 19, 579–590.

- PETERS, T. & STETTLER, A. (1987): Radiometric age, thermobarometry and mode of emplacement of the Totalp peridotite in the Eastern Swiss Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 67, 285–294.
- PUNCHAKUNNEL, P. (1983): Pollenanalytische Untersuchungen zum Eisrückzug und zur Vegetationsgeschichte im Oberengadin II (Lej Marsch, Mauntschas, Stazerwald). – *Diss. Univ. Basel.*
- PUPIN, J.P. (1980): Zircon and Granite petrology. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 73, 207–220.
- RAGETH, R. (1982): Geologie und Petrographie der Bernina. Teil III: Diavolezza: Resultate petrographischer und geochemischer Untersuchungen zwischen Berninapass und Val Morteratsch. – *Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.)*.
- RIZZOLI, G. (1997): Petrography and geochemistry of the Rosatsch Group (lower austroalpine / Bernina Nappe). – *Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.)*.
- ROCK, N.M.S. (1977): The nature and origin of lamprophyres: some definitions, distinctions, and derivations. – *Earth-Sci. Rev.* 13, 123–169.
- ROESLI, F. (1927): Zur Geologie der Murtirölgruppe bei Zuoz (Engadin). – *Jahrb. Phil. Fak. II, Bern.*
- (1944): Fazielle und tektonische Zusammenhänge zwischen Oberengadin und Mittelbünden. – *Eclogae geol. Helv.* 37/2, 355–383.
- (1945): Sedimentäre Zone von Samedan (Samedan Kt. Graubünden). – *Eclogae geol. Helv.* 38/2, 329–336.
- (1947): Ergänzungen zur Stratigraphie der Schlattain-Serie mit besonderer Berücksichtigung eines Vorkommens von *Cancellophycus*-Schichten im Oberengadin. – *Eclogae geol. Helv.* 40/2, 223–227.
- ROTHENBÜHLER, C. (2000): Erfassung und Darstellung der Geomorphologie im Gebiet Bernina (GR) mit Hilfe von GIS. – *Diplomarb. Univ. Zürich (unpubl.)*.
- SCHLÜCHTER, C. (1988): Instabilities in the area of St. Moritz, Engadine Valley (Switzerland). In: BONNARD (Ed.): Landslides (p. 1375–1380). – *Balkema, Rotterdam.*
- SCHMID, S.M. & FROITZHEIM, N. (1993): Oblique slip and block rotation along the Engadine line. – *Eclogae geol. Helv.* 86/2, 569–593.
- SCHÜPBACH, M. A. (1970): Der Sedimentzug Piz Alv-Val da Fain. – *Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.)*.
- SERGEEV, S.A. & STEIGER, R.H. (1996): New estimate of emplacement of 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.
- SPILLMANN, P. (1993): Die Geologie des penninisch-ostalpinen Grenzbereichs im südlichen Berninagebirge. – *Diss. ETH Zürich Nr. 10175.*
- SPILLMANN, P. & BÜCHI, H. (1993): The Pre-Alpine Basement of the Lower Austro-Alpine Nappes in the Bernina Massif (Grisons, Switzerland; Valtellina, Italy). In: VON RAUMER, J.R. & NEUBAUER, F. (Ed.): *Pre-Mesozoique Geology in the Alps* (p. 457–467). – *Springer, Berlin.*
- SPILLMANN, P. & TROMMSDORFF, V. (2005): Blatt 1257 Piz Bernina. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Karte u. Erläut. 119.
- STAUB, R. (1946): Geologische Karte der Bernina-Gruppe und ihrer Umgebung im Oberengadin, Bergell, Val Malenco, Puschlav und Livigno, 1:50 000. Geologische Spezialkarte Nr. 118. – *Geol. Komm. schweiz. natf. Ges.*
- (1948): Ueber den Bau der Geologie zwischen Samedan und Julierpass. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 93.
- STÄUBLI, A. (1982): Geologie und Petrographie der Bernina, IV: Furtshellas Basika. Geologisch-petrographische Untersuchungen der Basica der Platta-Decke und deren Rahmengesteine in der Region Sils-Maria - Furtshellas - Surlej. – *Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.)*.
- STEIGER, R.H., BÄR, M.T. & BÜSCH, W. (1973): The zircon age of an anatectic rock in the central Schwarzwald. – *Fortschr. Mineral.* 50, 131–132.

- STÖCKLIN, J. (1949): Zur Geologie der nördlichen Errgruppe zwischen Val d'Err und Weissenstein. – Diss. Univ. Zürich.
- STRECKEISEN, A. (1976): To each plutonic rock its proper name. – *Earth-Sci. Rev.* 12, 1–33.
- STUDER, M. (2005): Gletschergeschichtliche Untersuchungen und geomorphologische Kartierung im Raum Maloja-Val Forno. Ein Beitrag zur regionalen Landschaftsgeschichte. – Diplomarb. Univ. Zürich (unpubl.).
- STUIVER, M., REIMER, P.J., BARD, E., BECK, J.W., BURR, G.S., HUGHEN, K.A., KROMER, B., MCCORMAC, F.G., VAN DER PLICHT, J. & SPURK, M. (1998): Intcal98 radiocarbon age calibration, 24 000 – 0 cal BP. – *Radiocarbon* 40/3, 1041–1083.
- SUANA, M. (1984): Die Manganzlagerstätten von Tinizong (Oberhalbstein, Graubünden). – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 64.
- SUTER, J. (1981): Gletschergeschichte des Oberengadins: Untersuchung von Gletscherschwankungen in der Err-Julier-Gruppe. – *Phys. Geogr.* 2 (Diss. Univ. Zürich).
- THÉLIN, P. (1983): Les gneiss oeilés de la nappe du Grand St. Bernard: essai d'évaluation des critères susceptibles d'en préciser l'héritage pré-métamorphique (Alpes valaisannes, Suisse). – Thèse Univ. Lausanne.
- THÖNI, M. (1999): A review of geochronological data from the Eastern Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 79/1, 209–230.
- TIETZ, R. (1993): Strukturgeologische Untersuchungen an der Grenze Unterostalpin-Penninikum im Raum Piz Lunghin und Piz dal Sasc (Graubünden). – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- TROMMSDORFF, V. & NIEVERGELT, P. (1983): The Bregaglia (Bergell) Iorio intrusive and its field relations. – *Mem. Soc. geol. ital.* 26, 55–68.
- TROMMSDORFF, V., SCHWANDER, H. & PETERS, T. (1970): Mangansilikate der alpinen Metamorphose in Radiolariten des Julier-Bernina-Gebietes. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 50/3, 539–545.
- TRÜMPY, R. (1969): Aperçu général sur la géologie des Grisons. – *C.R. somm. Soc. géol. France* Fasc. 9, 14/21, 330–364.
- (1975): Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss Alps: presumed former continental margin and its problems. – *Amer. J. Sci.* 275A, 209–238.
- (1977): The Engadine Line: a sinistral wrench fault in the Central Alps. – *Mem. geol. Soc. China* 2, 1–12.
- (1985): Die Plattentektonik und die Entstehung der Alpen. – *Njbl. natf. Ges. Zürich* 187, 5–47.
- TRÜMPY, R. & TROMMSDORFF, V. (1980): Alps of Eastern Switzerland. Excursion No. IV. In: *Geology of Switzerland, a guide book. Part B: Geological Excursions.* – Schweiz. Geol. Komm. (Ed.). Wepf, Basel, New York.
- VON QUADT, A., GRÜNENFELDER M. & BÜCHI, H. (1994): U–Pb zircon ages from igneous rocks of the Bernina nappe system (Grisons, Switzerland). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 74/3, 373–382.
- WEBER, R. (1987): Zur Geologie der Zone von Samedan. Tektonik und Stratigraphie im Gebiet Piz Nair-Piz Schlattain, Graubünden. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- WEISSERT, H.J. (1974): Die Geologie der Casanna bei Kloster. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- (1975): Zur Geologie der Casanna bei Kloster. – *Eclogae geol. Helv.* 68/1, 222–229.
- WEISSERT, H.J. & BERNOULLI, D. (1985): A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps. – *Geol. Rdsch.* 74/3, 665–679.
- WEXSTEEN, P., JAFFÉ, F. & MAZOR, E. (1988): Geochemistry of cold CO₂-rich springs of the Scuol-Tarasp-Region, Lower Engadine, Swiss Alps. – *J. Hydrol.* 104/1-4, 77–92.

- WIMMENAUER, W. (1973): Lamprophyre, Semilamprophyre und anchibasaltische Ganggesteine.
– Fortschr. Mineral. 51, 3–67.
- ZOLLER, H. & BOMBACHER, C. (1984): Das Pollenprofil «Chalavus» bei St. Moritz – ein Beitrag
zur Wald- und Landschaftsgeschichte im Oberengadin. – Dissertationes Botanicae 72,
377–398.

PUBLIZIERTE GEOLOGISCHE KARTEN

Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200 000

Blatt 8 Engadin, von P. CHRIST, A. GÜNTHERT & A. SPICHER, 1964.

Geologische Karte der Schweiz 1:100 000

Blatt XV Davos–Martinsbruck, von G. TEOBALD, 1864.
Blatt XX Sondrio–Bormio, von G. TEOBALD, 1865.

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000

Nr. 81 Albulapass (LK 1237), von P. BEARTH, H. HEIERLI & F. ROESLI, 1987.

Geologische Spezialkarten

- Nr. 115 Geologische Karte der Err-Julier-Gruppe, 1:25 000 (in zwei Blättern), von H. P.
CORNELIUS, 1932.
- Nr. 118 Geologische Karte der Bernina-Gruppe und ihrer Umgebung im Oberengadin,
Bergell, Val Malenco, Puschlav und Livigno, 1:50 000, von R. STAUB, 1946.

ANHANG

Deutsch-rätoromanisches Glossar – Pledari tudestg-rumantsch

Geologische Ausdrücke	Terms per la geologia
Abrissrand	ur da la sfendaglia (m)
Abschiebung, Verwerfung	ruttadira normala
Ader	vaina (f)
Amphibolit	amfibolit (m)
Andesit	andesit (m)
Asthenosphäre	astenosfera (f)
Aufschüttung (Anhäufung)	mantun (m)
Aufschüttung (Auffüllung)	emplenida (artifiziala) (f)
Aufschüttung (Damm)	rempar (m)
Augengneis	gneis cun eglis da feldspat
Bank (Schicht)	rasada (f), stresa (f)
Basalt	basalt (m)
Bergschlipf (Erdrutsch)	sbuwaditsch (m)
(Meeres- / Sediment-)Becken	batschida (da la mar / da sediments)
Bergsturz	bova
Blockgletscher	glatscher da schelira permanenta
Brekzie	breczia (f)
Bruch	ruttadira
Decke	cozza
Deformation	defurmaziun
dehnen	stender
Dehnung	stendida
(Fluss-)Delta	delta (m)
Diorit	diorit (m)
Dogger	Dogger, Giura mesaun
Doline	dratguir da sfundrament (m)
Dolomit (Gestein)	dolomia (f)
Dolomit (Mineral)	dolomit (m)
Einheit	unitad (f)
Erdbeben	terratrembel
Erdgeschichte	istorgia da la terra
Erz	mineral, metal
Falte	fauda
Fassung	enchaschament (m)
Feldspat	feldspat (m)

Fliessen (Gestein, geol.)	flussiun plastica
fliessen (Gestein, geol.)	cular, fluir
Fossil	fossil (m)
Gang	vau (m)
Gebirge (Gebirgsgürtel)	chadaina da muntognas
Geomorphologie	geomorfologia
(einzelnes) Geröll, Kieselstein	crappugl
Gesteine	crappa
gleiten	glischnar
Gletscherstadium	stadi d'englatschament
Glimmer	mica (m)
Glimmerschiefer	platti / schist da mica
Gneis	gneis (m)
Graben	foss
Granit	granit (m)
Granodiorit	granodiorit (m)
Grundgebirge	sochel
Hangschutt(-kegel)	gonda
Hebung	auzament
Hochmoor	pali auta (f)
Horst	horst
Jura	Giura (perioda Giurassica)
Kalk	chaltschina
Kalzit	calcit (m)
Kies	gera
Kissenlava	lava en furma da plimatsch (f)
Kompression	cumpressiun (f)
Konglomerat	conglomerat (m)
Kontinentalrand	ur continental (m)
Kreide	Cretazic (perioda Cretazica)
Kristallin	cristallin (m)
(Erd-)Kruste	crusta (f) (da la terra), cros(a)
Lias	Lias, Giura inferiur
Lithosphäre	litosfera (f)
Lockergesteine	crappa lucca
Malm	Malm, Giura superiur
(Erd-)Mantel	mantè (m)
Mergel	marna
Mesozoikum	Mesozoicum (m)
metamorph	metamorf
Metamorphose	metamorfosa (f)

Mineral	mineral (m)
Moräne (wall)	morena (f)
Nagelfluh	crap squitschà
Ozean	ocean (m)
Paläontologie	paleontologia
Paläozoikum	Paleozoicum (m)
Peridotit	peridotit (m)
Plattengrenze	cunfin da las plattas
Plattentektonik	tectonica (f) da plattas
Porphyr	porfir (m)
Präkambrium	Precambrium (m)
Proterozoikum	Proterozoicum
Pyrit	pirit (m)
Quartär	Quartar (m)
Quarz	quarz (m)
Quelle	funtauna (f)
Quelltuff	travertin
Radiolarit	radiolarit (m)
Rauwacke (geol.)	corniola
Relief	relief
Rüfe, Mure, Murgang	bova
Sackung	sbuwada
Sand	sablun
Sandstein	crap da sablun
Schelf	plattafurma continentala
Schicht	rasada, stresa
Schichtung	stratificaziun
Schiefer	schist (m), platti (m)
Schieferung	schistusitad
Schlamm / Schlick	glitta
Schmelze, Magma	magma (m)
Schneehaldenmoräne	morena da spunda da neiv
Schuppe	cozza pitschna
Schutt / Detritus / Geröll(-haufen)	g(l)era
Schutfächer	cugn alluvial
Schwemmebene	planira alluviala
Serpentin	serpentin (m)
Serpentinit	serpentinit (m)
Steinsalz (Gestein)	halit (m)
Steinsalz (Produkt)	sal da crap
Stratigraphie	stratigrafia

Terrasse	terrassa (f)
Tertiär	Terziar (m)
Ton(-mineral)	arschiglia (f)
Tonschiefer	platti d'arschiglia
Tonstein	crap d'arschiglia
Transformbruch	ruttadira transfurmanta
Trias	Trias
(Meeres-)Trog	foss oceanic
Tuff (vulkanisch)	(crap da) tuf (m), tuf vulanic
Überschiebung	ruttadira inversa
Versenkung	sfundrament
Vulkan	vulcan (m)
Vulkanite	vulcanit(s) (m)

Terminologie vorgeschlagen von
 Prof. Adrian Pfiffner,
 Überarbeitung durch Prof. Clau Solèr,
 Abteilung Sprache der Lia Rumantscha.
 Sommer 1997

Terminologia proponida da
 prof. Adrian Pfiffner,
 Elavuraziun da prof. Clau Solèr,
 post da linguatg da la Lia Rumantscha.
 Stad 1997

Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt St. Moritz

von
Tjerk Peters

Massstab 1:50 000

Ostalpin

Err-, Julier-, Bernina- und Languard-Decke

- | | | | |
|--|--|--|---------------------------------|
| | Sedimente der Müsella-Mulde | | Metarhyolith und Granitporphyry |
| | Oberkreide mit Olistolithe (Schlattain-Olisthostrom-Einheit) | | Alkalifeldspatgranit |
| | Autochthone Sedimente der Err-Decke | | Granodiorit |
| | Sedimente der Corvatsch-Teildecke | | Diorit |
| | Brekzie | | Orthogneis |
| | Dolomit | | Paragneis |

Penninikum

Platta-Decke

-
-

