

1233 Greina

Erläuterungen

STEFAN VÖGELI, FEDERICO GALSTER
und MICHAEL WIEDERKEHR

Geologischer Atlas der Schweiz



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo
www.swisstopo.ch

2013

136

Geologischer Atlas der Schweiz
Atlas géologique de la Suisse
Atlante geologico della Svizzera

1:25 000

1233 Greina

Erläuterungen

45 Textfiguren, 4 Tabellen und 1 Tafelbeilage

verfasst von

STEFAN VÖGELI, FEDERICO GALSTER und MICHAEL WIEDERKEHR

2013



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis

Karte

BAUMER, A., EGLI, W., FREY, J.D., JUNG, W., RIEMANN, A., UHR, A., VÖGELI, S. & WIEDERKEHR, M. (2013): Blatt 1233 Greina. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 136.

Erläuterungen

VÖGELI, S., GALSTER, F. & WIEDERKEHR, M. (2013): Blatt 1233 Greina. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 136.

Titelbilder

Umschlag

Faltenscharnier der Stgir-Formation (Scopi-Zone). Bänke von braunem Sandkalk und Quarzit sowie dunkle Ton- und Kalkschieferlagen werden von D₄-Falten (Chièra-Phase) verfaltet, Val di Larciolo. Foto M. Wiederkehr, 2005.

Karte

Überlagerung des digitalen Höhenmodells swissALTI^{3D} mit der tektonischen Nebenkarte des Atlasblattes Greina.

Erläuterungen

Gebänderter variszischer Paragneis der Laiets-Zone (Gotthard-Decke), versetzt von spröden Brüchen, Plaun Grond nordwestlich der Laiets. Foto M. Wiederkehr, 2013.

Herausgeber

© 2013, Bundesamt für Landestopografie, CH-3084 Wabern. – Alle Rechte vorbehalten. Übersetzungen und analoge oder digitale Vervielfältigungen dieses Dokuments oder von Teilen davon, die nicht ausschliesslich dem privaten Eigengebrauch dienen, sind nur mit Erlaubnis des Herausgebers gestattet.

Das Bundesamt für Landestopografie swisstopo ist ein Unternehmensbereich der armasuisse.

ISSN 1420-2913

ISBN 978-3-302-40067-9



MIX
Papier aus verantwortungsvollen Quellen
FSC® C030149

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort des Herausgebers	4
Zusammenfassung	5
Riassunto	6
Resumaziun	7
Résumé	8
Summary	9
Einführung	10
Stratigraphie und Petrographie	17
Helvetikum	17
Gotthard-Decke (Gotthard-Massiv auct.)	17
Basische und ultrabasische Gesteine	19
Prävariszische Paragneise	21
Prävariszische Migmatitgneise	24
Prävariszische Orthogneise («Streifengneis» s.l.)	28
Variszische Paragneise und Schiefer	34
Postvariszische Intrusiva	37
Ganggesteine	42
Autochthone Bedeckung	48
Ultrahelvetikum	61
Scopi-Zone	61
Peidener Schuppenzone	70
Unterpenninikum	73
Zone Piz Terri - Lunschania	73
Garzott-Schuppe	74
Terri-Gipfel-Zone und Darlun-Zone	77
Güida-Alpettas-Schuppenzone	83
Adula-Decke	88
Grava-Decke	92
Quartär	95
Pleistozän	96
Holozän	101
Tektonik	109
Metamorphose	128
Tektonometamorphe Entwicklung	140
Rohstoffe	149
Technische Geologie	152
Hydrogeologie	154
Literaturverzeichnis	155
Publizierte geologische Karten	170

VORWORT DES HERAUSGEBERS

Das Atlasblatt Nr.136 Greina des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 umfasst den Übergangsbereich zwischen penninischem und helvetischem Faziesraum und stellt ein Schlüsselgebiet der Alpengeologie dar. Dank der Lage am Nordostrand des amphibolitfaziellen Lepontischen Doms kann der alpine Gebirgsbildungszyklus von der frühen Subduktion bis zur anschliessenden Kollision mittels struktureologischer, petrologischer und radiometrischer Untersuchungen rekonstruiert werden. Das Kristallin der Gotthard-Decke liefert zudem einen vertieften Einblick in die präalpine Entwicklung.

Die geologische Aufnahme des Gebiets südlich der Gotthard-Decke erfolgte durch Dr. A. Baumer †, Dr. W. Egli, Dr. J. D. Frey, dipl. Geol. A. Uhr † und Dr. W. Jung im Rahmen ihrer Dissertationen in den 1960er Jahren. Das Gebiet von Val Nova in der Südostecke des Kartengebiets wurde von dipl. Min. A. Riemann 2003 bearbeitet. 2008 erteilte die Landesgeologie dipl. Geol. S. Vögeli den Auftrag zur Kartierung der Gotthard-Decke unter Berücksichtigung der geologischen Aufnahmen von WINTERHALTER (1930), NIGGLI (1944), MERZ (1989a) und PETTKE (1991). Das Quartär der Südostecke des Kartengebiets wurde im Zuge einer Revision durch Dr. M. Wiederkehr neu interpretiert. MSc F. Galster überarbeitete die Stratigraphie der Zone Piz Terri-Lunschana. Die Redaktion der Erläuterungen seitens der Landesgeologie erfolgte durch M. Wiederkehr mit Unterstützung von Dr. R. Burkhalter.

Die wissenschaftliche Begutachtung wurde von der Schweizerischen Geologischen Kommission koordiniert. Die Kommentare von Prof. Dr. A. Pfiffner, Prof. Dr. S. M. Schmid, Prof. Dr. M. Maisch, PD Dr. A. Berger, PD Dr. I. Mercolli und Dr. R. Wyss haben wesentlich zur Verbesserung des Manuskripts beigetragen. Dr. C. Merz, MSc F. Brunold und MSc V. Meier stellten ihre Feldunterlagen zur Verfügung. Weitere Beiträge lieferten ausserdem Dr. Y. Gouffon, Dr. C. Scapozza, MSc G. Scapozza, Dr. L. Reynolds, MSc A. Vandelli und C. Brodmann. Die hydrogeologischen Daten wurden von F. Parolini Glutz (Amt für Natur und Umwelt des Kt. Graubünden) dankenswerterweise zur Verfügung gestellt. Die kartographischen Arbeiten führten M. Etter-Seitz (Orell Füssli Kartographie AG) sowie B. Reber und R. Trüssel (Landesgeologie, swisstopo) aus. Die Textfiguren und die Tafel mit den geologischen Profilen wurden von R. Casty und M. Wiederkehr grafisch bearbeitet. Das Atelier Ursula Heilig SGD gestaltete den Schriftsatz.

Die Geologische Landesaufnahme dankt allen Beteiligten für ihre wertvolle Arbeit und für die gute Zusammenarbeit während der redaktionellen Phase.

April 2014

Bundesamt für Landestopografie
Geologische Landesaufnahme

ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet von Atlasblatt Greina umfasst zur Hälfte den östlichen Teil der Gotthard-Decke, welcher aus prävariszischem bis variszischem, polymetamorphem Kristallin (überwiegend Gneise, Schiefer und Amphibolite) und aus postvariszischen Intrusiva besteht. Letztere umfassen den Medel-Granit, Cristallina-Granodiorit und den Uffiern-Diorit. Überreste der autochthonen Sedimentbedeckung der Gotthard-Decke sind nur reliktsch erhalten und bestehen im Norden aus der spätpaläozoischen bis jurassischen Gesteinsabfolge der Garvera-Zone und im Süden aus lediglich geringmächtigen, hauptsächlich triassischen Gesteinen der sogenannten Greina-Lumbrein-Trias. Die Gesteinsabfolgen der Carpet-Schuppe werden ebenfalls als Teil der autochthonen Sedimentbedeckung interpretiert.

Die Gotthard-Decke wird von allochthonen, früh- bis mitteljurassischen Metasedimenten der verkehrtliegenden Scopi-Zone und der darüberliegenden Peidener Schuppenzone überlagert. Das markante, auffällig dunkle Bergmassiv des Piz Terri wird von den Metasedimenten der Zone Piz Terri - Lunschania aufgebaut, deren generelle Architektur von isoklinalen Grossstrukturen geprägt ist (Lunschania-Antiform und Alpettas-Synform). Die Südostecke des Kartengebiets bildet der nördliche, frontale Teil der Adula-Decke, welcher hauptsächlich aus paläozoischen Gneisen und Glimmerschiefern besteht. Die eher monotonen Kalkglimmerschiefer der Grava-Decke stellen die tektonisch höchste Einheit im Gebiet von Atlasblatt Greina dar. Aus der Überlagerung einer reliktsch erhaltenen, frühen Hochdruck/Niedertemperatur-Metamorphose (HP/LT) und einer späteren, amphibolitfaziellen Barrow-Metamorphose konnten wichtige Erkenntnisse zur Rekonstruktion der geodynamischen Entwicklung am nordöstlichen Rand des Lepontischen Doms von der Subduktion bis zur finalen Kollision gewonnen werden.

Erwähnenswert ist die dem Atlasblatt namengebende Plaun la Greina, welche als eine der letzten naturbelassenen Hochebenen der Schweiz von nationaler Bedeutung ist und mit dem öffentlichen Widerstand gegen mehrere geplante hydroelektrische Projekte eine gewisse Berühmtheit erlangt hat. Von grosser Bedeutung sind zudem die Goldfunde in der Surselva am Nordrand der Gotthard-Decke. Das Gebiet Val Plattas - Fuorcla da Stavelatsch gelangte deshalb in den Fokus der Bergbauunternehmen. Der in jüngerer Zeit erfolgte Goldfund im Val Sumvitg gilt mit 1,4 kg als der bisher grösste der Schweiz.

RIASSUNTO

La metà della regione coperta dal foglio Greina comprende la parte orientale della falda del Gottardo, composta di uno zoccolo cristallino polimetamorfo da antevarisico a varisico (principalmente gneiss, scisti e anfiboliti) e le intrusioni postvarisiche: il Granito di Medel, la Granodiorite di Cristallina e la Diorite di Uffern. La copertura sedimentaria autoctona postvarisica della falda del Gottardo è conservata unicamente in forma di reliquie. A nord, esse sono rappresentate dalle rocce di età tardo paleozoica a giurassica della zona di Garvera e a sud da un lembo sottile di rocce principalmente triassiche, chiamate Trias di Greina-Lumbrein. La serie di rocce che formano la scaglia di Carpet è anch'essa interpretata come una parte di questa copertura sedimentaria.

La falda del Gottardo è sormontata dalla zona di Scopi, metasedimenti alloc-toni del primo a medio Giurassico in posizione rovesciata, poi dalla zona a scaglie di Peiden. L'impressionante massiccio scuro del Piz Terri è scolpito nei metasedimenti della zona del Piz Terri-Lunschania, la cui architettura generale è caratterizzata da grandi pieghe isoclinali (antiforma di Lunschania e sinforma d'Alpettas). L'angolo sud-est della carta è occupato dalla parte frontale della falda dell'Adula, costituita principalmente di gneiss e micascisti paleozoici. I calcescisti monotoni della falda di Grava formano l'unità tettonica più elevata del settore coperto dal foglio Greina. L'identificazione di una prima fase metamorfica di alta pressione e bassa temperatura (HP/LT), conservata sotto forma di reliquie, seguita da una fase barrowiana in facies anfibolite, ha permesso di ricostruire l'evoluzione geodinamica al margine nord-orientale del Duomo Lepontino, dalla subduzione alla collisione finale.

L'altopiano della Greina - che dà il proprio nome alla carta - è uno degli ultimi in Svizzera ad aver conservato il proprio carattere naturale, ragione della sua importanza nazionale. Grazie all'opposizione della popolazione verso diversi progetti idroelettrici, essa ha acquisito una certa celebrità. La scoperta d'oro nella Surselva, al margine settentrionale della falda del Gottardo, è anch'essa di grande importanza e a suo tempo ha attirato l'attenzione d'imprenditori minerari nel settore di Val Plattas - Fuorcla da Stavelatsch. La raccolta d'oro più grande in Svizzera (1,4 kg) è stata realizzata recentemente nella Val Sumvitg.

RESUMAZIUN

La mesadad dal fegl da l'atlas geologic Greina è occupà da la part orientala da la stresa dal Gottard che consista da crappa cristallina polimetamorfica (per gronda part gnaiss, schist ed amfibolite) da vegliadetgna prevariszica e variszica, sco era da crappa magmatica (en particular il granit da Medel, il granodiorit da Cristallina ed il diorit d'Uffien) da vegliadetgna postvariszica. Restanzas da la cuvrida autoctona da sediments mesozoics èn sa conservadas be sco relicts: al nord en la zona da Garvera (sediments e vulcanits dal paleozoic tardiv fin il giura) al sid en la zona Greina-Lumbrein (finas rasadas da sediments principalmain dal trias). Las rasadas da la squama da Carpet interpretesch'ins medemamain sco part da la cuvrida autoctona.

Sur la stresa dal Gottard sa chattan ils sediments alloctons e metamorfics da la zona da Scopì situads sutsur e las squamas da Peiden. Il massiv marcant e stgir dal Piz Terri consista da metasediments che appartegnan a la zona Piz Terri-Lunschania. L'architectura da questa zona vegn caracterisada da faudas grondas isoclinalas (sco p.ex. l'antiforma da Lunschania e la sinforma d'Alpettas). En la part sidorientala dal fegl Greina sa chatta la part frontala da la stresa da l'Adula che consista principalmain da gnaiss e plat da mica dal paleozoic. Ils schists chaltshinus da mica da la stresa da Grava furman l'unitad tectonica la pli auta sin il fegl Greina. L'existenza da relicts d'ina metamorfosa tempriva d'auta pressiu/bassa temperatura (HP/LT) ed ina surtratga termica posteriura da facies amfibolitica (tip Barrow) schlargian enormamain las enconuschientschas areguard la reconstrucziun da l'evoluziun da l'ur al nordost dal dom Lepontic davent da la subducziun enfin a la collisiun finala.

Degn da vegnir menziunà è il Plaun la Greina che ha dà il num al fegl da l'atlas geologic e ch'è ina da las davosas planiras autas natiralas d'impurtanza naziunala en Svizra. Il Plaun la Greina è daventà renumà causa la resistenza publica cunter plirs projects idroelectrics. Da gronda impurtanza èn er ils chats d'aur en Surselva a l'ur nord da la stresa dal Gottard. La regiun Val Plattas – Fuorcla da Stavelatsch è pervia da quai en il focus d'interpresas da minieras. Il chat d'aur en la Val Sumvitg dad 1,4 kg è il pli grond en Svizra fin qua.

RÉSUMÉ

La moitié de la région couverte par la feuille Greina comprend la partie orientale de la nappe du Gothard, composée d'un socle cristallin polymétamorphique antévarisque à varisque (principalement gneiss, schistes et amphibolites) et les intrusions postvarisques que sont le Granite de Medel, la Granodiorite de Cristallina et la Diorite d'Uffiern. La couverture sédimentaire autochtone postvarisque de la nappe du Gothard n'est conservée que sous forme de reliques, représentées au nord par les roches d'âge paléozoïque tardif à jurassique de la zone de Garvera et au sud par une mince bande de roches principalement triasiques, nommée Trias de Greina-Lumbrein. La série de roches formant l'écaille de Carpet est également interprétée comme une partie de cette couverture sédimentaire.

La nappe du Gothard est surmontée par la zone du Scopi, métasédiments allochtones du Jurassique précoce à moyen en position renversée, puis par la zone des écailles de Peiden. L'impressionnant massif sombre du Piz Terri est taillé dans les métasédiments de la zone du Piz Terri-Lunschania, dont l'architecture générale est caractérisée par de grands plis isoclinaux (antiforme de Lunschania et synforme d'Alpettas). Le coin sud-est de la carte est occupé par la partie frontale de la nappe de l'Adula, consistant principalement en gneiss et micaschistes paléozoïques. Les calcschistes monotones de la nappe de Grava forment l'unité tectonique la plus élevée du secteur couvert par la feuille Greina. La reconnaissance d'une première phase métamorphique de haute pression et basse température (HP/LT), conservée sous forme de reliques, suivie d'une phase barrowienne en faciès amphibolite, permet de reconstituer l'évolution géodynamique au bord nord-est du Lépentin, depuis la subduction jusqu'à la collision finale.

La haute plaine de la Greina - qui donne son nom à la carte - est l'une des dernières en Suisse à avoir conservé son caractère naturel, d'où son importance nationale. Grâce à l'opposition de la population contre plusieurs projets hydro-électriques, elle a acquis une certaine célébrité. La découverte d'or dans la Surselva, en bordure septentrionale de la nappe du Gothard, revêt également une grande importance et a attiré en son temps l'attention des entrepreneurs miniers dans le secteur Val Plattas - Fuorcla da Stavelatsch. La plus grande récolte d'or en Suisse (1,4 kg) a été réalisée récemment dans le Val Sumvitg.

SUMMARY

Half of the area covered by the Greina map sheet is made up of the eastern part of the Gotthard Nappe which consists of pre-Variscan to Variscan polymetamorphic crystalline basement (predominantly gneisses, schists and amphibolites) and of post-Variscan intrusives. The latter include the Medel Granite, the Cristallina Granodiorite and the Uffiern Diorite. Remnants of the autochthonous sedimentary cover of the Gotthard Nappe are only preserved as relics and in the north consist of Late Paleozoic to Jurassic sedimentary sequences of the Garvera Zone and in the south of solely thin mainly Triassic sediments of the so-called Greina-Lumbrein-Trias. The lithological units of the Carpet Thrust Slice is also regarded as part of the autochthonous sedimentary cover.

The Gotthard Nappe is overlain by allochthonous Late to Middle Jurassic metasediments of the inverted Scopli Zone and the overlying thrust slices of the Peiden Zone. The prominent, conspicuously dark coloured Piz Terri massif is built up of metasediments of the Piz Terri-Lunschania Zone whose general overall architecture is affected by large-scale isoclinal folds (Lunschania antiform and Alpettas synform). The southeastern corner of the map area constitutes the northern, frontal part of the Adula Nappe consisting of Palaeozoic gneisses and micaschists. The rather monotonous calcareous micaschists of the Grava Nappe represent the highest tectonic unit in the area of the map sheet Greina. Important findings regarding the geodynamic evolution at the northeastern rim of the Lepontine dome, from the onset of subduction to final collision, can be derived from the overlying relict of an early HP/LT metamorphism and a late amphibolite facies thermal overprint (Barrow type).

Worth mentioning is the Plaun la Greina, after which the map sheet is named. It is of national importance and represents one of the last unspoilt Swiss plateaus and which attained a certain level of popularity due to the public resistance to several planned hydroelectric projects. Of additional importance are the gold discoveries in the Surselva on the northern edge of the Gotthard Nappe. The Val Plattas - Fuorcla da Stavelatsch region has therefore drawn the attention of the mining companies. The recent 1,4 kg gold discovery in the Val Sumvitg is so far the largest single find in Switzerland.

EINFÜHRUNG

Geographische Übersicht

Das Gebiet des Blattes 1233 Greina des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25000 erstreckt sich über den WSW-ENE verlaufenden Hauptkamm der Gott-hard-Bergkette, mit zahlreichen Erhebungen von über 3000 m ü. M., die entsprechend vergletschert sind (höchster Gipfel Piz Medel mit 3210 m ü. M.). Ausser auf der Nordseite des Hauptkammes sind praktisch alle weiteren Gletscher in den letzten 10 bis 20 Jahren zu Resteismassen zusammengeschrumpft. Die Bergkette trennt das Vorderrheintal von den nördlichen Tessiner Tälern und bildet gleichzeitig eine bedeutende Wasserscheide. Während die Gewässer nördlich und östlich der Linie Pass Cassatscha - Pass Cristallina - Pass Uffiern - Piz Medel - Passo della Greina - Crap la Crusch - Piz Terri - Torrone di Garzora über den Rhein in die Nordsee entwässern, fliesst das Wasser der südlich angrenzenden Einzugsgebiete ins Mittelmeer. Der tiefste Punkt des vorliegenden Gebiets liegt im Bachbett des Brenno westlich von Basèlga auf knapp 1220 m ü. M.

Auf der Nordseite der Bergkette bilden das Val Medel mit den Seitentälern Val Cristallina und Val Plattas sowie das Val Somvitg, in welches die parallel zum Alpenhauptkamm verlaufenden Täler Val Lavaz und Plaun la Greina einmünden, tiefe Einschnitte. Die markentesten Täler auf der Südseite der Bergkette sind das in der Verlängerung des Valle di Blenio liegende Val Camadra und das Val Luzzone. Im Zentralbereich des Kartengebiets erstreckt sich die Plaun la Greina, eine der letzten naturbelassenen Hochebenen der Alpen, welche in den vergangenen Jahrzehnten Schauplatz der Auseinandersetzungen gegen ein geplantes Stauseeprojekt war.

Das Gebiet des vorliegenden Kartenblattes ist nur in kleineren Dörfern entlang der Lukmanierpassstrasse im Val Medel (Curaglia, Mutschnengia, Platta, Pardé und Fuorns), im unteren Val Camadra (Basèlga, Cozzera und Daïgra) und im hintersten Val Lumnezia (Puzzatsch) besiedelt. Die entlang der Bergkämme verlaufende Grenze zwischen den Kantonen Graubünden und Tessin bildet die Sprachgrenze zwischen dem Rätoromanischen im Norden und dem Italienischen im Süden. Lediglich die ursprünglich von den Valsern bestossene Lampertsch Alp im Länta in der Südostecke des Kartengebiets gehört dem deutschsprachigen Raum an.

Geologische Übersicht

Das Gebiet des Atlasblattes Greina umfasst den südöstlichen Teil der Gotthard-Decke (Gotthard-Massiv auct.)¹ und den ihr autochthon auflagernden postvariszischen Sedimenten der Garvera-Zone und der Carpet-Schuppe, die allochthonen Metasedimente der Scopi-Zone, der Peidener Schuppenzone, der Zone Piz Terri-Lunschania und der Grava-Decke sowie den nördlichen, frontalen Teil der Adula-Decke (vgl. Nebenkarte «Tektonische Übersicht 1:200 000»). Für einen generellen geologischen Überblick des vorliegenden Kartenausschnittes wird auf die Arbeiten von MERCOLLI et al. (1994), BERGER et al. (2005), NAGEL (2008), WIEDERKEHR (2009) und GALSTER et al. (2012) verwiesen.

Der südöstliche Teil der *Gotthard-Decke* (*Gotthard-Massiv auct.*) wird im vorliegenden Gebiet hauptsächlich durch prävariszische Gneise, Schiefer und Migmatite aufgebaut, welche zusammen mit den nur lokal auftretenden Metabasika, Metaultrasbasika und Kalksilikatfelseinschlüssen die ältesten Gesteine darstellen und einen gut rekonstruierbaren orogenen Zyklus ordovizischen (kaledonischen) Alters dokumentieren. Am Südrand der Gotthard-Decke dominieren prävariszische Orthogneise des «Streifengneis»-Komplexes (frühsilurische Metagranite) und Migmatite. Züge von variszischen Paragneisen und Schiefen charakterisieren sowohl den Nord- als auch den Südrand des Kristallins und die sogenannte Laiets-Zone im oberen Val Cristallina. Mehrere postvariszische Intrusivkörper durchschlagen im Kartengebiet das Kristallin und bilden stockförmige Massen im Zentralbereich der Gotthard-Decke (Medel-Granit, Cristallina-Granodiorit und Uf-fiern-Diorit).

Die Gotthard-Decke wird von autochthonen Sedimenten überlagert. Dabei handelt es sich einerseits am Südrand um meist sehr geringmächtige Sedimentabfolgen der Trias (Greina-Lumbrein-Trias sowie deren westliche Fortsetzung) und wenige, nur sehr lokal vorkommende frühjurassische Relikte sowie andererseits am Nordrand um die postvariszischen Metasedimente und Vulkanite jungpaläozoischen bis mesozoischen Alters der *Garvera-Zone*. Die jungpaläozoischen metavulkanoklastischen Ablagerungen der im vorliegenden Kartengebiet neu ausgeschiedenen *Carpet-Schuppe* werden mit den ältesten Ablagerungen der Garvera-Zone und der Ilanz-Zone («Ilanzer Verrucano») korreliert und repräsentieren somit ebenfalls Relikte der autochthonen Sedimentbedeckung der Gotthard-Decke.

Die der Gotthard-Decke aufliegenden allochthonen triassisch-mitteljurassischen Metasedimente der *Scopi-Zone* und der darüber liegenden *Peidener Schuppenzone* wurden wahrscheinlich in einer relativ zur Gotthard-Decke südlicheren,

¹ Nach dem heutigen Wissensstand repräsentiert das Gotthard-Massiv die frontale, steilgestellte und rückgefaltete Stirn einer Kristallindecke und wird konsequenterweise auf dem vorliegenden Atlasblatt und den dazugehörigen Erläuterungen neu als Gotthard-Decke bezeichnet (s. Ausführungen auf S. 17).

beckeninternerer Position abgelagert. Die Ausdrücke «gotthardmassivische Sedimentbedeckung» und «gotthardmassivisches Mesozoikum» sollten daher vermieden werden, da diese auf die eindeutig widerlegte Interpretation der Scopi-Zone als normalerweise Sedimentbedeckung der Gotthard-Decke zurückgehen.

Die Metasedimente der *Zone Piz Terri-Lunschania* sind faziell sehr ähnlich mit denjenigen der Scopi-Zone; ihr ehemaliger Ablagerungsraum befand sich jedoch weiter südlich in einer interneren Position, was durch sedimentologisch-stratigraphische und tektonische Untersuchungen belegt wurde. Die Zone Piz Terri-Lunschania umfasst die autochthone sedimentäre Bedeckung des südlich des Lago di Luzzzone anstehenden «Verrucano-artigen» Gneises, welcher nach der Auffassung von PROBST (1980) die nördliche Fortsetzung des Soja-Verrucanos darstellt. Jüngste stratigraphische Untersuchungen von GALSTER et al. (2010) stellen eine generelle Verknüpfung mit der Soja-Decke jedoch in Frage und favorisieren eine «Einwurzelung» zumindest von Teilen der Zone Piz Terri-Lunschania in der Misox-Zone im Hangenden der Adula-Decke. Die für das Kartengebiet charakteristischen Grossfalten Lunschania-Antiform, Alpettas-Synform und Darlun-Antiform werden von den Metasedimenten der Zone Piz Terri-Lunschania aufgebaut.

In der Südostecke des Kartengebiets ist der nördliche, frontale Teil der *Adula-Decke* aufgeschlossen, welcher hauptsächlich aus paläozoischen Orthogneisen und untergeordnet aus Paragneisen, Glimmerschiefern und einzelnen Amphibolit-*zügen* besteht. Die Gesteine der Adula-Decke wurden während der alpinen Gebirgsbildung stark verschiefert und unter blauschiefer- bis eklogitfaziellen Metamorphosebedingungen überprägt. Der Kontakt zu den nördlich angrenzenden Metasedimenten der Zone Piz Terri-Lunschania ist intensiv verschuppt.

Die tektonisch höchste Einheit im Kartengebiet ist die Grava-Decke. Sie besteht aus einer Südwest-Nordost streichenden, eher monotonen Serie von vorwiegend kretazischen Kalkglimmerschiefern, die im ehemaligen Wallis-Trog (nordpenninisches Becken nach STEINMANN 1994) abgelagert wurden. Im Zuge der alpinen Gebirgsbildung wurden die aus der Misox-Zone über der Adula-Decke stammenden unterpenninischen Metasedimente um die frontale Adula-Decke herumgefaltet, so dass sie heutzutage im Val Luzzzone im Stirnbereich und im Raum Olivone weiter südlich unterhalb derselben zu liegen kommen.

Die geologische Geschichte der im Gebiet von Blatt Greina anstehenden Gesteine ist von mindestens drei Gebirgsbildungen geprägt. Das Kristallin der Gotthard-Decke umfasst einen vollständig rekonstruierbaren ordovizischen (kaledonischen), gefolgt von einem nur lückenhaft geklärten karbonen (variszischen) Gebirgsbildungszyklus mit anschliessendem postvariszischen Magmatismus. Die alpine Gebirgsbildung ist vor allem in den monometamorphen mesozoischen Sedimenten und in der alpin äusserst stark überprägten Adula-Decke dokumentiert. Relikte der eoazänen, mit der Subduktion assoziierten, druckbetonten Metamorphose sind in der Grava-Decke, der Adula-Decke, der Zone Piz Terri-Lunschania und in der Peidener Schuppenzone überliefert. Die anschliessende oligozäne bis

miozäne Barrow-Metamorphose, deren Intensität in südliche und südwestliche Richtungen von grünschiefer- bis amphibolitfazialen Bedingungen zunimmt, erfasste sämtliche Einheiten des Kartengebiets.

Historischer Überblick

Die regionalgeologische Erforschungsgeschichte des Gebiets von Atlasblatt Greina ist aufgrund seiner Lage am Nordostrand des Lepontischen Doms und seiner Komplexität des geologisch-tektonischen Aufbaus, welcher seit dem 18. Jh. von zahlreichen bedeutenden Gelehrten wissenschaftlich bearbeitet wird, sehr umfangreich und vielfältig. Nachfolgend werden lediglich die wichtigsten, das vorliegende Kartengebiet betreffende Arbeiten aufgeführt. Für eine ausführliche Darstellung, v.a. der älteren Arbeiten wird auf die Zusammenfassungen von JENNY et al. (1923), WINTERHALTER (1930), BAUMER (1964), EGLI (1966) und ETTER (1987) verwiesen. Die nachfolgende Darstellung der Erforschungsgeschichte erfolgt nicht streng chronologisch, sondern thematisch gegliedert anhand der von Norden nach Süden auftretenden grosstektonischen Einheiten.

Die wahrscheinlich frühesten geologischen Beobachtungen im Gebiet von Blatt Greina stammen von Placidius a Spescha, einem Pater aus Disentis und Trun, welcher Ende des 18. Jh. als erster die Gipfel des Piz Terri und des Rheinwaldhorns (Blatt Olivone) bestieg. Leider ist heute nur sehr wenig über seine Forschungen bekannt, da seine Sammlungen und Notizen zum grössten Teil zerstört wurden (THEOBALD 1860, S. 273). Zahlreiche Beobachtungen über die Gotthard-Decke finden sich in den Tagebüchern von A. Escher von der Linth, unter anderem Profilskizzen vom Passo della Greina² und der Alp Sutgatscher im hintersten Val Sumvitg aus dem Jahre 1844 (WINTERHALTER 1930, S. 42).

Das Studium der Gotthard-Decke ging in den Anfangszeiten vom Hauptalpenübergang, dem Gotthard-Pass, aus und wurde sukzessive auf beiden Seiten von diesem ausgedehnt. Grundzüge über die geologischen Verhältnisse wurden in der «Geologie der Schweiz» von STUDER (1851) erläutert. Dabei erwähnt er die Belemniten- und Crinoidenfunde von J. de Charpentier, C. Lardy und J.C. Escher von der Linth und folgert daraus als erster das jurassische Alter der Gesteine der Scopi-Zone und der südlich angrenzenden Peidener Schuppenzone, welches durch weitere Fossilfunde (Lago Retico, Val Camadra, Passo della Greina, Crap la Crusch und Val Canal; ALB. HEIM 1891) sowie am Piz Mundaun ausserhalb des vorliegenden Kartengebiets (ROTHPLETZ 1895) bestätigt wurde. Die ersten überlieferten Belemniten- und Gryphäenfunde in der Umgebung der ehemaligen Alp-

² Auf der aktuellen topographischen Karte (Stand 2009) mit den italienischen und rätoromanischen Namen «Passo della Greina/Pass Crap» angegeben.

hütte Blengias Miez und im Val Stgira legen auch für die Metasedimente der Zone Piz Terri - Lunschania ein jurassisches Alter nahe (ALB. HEIM 1891).

In der Folge wurde das Gebiet des Blattes Greina von der Gotthard-Decke ausgehend geologisch bearbeitet. Die frühesten überlieferten Beschreibungen, insbesondere über die Mineralvorkommen innerhalb der Gotthard-Decke, gehen auf VON RATH (1862) zurück. Die ersten wissenschaftlich fundierten Arbeiten erfolgten durch VON FRITSCH (1873), welcher das westlich an das Atlasblatt Greina angrenzende Gebiet zwischen Furka und Val Medel erstmalig detailliert beschrieb und kartierte. Ende des 19. Jh. wurde das Gebiet des Blattes Greina erstmalig flächendeckend geologisch aufgenommen und in der Geologischen Karte der Schweiz im Massstab 1:100 000 dargestellt (ALB. HEIM et al. 1885). Erwähnenswert sind die Arbeiten von GRUBENMANN (1890, 1892) über die granitischen Gesteine im Zentralbereich der Gotthard-Decke, insbesondere die ersten Beobachtungen am Medel-Granit und am Crystallina-Granodiorit. Die umfassendste Darstellung des geologischen Aufbaus im Gebiet des Atlasblattes Greina inklusive einer ersten stratigraphischen Beschreibung der Sedimentzone zwischen dem Kristallin der Gotthard- und demjenigen der Adula-Decke wurde von ALB. HEIM (1891) erarbeitet und in ihren Grundzügen bereits korrekt interpretiert. Er beschrieb als erster bereits eine Art Deckenbildung im Kristallin der Gotthard-Decke (Val Lavaz - Val Sumvitg). Der nördliche Grenzbereich der Gotthard-Decke wurde durch NIGGLI (1912) und NIGGLI & STAUB (1914) bearbeitet. Sie erkannten, dass die Garvera-Zone die autochthone Sedimentbedeckung der nördlichen Gotthard-Decke darstellt und korrelierten diese mit Teilen der helvetischen Decken.

Die erste detaillierte Arbeit über die Petrographie der östlichen Gotthard-Decke erfolgte durch WINTERHALTER (1930). Seine geologische Kartenskizze umfasst praktisch das gesamte Kristallin des Kartengebiets und diente als Grundlage für nachfolgende Detailarbeiten (SCHÖNBÄCHLER-SEILER 1972, MERZ 1989a, PETTKE 1991, HÄUSLER 1993). Angrenzend an das Arbeitsgebiet von R.U. Winterhalter entstanden auf der Westseite die Arbeiten von HUBER (1943) und NIGGLI (1944) und auf der Ostseite die Arbeit von FEHR (1956), die nur in ihrem Randbereich das Gebiet von Atlasblatt Greina betreffen. Geochemische Untersuchungen an Gesteinen des Gebiets wurden in NIGGLI et al. (1930) und DE QUERVAIN & FRIEDLAENDER (1942) zusammengefasst und weitere Grundlagen in den Arbeiten von SCHÖNBÄCHLER-SEILER (1972) und MERZ (1989a) erarbeitet.

Seit den 1960er Jahren erlauben radiometrische Methoden die Bestimmung von absoluten Altern, wobei nur wenige Gesteine des Kartengebiets untersucht wurden (GRÜNENFELDER 1962, GRÜNENFELDER et al. 1964, JÄGER et al. 1967, ARNOLD 1972, MICHALSKI & SOOM 1990). Weitere Studien erfolgten hinsichtlich der Metamorphose (NIGGLI & NIGGLI 1965, FREY et al. 1974, BAMBAUER & BERNOTAT 1982, BERNOTAT & BAMBAUER 1982, MERZ et al. 1989a), der Deformationsstrukturen (KVALE 1957, 1966, STECK 1968, THAKUR 1973, MILNES 1974, 1976, MERZ & PERSOZ 1992, PETTKE & KLAPER 1992) und der neotektonischen Prozes-

se (PAVONI 1979, ECKARDT et al. 1983, PERSAUD & PFIFFNER 2004, USTASZEWSKI et al. 2008). Letztere sind ausführlich im südlichen Aar-Massiv und teilweise auch im Gebiet von Atlasblatt Oberalppass (NIGGLI et al. 2008) untersucht worden und sind auch im vorliegenden Kartengebiet verbreitet (gut ausgebildet im Val Uffiern).

Im Süden und Südosten wird die Gotthard-Decke von mächtigen allochthonen ultrahelvetischen Sedimentabfolgen überlagert, die ihrerseits von unterpenninischen Sedimentserien («Bündnerschiefer») überschoben wurden. Ein erstes detailliertes lithologisches Profil durch die Scopi-Zone und die Peidener Schuppenzone erarbeitete NABHOLZ (1948) im Querschnitt des Glenners zwischen Ilanz und Peidenbad und verglich dieses mit den jurassischen Sedimenten der Glarner Alpen und der Urseren- und Garvera-Zone. Beschreibung, Schichtfolge und tektonischer Aufbau der Metasedimente im Gebiet des Atlasblattes Greina wurden von zahlreichen Autoren im Detail bearbeitet (FEHR 1956, JUNG 1963, BAUMER 1964, FREY 1967, ETTER 1987, UHR o.J.) und bildeten die Grundlage für die auf dem vorliegenden Kartenblatt dargestellte Gliederung der Scopi-Zone in Stgir-, Inferno- und Coroi-Formation (BAUMER et al. 1961). Zu erwähnen ist, dass die Lagerung der Scopi-Zone lange Zeit umstritten war. Während NABHOLZ (1948) und NABHOLZ & VOLL (1963) eine normale, der Gotthard-Decke autochthon aufliegende Abfolge postulierten, favorisierten BAUMER et al. (1961), basierend auf lithologischen Vergleichen mit dem Lias der Glarner Alpen sowie den spärlichen Fossilfunden, eine inverse Lagerung. Detaillierte stratigraphische und strukturgeologische Untersuchungen durch ETTER (1987) bestätigten die bis heute gültige Interpretation einer Verkehrtserie.

Die Arbeiten von VOLL (1976), KUPFERSCHMID (1977), PROBST (1980) und STEINMANN (1994) lieferten weitere wichtige lithostratigraphische und strukturelle Grundlagen für die tektonische Gliederung der Zone Piz Terri-Lunshania und der Grava-Decke. Hervorzuheben sind insbesondere die geochemischen Analysen des Gehaltes an organischem Kohlenstoff, aufgrund derer ein kretazisches Alter für die Kalkglimmerschiefer der Grava-Decke angenommen wird (STEINMANN 1994).

Die Erforschungsgeschichte der lediglich in der Südostecke des Kartengebiets anstehenden Stirnregion der Adula-Decke wird wegen des geringen Flächenanteils nur kurz umrissen. Für eine umfassende Darstellung wird auf die Arbeiten von JENNY et al. (1923), EGLI (1966) und LÖW (1981) verwiesen. Bereits HEYDWEILLER (1918) und ROOTHAAN (1918, 1919) erkannten den markanten internen Bau der Adula-Decke, welcher durch Überschiebungen und Stapelungen mehrerer sogenannter «Teildecken» bzw. «Lappen» charakterisiert ist. Ein Meilenstein in der Erkundung der Adula-Decke stellt die geologische Kartierung von FRISCHKNECHT et al. (1923) dar, deren umfassenden und detaillierten Beobachtungen in JENNY et al. (1923) beschrieben sind und als Grundlage für alle nachfolgenden Arbeiten dienen. Zusätzliche wichtige regionalgeologische Grundlagen der nördlichen Adula-Decke wurden insbesondere von MÜLLER (1958), VAN DER PLAS

(1959), EGLI (1966), KLEIN (1976), HEINRICH (1983) und LÖW (1987) erarbeitet, wobei vor allem EGLI (1966) hervorzuheben ist, da er den auf dem vorliegenden Kartengebiet anstehenden Stirnbereich der Adula-Decke sehr detailliert kartiert und beschrieben hat.

In jüngster Zeit erschienen mehrere für des Gebiet des Kartenblattes Greina bedeutende Arbeiten. Neue Altersbestimmungen an Allanit und Monazit in den mesozoischen Metasedimenten bei Curaglia und am Lukmanierpass datierten das Einsetzen der grünschieferfaziellen Überprägung auf 32–29 Ma und den amphibolitfaziellen Metamorphosehöhepunkt der sogenannten «Lepontischen Metamorphose» im nordöstlichen Lepontin auf 19–18 Ma (JANOTS et al. 2009). Das überraschend junge Alter der amphibolitfaziellen Überprägung am Nordrand des Lepontischen Wärmedoms wurde durch Ar-Ar-Altersbestimmungen an Glimmern bestätigt (ALLAZ et al. 2011, WIEDERKEHR et al. 2009). Basierend auf petrologischen, struktureologischen und geochemischen Untersuchungen erarbeitete WIEDERKEHR (2009) ein neues, detaillierteres Modell der tektonometamorphen Entwicklung der Metasedimente zwischen der Gotthard- und der Adula-Decke. Aufgrund neuer stratigraphischer Untersuchungen der Zone Piz Terri-Lunschiana präsentierten GALSTER et al. (2010, 2012) eine Neuinterpretation der Tektonik und der paläogeographischen Rekonstruktion des nordöstlichen Lepontins. Petrologische und struktureologische Arbeiten von ZULBATI (2008, 2010) sowie eine auf neuen Zirkon-Datierungen basierende lithostratigraphische Gliederung von CAVARGNA-SANI (2013) lieferten weitere wichtige Erkenntnisse zum Verständnis der geologischen Entwicklung der nördlichen Adula-Decke.

STRATIGRAPHIE UND PETROGRAPHIE

HELVETIKUM

GOTTHARD-DECKE (GOTTHARD-MASSIV AUCT.)

Seit bald hundert Jahren wird darüber diskutiert, ob der Kristallinkörper des Gotthards als autochthones Massiv oder als aufgeschobene Decke interpretiert werden soll. Bereits Alb. Heim äusserte seine Zweifel, ob das Gotthard-Massiv den autochthonen Zentralmassiven zuzurechnen sei oder dem fächerig vorgeschobenen, allochthonen Gewölbeteil einer Kristallindecke entspricht (ALB. HEIM 1921, Bd. 2, S. 215). Basierend auf strukturellen Überlegungen kam MILNES (1974) als erster zur Auffassung, dass das Gotthard-Massiv die frontale, steilgestellte und rückgefaltete Stirn einer Kristallindecke repräsentiert. Diese Interpretation wurde durch die Resultate des Nationalen Forschungsprojektes (NFP) 20, aus welchen klar ersichtlich ist, dass das Gotthard-Massiv sowohl auf das Tavetscher Zwischenmassiv als auch auf das Aar-Massiv überschoben wurde, bestätigt (PFIFFNER et al. 1990, SCHMID et al. 1996). Trotz Kenntnis dieser Fakten scheuen bis heute die meisten Geologen den Begriff *Gotthard-Decke* und verwenden mit Vorliebe die Unsicherheit signalisierende Schreibweise *Gotthard-«Massiv»*, um den Deckencharakter zum Ausdruck zu bringen. Basierend auf der heutigen Faktenlage wird in den vorliegenden Erläuterungen und der dazugehörigen Karte neu der Begriff *Gotthard-Decke* verwendet (s. auch BERGER et al. 2005). Beim Tavetscher Zwischenmassiv und beim Aar-Massiv, deren Deckencharakter weniger ausgeprägt ist, wird die ursprüngliche Schreibweise beibehalten.

Das Kristallin der östlichen Gotthard-Decke und dessen autochthone Sedimentbedeckung stellen die dominierende tektonische Einheit im Kartengebiet dar und lassen sich wie folgt unterteilen:

- Postvariszische Sedimentbedeckung am Nordrand der Gotthard-Decke (Garvera-Zone)
- Eingeschuppte postvariszische Sedimente und Vulkanite (Carpet-Schuppe)
- Autochthone mesozoische Sedimente am Südrand der Gotthard-Decke (Greina-Lumbrein-Trias und Retico-Schuppen)
- Kristallines Grundgebirge

Das Gebiet von Atlasblatt Greina erstreckt sich von Nord nach Süd über den gesamten Querschnitt des Kristallins der östlichen Gotthard-Decke und ihrer sedimentären Bedeckung. Eine Intrusivmasse bestehend aus Medel-Granit und Crystallina-Granodiorit sowie kleineren Stöcken von dioritischer, granitischer und aplitischer Natur bildet den Zentralbereich der Decke. Nördlich davon liegen mehrheitlich Paragneise und Migmatitgneise («Mischgneise», «Injektionsgneise») vor, südlich davon dominieren Orthogneise («Streifengneise» s.l.). Mehrere Ost-West

verlaufende Gesteinszüge mit sedimentärem Charakter, teilweise mit amphibolitischen Einlagerungen, sind in den erwähnten Gneisen eingeschaltet. Eine Korrelation dieser Gesteinszüge mit den Zonen westlich der Intrusivmasse (im Gebiet von Atlasblatt Oberalppass, HUBER 1943) ist nicht evident. Ein Vergleich wurde bereits durch WINTERHALTER (1930) angestellt, wobei dieser nicht schlüssig erscheint. Weitere Vergleichsstudien liegen nicht vor.

Das Kristallin der Gotthard-Decke wird sowohl im Norden als auch im Süden von postvariszischen Gesteinen mit stratigraphischem Kontakt überlagert. Während diese Sedimentbedeckung am Nordrand der Gotthard-Decke mächtige spätpaläozoische-mesozoische Sedimente und Vulkanite der Garvera-Zone umfasst, ist am Südrand eine nur geringmächtige, vorwiegend aus triassischen Sedimenten bestehende, autochthone Bedeckung erhalten. Basierend auf lithologischen Vergleichen mit der Garvera-Zone werden die eingeschuppten spätpaläozoischen Gesteine der Carpet-Schuppe in den Flanken des Piz Cavel ebenfalls als Teil der Sedimentbedeckung der Gotthard-Decke interpretiert. Die autochthonen triassischen Sedimente (Greina-Lumbrein-Trias) am Südrand der Gotthard-Decke besitzen zwischen der Alp Ramosa im Nordosten bis zum Pian Geirètt im oberen Val Camadra eine Mächtigkeit von bis zu 200 m und umfassen mit der Mels-, Röti- und Quarten-Formation die gesamte triassische Abfolge. Die westliche Fortsetzung der autochthonen Greina-Lumbrein-Trias kann entlang der Retico-Störung vom nördlichen Val Camadra über den Lago Retico bis in die Umbiegung der Scopi-Mulde im Val Rondadura (Blatt Oberalppass) als dünner, tektonisch stark ausgewalzter Triaszug verfolgt werden. Entlang des Überschiebungskontaktes der darüberliegenden Scopi-Zone treten zusätzlich an wenigen Stellen eingeschuppte Späne frühjurassischer Sedimente auf (Retico-Schuppen; BAUMER 1964, FREY 1967, ETTER 1987), welche wahrscheinlich Relikte der ursprünglichen jurassischen Sedimentbedeckung der Gotthard-Decke repräsentieren. Die jüngeren Sedimente fehlen; sie wurden abgeschert und bilden heute einen Teil der helvetischen Decken. Die bis auf die Trias «entblösste» Gotthard-Decke wurde von verkehrtliegenden ultrahelvetischen Sedimente der Scopi-Zone überschoben («Substitution de la couverture»).

Generell taucht die Gotthard-Decke gegen Osten unter die verkehrtliegende Sedimentabfolge der Scopi-Zone ab. Von Süden steigt das kristalline Grundgebirge treppenstufenartig an, was im Kartengebiet durch die «Greina-Einmündung» nördlich der steil nach oben aufgeschuppten Kristallinlamelle bei der Cima di Sassina (Sassina-Span) deutlich zu erkennen ist (s. Taf. 1, Profil 3). Eine weitere Stufe befindet sich in der Gegend um den Lukmanierpass im Gebiet der westlich und südwestlich angrenzenden Blätter Oberalppass und Ambri-Piotta. Tendenziell werden die steilstehenden, teilweise nach Norden hin überkippten alpinen Strukturen von Westen nach Osten hin kontinuierlich flacher (FREY 1967).

Im Val Medel herrscht die von etlichen Autoren beschriebene Fächerstruktur der Gotthard-Decke noch vor, geht aber östlich des Val Plattas in eine flachliegen-



Fig. 1: Linsenförmiger Serpentinitaufschluss im Val la Puoja (Koord. 2703.730/1160.280).
Foto S. Vögeli.

de Deckenstruktur über, wie sie bereits ALB. HEIM (1891), NIGGLI & STAUB (1914) und später auch WEBER (1922, auf seiner tektonischen Übersicht des Wurzelgebiets der helvetischen Decken) angedeutet haben. Diese Deckenstruktur ist deutlich an den flachliegenden Planargefügen am Übergang Val Plattas - Val Lavaz und im Val Sumvitg zu erkennen. Im Gebiet Fuorcla da Lavaz - Fuorcla da Vallesa - Fuorcla da Stavelatsch werden die flachliegenden Gesteine (Bänderamphibolit, Para- und Orthogneis) als präalpine Überschiebungsstruktur variszischen Alters interpretiert (s. Nebenkarte «Tektonische Übersicht 1:200 000»), die in den vorliegenden Erläuterungen neu als «Santeri-Lappen» bezeichnet wird (s. S. 115).

Basische und ultrabasische Gesteine

S Serpentin

Grössere Serpentinorkommen sind im Gebiet von Atlasblatt Greina keine vorhanden. Die im Val la Puoja vorkommenden, max. 12 m langen Serpentinlinsen (Fig. 1, Schwerpunktkoord. 2709.500/1162.200) wurden bereits von WINTERHALTER (1930) beschrieben. Es handelt sich dabei um serpentinierte ultrabasi-



Fig. 2: Bruchstück des Bänderamphibolits vom Piz Santeri. Lai Encarden (Bildbreite ca. 0,5 m). Foto S. Vögeli.

sche Linsen. Zusätzlich erwähnt ALB. HEIM (1891, S.227) in seiner Beschreibung des südlich des Cristallina-Granodiorits verlaufenden Biotit-Plagioklasgneiszugs (G_{bp}) Piz Cristallina – Piz Valdraus – Piz Cugn das Vorhandensein von massigem Amphibolit in Begleitung von Partien, die er als serpentinisierten Gabbro interpretierte. Eine genauere Lokalisierung dieser Aufschlüsse war jedoch nicht möglich.

A Amphibolite i. Allg.

Massige Amphibolite treten meist linsenförmig und in unterschiedlicher Grösse (Meter bis mehrere Dekameter) sowohl in den variszischen wie auch in den prävariszischen Paragneisen auf. Die dunklen Amphibolite setzen sich mehrheitlich aus grün-brauner Hornblende und Plagioklas sowie aus Quarz, Zoisit, Biotit und Chlorit als weitere Bestandteile zusammen. Granat tritt nur untergeordnet auf. Diese massigen Amphibolite werden als basische Magmatite interpretiert.

In den variszischen Glimmergneisen und -schiefern der Laiets-Zone (s. Definition S.36) treten Amphibolite auch als ausgedehnte Lagen auf, wobei zwischen den Amphiboliten und dem Nebengestein meist fließende Übergänge vorliegen, mit Amphibolgneis und Amphibol führendem Biotit-Serizit-Gneis als Zwischenstufen. Granat führende Biotit-Serizit-Gneise und -Schiefer finden sich im selben

Gesteinsverband wie diese Amphibol führenden Gesteine. Bei diesen Amphiboliten kann ein sedimentärer Ursprung angenommen werden.

A_g *Granatamphibolit*

Granatamphibolit wurde in nur einem Aufschluss im Bachbett der Plaun Grond (Koord. 2710.220/1160.570) innerhalb der variszischen Paragneise der Laiets-Zone vorgefunden. Es handelt sich um einen sehr kleinräumigen Aufschluss von ca. 1 m² Grösse und ist somit von untergeordneter Bedeutung. Von WINTERHALTER (1930) werden weitere Vorkommen von Granatamphibolit beim Gletscher da Lavaz erwähnt. Möglicherweise handelt es sich um die am Kontakt zum grobaugigen «Streifengneis» («nördlicher Augengneis») vorkommenden Granat und Hornblende führenden Paragneise.

A_b *Bänderamphibolit*

Der Amphibolit des «Santeri-Lappens» (s. Definition S. 115) ist mehrheitlich als Bänderamphibolit mit unterschiedlich mächtigen leukokraten Bändern ausgebildet (Fig. 2). Aufgrund der lagigen Ausbildung und dem Fehlen von «Injektionserscheinungen» kann von einem sedimentären Ursprung dieses Bänderamphibolits ausgegangen werden. Darin eingelagert sind aber auch basische Magmatite möglich. Nördlich der Camona da Medel CAS ist der Bänderamphibolit meist subhorizontal gelagert, kann aber auch deutlich verfältelt in Erscheinung treten.

Im Vergleich zu den dunklen, massigen Amphibolitlinsen (A) setzt sich der Bänderamphibolit aus denselben Bestandteilen zusammen, wobei die hellen Komponenten jedoch bis zu 50% der Gesteinsmasse ausmachen können. Aufgrund von Beobachtungen im Schutt des Gebiets Lai Encarden – Alp Lavaz können die Bänderamphibolite lokal Granat führen. Im Zuge der Feldarbeiten konnte jedoch kein anstehendes Vorkommen von Granat führendem Bänderamphibolit, wie in WINTERHALTER (1930) beschrieben, gefunden werden.

Der Bänderamphibolit des «Santeri-Lappens» kann mit dem Amphibolitzug südlich der Granitintrusionen korreliert werden. Dieser ist im Bereich des Gletscher da Valdraus ebenfalls als Bänderamphibolit ausgebildet. Diese Interpretation wurde bereits in der tektonischen Übersichtskarte von WEBER (1922) angedeutet.

Prävariszische Paragneise

Die prävariszischen Paragneise können in unterschiedliche Einheiten gegliedert werden (**G_p** und **G_{bp}**). Hauptmerkmale zur Unterscheidung sind in erster Linie das optische Erscheinungsbild, aber auch die Mineralzusammensetzung. Im Gebiet von Atlasblatt Greina sind folgende prävariszische Paragneiszüge ausgeschieden:

- *Paragneiszug Crap Stagias – Fuorcla da Vallesa – Piz Rentiert*: Dieser Zug besteht vorwiegend aus (Muskovit-)Biotit-Plagioklasgneisen (**G_p**), die von Wes-

ten nach Osten zunehmend rötlicher anwittern und so von den übrigen Paragneisen recht gut unterschieden werden können. Eine Korrelation zu einem Gesteinszug östlich des Val Sumvitg war nicht möglich. Augenfällig für diesen Paragneiszug ist das gehäufte Auftreten von Pegmatiten.

- Zwischen Val Medel und Fuorcla da Vallesa wird die oben erwähnte Einheit durch einen markanten *Phyllitzug* begleitet, der beiderseits des Crap Stagias und im Talboden des Val Plattas mehrere Dekameter mächtig ist und westlich wie auch östlich davon in mehrere Phyllitzüge aufsplittert und diffus verschwindet (Fig. 3).
- *Paragneiszug Val Lavaz – Val Sumvitg*: Die Paragneise (G_{bp}) unmittelbar nördlich der Granitintrusion sind etwas heller als die ersteren. Auch diese Gneise weisen lokal eine ungewöhnliche Anreicherung von Pegmatiten auf.
- *Paragneiszug Piz Cristallina – Piz Valdraus – Piz Cugn*: Dieser bereits von WINTERHALTER (1930) beschriebene Paragneiszug (G_{bp}) erstreckt sich entlang der Granitintrusion und vereint sich im Val Sumvitg mit dem vorgängig erläuterten Paragneiszug Val Lavaz – Val Sumvitg.

Grundsätzlich werden im Kartengebiet die zwei letzteren Einheiten zusammengefasst (G_{bp}), da eine eindeutige Abgrenzung an der östlichen Talflanke des Val Sumvitg nicht möglich ist. Dennoch ist zu erwähnen, dass einerseits im südlicheren Paragneiszug Piz Cristallina – Piz Valdraus – Piz Cugn verbreitet Amphibolit und Hornblende führende Gneise vorkommen, während solche im nördlich der Granitintrusion liegenden Paragneiszug Val Lavaz – Val Sumvitg nur als kleinräumige Linsen vorgefunden wurden. Andererseits sind Pegmatite im nördlicheren Paragneiszug weit verbreitet, wohingegen diese in den südlicheren Paragneisen weniger bis kaum in Erscheinung treten. Aufgrund fehlender mikroskopischer Untersuchungen erfolgte die auf der Karte dargestellte Unterteilung der prävariszischen Paragneise (G_p und G_{bp}) in erster Linie basierend auf dem makroskopischen Erscheinungsbild und weniger unter Berücksichtigung des Plagioklas-Chemismus, wie dies in den Erläuterungen zum westlich angrenzenden Atlasblatt Oberalppass beschrieben ist (vgl. NIGGLI et al. 2008).

G_{bp} **Helle und dunkle Biotit-(Granat-)Plagioklasgneise**

Von den weiter unten erläuterten Gneisen (G_p) unterscheiden sich diese nicht wesentlich, am ehesten durch das Fehlen bzw. geringere Auftreten von grobblättrigem Muskovit und die helleren Anwitterungsfarben. Südlich der Granitintrusion können diese aber auch stellenweise rötlich bis rostig anwittern. Untersuchungen an zwei Dünnschliffen deuten an, dass der Plagioklas, analog den Befunden im Gebiet von Blatt Oberalppass einen basischeren Chemismus (Andesin-Labrador) aufweist. Eine Probe von der Alp Cugn enthielt reichlich Granat.

K *Kalksilikatfels*

Kalksilikatfels wurde an nur zwei Stellen vorgefunden: östlich des Gletscher da Lavaz (Koord. 2715.000/1164.920) und westlich des Piz Gaglianera (Koord. 2716.075/1165.190). Beide Vorkommen sind mit grösseren, von grobtaugigem «Streifengneis» umgebenen Paragneislinsen (G_{bp}) assoziiert. Neben Marmorlinsen und -schlieren treten rötliche bis grünliche Granat und/oder Epidot führende Felse auf. Im Dünnschliff erwiesen sich die Marmorlinsen als ein feinkörniges Gemenge von Kalzit, Quarz, Hellglimmer und Epidot-Zoisit, lokal tritt auch Turmalin auf.

Hornblende führender Biotit-(Granat-)Plagioklasgneis

Im weitesten Sinne handelt es sich um dasselbe Gestein (G_{bp}) wie vorgängig erläutert, jedoch mit einem unterschiedlichen Gehalt an Hornblende und teilweise grössere Anreicherung von Biotit. An verschiedenen Stellen wittert dieses Gestein ausgeprägt rostig an, was vermutlich auf einen höheren Biotit- und Erzgehalt zurückzuführen ist. Beim Gletscher da Lavaz, am Kontakt zum grobtaugigen «Streifengneis», führt das Gestein auch Granat, welcher lokal einen Durchmesser von bis zu 1 cm aufweisen kann (Koord. 2715.020/1164.930 und 2714.900/1165.030).

G_p **Dunkle (Muskovit-)Biotit-Plagioklasgneise**

Charakteristisch für diese fein- bis mittelkörnigen, bräunlich bis rötlich anwitternden Gneise ist das lokale Auftreten von grobblättrigem Muskovit. Auffällig ist das verbreitete Auftreten von Pegmatitadern, die mehrheitlich schieferungsparallel in den Gneisen eingelagert sind, aber auch diskordant zur Schieferung vorkommen und somit als «Injektionen» interpretiert werden. Diese Gesteine bilden den Paragneiszug Crap Stagias – Fuorcla da Vallesa – Piz Rentiert.

Dünnschiefriger bis phyllitischer (Muskovit-)Bioit-Plagioklasgneis

Bereits von WINTERHALTER (1930) wurde dieser prägnante Phyllitzug, der sich vom Val Medel bis ins Val Lavaz erstreckt, auskartiert. Der Phyllit ist mehrheitlich wenige Meter bis Dekameter mächtig und erreicht im Talboden des Val Plattas die grösste Mächtigkeit (Fig. 3). Am westlichen Hang des Val Medel ist dieser Phyllitzug nur undeutlich zu verfolgen da er sich in mehrere geringmächtige Züge aufgliedert (NIGGLI 1944). Nach Westen (Blatt Oberalppass) ist keine Fortsetzung mehr festzustellen.

Wo aufgeschlossen, wittert das Gestein gelblich bis rostfarbig an, was auf Erzanreicherungen zurückzuführen ist. Zu erwähnen ist in diesem Zusammenhang der auffällig hohe Gehalt an Pyrit, welcher im Val Plattas bis mehrere Zentimeter grosse Phänokristalle bildet. Die Ähnlichkeit dieses Phyllitzuges mit den Gold führenden Schiefererien in der Lukmanierschlucht bewog kanadische Berg-



Fig. 3: Dünnschiefriger bis phyllitischer (Muskovit-)Biotit-Plagioklasgneis (Phyllitzug) im Val Plattas (Koord. 2710.780/1168.190). Foto S. Vögeli.

bauunternehmen im Val Plattas zwei Sondierbohrungen von bis zu 200 m Länge auszuführen. In jüngerer Zeit kamen Bestrebungen in Gänge, diesen potenziell goldhaltigen Phyllitzug mit weiteren Sondierungen zu untersuchen (KRUMMENACHER 2008, PFANDER & JANS 2013).

Nach Ansicht der Autoren stellt dieser Phyllitzug keine eigenständige Gesteinseinheit dar. Es dürfte sich demzufolge um eine stärkere Zerschierung innerhalb der bereits schiefrigen Paragesteinseinheit (G_p) handeln. Die Vererzung wird mit hydrothermalen Prozessen erklärt.

Prävariszische Migmatitgneise

Frühere Autoren beschrieben die nördlich des eigentlichen «Streifengneises» vorkommenden Gesteine entweder als «Mischgneise», «chorismatische Gneise» oder «Injektionsgneise» (HUBER 1943, NIGGLI 1944), oder sie ordneten diese wie WINTERHALTER (1930) allgemein den Orthogneisen zu («streifige Gneise» und «Injektionsgneise» zusammengefasst), ohne auf deren Natur und Ursprung einzutreten.



Fig. 4: Lagiger bis schlieriger migmatitischer Glimmer-Alkalifeldspat-Plagioklasgneis im Val Uffiern (Bildbreite jeweils ca. 1,5 m). Links: Schlieren von dunklem Paläosom innerhalb von hellem, granitischem Leukosom (Koord. 2711.010/1162.850). Rechts: Lagen von hellgrauem, lokal mehrphasig verfalltetem Leukosom (Koord. 2712.300/1161.100). Fotos S. Vögeli.

In der Darstellung der Gotthard-Decke durch MERCOLLI et al. (1994) werden diese eher monoton ausgebildeten proterozoischen bis kambrischen Sedimentgesteine, die in unterschiedlichem Masse durch migmatitische Prozesse verändert wurden, als Migmatite zusammengefasst. Analog zu den Vorkommen im angrenzenden Gebiet von Blatt Oberalpass werden diese Gesteine als prävariszische Migmatitgneise bezeichnet.

Die innerhalb des «Streifengneises» vorkommenden Migmatitgneise im Val Uffiern und im Val Camadra (G_n) werden von den nördlichen Migmatitgneisen (G) getrennt behandelt, obwohl diese möglicherweise gleichartig sind. Die nördlichen Migmatitgneise haben einen eher streifigen Charakter, typisch migmatitische Texturen sind weniger häufig anzutreffen als z.B. im Val Uffiern. Dies erklärt auch die frühere Zuordnung dieser Gesteine zu den streifigen Gneisen (WINTERHALTER 1930). Der unterschiedliche Charakter ist möglicherweise auf die geringere Verwitterung und die besseren Aufschlussverhältnisse im Val Uffiern zurückzuführen.

G_U Migmatitischer Glimmer-Alkalifeldspat-Plagioklasgneis, meist lagig-schlierig bis nebulitisch, lokal homogenisierter «Mischgneis» (Migmatit des Val Uffiern – Val Camadra)

Der Migmatit ist meist lagig bis schlierig ausgebildet (Fig. 4), es sind aber auch nebulitische Texturen verbreitet. Lokal reicht die Migmatisierung bis zur vollkommenen Homogenisierung zu einer aplitischen Grundmasse (Koord. 2712.500/1161.240 und 2718.000/1165.310). Das hellgraue, häufig mehrphasig verfaltete Leukosom mit granitoider Zusammensetzung ist im Aufschluss deutlich erkennbar und bildet die für diesen Migmatit charakteristische Erscheinung (Fig. 4). Makroskopisch erkennbar sind, neben Quarz, der auffällig weisslich hellgrüne Plagioklas und der weisse Alkalifeldspat. Hellglimmer und Biotit bilden unorientierte Schuppen. Die Ränder des Leukosoms sind stark an Biotit angereichert und scharf vom umgebenden Paläosom abgetrennt. Im Gegensatz zum Leukosom ist das mittel- bis feinkörnige Paläosom reicher an Biotit, deutlich foliiert und führt weissen Plagioklas.

Zum Migmatit des Val Uffiern – Val Camadra wird ebenfalls der von PETTKE (1991) ausgeschiedene gleichkörnige granitoide Gneis gerechnet. Dieser wird als mögliches Ausgangsgestein beschrieben, welches nachträglich migmatitisiert wurde. Er dürfte somit ein prä-«Streifengneis»-Alter besitzen, sofern man davon ausgeht, dass die Migmatitbildung vor der Intrusion des «Streifengneises» erfolgte.

Die von WINTERHALTER (1930) ausgeschiedene «Uffiern-Zone», welche sich vom Val Cristallina bis zum Pass d'Uffiern erstreckt und von ihm als Paragesteinsserie angesprochen wurde, konnte als solche nicht nachvollzogen werden. An etlichen Stellen treten eindeutige Migmatite auf. Zudem wird diese Zone durch einen hellen quarzitisches-aplitischen Gneis aufgebaut, der weder mit den Paragneisen der Laiets-Zone (P_L, S. 36) noch mit dem Paragneiszug Piz Cristallina – Piz Valdraus – Piz Cugn (G_{bp}) korreliert werden kann. Abgesehen vom westlichen Teil (Val la Puoja) ist demzufolge die «Uffiern-Zone» nach WINTERHALTER (1930) eher den Migmatiten als den Paragneisen zuzurechnen. Denkbar wäre somit, dass diese die östliche Fortsetzung der Piz-Fuorcla-Zone darstellt (s. Blatt Oberalppass). Zu erwähnen ist hier, dass am Ostende der Piz-Fuorcla-Zone auch ein bräunlich anwitternder Granat führender Gneis vorliegt, welcher eher einem Paragneis als einem Migmatitgneis zuzuordnen wären. Dieser Paragneis könnte das westliche Pendant der Paragneise im Val la Puoja darstellen. Eine weitere Analogie wäre das Vorkommen von Serpentin in beiden Zonen.

Quarzitisches Varietät

PETTKE (1991) erwähnt im nördlichen Val Camadra südwestlich Pian Geirètt Vorkommen von hellglimmerreichem Quarzgneis mit wenig oder keinem Feldspat innerhalb des «Streifengneises». Diese heben sich wegen ihrer hellgrünlich weissen Färbung vom Umgebungsgestein deutlich ab. Grobkörnige Varietäten

können rotviolette, bis 1 cm grosse Quarz-Komponenten aufweisen (Koord. 2714.320/1162.175). Es kommen aber auch gleichkörnige, Feldspat führende Varietäten vor.

Ein ähnliches Gestein tritt auch im Bereich der «Uffiern-Zone» von WINTERHALTER (1930) und an verschiedenen Stellen auf der Südseite des Val Uffiern auf (Nachbarschaft der Laiets-Zone), wobei dieses quarzitisches aussehende Gestein in der Regel Feldspat (Plagioklas und Kalifeldspat) führt. Dieses kann als «Streifengneis» mit aplitartiger, körniger Struktur (vgl. Atlasblatt Oberalppass) oder als teilweise migmatitisch überprägter Gneis interpretiert werden. Im Gebiet von Atlasblatt Oberalppass bildet dieser aplitartige Gneis oft die Randzone des «Streifengneises», er kann aber auch in dessen Inneren auftreten. Im südlichen Val Uffiern kommt dieser insbesondere im Liegenden der Laiets-Zone vor. Ein sedimentärer Ursprung erscheint aber aufgrund makroskopisch erkennbarer lithologischer und mikrostruktureller Aspekte eher unwahrscheinlich, und für eine «Verwitterungszone» sind diese eher zu mächtig. Aufgrund der im Gelände erkennbaren Feldspäte wird dieses Gestein auf der vorliegenden Karte trotz ihrer Ähnlichkeit zur quarzitisches Varietät als migmatitischer Glimmer-Alkalifeldspat-Plagioklasgneis (G_U) dargestellt.

G Heller migmatitischer Glimmer-Alkalifeldspat-Plagioklasgneis, lagig bis streifig

Im Gebiet Val Medel - Crap Stagi - Val Plattas ist der migmatitische Gneis relativ monoton ausgebildet und weist mit wenigen Ausnahmen eine durchwegs streifige bis lagige Textur auf. Biotit und Muskovit sind groblättrig und bilden häufig lückenhafte Hüllen um die Feldspat- und Quarzkörner oder zusammenhängende Lagen. Feldspat ist als körnige, grauweisse, augige oder lagenförmige monomineralische Aggregate, welche oft in Form von Höckern und Flecken herauswittern, erkennbar. Zwischen Pardé und Platta im Val Medel ist der migmatitische Gneis augig ausgebildet. Der augige Charakter des östlich des Val Plattas auftretenden Gneises ist auf die langgezogene, zigarrenförmige Textur zurückzuführen.

Diese Einheit wird in den Arbeiten von HUBER (1943) und NIGGLI (1944) als «Mischgneis» bezeichnet, der aufgrund des Mineralbestands teils Ortho-, teils aber auch Paracharakter aufweist. So treten Na-Alkalifeldspäte auf, die in den glimmerreichen Paragneisen sonst fehlen. Es ist davon auszugehen, dass es sich um ursprünglich sedimentäre Gesteine handelt, die durch partielle Aufschmelzung (Anatexis) umgewandelt wurden. NIGGLI (1944) weist aber auch auf Analogien zum «permokarbonen» Psammitgneis hin, in welchem reichlich Na-Alkalifeldspat vorkommt.



Fig. 5: Psephitische Varietät des Migmatitgneises am Crap Stagias (Koord. 2709.260/1168.670). Die hellen Komponenten repräsentieren wahrscheinlich zerscherte aplitisch-migmatitische Lagen (Breite Klemmbrett ca. 25 cm). Foto S. Vögeli.

Grobaugige Varietät (Fuorns)

Bei Fuorns westlich des Rein da Medel (Koord. 2707.750/1166.370) liegt ein grobporphyrischer Gneis vor. Der als Perthit ausgebildete Kalifeldspat kann eine Grösse von bis zu 8 cm aufweisen. Im Dünnschliff sind hellbraun pleochroitischer Biotit sowie Granat erkennbar.

Psephitische Varietät (Crap Stagias)

Entlang der Strasse zur Forsthütte am Crap Stagias findet sich ein ausgesprochen «konglomeratischer» Gneis (Fig. 5). Ob es sich tatsächlich um Fremdkomponenten oder um eine zerscherte aplitisch-migmatitische Textur handelt, konnte nicht schlüssig beantwortet werden. Die Autoren gehen davon aus, dass eher Letzteres zutrifft.

Prävariszische Orthogneise («Streifengneis» s.l.)

Die überwiegend aus Orthogneisen bestehende Zone südlich der postvariszischen Intrusionskörper wird von WINTERHALTER (1930) als «Zone der streifigen

Gneise» bezeichnet, analog der heutigen generellen Zuteilung dieser Gesteinsart zum «Streifengneis» als Überbegriff oder Sammelname für unterschiedlich ausgebildete Orthogneise. Der Name «Streifengneis» geht auf das in diesen Gesteinen weit verbreitete flach liegende streifige Linear zurück. WINTERHALTER (1930) weist auch darauf hin, dass dieser Gneis im Gebiet von Atlasblatt Greina deutlich grobkörniger ausgebildet ist als westlich des Val Medel. Zum «Streifengneis» zählte er den prävariszischen Migmatit nördlich der Granitintrusion, welcher in Analogie zum westlich angrenzenden Atlasblatt Oberalppass auf der vorliegenden Karte neu als Migmatitgneis (G) dargestellt wird.

Im Detail besteht der sogenannte «Streifengneis» aus mannigfaltigen Varietäten von Gneisen mit unterschiedlicher Zusammensetzung und Gefüge, die gegeneinander kaum abzugrenzen sind und teilweise innerhalb weniger Meter ihr Aussehen deutlich ändern, so dass eine eindeutige Abgrenzung zu den Migmatiten oder den Paragneisen z.T. kaum möglich ist. Nebulitische Bereiche innerhalb des «Streifengneises» wurden auch von SERGEEV & STEIGER (1998) beschrieben. Einzig der nachfolgend beschriebene «Streifengneis» mit grobbaugiger Textur («nördlicher Augengneis») weist eine gewisse Homogenität über eine grössere laterale Ausdehnung auf.

Der Mineralbestand und Chemismus des «Streifengneises» ist granitisch bis granodioritisch (LABHART 1977). Es wird allgemein angenommen, dass es sich dabei um Gesteine einer prävariszischen Intrusion handelt. Diese Intrusion – das sogenannte «Streifengneis-Ereignis» – diente als relativer Altersfixpunkt in der Entwicklung der Gotthard-Decke und führte zur Zweiteilung der Gneisserien in «vorstreifengneisische» und «nachstreifengneisische» (HUBER 1943, NIGGLI 1948, NIGGLI et al. 2008). Neuere U-Pb-Altersbestimmungen ergaben ein spätordovizisches bis frühsilurisches Intrusionsalter von 440–450 Ma (ARNOLD 1970, BOSSART et al. 1986, SERGEEV & STEIGER 1996, 1998); das Gestein wird demzufolge in den jüngeren Arbeiten als spätordovizischer Metagranit bzw. Late Ordovician (meta-)granitoid bezeichnet³ (MERCOLLI et al. 1994).

Der vermeintlich einheitliche Gesteinskomplex beinhaltet möglicherweise nicht nur die granitischen Intrusionsgesteine, sondern auch ältere Orthogneise des ehemaligen Grundgebirges, in welche der granitische Protholith eingedrungen ist. Während der Kartierung wurde versucht, diese möglicherweise vom «Streifengneis» abgetrennt auszuscheiden. Eine eindeutige Grenzziehung war jedoch nicht möglich. Im Allgemeinen besitzen diese älteren Orthogneise oft einen migmatitischen Aspekt, weshalb sie mit dem Migmatit des Val Uffiern – Val Camadra (G₁) zusammengefasst wurden. Eindeutige Migmatite sind aber oft nur an jungen Aufschlüssen, d.h. im Schwundbereich der Gletscher, deutlich als solche zu erkennen.

³ Gemäss der aktuellen Zeitskala der International Commission on Stratigraphy (ISC, <http://stratigraphy.org>) muss heute von frühsilurischem Metagranit bzw. Early Silurian meta-granitoid gesprochen werden.



Fig. 6: Augengneis mit «vorstreifengneisischem» Alter innerhalb der prävariszischen Paragneise südöstlich des Piz Rentiert (Koord. 2716.290/1168.440, Bildbreite ca. 1 m). Foto S. Vögeli.

Gut erhaltene, grössere Aufschlüsse solcher Migmatite sind westlich des Sasso Lanzone im Val Uffieri vorhanden (Koord. 2712.300/1161.200). Bereits PETKE (1991) hatte verschiedene Gesteinstypen ausgeschieden, die aufgrund von Kontakterscheinungen ein unterschiedliches Alter aufweisen müssen.

Neben dem «Streifengneis» s.str. werden zusätzlich die «vorstreifengneisichen» Orthogneise in den Hängen des Piz Rentiert und der stockartig ausgebildete Biotit-Granitgneis der Alp Ramosa (FEHR 1956) zu den prävariszischen Orthogneisen («Streifengneis» s.l.) gezählt.

GO Orthogneise i. Allg., z.T. augig

Rund um den Piz Stavelatsch – Piz Rentiert, aber auch an Aufschlüssen östlich des Val Sumvitg treten innerhalb der prävariszischen Paragneise (G_p und G_{hp}) Gneise mit ausgesprochenem Orthocharakter auf (Fig. 6). Auf der Südseite des Piz Stavelatsch – Piz Rentiert und auf der Alp Rentiert Dadens sind diese als Augengneis ausgebildet. Wie die prävariszischen Paragneise wird dieser Augengneis deutlich von Pegmatitadern durchschlagen. Unter der Annahme, dass diese Pegmatite älter als der «Streifengneis» sind, kann es sich bei den fraglichen Vorkom-

men somit kaum um Einschuppungen von «Streifengneis» handeln. Sie wurden deshalb auf dem vorliegenden Kartenblatt als eigenständige Einheit ausgewiesen.

Der auf der Alp Vallesa anstehende Gneis mit Orthocharakter ist eher mit dem Migmatitgneis (**G**) zu korrelieren. In dessen zentralen Bereich (Koord. 2713.950/1169.210) findet sich ein Biotit-Granit, welcher jedoch ausgeprägt vergneist wurde. Im Dünnschliff sind stark saussuritisierte Plagioklas, Quarz (25–30 Vol.-%) und rotbraun pleochroitischer Biotit (ca. 15 Vol.-%) zu erkennen. Kalifeldspat tritt nur untergeordnet auf, akzessorisch ist neben Apatit und Zirkon auch Granat vorhanden. Ein ähnliches Gestein wurde innerhalb der Paragneise (**G_{bp}**) am Westhang des Val Sumvitg etwas ausserhalb des Kartengebiets (Koord. 2717.050/1170.050) im Schutt festgestellt. Die Aufschlüsse in der Steilwand darüber sind jedoch nicht zugänglich.

ALB. HEIM (1891) erwähnt in seiner Profilbeschreibung des Nordgrates des Piz Cavel Orthogneise, die eher mit dem Migmatitgneis des Val Medel (**G**) als mit dem «Streifengneis» zu vergleichen sind. Ob es sich dabei um die auf dem Atlasblatt dargestellte Orthogneislinse westlich des Piz Cugn handelt, welche am Westgrat des Piz Cugn grobporphyrisch ausgebildet ist und durchaus mit dem «Streifengneis» vergleichbar ist, kann nicht abschliessend beurteilt werden.

**G_γ Grünlich grauer mittelkörniger, massiger Biotit-Granitgneis,
z.T. verschiefert (Granitgneis der Alp Ramosa)**

Im Gebiet der Alp Ramosa westlich der Alphütten Tegia Sut befindet sich innerhalb des «Streifengneises» ein bräunlich anwitternder, stockförmiger Biotit-Granitgneis (FEHR 1956). Das Gestein erscheint im frischen Bruch grünlich bis bläulich grau und ist charakterisiert durch das Auftreten von Nestern, die aus feinkörnigem, grünlich schwarzem Biotit bestehen. Zusätzlich sind Quarz, Albit und Kalifeldspat makroskopisch erkennbar. Im Zentrum des Stockes weist der Biotit-Granitgneis eine massige, mittelkörnige Struktur auf. Gegen die Kontakte zum umgrenzenden «Streifengneis» wird das Gestein zusehends verschiefert, wobei der Gehalt an Biotit zugunsten von Chlorit und Serizit abnimmt. Gemäss FEHR (1956) wird der Granitgneis der Alp Ramosa mit der Intrusion des spätordovizischen bis frühsilurischen Metagranits («Streifengneis») assoziiert.

**GO_s Heller streifiger Biotit-Muskovit-Alkalifeldspatgneis
(«Streifengneis» s.str.)**

Dieser helle Gneis stellt einen polymetamorphen, vergneisten Granit mit charakteristischem flach liegendem Lineargefüge («Streifenlinear») dar. Die Hauptgemengteile Alkalifeldspat, Plagioklas, Quarz, Muskovit und untergeordnet Biotit bilden die auffällige, ausgesprochen lagige Textur, welche mit Ausnahme des Bereichs nördlich der Plaun la Greina (Gaglianera) generell in West-Ost-Richtung

streicht. An einzelnen Stellen sind isoklinale Verfaltungen erkennbar, so z.B. am Übergang des «Streifengneises» zu den Paragneisen am Südrand der Gotthard-Decke, südöstlich der Cima di Garina oder im Übergangsbereich zur Reticostörung im Val Casatscha.

Zu dieser Einheit werden alle streifigen Gneise zusammengefasst, die keine ausgeprägte augige Ausbildung besitzen. Diese Gneise treten selten über grössere Bereiche homogen in Erscheinung und können z.T. nur bedingt von Paragneisen und Migmatiten auseinandergehalten werden. Das inhomogene Erscheinungsbild ist Ausdruck der langanhaltenden Bewegungstektonik und der mehrphasigen Metamorphose. Im Allgemeinen besitzen sämtliche Varietäten des «Streifengneises» eine granitische Zusammensetzung. Neuere U-Pb-Altersbestimmungen an Zirkonen ergaben Alter von ca. 440–450 Ma (SERGEEV & STEIGER 1996), was als Intrusionsalter des Metagranits («Streifengneis») interpretiert wird.

«Streifengneis» mit flaserig-augiger Textur

Dieser Gneis ist durch Kalifeldspat-Einsprenglinge bis ca. 4 cm Durchmesser charakterisiert, die teilweise mit Biotit flaserig umhüllt sind. Exemplarische Aufschlüsse befinden sich beim Gletscher dallas Tuors, am Pass d'Uffiern und in den Hängen nördlich des Passo della Greina. In den auf der vorliegenden Karte mit einem feinen Punktraster gekennzeichneten Bereichen dominiert der flaserig-augige Gneis; er kann aber lokal von streifigem Gneis durchzogen sein. Am Kontakt zum vergneisten Medel-Granit im südlichen Val Casatscha ist eine Abgrenzung z.T. nicht mehr eindeutig möglich.

«Streifengneis» mit grobaugiger Textur

Charakteristisch ist die grobkörnige Textur des Gesteins mit Kalifeldspat-Porphyroblasten von bis zu 12 cm Durchmesser. Dieser mehr oder weniger homogene Gesteinszug erstreckt sich entlang des Bergkammes vom Piz Medel bis zum Piz Cavel und wird aufgrund seiner Lage am Nordrand des «Streifengneis»-Komplexes auch als «nördlicher Augengneis» bezeichnet. Südöstlich des Gletscher dalla Greina liegt dieser diskordant zum «Streifengneis» s.str., welcher sich an dieser Stelle durch eine wechselnde Orientierung der primären Schieferung auszeichnet. Intrusionserscheinungen dieses grobaugigen Gneises in den «Streifengneis» s.str. sind an verschiedenen Stellen ersichtlich (Fig. 7).

Der Kontakt zu den nördlich anschliessenden prävariszischen Paragneisen (G_{pp}) ist intrusiver Natur (Fig. 8). Im «nördlichen Augengneis» sind an verschiedenen Stellen Gneisschollen mit bis zu mehreren hundert Metern Länge festgestellt worden, unter anderem beim Gletscher da Lavaz, südlich des Piz Valdraus und bei Koord. 2713.750/1164.530 (s.a. Kartierung PETTKE 1991). Sowohl am Kontakt beim Gletscher da Lavaz wie auch in der Scholle südlich des Piz Valdraus treten Kalksilikatfelseinschlüsse und Lagen mit auffällig grossen Granatporphyroblasten auf.



Fig. 7: Intrusivkontakt zwischen grobtaugigem Gneis und «Streifengneis» s.str. südwestlich des Piz Greina (Koord. 2718.570/1165.030, Bildbreite ca. 1 m). Foto S. Vögeli.



Fig. 8: Primär magmatische Strukturen im «nördlichen Augengneis» (Breite Klemmbrett ca. 25 cm). Links: intrusiver Kontakt zwischen Augengneis oben und Paragneisscholle unten (Koord. 2716.080/1165.190). Rechts: Gneisscholle granitischen Ursprungs innerhalb des Augengneises (Koord. 2716.230/1164.100). Fotos S. Vögeli.

Biotit-Muskovit-Alkalifeldspatgneis mit Alkalifeldspat- und rotvioletten Quarzeinsprenglingen (Quarz-Alkalifeldspat-Augengneis des Sassina-Spans)

PETTKE (1991) scheidet am Südgrat des Pizzo Marumo (Koord. 2716.530/1161.660) einen porphyrischen Gneis aus, welcher sich gegenüber den übrigen Augengneisen deutlich unterscheidet und demzufolge auf dem vorliegenden Kartenblatt als eigenständige Kartiereinheit dargestellt wird. Charakteristisch sind die bis 2 cm grossen rotvioletten Quarzeinsprenglinge und der bis 8 cm grosse Kalifeldspat. Im Dünnschliff ist reichlich Titanit (bis 5 Vol.-%) und vereinzelt auch Granat zu erkennen.

Variszische Paragneise und Schiefer

Neben den bereits auf S. 21ff. beschriebenen prävariszischen Paragneiszügen können im Gebiet von Blatt Greina weitere mit dem variszischen Zyklus assoziierte Paragesteinsserien ausgeschieden werden. Dabei ist zu beachten, dass diese zeitliche Zuordnung mit gewissen Unsicherheiten behaftet ist, da sie aufgrund von

fehlenden absoluten Altersbestimmungen (Fossilfunde, isotopengeochemische Untersuchungen) auf rein vergleichenden lithologisch-petrographischen Beobachtungen und der relativen Altersbeziehung zur Intrusion des «Streifengneises» basiert. Gemäss NIGGLI (1944) können folgende Kriterien für die Zuordnung zu den jüngeren, variszischen Paragesteinen herangezogen werden: die lediglich niedriggradige, grünschieferfazielle präalpine Metamorphose; das Fehlen von Zonen mit gehäuften Auftreten von Pegmatiten («Injektionen») sowie das Auftreten von Metaquarzit. Eine eindeutige Alterseinstufung basierend auf den genannten Kriterien ist jedoch nicht unbestritten (FEHR 1956, ARNOLD 1970). Nach der neueren lithostratigraphischen Gliederung der Gotthard-Decke werden die variszischen Paragneise und Schiefer als mittelpaläozoische klastische Sedimente interpretiert (MERCOLLI et al. 1994).

Folgende variszische Paragesteinszüge wurden im Kartengebiet ausgedehnt:

- Paragneis mit lokalen Schiefer- und Phylliteinschlüssen am Nordrand der Gotthard-Decke (**P**)
- Glimmergneise und -schiefer des Val la Puzza, des Val Casatscha und im Bereich Laiets – Ganna di Garina (als Laiets-Zone zusammengefasst, **P_L**)
- Paragneise und Schiefer am Südrand der Gotthard-Decke (**P_{SG}**)

P_{SG} Dunkle (Granat-)Glimmergneise mit Einschaltungen von hellem Gneis, Quarzit und «Quarzporphyr», vereinzelt mit Hornblendegarbenschiefer

Die Paragneise am Südrand der Gotthard-Decke unterscheiden sich von den Gneisen und Schiefen der Laiets-Zone hauptsächlich durch das Fehlen von Amphibolit (PETTKE 1991). Es handelt sich um eine lateral wie vertikal wechselnde Abfolge von dunkel anwitterndem Zweiglimmergneis und Granatglimmergneis mit Einschaltungen von hellem Gneis, Quarzit und «Quarzporphyr»⁴. Bei den «Quarzporphyren» könnte es sich um subeffusive bis eventuell sogar effusive Gesteine handeln (PETTKE 1991).

In diese wechselnde Abfolge sind nur noch geringmächtige Einschaltungen, welche mit denjenigen der Laiets-Zone verglichen werden können, vorzufinden. FREY (1960) beschreibt Aufschlüsse von Amphibolit führendem Biotit-Serizit-Schiefer und Granat-Hornblendegarbenschiefer in dieser Zone auf der Ostseite des Brenno, die auch der Laiets-Zone zuzuordnen wären. Ob diese Abfolge gleichaltrig wie die Laiets-Zone oder allenfalls jünger bzw. älter als diese ist, konnte nicht verifiziert werden. Am Westende sind diese Paragesteine mit dem «Streifen-

⁴ Porphyrische Intrusivgesteine wurden in den Schweizer Alpen traditionsgemäss als «Quarzporphyr» bezeichnet. Gemäss neuer Nomenklatur wären die Bezeichnungen Metarhyolith oder Mikrogranit korrekter.

gneis» isoklinal verfaultet (steile, ostgerichtete Faltenachsen). Diese Serie erstreckt sich beiderseits des Val Camadra nördlich der Retico-Störung.

P_L Bräunliche Glimmergneise und -schiefer i. Allg., häufig Amphibol und Granat führend (Laiets-Zone)

Der Amphibolit führende Paragesteinszug Laiets – Ganna di Garina entspricht der «Laghets-Zone» von WINTERHALTER (1930), welche aufgrund der aktuellen Schreibweise auf der topographischen Karte neu als «Laiets-Zone» bezeichnet wird. Sie wird generell als die östliche Fortsetzung der im Gebiet von Blatt Oberalpass ausgeschiedenen variszischen Paragesteine der Borel- und Tene-lin-Zone interpretiert (AMBÜHL et al. 2008). Die Paragneise und Schiefer im Val la Puoza und entlang der Retico-Störung im südlichen Val Casatscha werden aufgrund lithologischer Ähnlichkeiten ebenfalls der Laiets-Zone zugeordnet.

Charakteristisch für die Paragneise der Laiets-Zone sind bräunlich anwitternder Biotit-Hellglimmergneis und -schiefer mit Einschaltungen von Amphibolgneis bis Amphibolit und wenigen Granat führenden Horizonten. Westlich der Laiets tritt eine deutliche Verbreiterung dieser Zone auf; die Paragneise sind hier mit hellerem Orthogneis isoklinal ineinander verfaultet. In der westlichen Fortsetzung dieser Zone bis ins Val Casatscha sind die Gneise nur noch selten Amphibol führend, und makroskopisch erkennbarer Granat fehlt. Dagegen sind grössere Amphibolitlinsen in diesen eingelagert, und im Nahbereich zu dem südlich davon gelegenen «Streifengneis» sind an verschiedenen Stellen schwarze Turmalinanreicherungen, teils als eigentliche Gänge, teils auch als Sonnen auf Schieferungsflächen, verbreitet. Diese turmalinreichen Gänge sind lokal stark verfaultet. Unklar ist, ob die Gesteine der westlichen Fortsetzung der Laiets-Zone eventuell sogar ein prävariszisches Alter haben.

Die im Val la Puoza auftretenden Paragneise, die einen Teil der von WINTERHALTER (1930) bezeichneten «Uffiern-Zone» darstellen, werden aufgrund ihres Erscheinungsbildes eher den variszischen als den prävariszischen Paragneisen zugeordnet. Gegen Westen werden diese vom Cristallina-Granodiorit scharf abgeschnitten. Die westliche Fortsetzung im Gebiet von Blatt Oberalpass dürfte die Piz-Fuorcla-Zone darstellen, die im Westhang des Val Medel am Übergang zwischen Migmatit und «Streifengneis» aus Granat führenden Glimmergneisen bis -schiefern besteht und eher den Paragneisen als den auf der Karte Oberalpass dargestellten Migmatiten zuzuordnen wäre.

Der im südlichen Val Casatscha im Bereich der Retico-Störung vorkommende dünne Paragesteinszug enthält wahrscheinlich Einschaltungen von Amphibolit, welche nur als Blöcke im Schutt des westlichen Gletscher dallas Tuors vorgefunden wurden. Er ist makroskopisch mit den Gesteinen der Laiets-Zone zu vergleichen. Im Schutt des östlichen Gletscher dallas Tuors wurden quarzitischer Chlorit-Serizit-Schiefer mit Malachit- und Azurit-Belägen beobachtet, die vermutlich aus

diesem Paragesteinszug stammen (Pkt. 2673 auf der Krete östlich der Cima della Bianca). In NIGGLI et al. (1940) werden aus dieser Gegend Kupfererze mit Malachit und Azurit in Assoziation mit Quarzgängen erwähnt.

P Serizit-Biotit- und Serizit-Muskovitgneis mit lokalen Schiefer- und Phylliteinschaltungen

Der Serizit-Glimmergneis am Nordrand der Gotthard-Decke zeigt häufig eine deutlich erkennbare Schieferung, auf welcher der für diese Kartiereinheit charakteristische neugebildete Serizit durch seinen Seidenglanz zu erkennen ist. Grünliche biotitfreie Einschaltungen treten nur lokal auf. Unter dem Mikroskop ist erkennbar, dass es sich um chloritisierten Biotitgneis handelt. Schiefer und Phyllit sind vereinzelt als linsenartige Vorkommen im Paragneis eingeschaltet.

Im Gegensatz zu den südlich angrenzenden prävariszischen Paragneisen (G_p) ist der Serizit-Glimmergneis kaum von pegmatoiden Gängen durchschwärmt und ausgeprägt verschiefert. Mineralogisch ist dieser Gneis aber kaum von den südlich angrenzenden prävariszischen Paragneisen zu unterscheiden, eine Tatsache, welche ARNOLD (1970) zu der Ansicht bewog, dass der Paragneis am Nordrand nicht eindeutig von den südlich angrenzenden prävariszischen Paragneisen abgetrennt werden kann. Nach NIGGLI (1944) weist das Gestein am Nordrand einen geringeren Metamorphosegrad auf und ist somit jünger als der «Streifengneis». Er teilte diese dem Mittelpaläozoikum, dem variszischen Zyklus, zu.

Im westlich angrenzenden Gebiet von Atlasblatt Oberalppass kommen jedoch auch in den variszischen Paragneisen Pegmatitschwärme vor. Gestützt auf die Annahme, dass die Pegmatite genetisch mit dem «Streifengneis» assoziiert sind, dürfte es sich in diesem Falle um eine zweite, im Vergleich zum «Streifengneis» jüngere Generation von Pegmatiten handeln. Pegmatitschwärme, welche in Gefolgschaft der postvariszischen Intrusionen auftreten, sind im Kartengebiet jedoch nicht vorgefunden worden. Abschliessend kann somit festgehalten werden, dass eine eindeutige Grenzziehung zwischen prävariszischen und variszischen Paragneisen vorläufig nicht möglich ist. Sofern das gehäufte Auftreten von Pegmatiten nicht eindeutig als variszische bis spätvariszische Bildung gedeutet werden kann, wäre es angebracht, die Paragneiszüge mit Pegmatitschwärmen als prävariszisch zu interpretieren.

Postvariszische Intrusiva

Der Kern der im Kartengebiet aufgeschlossenen Gotthard-Decke wird durch eine stockförmige granitische Intrusivmasse unterschiedlicher Zusammensetzung gebildet. Die Gesteine sind nur alpin deformiert und unter grünschiefer- bis amphibolitfaziellen Bedingungen der alpinen Metamorphose (monometamorph) überprägt. Sie werden demzufolge als postvariszische Intrusionskörper interpre-

Tabelle 1: *Repräsentative Analyseresultate der drei Hauptintrusionsgesteine (s.a. SCHÖNBÄCHLER-SEILER 1972 und MERZ 1989a).*

	1 MG	2 MG	3 CGD	4 CGD	5 CGD	6 UD	7 UD
SiO₂	71,23	71,51	67,22	66,90	67,61	55,87	58,80
TiO₂	0,23	0,49	0,42	0,40	0,47	0,77	1,10
Al₂O₃	14,19	13,72	15,23	15,60	14,44	16,46	15,70
Fe₂O₃	0,46	1,39	2,61	1,20	0,62	2,30	1,20
FeO	1,57	2,23	2,24	2,70	2,83	4,81	5,30
MnO	0,04	0,04	Spur	0,09	0,07	0,17	0,11
MgO	1,27	1,72	1,66	1,40	1,50	4,30	4,50
CaO	0,78	2,03	4,56	3,40	2,68	7,43	5,50
Na₂O	2,67	2,56	4,28	2,80	3,22	4,32	4,30
K₂O	5,11	3,62	2,03	3,60	3,43	1,71	2,30
P₂O₅	0,07	0,19	0,12	0,11	0,12	0,22	0,12
Summe	97,62	99,50	100,37	98,20	96,99	98,36	98,93

Angaben in Gew.-%

1 MG: Medel-Granit, Sogn Gions, MERZ (1989a)

2 MG: Medel-Granit, Fil Liung, WINTERHALTER (1930)

3 CGD: Cristallina-Granodiorit, Val Cristallina, NIGGLI et al. (1930)

4 CGD: Cristallina-Granodiorit, Val Lavaz, SCHÖNBÄCHLER-SEILER (1972)

5 CGD: Cristallina-Granodiorit, Val Uffiern, MERZ (1989a)

6 UD: Hornblendediorit, Val Uffiern, NIGGLI et al. (1930)

7 UD: Uffiern-Diorit, Freispiegelstollen, SCHÖNBÄCHLER-SEILER (1972)

tiert, welche während einer Dehnungsphase in den fertigen variszischen Deckenstapel eingedrungen sind. Aufgrund chemischer Analysen handelt es sich um Gesteine einer kalkalkalischen Serie (Tab. 1). Der Medel-Granit⁵ umhüllt auf der Nord- und Ostseite den Cristallina-Granodiorit und wurde bis anhin als porphyrische, saure Randfazies der Intrusion interpretiert (HUBER 1943). Der Uffiern-Diorit ist im Kernbereich der Intrusion angesiedelt, wobei dioritische Zonen im Cris-

⁵ In der historischen Literatur wird der Medel-Granit als «Protogin» (VON FRITSCH 1873) bzw. «Medelser Protogin» (ALB. HEIM 1921, WINTERHALTER 1930) bezeichnet, aus welchem sich der bis heute geläufige Ausdruck «Medelser Granit» ableitete. Gemäss den aktuell geltenden Regeln zur Nomenklatur von lithostratigraphischen Einheiten sollten jedoch adjektivische Ortsbezeichnungen vermieden werden. Aus diesem Grund wurde auf dem Atlasblatt Greina die Bezeichnung «Medel-Granit» eingeführt.

tallina-Granodiorit an verschiedenen Stellen festgestellt wurden (z.B. am Nordwestgrat von Tuors, Koord. 2709.080/1160.200 und im Val Lavaz, MERZ 1989a). Der Übergang zwischen Cristallina-Granodiorit und Uffiern-Diorit ist meist graduell, lokal sind aber auch scharfe Grenzen zu beobachten.

Etlliche Kontakterscheinungen weisen darauf hin, dass der Cristallina-Granodiorit und der Medel-Granit gleichaltrig sind (MERZ 1989a, SCHÖNBÄCHLER-SEILER 1972), wobei der Cristallina-Granodiorit gemäss Feldbeobachtungen im Kartengebiet sogar etwas jünger sein könnte als der Medel-Granit. Dies belegen etliche kleinere und auch vereinzelte grössere Apophysen von Cristallina-Granodiorit in den Medel-Granit, während Granit-Apophysen in den Cristallina-Granodiorit nur selten vorkommen. Gemäss HUBER (1943) ist der Medel-Granit jedoch unmittelbar nach der Intrusion des Cristallina-Granodiorits randlich desselben eingedrungen und kann daher als dessen saure Randfazies interpretiert werden. Diese Interpretation wird durch die relativ nahe beieinander liegenden U-Pb-Zirkonalter von 315–290 Ma für den Medel-Granit und 328–305 Ma für den Cristallina-Granodiorit gestützt (GRÜNENFELDER 1962, 1963). Am Kontakt zwischen Cristallina-Granodiorit und Medel-Granit ist lokal eine ausgeprägte Durchmischungszone vorzufinden. So sind beispielsweise in Kontaktnähe innerhalb des Cristallina-Granodiorits Ansammlungen von Kalifeldspateinsprenglingen zu beobachten, welche charakteristisch für den Medel-Granit sind (z.B. bei Koord. 2710.500/1165.530). In der Arbeit von MERZ (1989a) werden zudem Granit-Xenolithe im Granodiorit erwähnt. Es sind aber auch biotitreiche Linsen im Medel-Granit anzutreffen, die eigentlich typisch für den Granodiorit sind. Selten kann auch eine dünne aplitische Randfazies beobachtet werden (z.B. bei Koord. 2708.100/1164.960 und Grundablassstollen Stausee Lai da Sontga Maria, SCHÖNBÄCHLER-SEILER 1972).

Der Kontakt der Intrusivgesteine zum prävariszischen Grundgebirge ist meist scharf, Apophysen in das Umgebungsgestein sind am Kontakt zum Medel-Granit selten, etwas häufiger am Kontakt zum Cristallina-Granodiorit (Val Uffiern). Xenolithe von prävariszischen Gneisen können nur vereinzelt festgestellt werden (Koord. 2708.100/1160.165, 2712.740/1166.340 und 2717.730/1166.920, alle innerhalb des Medel-Granits). Im Medel-Granit ist oft eine aplitische Randfazies festzustellen. Eine mit der Intrusion assoziierte Kontaktmetamorphose des Umgebungsgesteins ist nicht zu beobachten. Es wird davon ausgegangen, dass das Umgebungsgestein bereits vor der Intrusion amphibolitfazial überprägt war.

δ_U Uffiern-Diorit

In der Umgebung der Fassungsanlage Bucca digl Uffiern im westlichen Val Uffiern tritt ein dunkleres, Hornblende führendes Gestein auf, welches bereits früh als Diorit erkannt wurde (ALB. HEIM 1891). Die hellen Gemengteile, bestehend aus Quarz und v.a. Plagioklas, erscheinen grünlich weiss und bilden die

Grundmatrix, in welcher sich die dunkeln Gemengteile Biotit und Hornblende unregelmäßig anordnen. Unter dem Mikroskop bildet Plagioklas, durchwegs stark saussuritiert und häufig zoniert, ein sperriges Gefüge aus langgestreckten Tafeln und Leisten. Hornblende ist meist schlecht ausgebildet und oft stark in Biotit und Chlorit umgewandelt.

Eine genaue Abgrenzung zum Cristallina-Granodiorit ist nicht eindeutig möglich, da meist ein gradueller Übergang vorliegt. An einzelnen Stellen sind aber auch scharfe Kontakte zwischen einem helleren und einem leicht dunkleren Granodiorit vorhanden. Der eigentliche typische Diorit ist aber praktisch nur im Kern dieses Körpers festzustellen, gut aufgeschlossen entlang des Fahrweges zur Fassungsanlage Bucca digl Uffiern. In den Stollenaufnahmen von A. Arnold (in SCHÖNBÄCHLER-SEILER 1972) werden im Freispiegelstollen Val Uffiern – Stausee Lai da Sontga Maria auf einer Länge von über 700 m drei verschiedene Typen von Diorit ausgeschieden. Aufgrund chemischer Gesteinsanalysen dürfte es sich teilweise eher um Granodiorit (UD Typ II in SCHÖNBÄCHLER-SEILER 1972) anstelle von Uffiern-Diorit handeln, da sonst die Diskrepanz zwischen Oberflächenaufschlüssen und Stollenaufnahmen kaum zu erklären wäre.

Ein weiteres auf der Karte dargestelltes Diorit-Vorkommen befindet sich am Nordwestgrat von Tuors (Koord.2709.080/1160.200). MERZ (1989a) beschreibt mehrere kleinere, auf der Karte nicht ausgeschiedene Dioritvorkommen am Refugi da Camutschs im südlichsten Val Plattas sowie entlang des Gletscher da Lavaz.

$\gamma\delta_c$ **Cristallina-Granodiorit**

Der Cristallina-Granodiorit ist etwas weniger sauer als der Medel-Granit und mehr oder weniger gleichkörnig ausgebildet. Makroskopisch erkennbar sind weisser Feldspat (v.a. Plagioklas), glasig-grauer Quarz und Biotit. Gegenüber dem Medel-Granit enthält der Cristallina-Granodiorit deutlich mehr Plagioklas (20–40%) und Biotit (5–25%) sowie einen markant geringeren Anteil an Kalifeldspat. Selten tritt Hornblende auf, lokal sind aber auch Anhäufungen oder Schlieren derselben vorhanden (Ils Umens, Val Uffiern). Im Gegensatz zum grobporphyrischen Medel-Granit fehlen die zentimetergrossen Alkalifeldspateinsprenglinge. Charakteristisch für dieses Gestein sind dunkle, meist linsenförmige, im Mittel 5–15 cm lange basische Einschlüsse reich an Biotit und ohne Kalifeldspäte (Fig.9; MERZ 1989a). Eine während der alpinen Gebirgsbildung angelegte ausgeprägte Vergneisung bis Verschieferung des Granodiorits ist häufig zu beobachten, am deutlichsten im Val Casatscha. Dies wurde auf der Karte mit einer Strichsignatur angedeutet.

Im Gelände können grundsätzlich zwei Typen von Granodiorit unterschieden werden: einerseits ein hellerer, eher feinkörniger und andererseits ein dunklerer, eher grobkörniger Typ. Bereits frühere Autoren (GRUBENMANN 1892, WINTERHALTER 1930, HUBER 1943, MERZ 1989a) haben jedoch darauf hingewiesen, dass deren Auskartierung kaum möglich sei, da kleinräumig fließende Übergänge



Fig.9: Scholle von feinkörnigem Cristallina-Granodiorit mit zahlreichen angularen basischen Einschlüssen, umhüllt vom grobkörnigen porphyrischen Medel-Granit. Vorfeld des Glatzcher da Plattas (Koord. 2712.650/1165.900, Breite Klemmbrett ca. 25 cm). Foto S. Vögeli.

vorherrschend und somit keine zusammenhängende Zonen ausgeschieden werden können. Im Allgemeinen bildet der grobkörnige, dunklere Typ den Zentralbereich des Granodioritkörpers, während die feinkörnigere, hellere Varietät eher die nördlichen und südlichen Randbereiche aufbaut. Die letzteren sind zudem deutlicher vergneist und weisen ausgelängte Komponenten auf. Lokal geht die Vergneisung so weit, dass der Granodiorit kaum von metamorph überprägten Lamprophyren zu unterscheiden ist, z.B. im Aufschluss westlich des Passo Cristallina. Der dunklere Typ besitzt blaugraue Feldspäte, deren Farbe auf submikroskopisch verteilten Glimmer zurückzuführen ist, welcher einen Streueffekt des Lichtes bewirkt (SCHÖNBÄCHLER-SEILER 1972).

γ_A *Aplitgranitstock*

Der im Nordwestgrat des Piz dalla Siala (Koord. 2709.900/1163.990) vorkommende Biotit-Granit wurde auf dem Atlasblatt als eigenständiger Aplitgranitstock ausgeschieden. Gegenüber dem Cristallina-Granodiorit kann keine scharfe Abgrenzung ausgemacht werden, das Gestein ist aber deutlich heller. Im Dünnschliff sind Quarz (ca. 20 Vol.-%, Quarzkörner bis 4 mm), Kalifeldspat und Plagioklas (je 30–35 Vol.-%) sowie Biotit (ca. 15 Vol.-%) als Hauptbestandteile zu beobachten.

Feldspat ist idiomorph bis hypidiomorph ausgebildet. Dieser Aplitgranitstock (Biotit-Granit) kann als granitische Fazies innerhalb des Cristallina-Granodiorits interpretiert werden.

Blöcke desselben Gesteins wurden in der Moräne am Fusse des Gletscher da Plattas gefunden, was auf eine grössere Ausdehnung dieser granitischen Fazies unter dem Gletschereis hinweist. Diese vermutlich jüngeren Bereiche granitischer Zusammensetzung stehen möglicherweise in Zusammenhang mit dem auf der Karte dargestellten gehäuften Auftreten von Aplitgängen und -stöcken zwischen Piz dalla Siala und Refugi da Camutschs. Weiteren Aufschluss über die Verhältnisse im zentralen Bereich der Intrusionsmasse werden bei der Freilegung dieses Gebiets durch den weiteren Gletscherschwund gewonnen werden können.

γ_M **Medel-Granit**

Der Medel-Granit ist wegen seiner grobkörnigen, porphyrischen Struktur leicht von den übrigen Intrusivgesteinen zu unterscheiden. Einzig in tektonisch stark beanspruchten Zonen, wie z.B. im Nahbereich zur Retico-Störung im südlichen Val Casatscha, ist eine klare Abtrennung zu ähnlich ausgebildeten Augengneisen kaum mehr möglich. Charakteristisch sind die bis 3 cm grossen, weiss glänzenden idiomorphen, in den alpin stärker zerscherten Partien rundlichen bis augenförmigen Alkalifeldspateinsprenglinge. Das Gestein besteht etwa zu gleichen Anteilen aus Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas. Plagioklas ist generell stark saursuritiert. Als dunkles Gemengteil findet sich Biotit (5–10%), akzessorisch sind Apatit, Zirkon, Rutil, Epidot und Erze anwesend.

Wo ausgeprägt vergneist – dies ist besonders entlang der Lavaz-Störung am Nordrand der Intrusivmasse der Fall – ist dies mit einer Übersignatur auf dem Atlasblatt dargestellt. Nördlich der Fuorcla dalla Buora wurde der Granit entlang der Lavaz-Störung so stark verschiefert, dass wegen der Anfälligkeit auf Erosion kaum noch zusammenhängende Aufschlüsse vorhanden sind.

Ganggesteine

Während der Feldarbeiten wurden nur über 0,5 m mächtige und über mehrere Meter kontinuierlich verfolgbare Gänge im Massstab 1:10 000 aufgenommen. In die vorliegenden Karte im Massstab 1:25 000 wurden nur die bedeutendsten Gänge übertragen und zur Verbesserung der Lesbarkeit meist leicht vergrössert dargestellt. Im Kartengebiet wurden folgende Ganggesteine unterschieden:

- Basische Gänge
- Hydrothermale Gänge
- Saure und intermediäre Gänge und Stöcke

Die Häufigkeit und Art der Ganggesteine variiert stark, je nach Lithologie und Alter. So sind in den postvariszischen Intrusiva Gänge eher untergeordnet anzutreffen; es handelt sich dabei meist um Aplite und Lamprophyre. Ausgedehnte Gänge und Gangansammlungen von Mikrograniten, Metaryholithen, Pegmatiten und Lamprophyren sind dagegen im prävariszischen Grundgebirge weitverbreitet. Diese Gänge stehen vermutlich im Zusammenhang mit den postvariszischen Intrusionen. Quer zur Schieferung verlaufende Gänge werden teilweise intensiv zerschert und versetzt. Die dabei vorgefundenen Versetzungsbeträge liegen im Bereich von mehreren Dezimetern bis Metern.

Pegmatitansammlungen in den prävariszischen Gneisen im Gebiet Val Plattas – Alp Vallesa – Alp Rentiert sind mit grosser Wahrscheinlichkeit älter als die postvariszischen Intrusiva. Zu den Ganggesteinen werden auch kleinere Intrusivstöcke gerechnet. Bei diesen handelt es sich um Mikrodiorit- und Aplitgranitstöcke, die im Val Casatscha auftreten.

Basische Gänge

L Lamprophyr

Zu den Lamprophyren werden feinkörnige, grünliche bis braune, dichte Gänge gerechnet. Stark verschieferte und entsprechend überprägte Gänge besitzen oft eine dunkelbraune Färbung. Im prävariszischen bis variszischen Grundgebirge kommen lokal Gangschwärme vor, die für die bessere Lesbarkeit der Karte zusammengefasst wurden (z.B. nördlich des Gletscher dallas Tuors). Eine genauere Untersuchung der verschiedenen Typen wurde nicht vorgenommen. Um gewisse Unsicherheiten ausschliessen zu können, wäre die allgemeine Bezeichnung «basische Gänge» bzw. «metabasische Gänge» korrekter.

Hydrothermale Gänge

Q Quarzgang

Grössere Quarzgänge sind eher selten und meist auf Scherzonen beschränkt. Mehrere Meter mächtige und sich über mehrere Dekameter erstreckende Gänge sind auf der Krete zwischen Muota und Piz Starlera zu finden. In der Garvera-Zone wurde lediglich ein grösserer Gang südlich von Curaglia innerhalb des feldspatreichen Psephit- und Psammitgneises bis -schiefers ausgeschieden (Koord. 2708.770/1169.610). Weitere kleinere, auf der Karte nicht ausgeschiedene Quarzgänge treten in derselben Formation im Val Plattas auf.

Q_f Quarzgang mit Fluorit

Im oberen Val Camadra nördlich der Gegend Cento Valli beschreibt PETTKE (1991) zwei subparallel zueinander nordwärts streichende, Fluorit führende Quarz-

gänge. Fluorit tritt generell im Zentrum des Ganges auf, während Quarz bevorzugt den Rand bildet. Entlang diskreter gangparalleler Horizonte sind Erzausscheidungen vorzufinden, wobei Bleiglanz als Hauptgemengteil bis zentimetermächtige Adern bildet. Untergeordnet treten Cu-Fe-Sulfide und sekundäre Cu-Verbindungen auf. Mehrere Schürfstellen und ein 25 m langer Stollen (Koord. 2713.800/1162.550) belegen, dass beide Gänge wahrscheinlich auf Erz und Fluorit abgebaut wurden. Basierend auf der Beobachtung, dass die besagten Quarzgänge parallel zur Orientierung der alpinen Zerrklüfte verlaufen und kaum deformiert sind, schliesst PETTKE (1991) auf ein spätalpines Bildungsalter.

Saure und intermediäre Gänge und Stöcke

Zone mit gehäuften Auftreten von Pegmatiten

Am Nordrand der Gotthard-Decke treten lokal auffällige Anreicherungen von Pegmatiten auf. Dieses gehäufte Auftreten ist hauptsächlich in den prävariszischen Paragneisen sowie untergeordnet im prävariszischen Orthogneis (**GO**) und Migmatitgneis (**G**) zu beobachten. Die Gänge weisen in der Regel eine Mächtigkeit von wenigen Zentimetern bis Dezimetern auf, vereinzelt sind Gänge mit bis zu 10 m Mächtigkeit vorhanden. Sie sind mehrheitlich schieferungsparallel eingelagert, können aber auch diskordant zur Schieferung vorkommen. Lokal ist die Konzentration an pegmatitischen Adern und Gängen so hoch, dass die intrudierten prävariszischen Gneise nur noch als «Schollen», umgeben von netzartig verlaufenden Pegmatitgängen, erhalten sind. Besonders eindrücklich sind die Zonen mit gehäuften Auftreten von Pegmatiten im Gebiet Fuorcla da Stavelatsch - Piz Renti - Cuolmet und am Südgrat Piz Muraun - Alp Cazirauns ausgebildet (Fig. 10).

Ein Rb-Sr-Muskovitalter eines Pegmatits der nördlichen Gotthard-Decke aus dem Druckstollen Nalps - Curnera (Blatt Oberalppass) ergab 365 ± 21 Ma (ARNOLD & JÄGER 1965). Es ist jedoch davon auszugehen, dass verschieden alte präalpine Pegmatitgenerationen existieren. Nach feldgeologischen Beobachtungen durch NIGGLI (1948) westlich des Gebiets von Atlasblatt Greina sind die Pegmatite im Allgemeinen älter als die postvariszischen Intrusionen. Dies ist in Übereinstimmung mit dem Befund, dass eindeutig zur Gangfolge des Medel-Granits und des Crystallina-Granodiorits gehörende Pegmatitgänge im Kartengebiet fehlen.

Ap Aplit

Aplite sind besonders in den Intrusivgesteinen weit verbreitet. In den prävariszischen und variszischen kristallinen Gneisen und Schiefen treten sie jedoch deutlich weniger in Erscheinung. In der Regel handelt es sich um dezimeter- bis metermächtige Gänge, die das Gestein in nicht besonders geregelten Richtungen



Fig.10: Schwarm von Pegmatitgängen im prävariszischen Paragneis (G_{pp}) nördlich der Fuorcla da Vallesa (Koord.2712.630/1169.480). Die Gänge sind als helle, häufig parallel zur Schieferung orientierte Bänder im dunkleren Paragneis gut zu erkennen. Foto S. Vögeli.

durchziehen. Eine grössere Anhäufung von Gängen und Stöcken findet sich im Gebiet Crunas – Davos la Buora und besonders zahlreich unterhalb des Gletscher Davos la Buora, in einem Gebiet, welches erst in den letzten Jahren aus dem Gletschereis hervortrat (Fig. 11). Nebst den feinkörnigen Apliten kommen auch grobkörnigere Varietäten vor, welche als Leukogranite bezeichnet werden könnten. Letztere sind eher im zentralen Bereich der Gänge vorzufinden und stellen möglicherweise Ausläufer des am Nordwestgrat des Piz dalla Siala vorkommenden Aplitgranitstocks (γ_A) dar. Die Aplite sind im Allgemeinen als vertikale und horizontale Gänge vorzufinden. Unterhalb des Gletscher Davos la Buora können diese möglicherweise auch als zusammenhängender Stock vertreten sein.

Ap_γ Aplitgranit

Im Freispiegelstollen Val Uffiern – Stausee Lai da Sontga Maria nahm A. Arnold auf einer Länge von gut 225 m einen Aplitgranit auf, der von ihm und E. Niggli als «Casatscha-Granit» bezeichnet wurde (SCHÖNBÄCHLER-SEILER 1972). An der Oberfläche finden sich wenige Aufschlüsse in der mit Hangschutt überdeckten Sackungsmasse in der Ostflanke des Val Casatscha (Koord.2708.740/1160.440).



Fig. 11: Aplitgänge im Cristallina-Granodiorit (Koord. 2710.820/1164.750, Bildbreite ca. 5 m).
Foto S. Vögeli.

Ein Merkmal des Dünnschliffbildes ist das schriftgranitische Quarz-Feldspat-Gefüge. Die Gesteinschemie ist leicht saurer als diejenige des Medel-Granits. Gemäss neuer Nomenklatur wären die Bezeichnungen Leukogranit bzw. leukogranitischer Stock korrekter.

Pg Pegmatit

Einzelgänge von Pegmatiten sind in den prävariszischen Orthogneisen und in den Intrusivgesteinen selten anzutreffen. In den prävariszischen Gneisen nördlich der Granitintrusionen treten Pegmatite vermehrt auf, teilweise als regelrechte Gangschwärme, aber auch als eigentliche Stöcke. Die Pegmatite sind mehrheitlich schieferungsparallel eingelagert. Sie sind entlang der gesamten nördlichen Paragesteinsserie vom Val Medel über die Fuorcla da Vallesa und den Piz Stavelatsch bis ins Val Sumvitg vorzufinden (Fig. 10). Charakteristisch sind grobblettriger Muskovit, der als kleinere Schuppen auch im schieferigen Nebengestein häufig vertreten ist, und meist grauer bis schwarzer Kalifeldspat. Die Pegmatite werden mit der Intrusion des «Streifengneis-Magmas» (HUBER 1943) oder mit den postvariszischen Intrusiva (WINTERHALTER 1930) in Verbindung gebracht. Beide Hypothesen sind im Kartengebiet jedoch nicht nachvollziehbar. Einerseits treten im Nebengestein



Fig. 12: Mikrogranitgang in der Ostwand des Piz Cazirauns. Foto S. Vögeli.

zum «Streifengneis» zwischen Piz Medel und Val Sumvitg (südlicher prävariszischer Paragesteinszug G_{bp}) kaum Pegmatite auf, und andererseits sind im Nebengestein der postvariszischen Granite ebenfalls kaum Pegmatite vorzufinden. Für das gehäufte Auftreten von Pegmatiten in den nördlichen prävariszischen Paragneisen muss eine zusätzliche granitoide Intrusion als Quelle in Betracht gezogen werden.

πγ Mikrogranit

Mikrogranit, traditionell als «Granitporphyr» bezeichnet, ist charakterisiert durch die reichlich vorhandenen idiomorphen Feldspat- und Quarzeinsprenglinge. Selten sind auch Hornblendeinsprenglinge vorhanden (z.B. östlich des Piz Cazirauns). Aufgrund der hellen, meist grünlich gelben Anwitterungsfarbe sind die Mikrogranitgänge im Gelände gut erkennbar. Erwähnenswert ist der in Figur 12 erkennbare, bereits von WINTERHALTER (1930) kartierte Gang, welcher sich rund um den Piz Cazirauns über die Fuorcla da Stavelatsch bis ins Val Lavaz (östlich Crest da Crusch) erstreckt. Der auffällig flache Verlauf dieses Ganges durchschneidet die flachliegende präalpine Deckenstruktur des «Santeri-Lappens» subparallel (S.115) und dürfte ein spät- bis postvariszisches Alter besitzen, da er tektonisch kaum beansprucht wurde (geringe bis fehlende Verschieferung).

π_q **Metarhyolith**

Gänge dieses Typs – in der alpinen Geologie traditionsgemäss als «Quarzporphyr» bezeichnet – sind im Kartengebiet weit verbreitet und aufgrund der weisslich grauen Anwitterungsfarbe im Gelände gut erkennbar. Je nach Aufschlussverhältnissen können diese Gänge über mehrere hundert Meter verfolgt werden, im Maximalfall sogar über einen Kilometer, wie das Beispiel eines Ganges belegt, welcher westlich des Passo della Greina beginnt und sich bis zur Fuorcla Sura da Lavaz erstreckt. Mächtigkeiten von wenigen Metern sind die Regel, lokal werden bis zu 20 m erreicht.

Im frischen Bruch erscheint die massige bis schiefrige mikrokristalline Matrix grünlich hellgrau. Charakteristisch sind die bis 1 cm grossen, rundlichen, warzenförmig hervorwitternden Quarzeinsprenglinge und die leistenförmigen Feldspäte. Teilweise sind primär magmatische Gefüge zu beobachten, welche quer zu allen bekannten Strukturen stehen, keine einheitliche Orientierung aufweisen und von PETTKE (1991) als magmatische Fließstrukturen interpretiert wurden.

π_δ **Mikrodiorit**

Im Gebiet von Atlasblatt Greina konnte nur ein gesichertes Vorkommen von Mikrodiorit («Dioritporphyr») im Osthang des Val Casatscha (Koord. 2708.700/1160.200), unmittelbar südöstlich des Aplitgranits (Ap_7), ausgeschieden werden. Charakteristisch für das körnige Ganggestein sind die bereits makroskopisch erkennbaren feinen Einsprenglinge von Hornblende und Biotitpseudomorphosen nach Hornblende. Nicht eindeutig zuzuordnen ist der mit einem Lamprophyr assoziierte kleine Stock südwestlich des Pass Cristallina (Koord. 2710.680/1159.770). Der Stock ist eher als stark verschieferte Apophyse des Cristallina-Granodiorits zu interpretieren, welche von den Lamprophyren jedoch nur sehr schwer abzugrenzen ist. Mikrodioritvorkommen, welche nicht als eigentliche Gänge identifiziert werden konnten, sind auch innerhalb der prävariszischen Gneise vertreten (Crest la Greina, Alp Ramosa). Wegen fehlender Anhaltspunkte für die Existenz von Gängen wurden diese Aufschlüsse jedoch nicht speziell ausgeschieden.

Autochthone Bedeckung

CARPET-SCHUPPE

Nördlich des Piz Cavel wurde bereits von FEHR (1956) ein grösserer zusammenhängender Metarhyolith («Quarzporphyr») ausgeschieden (Fig. 13), wobei dieser von ihm als Ganggestein interpretiert wurde. Von MERCOLLI et al. (1994) werden diese Aufschlüsse den spätvariszischen Vulkaniten zugeordnet. Während der Feldarbeiten wurde im Talkessel von Carpet, westlich des Piz Cavel, die westli-

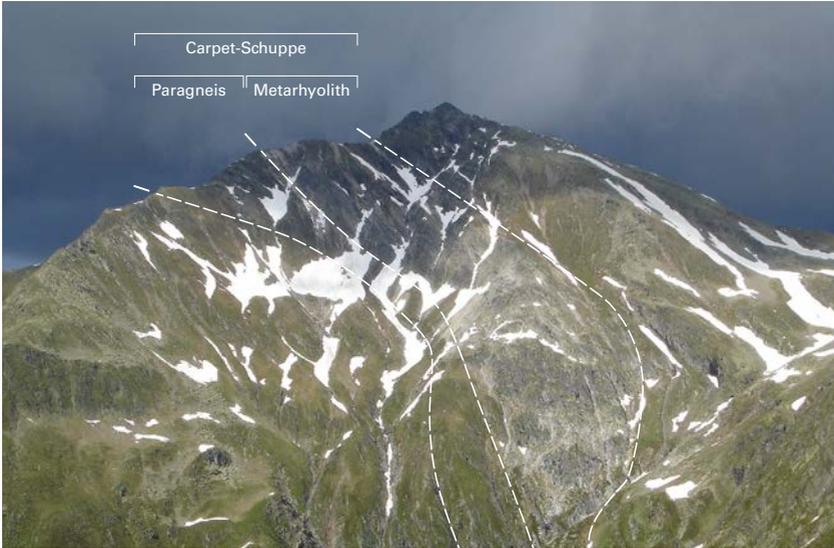


Fig. 13: Der helle, keilförmig aufgeschlossene Metarhyolith in der Westflanke des Piz Cavel ist schon von weitem erkennbar und bildet das Leitgestein der Carpet-Schuppe. Foto S. Vögeli.

che Fortsetzung der von FEHR (1956) beschriebenen Aufschlüsse auskartiert. Der bis ca. 250 m mächtige, über das ganze Profil meist gleichkörnig ausgebildete Metarhyolith ist parallel zur Hauptschieferung eingeregelt. Bereits ALB. HEIM (1891) hat diesen Porphyrt untersucht und ihn mit dem «Windgällen-Porphyr» korreliert, eine Alterszuordnung aber vermieden. Dieselben Gesteinszüge sind in den Profilen von NIGGLI & STAUB (1914) dargestellt.

Augenfällig ist das gehäufte Auftreten von feinkörnigen, felsig ausgebildeten Metarhyolithgängen sowohl im Liegenden (Piz Cugn) wie auch im Hangenden der Carpet-Schuppe (nordwestlich der Camona da Terri CAS – Piz Cavel). Diese Gänge werden als postvariszische Förderkanäle interpretiert. Das gehäufte Auftreten dieser Gänge in der Nachbarschaft des mächtigen Metarhyoliths erlaubt es, die Gesteine der Carpet-Schuppe als möglicherweise effusive Bildungen zu deuten. Aus diesem Grund wird diese markante Gesteinsabfolge im Talkessel von Carpet als Metarhyolith bezeichnet und als gleichaltrig wie die postvariszische Granitintrusion interpretiert.

Nebst dem eigentlichen Metarhyolith kommen auch psephitisch-psammitischer Gneis sowie geringmächtige Einschaltungen von schwarzgrauem schiefrigem Gneis vor (nördlich Piz Cavel), die als metasedimentäre, möglicherweise vulkanoklastische Abfolge interpretiert werden. In diesen sind besonders im Nord-

hang des Piz Cavel mehrere Metarhyolithlagen von wenigen Metern Mächtigkeit eingeschaltet.

Eine scharfe Abgrenzung dieser Abfolge zum prävariszischen Paragneis ist ebenso wenig möglich wie am Übergang von der Garvera-Zone zum kristallinen Grundgebirge der Gotthard-Decke. Es wird angenommen, dass diese Gesteine gegen Westen hin auskeilen und in eine markante Scherfläche im Nordosthang des Piz Miezdí übergehen. Der südlich dieser Scherfläche anstehende Paragneis ist durchaus mit demjenigen der Carpet-Schuppe vergleichbar. Aufgrund des Vorhandenseins von amphibolitischen Einschaltungen wurde dieser Gneis jedoch den prävariszischen Paragneisen zugeordnet. Denkbar ist auch, dass zwischen den prävariszischen Paragneisen und den postvariszischen Abfolgen der Carpet-Schuppe eine kontinuierliche Sedimentabfolge vorliegt. ALB. HEIM (1891) geht davon aus, dass dieser Metarhyolith mit ähnlichen Gesteinen im Talkessel von Sutglatsher zu vergleichen ist.

Aufgrund lithologischer Ähnlichkeiten wird grundsätzlich angenommen, dass die Gesteine der Carpet-Schuppe gleichaltrig sind wie die spätpaläozoischen Ablagerungen der Garvera-Zone («Permokarbon»). Sie werden demzufolge als eingeschuppte postvariszische autochthone Bedeckung der Gotthard-Decke interpretiert. In Anlehnung an die Aufschlüsse im Talkessel Carpet südwestlich des Piz Cavel wird diese Einheit auf dem vorliegenden Kartenblatt neu als Carpet-Schuppe bezeichnet. Eine detailliertere Studie dieser Einheit war im Rahmen der Arbeiten für das Atlasblatt Greina nicht möglich.

p'_q Weisser bis gelblicher Metarhyolith

Am Nord- und Westhang des Piz Cavel ist der Metarhyolith durch die weisse bis gelbliche Färbung und durch den hellen Schutt gut zu erkennen (Fig. 13). Am Übergang zum hangenden «Streifengneis» mit grobtaugiger Textur östlich des Piz Cavel wittert der Metarhyolith braun an (Fig. 14), was wahrscheinlich auf einen höheren Anteil an Pyrit zurückzuführen ist.

Makroskopisch ist der Metarhyolith durch eine gleichmässige, feinkörnige Struktur charakterisiert. Im Anschnitt heben sich praktisch nur Quarzkörner hervor. Im Dünnschliff ist die feinkörnige Grundmasse deutlich rekristallisiert und grobkörniger als die der zahlreichen Metarhyolithgänge im Hangenden und Liegenden der Carpet-Schuppe. Als Einsprenglinge sind praktisch nur millimetergrosse, rundliche Quarzkörner und idiomorphe Pyrite vorhanden. Kalifeldspat, welcher in den besagten Gängen als millimetergrosse Körner vorkommt, ist im Handstück nicht erkennbar.

Östlich des Piz Cavel endet dieser mächtige Metarhyolithzug abrupt. Hinweise auf ein tektonisch bedingtes Aussetzen dieser Einheit sind nicht evident. Auf der Westseite des Piz Cavel dünnt der Metarhyolith über kurze Distanz aus.



Fig. 14: Kontakt zwischen massivem, grobtaugigem «Streifengneis» oben und weissem bis gellichem, deutlich schiefrigerem Metarhyolith unten. Hervorzuheben ist die bräunliche Anwitterung (a) des Metarhyoliths am Übergang zum «Streifengneis». Nordgrat des Piz Cavel.

Foto S. Vögeli.

p'_p Feldspathaltiger Psephit- und Psammitgneis bis -schiefer mit lokalen Einschaltungen von schwarzgrauem schiefriem Gneis

In der Nachbarschaft des Metarhyoliths treten lokal ein grobkörniger psephitischer Gneis, nördlich des Piz Cavel auch Einschaltungen von dunklerem schiefriem Gneis auf, die möglicherweise sedimentären Ursprungs sind. Ansonsten dominiert ein meist mittelkörniger psammitischer Gneis. Bis auf den dunklen schiefriem Gneis nördlich des Piz Cavel kann der psammitisch-psephitische Gneis kaum von den ähnlich ausgebildeten prävariszischen Paragneisen südlich (im Hangenden) der Carpet-Zone unterschieden werden. Lediglich das Auftreten von Amphibolit in den letzteren stellt einen markanten Unterschied dar und wurde als Abgrenzungskriterium bei der Kartierung verwendet.

Ein Dünnschliff einer Psephit-Komponente ergab folgenden Aufbau: Der Kern besteht aus opaken Mineralen, ist von feinkörnigem Quarz/Feldspat mit Amphibolrelikten und Titanit umgeben und wird von einem äusseren Rand mit reichlich bis viel Epidot-Zoisit und Apatit umschlossen. Die Entstehung bzw. der Ursprung dieser Psephit-Komponenten kann nicht weiter gedeutet werden.

GARVERA-ZONE

Die Garvera-Zone ist ein schmaler, steilstehender bis überkippt südfallender Sedimentzug, welcher östlich des Oberalppasses das Tavetscher-Zwischenmassiv von der Gotthard-Decke trennt. Dieser Sedimentzug repräsentiert die östliche Fortsetzung der Urseren-Zone, welche sich von Grengiols (Oberwallis) über das Urserental bis ins Tavetsch erstreckt, am Westende des Tavetscher Zwischenmassivs in einem Bogen gegen Süden abgelenkt wird und in der Garvera-Zone ihre Fortsetzung findet (NIGGLI & STAUB 1914, NIGGLI 1944). In der Literatur werden die Urseren- und die Garver-Zone häufig zusammenfassend als Urseren-Garvera-Zone bezeichnet. Gemäss WYSS (1985) weisen jedoch lithofazielle Unterschiede auf eine unterschiedliche tektonische Stellung von Urseren- und Garvera-Zone hin. Nach seiner Auffassung zieht die Urseren-Zone in die Naht zwischen Aar-Massiv und Tavetscher Zwischenmassiv und kann nach Osten hin mit der Disentiser Zone parallelisiert werden, während die Garvera-Zone einen eigenständigen, südlich des Tavetscher Zwischenmassivs verlaufenden Sedimentzug darstellt (AMBÜHL et al. 2008). Gegen Osten kann die Garvera-Zone mit der Ilanz-Zone («Ilanzer Verrucano») korreliert werden (WYSS 1985).

Die Garvera-Zone wird als die stratigraphisch aufliegende nördliche Sedimentbedeckung der Gotthard-Decke interpretiert (NIGGLI 1912, NIGGLI & STAUB 1914). Die Gesteine werden als postvariszisch eingestuft und sind somit monometamorph. Das Alter der Gesteinsabfolge reicht vom Jungpaläozoikum (= ?Karbon-Perm) bis in den frühen Jura («Lias»). Die zeitliche Zuordnung der älteren fossilfreien Anteile zum Jungpaläozoikum erfolgte allein aufgrund ihrer lithologischen Ähnlichkeit mit anderen alpinen Vorkommen («Verrucano», «Permokarbon» des Unterwalliser Penninikums). Eine eindeutige Abgrenzung zur liegenden Paragesteinsserie der Gotthard-Decke ist nur andeutungsweise möglich. Hauptunterscheidungsmerkmale sind das Fehlen von Pegmatit- und Aplitgängen und grobblättrigem Muskowit in der Garvera-Zone sowie der generell niedrigere, lediglich grünschieferfazielle Metamorphosegrad.

Die Garvera-Zone tritt nur in der Nordwestecke des Kartengebiets auf. Die Zone beginnt mit Grünschiefer, braungrauem Gneis und Schiefer, Metarhyolith und lokal vorkommendem Metaquarzit. Auf den nördlich anschliessenden graublauen Phyllit mit Dolomiteinschaltungen folgen ausserhalb des Kartengebiets mesozoische Sedimente bestehend aus triassischer Rauwacke und Dolomit sowie frühjurassischen Ton- und Kalkschiefern mit Einschaltungen von Quarzit und Sandkalk. Diese generelle Schichtabfolge wird als normalstratigraphische Sedimentabfolge interpretiert, welche ohne wesentliche Diskordanz den Paragesteinen der Gotthard-Decke aufliegt.

p_{sp} Grünlicher Chlorit-Biotit-Albitschiefer und -gneis, psephitisch bis pelitisch

Ein auffallend grünes Gestein tritt südlich von Curaglia, beiderseits des Val Medel, auf. Es handelt sich um ein chloritreiches Gestein mit unterschiedlicher Korngrösse. Gemäss NIGGLI (1944) besitzt dieser Grünschiefer Albit, Biotit und Chlorit als Hauptgemengteile und Quarz als Nebengemengteil. Am westlichen Hang des Val Medel kommt vermehrt Schiefer, im Flussbett des Rein da Medel und am östlichen Hang vorwiegend Gneis vor, welcher einen höheren Quarzanteil besitzt. Auf dem unmittelbar westlich anschliessenden Gebiet von Atlasblatt Oberalppass wurde dieser Grünschiefer nicht gesondert ausgeschieden, obwohl er von NIGGLI (1944) u.a. im Tobel östlich von Cuolm Cavorgia (Val Blaua) und an einem Aufschluss direkt an der Westgrenze des Kartengebiets (Koord. 2707.500/1169.250) beschrieben wurde. Zu dieser Einheit dürfte der Grünschiefer südlich des Pazolatales am Westende des Tavetscher Zwischenmassivs gehören. In Analogie zu ähnlichen Lithologien im Verrucano der helvetischen Decken und in der Ilanz-Zone, wird der grünliche Chlorit-Biotit-Albitschiefer und -gneis als metamorph überprägtes basisches Eruptivgestein gedeutet.

p_q Weisser bis gelblicher Metarhyolith

Östlich des Val Medel bis an die nördliche Kartengebietsgrenze lässt sich ein bis 80 m mächtiger, heller porphyrischer Gesteinszug auskartieren. Gegen den Talboden des Val Medel und westlich vom Tal dünnt diese Einheit aus. Im Gebiet des westlich angrenzenden Atlasblattes Oberalppass sind nur noch wenige Aufschlüsse ausgeschieden. Das Gestein liegt innerhalb der jungpaläozoischen Abfolge und wird als subeffusive Lagergänge, eventuell auch als effusiver Vulkanit (Metarhyolith) gedeutet. Dieser Metarhyolith ist im Allgemeinen verschiefert; millimetergrosse Einsprenglinge aus Quarz und Feldspat sind aber meist noch gut erkennbar.

p_q Serizit führender Metaquarzit

Ein schieferungsparallel eingeregelter, Serizit führender Metaquarzit tritt nur an einem Aufschluss südwestlich von Curaglia am Fahrweg von Pali nach Truaisch auf (Koord. 2169.480/1707.860). Im unmittelbar westlich angrenzenden Gebiet von Blatt Oberalppass schied NIGGLI (1944) keinen Metaquarzit aus. Mächtige Einschaltungen von Metaquarzit werden dagegen im westlichen Bereich der Garvera-Zone im Gebiet Riederer – Alp Rossboden innerhalb des Psephit- und Psammitgneises bis -schiefers («Verrucano»; p_p) beschrieben (AMBÜHL et al. 2008). Der am Fahrweg nach Truaisch vorkommende Metaquarzit ist möglicherweise Teil der im Osthang des Val Medel auftretenden Psephit- und Psammitgneises.



Fig. 15: Blauschwarzer Tonphyllit mit gelblichen Dolomitlagen (Koord. 2708.220/1169.750, Bildbreite ca. 5 m). Foto S. Vögeli.

P_p Braungrauer feldspatreicher Psephit- und Psammitgneis bis -schiefer («Verrucano»)

Der braungraue feldspatreiche Serizitgneis bis -schiefer mit unterschiedlicher Korngrösse weist einen je nach Zusammensetzung und Gefüge stark variierenden Schieferungsgrad auf. In der Kartenskizze von NIGGLI (1912) wird dieser allgemein als «Konglomeratschiefer» bezeichnet, mit Analogien zum weiter östlich auftretenden «Ilanzer Verrucano». Eigentliche konglomeratische Gesteine wurden im Kartengebiet keine vorgefunden, dagegen wurden von WINTERHALTER (1930) und NIGGLI (1944) grobkörnige, bis 10 cm grosse Quarzknuern erwähnt. Dieses Gestein dürfte den im westlichen Gebiet des Atlasblattes Oberalppass beschriebenen feldspatreichen Psephit- und Psammitgneisen entsprechen.

P_{qk} Blauschwarzer serizitreicher Tonphyllit, lokal mit dünnen quarzitäen und dolomitischen Lagen

Dieser Phyllit bildet den Übergang von den jungpaläozoischen zu den triassischen Abfolgen. Er ist durch die von weitem erkennbare blauschwarze Färbung charakterisiert. Im Aufschluss ist das Gestein feinschiefrig bis phyllitisch, teils mit Quarz- und Dolomitknuern und -lagen durchsetzt. Hauptgemengteile sind Seri-

zit (45–75 Vol.-%) sowie Quarz, Albit und Chlorit. Bei der Brücke nach Mutschnengia (Koord. 2708.220/1169.750) treten innerhalb des Phyllits vermehrt gelbliche, wenige Dezimetermächtige Dolomitlagen mit Quarzknuern auf (Fig. 15). Dolomit ist eigentlich atypisch für jungpaläozoische Gesteine. Trotzdem werden sie von NIGGLI (1944) jedoch nicht als triassische Einschuppungen, sondern als normalstratigraphische Einschaltungen gedeutet. Solche dolomitischen Einschaltungen sind auch aus dem Verrucano der helvetischen Decken bekannt.

AUTOCHTHONES MESOZOIKUM AM SÜDRAND DER GOTTHARD-DECKE

Von der ursprünglichen Sedimenthülle der Gotthard-Decke sind an deren Südrand nur noch geringmächtige mesozoische Serien reliktsch erhalten geblieben. Diese Sedimentgesteine bestehen in der Regel aus triassischen Sedimenten (Mels-, Röti- und Quarten-Formation). Nur an wenigen lokalen Stellen sind zusätzlich auch frühjurassische Reste zu finden. Zwischen der Plaun la Greina und Lumbrein im Val Lumnezia findet sich eine bis zu 200 m mächtige, lediglich geringfügig gestörte Sedimentabfolge der Trias, die sogenannte Greina-Lumbrein-Trias, welche der Gotthard-Decke mit stratigraphischem Kontakt aufliegt (Fig. 16). Detaillierte Beschreibungen dieser Vorkommen von FEHR (1956), JUNG (1963), FREY (1967) und ETTER (1987) geben einen Überblick über den Aufbau und die Stratigraphie der autochthonen Sedimenthülle der Gotthard-Decke. Die östliche Fortsetzung der autochthonen Trias kann im Gebiet von Blatt Ilanz über die «Trias von Obersaxen» bis in die Gegend von Ilanz verfolgt werden (WYSSLING 1950). Nach Westen hin setzt sie sich im Gebiet von Blatt Oberalppass bis in die Scopi-Mulde fort, welche im Val Rondadura in die Luft ausstreicht (BAUMER 1964, CHADWICK 1965). Sofern vorhanden, bildet die Quarten-Formation das jüngste triassische Schichtglied der autochthonen Trias. Sie fehlt jedoch in der Regel oder ist nur noch als ausgedünnte bzw. gekappte Schmitze reliktsch erhalten, da diese Formation bevorzugt als Abscherhorizont wirkte. Grössere Vorkommen der Quarten-Formation sind im Kartengebiet am Passo della Greina sowie im Gebiet zwischen Pass Diesrut – Alp Ramosa – Fil da Ramosa erhalten geblieben. Der Kontakt zu den hangenden jurassischen Ton- und Kalkglimmerschiefern der Scopi-Zone ist tektonischer Natur, wie dies die z.T. mehrfache Verschuppung von triassischen und jurassischen Einheiten im Dach der autochthonen Trias eindeutig belegt.

Zusätzlich sind an wenigen Stellen frühjurassische Sedimente der autochthonen Sedimentbedeckung erhalten geblieben. Im Gebiet von Atlasblatt Greina beschränken sich deren Vorkommen auf geringmächtige, nicht kontinuierlich verfolgbare Relikte im Nahbereich der Retico-Störung zwischen Lago Retico und Valle di Prüsfa (Retico-Schuppen; BAUMER 1964, FREY 1967). Im nordöstlich anschliessenden Gebiet von Atlasblatt Ilanz werden der «Lias von Meierhof» (STAUB 1980, ETTER 1987), der «Lias von Surin» (JUNG 1963, ETTER 1987) und der soge-



Fig. 16: Blick nach Osten in Richtung Passo della Greina und Plaun la Greina. Gut erkennbar sind die gelblich beige, subvertikal stehenden Bänke aus Dolomit, Kalzitmarmor und Rauwacke der Greina-Lumbrein-Trias, welche die hellgrauen kristallinen Gneise der Gotthard-Decke im Norden (links) vom schwarzen Tonschiefer der Scopi-Zone im Süden (rechts) abtrennen. Foto S. Vögeli.

nannte «Spatkalk von Rueun» (WYSSLING 1950, STAUB 1983) ebenfalls als lokale Relikte der autochthonen frühjurassischen Bedeckung interpretiert. Weitere Reste der autochthon aufliegenden jurassischen Sedimente sind am Nordrand der Gotthard-Decke, ausserhalb des vorliegenden Kartengebiets, in der Urseren- und Garvera-Zone überliefert.

t Mels-, Röti- und Quarten-Formation, undifferenziert

Vor allem westlich des Val Camadra stehen die Gesteine der autochthonen Trias nur noch als sehr dünner und in der Regel heterogener Sedimentzug an. In diesem Fall war eine weitere Aufgliederung im Kartenmassstab 1:25 000 nicht möglich, weshalb sie auf der Karte als «Mels-, Röti- und Quarten-Formation, undifferenziert» ausgeschieden wurden.



Fig. 17: Mels-Formation am Kontakt zum Kristallin der Gotthard-Decke. Links: «Streifengneis» mit grobtaugiger Textur, überlagert von «Trias-Basisarkose» (Koord. 2722.960/1168.740, Breite Klemmbrett ca. 25 cm). Foto S. Vögeli. Rechts: Detailaufnahme der «Trias-Basisarkose» mit Feldspatkörnern und herauswitternden Quarzgeröllen, die von einer quarzitischen Matrix umgeben sind. Plaun da Chistags. Foto M. Wiederkehr.

t_M Mels-Formation: Arkose, Quarzit

Die Mels-Formation, welche die basalen, quarzitischen Gesteine der Trias umfasst, überlagert mit scharfem Kontakt das Kristallin der Gotthard-Decke (Fig. 17). Sie besteht an der Basis aus einer hellgrauen bis grünlichen ungeschichteten, massigen Arkose («Trias-Basisarkose»), welche mit abnehmender Korngrösse und zurücktretendem Feldspatgehalt fliegend in den überlagernden weissen gut gebankten Quarzit übergeht. Die meist nur wenige Meter mächtige Arkose führt schlecht gerundete bis eckige, gelblich-weiße, pulverig verwitternde Feldspatkörner und bis dezimetergrosse Quarzgerölle, welche von einer quarzitischen Matrix umgeben sind (Fig. 17). Die Korngrösse der Komponenten variiert generell stark und deren Sortierung ist in der Regel schlecht. Zusätzlich zu den Konglomeratlagen sind Einschaltungen von Tonschieferfetzen häufig. Der weisse Quarzit verfügt über eine gute Sortierung und zeigt eine undeutliche bis gute Schichtung. In einzelnen Bänken lassen sich Schrägschichtung sowie selten symmetrische Rippelmarken beobachten. Der Feldspatgehalt ist generell gering, kann jedoch in einzelnen Lagen deutlich zunehmen. Die Mächtigkeit der Quarzitbänke nimmt nach

oben hin etwas ab. Der Übergang zum hangenden Dolomit der Röti-Formation ist in der Regel scharf, kann aber auch durch Einschaltungen von grünem Serizitschiefer und gelblichem Dolomit zwischen den einzelnen Quarzitbänken fließend sein (z.B. zwischen dem südlichen Val Camadra und Cap. Scaletta SAT; FREY 1967).

Die Mels-Formation tritt in stark variierender Mächtigkeit auf. Im Gebiet Plaun da Chistagls – Alp Ramosa – Pass Diesrut ist die basale Trias bis ca. 15 m mächtig, während sie beim Passo della Greina, Ri di Prüsfa und Ri di Sassina komplett fehlt. Am Südostfuss des Muot la Greina sowie in der Schlucht nördlich des Piano della Greina wurden Rinnen- und Muldenfüllungen innerhalb der basalen Trias beschrieben (JUNG 1963, FREY 1967), welche die Mächtigkeitsschwankungen im Gebiet des Kartenblattes erklären könnten. Generell ist eine Zunahme der Mächtigkeit der Mels-Formation von West nach Ost zu beobachten. Zwischen dem Val Camadra und dem Lai da Sontga Maria ist die Mächtigkeit der basalen Trias aufgrund einer intensiven tektonischen Durchbewegung entlang der Reticostörung sehr gering und schwankt zwischen 0,5 und 1 m.

Illustrative Aufschlüsse der Mels-Formation befinden sich beispielsweise im Gebiet zwischen Pian Geirètt und Cap. Scaletta SAT, am Südostfuss des Muot la Greina und auf der Alp Ramosa.

t_R Röti-Formation: Dolomit, Kalzitmarmor, Rauwacke

Die Röti-Formation umfasst die karbonatischen Sedimente der Trias, welche sich durch mächtige Dolomit- und Rauwackevorkommen auszeichnen. Sie stellen mit einer Mächtigkeit von bis zu 200 m das mächtigste Schichtglied der autochthonen triassischen Sedimente der Gotthard-Decke dar. Wie die Mels-Formation ist auch die Röti-Formation durch grosse Mächtigkeitsschwankungen charakterisiert. In der Regel wird die Rauwacke sowohl im Hangenden als auch im Liegenden von gelbem und grauem feinkörnigem Dolomit über- bzw. unterlagert, wobei auch laterale Übergänge zu beobachten sind. Somit lassen sich die Dolomitvorkommen relativ zur Rauwacke in einen unteren bzw. oberen Dolomit unterteilen, wobei die unteren Vorkommen eine gelblich-bräunliche und die oberen eine graue Färbung aufweisen sind. Einschaltungen von einzelnen Rauwackelagen oder Wechsellagerungen mit Dolomit und Rauwacke sind vor allem am Kontakt zur massigen Rauwacke häufig. Der Übergang zum Dolomit ist in der Regel fließend.

Die Abgrenzung zur liegenden Mels-Formation erfolgt durch das Einsetzen von gelblich braunem lagigem, massigem Dolomit in Wechsellagerung mit dünnem Serizitphyllit. Diese Wechsellagerung kann mit dem von BRUNNSCHWEILER (1948) definierten Dunkelzug-Member korreliert werden (schriftl. Mitteilung A. Pfiffner). Im oberen Teil der Röti-Formation dominiert ein grauer feinkörniger, stark geklüfteter Dolomit mit einzelnen Bänken von grauem massigem grobkörnigem Kalzitmarmor.

Zu erwähnen sind die grossen Mächtigkeitsschwankungen des Dolomits. Gemäss FREY (1967) setzen die Dolomitvorkommen auf der Ostseite des Val Camadra mit einer Mächtigkeit von maximal 20 m ein und sind bis zum Passo della Greina als schmales Band verfolgbar. In östlicher Richtung nimmt ihre Mächtigkeit durch laterales Ersetzen der hangenden Rauwacke sprunghaft zu und erreicht ca. 55 m. Etwas weiter östlich reduziert sich ihre Mächtigkeit jedoch wieder auf ca. 20 m.

t_r *Rauwacke*

Die autochthonen Sedimente der Trias werden vor allem zwischen der Cap. Scaletta SAT im Westen und der Alp Ramosa im Osten durch z.T. mächtige Rauwackevorkommen geprägt. Generell ist die Rauwacke sehr variabel ausgebildet und zeigt alle Übergänge vom intakten Dolomit zum bräunlich bis gelblich beigen, porösen, sandig-siltig verwitternden Kalk mit der für die Rauwacke charakteristischen löcherigen bis zelligen Erscheinung. Lagen mit unversehrten, meist hellgrauen Dolomitbruchstücken sind häufig (Trümmer-Rauwacke). Im Allgemeinen ist der hohe Dolomitanteil der Rauwacke hervorzuheben; mächtige Lagen ohne Dolomit sind äusserst selten. Zu erwähnen ist, dass die Rauwacke im Allgemeinen durch die Verkarstung evaporitischer Ausgangsgesteine durch fluviatile und glazifluviatile Prozesse an der Erdoberfläche gebildet wird und demzufolge erst nach den alpinen Deformationen entstanden und wahrscheinlich quartären Alters ist (SCHAAD 1995). Es sind deshalb vielmehr ihre evaporitischen Ausgangsgesteine, welche als bevorzugte Abscherhorizonte bei der Deckenbildung dienten.

Wie schon beim Dolomit erwähnt, ist die Rauwacke durch grosse Mächtigkeitsschwankungen charakterisiert, welche teilweise durch laterale Übergänge zum Dolomit bedingt sind. Gemäss FREY (1967) erreicht die Mächtigkeit der Rauwacke zwischen Cap. Scaletta SAT und Passo della Greina über 200 m und nur etwas weiter östlich lediglich noch ca. 40 m. Zum einen sind diese Schwankungen stratigraphischer Natur, zum anderen können sie aber auch mit tektonischer Aufschuppung erklärt werden, da die evaporitischen Ausgangsgesteine der Rauwacke, wie auch die Quarten-Formation (s.u.) bevorzugte Abscherhorizonte darstellen.

t_Q **Quarten-Formation: grünlicher Serizitphyllit mit gelblich beigen Dolomitlagen und weisslicher, Serizit führender schiefriger Quarzit**

Die Quarten-Formation besteht hauptsächlich aus gelblich grünem, ebenflächigem bis gefaltetem Serizitphyllit mit ausgeprägter Schieferung, welche durch den streng parallel eingeregelteten Serizit und die länglichen Quarzkörner gebildet wird. Das unterschiedlich gehäufte Auftreten von Chlorit führt zu wechselnden Intensitäten der grünlichen Färbung. Häufig sind Chloritoidporphyroblasten als feine, dunkle, schwach glänzende Knötchen auf den Schieferungsflächen zu beobachten. Vereinzelt treten dünne, gelbliche Dolomitlagen auf (JUNG 1963). Oft ist

eine rhythmische Wechsellagerung von zentimetermächtigen, grauen bis gelblich beigen, stark verschieferten, feinkörnigen Dolomitlagen (Dolomitschiefer; JUNG 1963, FREY 1967) und dem grünen Serizitphyllit zu beobachten, wobei die Dolomitlagen aufgrund der Deformation oft boudiniert sind und nur noch als linsenförmige Einschaltungen auftreten. Das grösste Vorkommen dieser Dolomitschiefer befindet sich bei Plaun da Chistagls am Westgrat des Piz da Vrin. Im unteren Teil der Quarten-Formation finden sich einzelne Bänke von grünlich weissem bis grauem Quarzit, welcher in der Regel als unzusammenhängende Linsen innerhalb des Serizitschiefers auftritt («Quarzit der oberen Trias»; JUNG 1963). Dabei handelt es sich um fein- bis mittelkörnigen, schlecht sortierten, porös anwitternden kalkigen Sandstein und Quarzit mit detritischem Feldspat.

Da die Quarten-Formation, ähnlich der Rauwacke der Röti-Formation, einen bevorzugten Abscherhorizont darstellt, ist eine vollständige Abfolge dieser Formation im Kartengebiet nicht überliefert. In der Regel sind lediglich tektonisch reduzierte Vorkommen der Quarten-Formation erhalten geblieben, oft können diese aber auch komplett fehlen. Die häufig auftretenden Verschuppungen der Quarten-Formation mit den darüberliegenden jurassischen Ton- und Kalkglimmerschiefern der Scopi-Zone belegen eindeutig, dass die heute anstehenden Vorkommen der Quarten-Formation generell tektonisch gekappt sind. Die Mächtigkeiten schwanken hauptsächlich zwischen 0 und 50 m. Die wahrscheinlich vollständigste Abfolge befindet sich am Westgrat des Piz da Vrin (am Fil da Ramosa), wo eine Mächtigkeit von über 100 m erreicht wird (FEHR 1956, JUNG 1963).

I_{GM} Stgir-Formation, unterer Teil: schwarzgrauer Sandkalk, ± spätig, und blaugrauer Quarzit, untergeordnet dunkle Ton- und Kalkschiefer

Am südwestlichen Rand der Gotthard-Decke beschreiben BAUMER (1964) und FREY (1967) nördlich der Retico-Störung mehrere Vorkommen von wahrscheinlich autochthonen frühjurassischen Gesteinen (Lias der Retico-Schuppen). Des Weiteren treten gemäss FREY (1967) über der Quarten-Formation im mittleren Teil des Ri di Sassina sowie als Einschuppungen im schwarzen Tonschiefer der Coroi-Formation (Scopi-Zone) nördlich des Kristallinspans der Cima di Sassina (Sassina-Span) und in den Wänden des Pizzo Marumo weitere autochthone frühjurassische Relikte auf. Ob es sich bei diesen Vorkommen zweifelsfrei um autochthone Sedimente der Gotthard-Decke handelt, ist nicht restlos geklärt. Gemäss ETTER (1987) handelt es sich dabei um geringmächtige Schuppen, welche durch die Retico-Störung aus dem stratigraphischen Verband der Scopi-Zone losgelöst wurden.

Bei den fraglichen frühjurassischen Vorkommen dominieren schwarzgrauer, teilweise spätiger Sandkalk mit schlecht erkennbaren Muschelquerschnitten und dunkelgrauer bis -blauer grobgebankter Quarzit mit eingelagerten dünnen,

schwarzen Ton- und Kalkglimmerschiefern. Auffällig ist das Vorhandensein von schwarzem feinkörnigem, kalkfreiem Quarzit, welcher von FREY (1967) als «Lias-Basisquarzit» interpretiert wurde. Diese Abfolge überlagert die autochthonen Sedimente der Trias oder ist als Lamellen in die darüber liegende Scopi-Zone eingespresst. Sie besitzt eine grosse Ähnlichkeit mit dem unteren Teil der Stgir-Formation der Scopi-Zone, wobei in den erwähnten Vorkommen lediglich die kompetentesten Bänke erhalten geblieben sind. Aus diesen Gründen werden die frühjurassischen Vorkommen im Kartengebiet, analog des «Lias von Meierhof» und «Lias von Surin» (Blatt Ilanz), als lokal erhalten gebliebene In-situ-Reste der ursprünglichen Sedimenthülle der Gotthard-Decke interpretiert (JUNG 1963, FREY 1967). Generell besitzen die fraglichen frühjurassischen Relikte eine Mächtigkeit von 15 bis 20 m und erreichen im Valle di Prüsfa ihre grösste Mächtigkeit von 50 m (BAUMER 1964, FREY 1967).

Basierend auf neuesten Beobachtungen erscheint auch eine Zuweisung zur obersten Trias (Rhétien) plausibel (mündl. Mitteilung F. Galster). Gemäss TRÜMPY (1949) besitzen die Gesteine des Rhétien im ehemaligen Bereich des helvetischen Ablagerungsraums oft Ähnlichkeiten mit denjenigen des frühen Juras (Lias). Eine Zuweisung der beschriebenen Gesteine zum Rhétien erscheint somit zumindest für die untersten Anteile der frühjurassischen Sedimentabfolgen («Lias-Basisquarzit» und basale Stgir-Formation) durchaus möglich. Da keine biostratigraphisch bestimmbareren Fossilien gefunden werden konnten, ist eine eindeutige Zuordnung jedoch nicht möglich.

ULTRAHELVETIKUM

SCOPI-ZONE

Die vorgängig beschriebenen, direkt dem kristallinen Grundgebirge auflagernden triassischen Gesteine und die lokal vorhandenen frühjurassischen Vorkommen stellen die Reste der ursprünglich vorhandenen autochthonen Sedimenthülle am Südrand der Gotthard-Decke dar. Auf diese reliktsch erhalten gebliebene Sedimentbedeckung wurde die verkehrt liegende Scopi-Zone überschoben (Fig. 16; BAUMER et al. 1961, ETTER 1987).

Die Scopi-Zone umfasst eine sedimentäre Abfolge aus braun- bis grauschwarzen Ton- und Kalkglimmerschiefern mit Einschaltungen von Sandkalk- und Quarzitbänken, welche durch eine klar abgrenzbare und kontinuierliche stratigraphische Abfolge charakterisiert ist. Basierend auf spärlichen Fossilfunden (Ammonitenbruchstücke, Crinoidenstielglieder, Gryphäen und weitere Lamellibranchier, Belemniten, Gastropoden und Korallen) sowie auf lithostratigraphischen Vergleichen mit entsprechend ausgebildeten helvetischen Sedimenten wird dieser Sedi-

Tabelle 2.: Korrelation der Sedimentabfolgen im Bereich der Gotthard-Decke (nach JUNG 1963 und LISZKAY 1965).

Kartengebiet (Lugnez)	Scopi	Gotthard-Decke (Ostende)	Garvera-Zone	Nufenen-Zone	Helv. Decken (Ostschweiz)	Alter
BAUMER et al. (1961), JUNG (1963)	HUBER (1943)	NABHOLZ (1948)	NIGGLI (1944)	LISZKAY (1965)	TRÜMPY (1949)	Stufe
Coroi-Formation	Kalkfreie Tonschiefer	Serie der schwarzen Tonschiefer und Tonschieferquarzite			Aalénien-Schiefer	Aalénien
Inferno-Formation		Serie der kieselig- sandigen Kalkschiefer, wechsellagernd mit quarzitischen Tonschiefern	Jüngeres Mesozoikum abgeschert	Jüngeres Mesozoikum abgeschert	Grenzbildungen	Toarcien
«Runcialaida-Sch.»	Oolith, Sandkalk	Serie der maus- grauen tonigen Kalkschiefer bis kalkigen Tonschiefer				«Domérien»
Mittlerer Teil	Knotenschiefer, Tonschiefer mit Kalkbänken, etwas sandig				Sexmor-Serie	Pliensbachien
«Rein-Schichten»				— ? — — ? — — ? — Serie der Kontenschiefer		
Untere Teil						
Stgir-Formation		Serie der groben Sandkalle und Quarzite, oft spätig	Grobsandkalle rillen- artig anwitternd mit wenigen Schiefer- einlagerungen	Serie der Sandsteine	Spitzmeilen-Serie	«Lotharingien»
Oberer Teil	Quarzite und Sand- steine mit tonigen Zwischentagen		Wechsellagerung von Kalken, Sand- kalken, schwarzen Schiefern	Oberer	Prodkamm-Serie	Sinemurien
Unterer Teil	Sandiger, glimmer- reiche Tonschiefer mit Marmorbänken, Spatkalken und Quarziten	Serie mit unruhiger Sedimentation in kalkiger, toniger und sandiger Ausbildung		Mittlere	Cardinien-Schichten	Hettangien
Basaler Teil			Lumachellenbank, harte schwarze quarzreiche Schiefer	Untere	Infralias-Sandsteine	Rhétien

mentabfolge ein früh- bis mitteljurassisches Alter zugeordnet (JUNG 1963, BAUMER 1964, FREY 1967, ETTER 1987). Die Scopi-Zone kann im vorliegenden Gebiet je nach Autor in drei bzw. fünf Einheiten unterteilt werden, welche sich vom Lukmanierpass im Westen über das Gebiet der Plaun la Greina bis in Gegend von Ilanz im Osten kontinuierlich verfolgen lassen. Eine Übersicht über die Gliederung und Korrelation der Sedimente ist in Tabelle 2 wiedergegeben. Für die Kartierung des Gebiets von Blatt Greina wurde die Stratigraphie von BAUMER et al. (1961) übernommen. Die von diesen Autoren definierten «Stgir-», «Inferno-» und «Coroi-Serie» werden entsprechend den aktuellen lithostratigraphischen Nomenklaturregeln auf dem vorliegenden Kartenblatt neu als Formationen bezeichnet.

Die Scopi-Zone zieht als 700–3100 m mächtiges Sedimentpaket vom südwestlichen zum nordöstlichen Kartengebietsrand. Sie baut den Südhang des Val di Campo sowie die Gipfel des Cima di Sassina, Pizzo Marumo und Pizzo Coroi auf, verläuft anschliessend am südlichen Ende der Plaun la Greina sowie in der Flanke des Piz Zamuor und bildet im Nordosten die Gipfel des Piz Stgir, Piz Ner, Artg Diesrut und Piz da Vrin. Die grossen Mächtigkeitsschwankungen gehen hauptsächlich auf interne Verfaltung zurück, welche sich durch die enge Sassina-Antiform und die nördliche Marumo-Synform (Taf. 1, Profil 4; FREY 1967) im Zentrum des Kartengebiets deutlich zeigt. In diesem Bereich besitzt die Scopi-Zone eine maximale Mächtigkeit von 3100 m. Zusätzlich ist eine generelle Abnahme der Mächtigkeit von ca. 2200 m beim Pass Casatscha im Südwesten auf 700–800 m beim Pass Diesrut und bei Puzzatsch im Nordosten feststellbar. Bei den angegebenen Mächtigkeiten gilt es zu beachten, dass es sich um Minimalabschätzungen handelt, da die Coroi-Formation (mittlerer Jura) im Dach der Scopi-Zone tektonisch gekappt wurde, so dass keine Angaben zur ursprünglich vorhandenen totalen Mächtigkeit gemacht werden können.

I₅ Stgir-Formation, undifferenziert (tektonisch z.T. stark ausgequetscht)

Östlich des Val Cavalasca wird die Stgir-Formation rasch dünner, und die für den oberen Teil der Stgir-Formation charakteristischen kompetenten und massigen Bänke aus Sandkalk und Quarzit gehen zurück (ETTER 1987). Zusätzlich ist der untere Teil der Stgir-Formation zwischen der Südflanke des Piz Zamuor und des Artg Diesrut tektonisch stark ausgedünnt (JUNG 1963), so dass eine eindeutige Unterscheidung des unteren und des oberen Teils der Stgir-Formation bzw. deren Darstellung im Kartenmassstab 1:25 000 in besagtem Gebiet nicht mehr möglich ist.

I_{us} Stgir-Formation, unterer Teil: dunkle Ton- und Kalkschiefer mit Lagen von rötlich braunem Quarzit und Sandkalk

Der untere Teil der Stgir-Formation besteht vorwiegend aus schwarzbraunen teilweise sandigen Ton- und Kalkschiefern mit Einschaltungen von dünnbankigen Lagen bestehend aus schwarzgrauem, z.T. grobspätigem Crinodienkalk, grünlich braunem Quarzit sowie graubraunem, teilweise oolithischem Sandkalk. In den schwarzen kalkfreien Tonschiefern ist Chloritoid als sehr feine, leicht glänzende schwarze Plättchen makroskopisch erkennbar. Gemäss mehreren Autoren (vgl. JUNG 1963, BAUMER 1964, FREY 1967) tritt sporadisch an der Basis des unteren Teils der Stgir-Formation, in direktem Kontakt zur Trias, ein markanter blauschwarzer, stark pigmentierter Quarzit auf (sog. «Lias-Basisquarzit»), dessen Mächtigkeit zwischen wenigen Dezimetern bis mehreren Metern schwankt. Im Allgemeinen dominieren an der Basis des unteren Teils der Stgir-Formation kalkige Tonschiefer, während in den jüngeren Teilen Bänke aus Sandkalk, Lumachellenkalk, kalkigem Sandstein und Quarzit allmählich häufiger auftreten. Den Abschluss bildet, sofern vorhanden, eine schwarze Kalkbank mit Gryphäen-, Schnecken- und Cardinienquerschnitten (FREY 1967).

Im Kartengebiet kann der untere Teil der Stgir-Formation als kontinuierliche Einheit von Südwesten nach Nordosten verfolgt werden. Erwähnenswert ist die variable Mächtigkeit, welche grösstenteils tektonischer Natur ist. Sie beträgt maximal ca. 200 m (Ri di Scengio; BAUMER 1964), wobei laut JUNG (1963) und FREY (1967) in der Regel deutlich geringere Werte von ca. 40–100 m zu beobachten sind. An wenigen Stellen ist der untere Teil der Stgir-Formation auf wenige Dekameter reduziert (Filo di Stanga 5–15 m, Piz Zamuor ca. 20 m, Artg Diesrut 20–30 m).

Der untere Teil der Stgir-Formation wird laut BAUMER et al. (1961), JUNG (1963), FREY (1967) und ETTER (1987) ins Hettangien und Sinémurien gestellt (Tab. 2), wobei die quarzitischen basalen Teile («Lias-Basisquarzit») vermutlich bis ins Rhétien zurückreichen (BAUMER et al. 1961). Diese Altersabschätzungen erfolgten einerseits aufgrund lithologischer Vergleiche mit entsprechenden Abfolgen aus dem Helvetikum der Glarner Alpen und andererseits aufgrund spärlicher, durchwegs schlecht erhaltener Fossilfunde. Wegen des ähnlichen lithologischen Charakters wurde der untere Teil der Stgir-Formation mit der Prodkamm-Serie verglichen, wobei die basalen Anteile als Äquivalente der «Cardinienschichten» und des «Infraliassandsteins» interpretiert wurden (Tab. 2). Basierend auf Fossilfunden, insbesondere von *Gryphaea* sp., erscheint eine Einstufung ins Sinémurien gerechtfertigt. Bei der Alp Ramosa sowie beim Artg Diesrut beschreibt JUNG (1963) Vorkommen von stark verformten Korallen. FREY (1967) beobachtete im Valle Cavalesca im sogenannten «Fossilhorizont» im Dach des unteren Teils der Stgir-Formation das Auftreten von Schnecken, dickschaligen Muscheln (?Cardinien) und zahlreichen Crinoiden-Stilgliedern (*Isocrinus* sp.), welche als 1–3 mm grosse fünfstrahlige Sterne oder als fünfeckige Komponenten deutlich herauswittern (Fig. 18).



Fig. 18: Crinoiden-Stilglied (Isocrinus sp.) mit fraglichem Muschelquerschnitt in der unteren Stgir-Formation. Foto M. Wiederkehr.

Die Analyse von Pollenkörnern und Mikroplankton bei der Lokalität Mulin da Pitasch (Koord. 2735.275/1176.700 auf Blatt Ilanz) lieferte ein frühjurassisches («mittel-liassisches») Alter (PANTIĆ & ISLER 1981).

I₀₅ Stgir-Formation, oberer Teil: brauner grober Sandkalk und Quarzit, untergeordnet mit dunklen Ton- und Kalkschieferlagen

Im Gegensatz zum unteren ist der obere Teil der Stgir-Formation durch eine deutlich einheitlichere Erscheinung charakterisiert, obschon er im Wesentlichen die gleichen Gesteine wie der untere Teil umfasst. Er wird dominiert durch bis zu einem Meter mächtige bräunlich bis rötlich anwitternde Bänke aus grobem Sandkalk und Quarzit, welche durch dünne Lagen von dunkelgrauen bis schwarzen teilweise Chloritoid führenden Ton- und Kalkschiefer voneinander getrennt sind. Der grobe Sandkalk zeichnet sich durch den oft hohen Gehalt an Crinoiden und Gryphäen aus, welche jedoch nur selten gut erhalten sind. Zusätzlich zu den bereits erwähnten massigen Bänken aus Sandkalk und Quarzit finden sich Einschaltungen von schwarzem Lumachellenkalk, grünlich grauem Echinodermenkalk z.T. mit dolomitischen Lagen und grauschwarzem Oolith. Im Dach des oberen Teils

der Stgir-Formation, unmittelbar am Kontakt zur darüber liegenden Inferno-Formation, ist ein «Fossilhorizont» vorhanden, welcher sich durch das gehäufte Auftreten von in der Regel stark deformierten Muschelschalen auszeichnet (JUNG 1963, FREY 1967).

Im Gegensatz zu den sandigen Ton- und Kalkschiefern des unteren Teils der Stgir-Formation bilden der massive Sandkalk und der Quarzit des oberen Teils der Stgir-Formation oft steile Felswände (z.B. am Piz Stgir, am Artg Diesrut und in der Südflanke des Piz da Vrin). Die Abgrenzung zum unteren Teil der Stgir-Formation erfolgte mit dem erstmaligen Einsetzen des massigen, kalkarmen bis kalkfreien Quarzits. Die obere Begrenzung ist durch einen deutlichen Wechsel in der Farbe und in der Härte der Gesteine charakterisiert. Der markante Wechsel vom massigen, bräunlich bis rötlich anwitternden Sandkalk des oberen Teils der Stgir-Formation zum dunkelgrauen bis schwarzen Kalkschiefer der tendenziell zurückwitternden Inferno-Formation stellt im Kartengebiet eine scharfe lithologische Grenze innerhalb der Scopi-Zone dar (JUNG 1963).

Der obere Teil der Stgir-Formation weist eine tektonisch bedingte variable Mächtigkeit zwischen ca. 40 und 100 m auf. Im Val Camadra beschreibt FREY (1967) mit ca. 200 m die maximale Mächtigkeit. Tendenziell ist jedoch nach Osten eine tektonisch bedingte Ausdünnung zu beobachten (FREY 1967).

Basierend auf Ammonitenfragmenten, welche als *Amioceras* sp. identifiziert werden konnten, weisen BAUMER et al. (1961) den oberen Teil der Stgir-Formation grösstenteils dem späten Sinémurien («Lotharingien») zu. Diese Fragmente wurden von JUNG (1963) am Piz Stgir im sogenannten «Fossilhorizont» im Dach des oberen Teils der Stgir-Formation gefunden. Im selben Fossilhorizont beschreiben JUNG (1963), BAUMER (1964), und FREY (1967) zusätzlich Gryphäen (*Gryphaea* sp.), Crinoiden-Stielglieder (*Isocrinus* sp. und *Isocrinus tuberculatus*), dickschalige Cardinien, Turmschnecken, Seeigelstacheln, Holothuriensklerite (*Calclamnella* cf. *elliptica*) sowie Korallen. Vereinzelt Funde von in der Regel schlecht erhaltenen Belemnitenbruchstücken sowie Seelilienstielglieder, welche in ähnlicher stratigraphischer Position im Gebiet von Blatt Ilanz gefunden wurden (NABHOLZ 1948, WYSS & ISLER 2011), bestätigen ein frühjurassisches Alter (Sinémurien–Pliensbachien) für den oberen Teil der Stgir-Formation (Tab. 2). Lithologisch-fazielle Ähnlichkeiten mit dem späten Sinémurien («Lotharingien») der helvetischen Decken der Westschweiz (z.B. LOUP 1992) sind in guter Übereinstimmung mit den biostratigraphischen Befunden.

I_{1n} Inferno-Formation: grauer sandiger, ± toniger Kalkschiefer

Wie in Tabelle 2 ersichtlich, entsprechen die grauen sandig-tonigen Kalkschiefer der Inferno-Formation der «Serie der mausgrauen tonigen Kalkschiefer bis kalkigen Tonschiefer» und der «Serie der kieselig-sandigen Kalkschiefer, wechsellagernd mit quarzitischen Tonschiefern» von NABHOLZ (1948) sowie den «Kno-

tenschiefer, Tonschiefer mit Kalkbänken, etwas sandig» von HUBER (1943). Die Inferno-Formation kann im Kartengebiet vom Pass Casatscha im Südwesten bis in die Gegend des Piz da Vrin im Nordosten kontinuierlich verfolgt werden und bildet aufgrund der geringen Verwitterungsresistenz tendenziell weiche und häufig von Vegetation überwachsene Landschaftsformen. Zwischen dem Val Camadra und Crap la Crusch wurde die Inferno-Formation von FREY (1967) in einen unteren, mittleren und oberen Teil gegliedert. Diese Unterteilung konnte jedoch nicht kontinuierlich nachvollzogen werden, da vor allem nach Osten hin die tektonische Überprägung deutlich stärker ist (JUNG 1963).

Der untere Teil der Inferno-Formation ist charakterisiert durch eine Wechsellagerung von zentimeter- bis maximal dezimetermächtigen Kalkbänken und Kalkschieferlagen. Mächtigkeit und Häufigkeit der Kalkbänke nehmen nach oben hin allmählich ab und es folgt eine monotone Abfolge von Kalkschiefer mit auffallend hohem Pyritgehalt. Einschaltungen von massigen, grob- bis feinspätigen Kalkbänken markieren den oberen Teil der Inferno-Formation. Dabei handelt es sich um eine Echinodermenbrekzie, welche mit den Kalkschieferlagen eine enge Wechsellagerung bildet. Zu erwähnen ist, dass die Inferno-Formation vom Pass Casatscha bis ins Val Camadra durch das Auftreten von deutlich herauswitternden Knoten gekennzeichnet ist. Bei diesen Knoten handelt sich um Plagioklas- und Zoisitporphyroblasten, welche mit ihrem Auftreten den nach Südwesten zunehmenden Metamorphosegrad andeuten (Fig. 19).

Gemäss JUNG (1963) können östlich der Plaun la Greina im Gebiet von Atlasblatt Ilanz zwei geringmächtige klastische Einschaltungen ausgeschieden werden. Die «Riein-Schichten» bestehen aus einem nur wenige Meter mächtigen weissen Sandkalk, welcher detritische Feldspäte sowie Lagen von Quarzgeröllen führt. Die «Runcaleida-Schichten» sind charakterisiert durch eine Wechsellagerung von bräunlichen Quarzit- und Sandkalkbänken mit Kalk- und Tonschiefern, welche stark den Gesteinen des oberen Teils der Stgir-Formation gleichen. Neben den häufigen Echinodermentrümmern treten lokal stark deformierte Lumachellenreste und Bänke von Oolith auf. Die westliche Fortsetzung der «Riein-» und der «Runcaleida-Schichten» kann im Kartengebiet nicht kontinuierlich verfolgt werden. FREY (1967) beschreibt im Valle Cavalasca ein isoliertes Vorkommen einer hellen, kalkhaltigen Quarzitbank, welche möglicherweise mit den «Riein-Schichten» korreliert werden kann. Die Fortsetzung der «Runcaleida-Schichten» ist ebenfalls nicht eindeutig. FREY (1967) und BAUMER (1964) parallelisieren die Vorkommen von sandigen Kalkbänken zwischen dem Valle Cavalasca und dem Ri di Prüsfa sowie den Crinoidenkalk des Ri di Scengio und die grobe Crinoidenbrekzie des Ri di Prüsfa mit den «Runcaleida-Schichten». Aufgrund der unsicheren Fortsetzung nach Westen wurden diese beiden Einheiten auf dem vorliegenden Kartenblatt nicht speziell ausgeschieden.

Die Abgrenzung zum rötlich braunen massigen Sandkalk des oberen Teils der Stgir-Formation ist, wie schon erwähnt, scharf und sowohl durch die Farbe als



Fig. 19: Plagioklas- (**Plag**) und Zoisitporphyroblasten (**Zo**) im sandig-tonigen Kalkschiefer der Inferno-Formation. Foto M. Wiederkehr.

auch die Härte der Gesteine im Gelände gut erkennbar. Im Gegensatz dazu ist der Übergang zu dem darüber liegenden schwarzen Tonschiefer der Coroi-Formation fließend und wird durch eine Zunahme von Graphit sowie eine allmähliche Abnahme des Kalkgehaltes markiert.

Die Inferno-Formation ist charakterisiert durch stark variable Mächtigkeiten, welche wahrscheinlich tektonischen Ursprungs sind. Im südwestlichen Teil des Kartengebiets umfasst sie eine Mächtigkeit von 450 bis 500 m. Nach Osten hin nimmt die Mächtigkeit deutlich ab (<100 m), gleichzeitig ist eine zunehmende Verschuppung bzw. Repetition der Coroi-Formation und der Inferno-Formation zu beobachten, was die erwähnte Interpretation einer tektonisch bedingten Ausdünnung stützt (JUNG 1963). Ob es sich dabei gemäss der Ansicht von ETTER (1987) teilweise lediglich um primäre, sedimentär bedingte lithologische Variationen innerhalb der Inferno-Formation handelt, kann nicht restlos geklärt werden.

Zu erwähnen ist der Reichtum an grossen (>10 cm) Belemniten sowie das Vorhandensein von Crinoidenstielgliedern. Die Fossilien sind jedoch in der Regel schlecht bestimmbar. Die Belemniten (*Passalothoeuthis* sp.?) sind generell zerrissen oder sigmoidal deformiert. Gemäss FREY (1967) treten Belemniten dieser Grösse nicht vor dem Pliensbachien auf. Im Val Camadra wurden einige gut erhaltene Crinoidenstielglieder als *Isocrinus scalaris* (GDF.) identifiziert (FREY 1967), welche

besonders im mittleren Jura weitverbreitet war. Lithologisch bestehen Analogien zum obersten Pliensbachien («Domérien»)-Toarcien der ultrahelvetischen und helvetischen Decken der Westschweiz («Lias schisteux»; TRÜMPY 1952, EPARD 1990). Demzufolge weist die Inferno-Formation vermutlich ein frühjurassisches Alter auf (Pliensbachien – Toarcien, Tab. 2; BAUMER et al. 1961).

i_{c0} Coroi-Formation: schwarzer Tonschiefer mit Silt- und Feinsandsteinlagen

Die monotone Abfolge von schwarzem, in der Regel ebenflächigem, kalkfreiem, stark quarzhaltigem Tonschiefer mit auffällig hohem Pyritgehalt wurde von BAUMER et al. (1961) als Coroi-Formation bezeichnet. Sie entspricht, wie in Tabelle 2 dargestellt, der «Serie der schwarzen Tonschiefer und Tonschieferquarzite» von NABHOLZ (1948) und den «kalkfreien Tonschiefern» von HUBER (1943). Der matt bis seidig glänzende schwarze Tonschiefer besitzt einen hohen Gehalt an Hellglimmer. Als weiteres Mineral ist Chloritoid in Form zahlreicher, sehr feiner, schwarz glänzender Punkte bzw. Knötchen zu erkennen. Seine prismatischen Kristalle wachsen generell über die Schieferung hinweg und sind häufig rosettenförmig angeordnet. Zu erwähnen ist auch der hohe Gehalt an feinkörnigem Graphit. Typisch sind die ringförmigen rostigen Verfärbungen auf den Schieferungsflächen, welche durch die Verwitterung von Pyrit verursacht werden, sowie die zahlreichen Quarzkonkretionen. Am Kontakt zu den autochthonen Sedimenten der Trias am Pass Diesrut sowie auf der Alp Ramosa beschreibt JUNG (1963) graubraune dezimetermächtige Bänke eines feinkörnigen, gebänderten Kalksandsteins bis Quarzits, welcher grosse Ähnlichkeiten mit dem «Eisensandstein» des Südhelvetikums aufweist.

Die Abgrenzung zur Inferno-Formation ist unscharf und wurde generell dort gezogen, wo weitestgehend kalkfreier Tonschiefer vorherrscht. Die zusätzliche, häufig intensive Verschuppung zwischen der Coroi- und der Inferno-Formation erschwert eine eindeutige Unterscheidung zusätzlich. Die Coroi-Formation weist eine Mächtigkeit von 50 bis 800 m auf. Diese Schwankungen sind grösstenteils tektonischer Natur, wie die intensive Verschuppung mit der Inferno-Formation und der tektonische Kontakt zur autochthonen triassischen Sedimentbedeckung der Gotthard-Decke im Dach der Coroi-Formation deutlich zeigen.

Bis auf die seltenen Belemnitenfunde am Passo della Greina (ALB. HEIM 1891) und im Schutt westlich Pkt. 2684 (FREY 1967) sind keine weiteren Fossilfunde bekannt. Basierend auf lithologischen Vergleichen mit entsprechenden helvetischen Sedimenten wurde die Coroi-Formation von BAUMER et al. (1961) dem Mittleren Jura (Aalénien) zugeteilt (Tab. 2). BAUMER et al. (1961) postulierten deswegen eine inverse Lagerung der Metasedimente der Scopi-Zone, welche durch ETTER (1987) bestätigt wurde.

PEIDENER SCHUPPENZONE

Mit dem Begriff Peidener Schuppenzone werden sämtliche Metasedimente zwischen der Scopi-Zone im Norden und der Grava-Decke im Süden zusammengefasst (BOLLI & NABHOLZ 1959, BAUMER et al. 1961, NABHOLZ & VOLL 1963). Im Gegensatz zur Scopi-Zone ist die Peidener Schuppenzone durch eine unvollständige Sedimentabfolge charakterisiert, welche hauptsächlich aus Bänken von Sandkalk und Quarzit sowie aus Kalk- und Tonschiefer der Stgir-Formation besteht. Vereinzelt sind die unteren bis mittleren Teile der Inferno-Formation erhalten geblieben. Die oberen Sedimentabfolgen der Inferno-Formation und die Coroi-Formation fehlen vollständig. Die repetierten und gekappten Sedimentserien und die zahlreichen eingeschuppten Triaszüge weisen auf eine im Gegensatz zur Scopi-Zone viel stärkere tektonische Überprägung hin, welche sich im komplexen Schuppenbau manifestiert (Fig. 20). In jüngster Zeit wurden in der Peidener Schuppenzone Pseudomorphosen und vereinzelte Relikte von Fe-Mg-Karpholith, einem Indexmineral für die Hochdruck/Niedertemperatur-Metamorphose (HP/LT) der Blauschieferfazies, beschrieben (WIEDERKEHR et al. 2008, WIEDERKEHR 2009). Bis zum heutigen Zeitpunkt konnten keine HP/LT-Relikte in der nördlich angrenzenden Scopi-Zone gefunden werden, was auf eine verschiedenartige tektonometamorphe Entwicklung dieser beiden Einheiten hinweist.

Die Mächtigkeit der Peidener Schuppenzone beträgt im Westen im Val Camadra ca. 950 m (FREY 1967). In östlicher Richtung nimmt ihre Mächtigkeit kontinuierlich ab und erreicht bei Puzzatsch noch ca. 500 m (JUNG 1963).

t_P Röti- und Quarten-Formation, undifferenziert

Die dünn ausgewalzten Triaszüge und -lamellen der Peidener Schuppenzone bestehen hauptsächlich aus grünlichem Serizitphyllit (Quarten-Formation) und gelblichem Dolomitschiefer sowie massigem Dolomit und Rauwacke (Röti-Formation). Vereinzelt tritt weisser Quarzit auf. Während der grünliche Serizitphyllit hauptsächlich die interne Verschuppung innerhalb der Pianca- und Forca-Zone markiert, dominieren Dolomit und Rauwacke im mächtigsten Triaszug der Peidener Schuppenzone, welcher die Pianca- von der Forca-Zone abtrennt (Fig. 20). Die in der Regel sehr dünnen und zugleich oft heterogen zusammengesetzten Aufschlüsse verunmöglichten eine Differenzierung im Kartenmassstab 1:25 000 und wurden deshalb auf der Karte als «Röti- und Quartenformation, undifferenziert» dargestellt.

t_{PR} Röti-Formation: Dolomit, Rauwacke

Nennenswerte Massen von karbonatischen Gesteinen der Trias (Röti-Formation) treten innerhalb der Peidener Schuppenzone vor allem westlich des Val Ca-

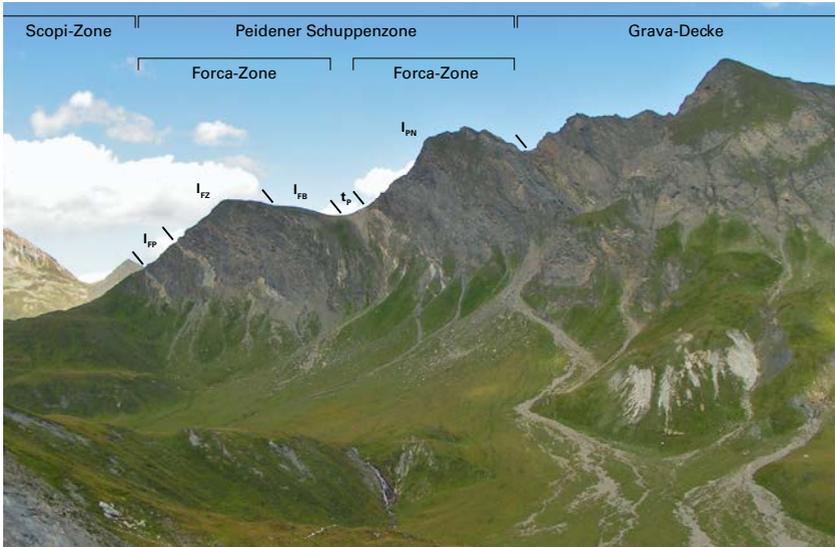


Fig. 20: Peidener Schuppenzone (I_{FP} : Puzzatscher Schuppe, I_{ZZ} : Zamuor-Schuppe, I_{FB} : Buttino-Schuppe, t_P : Trias, I_{PN} : Pianca-Nordschuppe). Blick auf die Westflanke der Bergkette Pkt. 2543 – Piz Ner westlich Crap la Crusch. Foto M. Wiederkehr.

madra auf. Sie bilden die Steilstufe unterhalb Porteia, in welcher sich die Abrissränder der ausgedehnten Sackungsmasse von Foppelle auf dem Gebiet des südlich angrenzenden Blattes Olivone befinden. Weitere im Kartenmasstab 1:25 000 darstellbare Aufschlüsse von Dolomit und Rauwacke befinden sich in den Hängen westlich und östlich der Alpe di Motterascio, wo sie die Grenze zwischen der Pianca- und der Forca-Zone markieren.

t_P **Quarten-Formation: grünlicher Serizitphyllit mit gelblich beigen Dolomitlagen, weisslicher, Serizit führender schiefriger Quarzit**

Die Triaszüge innerhalb der Forca-Zone werden hauptsächlich von grünlichem Serizitphyllit («Quartenschiefer») gebildet, häufig wechsellagernd mit dünnen Lagen von gelblich beigem Dolomit. Untergeordnet tritt weisslicher Serizit führender Quarzit auf.

Im Masstab 1:25 000 ist die Quarten-Formation lediglich westlich des Val Camadra darstellbar. Hier bildet der mit gelblich beigen Dolomitlagen wechsellagernde Serizitphyllit zwei bis zu mehrere hundert Meter mächtige Nordost-Südwest streichende Intervalle. Das nördliche Intervall bildet den Kontakt zur darun-

terliegenden Scopi-Zone und reicht von Foppa über die Steilstufe nordwestlich Porteia bis in die Gegend von Scengio, wo der besagte Kontakt in isoklinale Falten gelegt den südlichen Kartengebietsrand erreicht. Ein zweites Intervall verläuft südlich der oben beschriebenen Vorkommen von Dolomit und Rauwacke. Dieser südlichere Triaszug bildet die Grenze zwischen der Pianca- und der Forca-Zone. In südwestlicher Richtung schwillt die Mächtigkeit dieses Zuges innerhalb kurzer Distanz an und bildet den Talboden des Val di Campo («Val di Campo-Trias») ausserhalb des Kartengebiets.

I_{FB}, I_F **Schwarze bis graue, ± sandige Ton- und Kalkschiefer mit braunen Sandkalklagen**
I_{FZ}, I_{FP} **Forca-Zone (Buttino, Zamuor-, Puzzatscher Schuppe)**

I_{PS}, I_{PN} **Schwarze bis graue, ± sandige Ton- und Kalkschiefer mit braunen Sandkalklagen**
Pianca-Zone (Nord-, Südschuppe)

Die Forca- und Pianca-Zone sowie deren Teilschuppen bestehen hauptsächlich aus den Sedimentabfolgen der Stgir-Formation. Zusätzlich treten in der Zamuor- und Buttino-Schuppe der Forca-Zone sowie in der Pianca-Süd- und Nordschuppe die unteren bis mittleren Anteile der Inferno-Formation auf. Da die Sedimentserien der Peidener Schuppenzone mit denjenigen der darunterliegenden Scopi-Zone identisch sind, wird für die detaillierten Gesteinsbeschreibungen auf die vorgängigen Seiten verwiesen. Es dominieren generell Bänke von bräunlich rötlichem Sandkalk und Quarzit sowie Einschaltungen von schwarzbraunem Kalk- und Tonschiefer.

Innerhalb der Forca-Zone unterschied JUNG (1963) im Osten eine Puzzatscher (I_{FP}) und eine Zamuor Schuppe (I_{FZ}). Gemäss FREY (1967) kann nordöstlich der Alpe di Motterascio mit der Buttino-Schuppe (I_{FB}) eine dritte Schuppe abgetrennt werden. Westlich des Val Larciolo ist die eindeutige Abgrenzung der Puzzatscher und der Zamuor-Schuppe nicht mehr möglich so dass auf der Karte beide Schuppen zusammengefasst dargestellt werden mussten (I_F).

Die Pianca-Zone, die südlich der Forca-Zone quer durch das gesamte Kartengebiet zieht, kann zwischen dem Val Camadra und der Alpe Motterascio in eine Nord- (I_{PN}) und eine Südschuppe (I_{PS}) unterteilt werden (FREY 1967). Östlich der Alpe di Motterascio ist nur noch die Pianca-Nordschuppe entwickelt.

UNTERPENNIKUM

ZONE PIZ TERRI-LUNSCHANIA

Zwischen der Adula-Decke im Süden und der Grava-Decke im Norden kann die Zone Piz Terri-Lunschania im Kartengebiet als eine kontinuierlich verfolgbare, Nordost-Südwest streichende Sedimentzone abgegrenzt werden, deren generelle Architektur von isoklinalen Grossfalten im Frontalbereich der Adula-Decke geprägt wird (Fig. 21). Die Zone Piz Terri-Lunschania kann in folgende Untereinheiten gegliedert werden (KUPFERSCHMID 1977, PROBST 1980, GALSTER et al. 2012, UHR o.J.):

- Güida-Alpettas-Schuppenzone
- Terri-Gipfel-Zone
- Darlun-Zone
- Garzott-Schuppe

Die Terri-Gipfel-Zone im Nordosten und die Garzott-Schuppe im Südwesten bilden den Kern der Lunschania-Antiform (VOLL 1976, PROBST 1980), einer überregionalen Antiklinalstruktur, welche in nordöstlicher Richtung bis ins Prättigauer Halfenfenster verfolgt werden kann (WEH 1998). Die Terri-Gipfel-Zone wird von einer tektonisch darüberliegenden, mitverfalteten Schuppenzone, welche nach WYSS & ISLER (2007) als Güida-Alpettas-Schuppenzone bezeichnet wird, überlagert. Die Terri-Gipfel-Zone lässt sich nach Südosten über die Alpettas-Synform mit der lithologisch vergleichbaren, am Kontakt zur Adula-Decke stark verschuppten Darlun-Zone korrelieren.

Die lithostratigraphische Gliederung der Gesteine der Zone Piz Terri-Lunschania wurde von den östlich und nordöstlich angrenzenden Blättern Vals (ARNOLD et al. 2007) und Ilanz (ETTER et al. 2010) übernommen und basierend auf den neuen Erkenntnissen von GALSTER (2010) und GALSTER et al. (2010, 2012) angepasst. Wegen der starken tektonischen Beanspruchung ist die Zuordnung zu den verschiedenen Einheiten jedoch nicht immer zweifelsfrei möglich.

Die ehemalige paläogeographische Lage und die tektonische Position der Zone Piz Terri-Lunschania ist nach wie vor umstritten. Neue paläogeographische und tektonische Interpretationen lieferten die in jüngster Zeit durchgeführten sedimentologisch-stratigraphischen Untersuchungen von GALSTER et al. (2012). Für einen umfassenden Überblick wird auf das Kapitel Tektonik verwiesen.

In der Güida-Alpettas-Schuppenzone wurden vor kurzem Relikte von Fe-Mg-Karpholith beschrieben (DERUNGS 2008, WIEDERKEHR 2009, WIEDERKEHR et al. 2011). Dieses Mineral ist ein typischer Indikator für die HP/LT-Metamorphose (Blauschieferfazies) in Metasedimenten. Diese Entdeckung weist auf eine ähnliche tektonometamorphe Entwicklung hin wie die der Peidener Schuppenzone und der Grava-Decke (WIEDERKEHR et al. 2008).

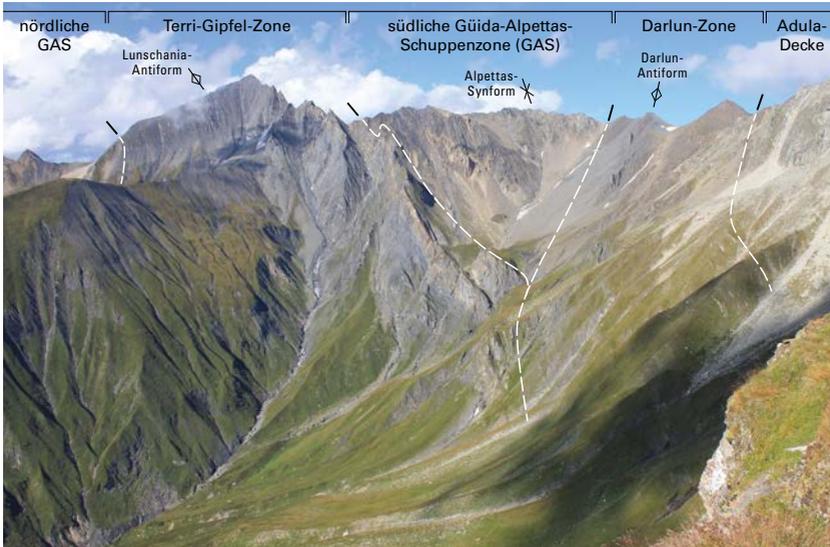


Fig. 21: Zone Piz Terri - Lunschania. Blick auf die Westflanke der Bergkette Piz Terri - Piz Alpettas - Fuorcla Darlun. Foto F. Galster.

Garzott-Schuppe

Östlich des Lago di Luzzzone in den Berghängen um die Alp Garzott stehen Einschaltungen von prämesozoischem Gneis und mesozoischen Metasedimenten an, welche im Gegensatz zu den bisherigen Arbeiten (z.B. PROBST 1980) von GALSTER et al. (2012) als eine eigenständige, von der Terri-Gipfel-Zone abgetrennte tektonische Einheit ausgeschieden wurden. Sie bestehen aus mehreren, im Kartenmassstab 1:25 000 nicht darstellbaren Gneislamellen mit auflagernder Sedimentbedeckung, die ihrerseits verschuppt und verfaultet im Kern der Lunschania-Antiform liegen und mit tektonischem Kontakt von den kohärenten Sedimentabfolgen der Terri-Gipfel-Zone («Luzzzone-Terri-Decke» nach GALSTER et al. 2012) überlagert werden. Diese tektonisch eigenständige Einheit wird nach der Alp Garzott als Garzott-Schuppe benannt.

Die stratigraphische Entwicklung der posttriassischen Ablagerungen der Garzott-Schuppe impliziert eine durch jurassische Brüche kontrollierte Sedimentation (syndementäre Tektonik, GALSTER et al. 2012). Die jurassischen Brüche versetzen den kristallinen Sockel (p) und dessen triassische Bedeckung und werden von mono- und polymikten dolomitischen Brekzien sowie von umgelagertem kristalli-

nem Gneis versiegelt. Stratigraphisch aufwärts sowie lateral ist eine Entwicklung zu feinkörnigen Metasedimenten feststellbar. Diese Sedimentationsbedingungen sind gemäss GALSTER et al.(2012) charakteristisch für Becken, welche sich im Zuge von grossen, krustalen Abschiebungen gebildet haben («supra-detachment rift basins», MASINI et al.2011). Die erwähnten jurassischen Brüche der Alp Garzott könnten demzufolge mit einer solchen Abschiebung assoziiert werden, welche während des alpinen Riftings und der anschliessenden Bildung der alpinen Tethys angelegt wurden (GALSTER et al.2012). Die Reaktivierung und Inversion der jurassischen Brüche im Zuge der alpinen Kompression erklärt die intensive Verschuppung und die komplexe Tektonik innerhalb der Garzott-Schuppe und der Zone Piz Terri - Lunschania im Allgemeinen.

**p Grünlich grauer Muskovitgneis und -schiefer, ± Biotit und Chlorit
 führend, reich an leukokraten Quarzfasern («Konglomeratgneis»)**

Das im Gebiet der Alp Garzott auftretende gneisige bis schiefrige, ± Biotit und Chlorit führende prämesozoische Gestein ist aufgrund seiner Erscheinung eindeutig sedimentären Ursprungs. Charakteristisch sind die leukokraten Quarzfasern und -knollen, welche als ehemalige Quarz- und Quarzitzerölle interpretiert werden. Nach GALSTER et al.(2012) dominiert gut gebankter arkosischer Sandstein, der reich an rostigbraun verwitternden ankeritischen Einschlüssen ist und häufige Einschaltungen von Glimmerschiefer und Konglomerat mit Geröllen von Quarz und Quarzit enthält. Im unteren Val Scaradra treten neben den erwähnten stark verformten Quarzgeröllen zusätzlich Komponenten von feinkörnigem Gneis auf (BAUMER 1964). In den nur schlecht aufgeschlossenen basalen Anteilen der Abfolge ist lokal ein Gneis vorzufinden, welcher gewisse Ähnlichkeiten mit einem polyzyklischen kristallinen Gneis aufweist. Den Abschluss der Serie bildet ein sehr grobkörniges Konglomerat, welches lokal durch grünliche Schiefer ersetzt wird. Die gesamte sedimentäre Serie wurde im Zuge der alpinen Überprägung intensiv vergneist. Sie wurde in den bisherigen Arbeiten als «Konglomeratgneis» bzw. «Verrucano» angesprochen (JENNY et al.1923, EGLI 1966).

t Dolomit, Quarzit, weissliche und grünliche Phyllite

Die Aufschlüsse von triassischen Gesteinen umfassen hauptsächlich Dolomit und untergeordnet Quarzit sowie weissliche und grünliche Phyllite. Vor allem bei sehr kleinen und zugleich heterogen zusammengesetzten Aufschlüssen war eine Aufgliederung im Kartenmassstab 1:25 000 nicht möglich. In der Regel handelt sich dabei um sporadische Vorkommen, welche zweifelsfrei der Trias zugeordnet werden können, deren stratigraphische Abfolge jedoch nicht mehr erkennbar ist.

t₄ Gelblicher und grauer Dolomit, lokal marmorisierter Kalk

Triassische Ablagerungen im stratigraphischen Kontakt zum unterlagernden Muskovitgneis und -schiefer (**p**) mit einer mehr oder weniger kohärenten und gut nachvollziehbaren Abfolge finden sich vor allem bei der Einmündung des Ri di Scaradra am Ostufer des Lago di Luzzzone sowie in den hellen Felswänden östlich der Alp Garzott. Dabei ist zu beachten, dass die triassische Abfolge der Garzott-Schuppe nur selten vollständig ist. Häufig wird sie durch eine Erosionsfläche oberhalb einer deformierten tektonischen Brekzie abgeschnitten. Diese Erosionsfläche verläuft schiefwinklig zur Stratigraphie und kappt lokal sogar den darunterliegenden Muskovitgneis und -schiefer (**p**).

Über einem geringmächtigen feinkörnigen Quarzit mit einer rötlichen bis grünlichen Arkose an der Basis folgt ein bräunlicher Dolomit, in welchem ein ca. 2–4 m mächtiger marmorisierter Kalk mit Anzeichen von Bioturbation dazwischengeschaltet ist. Diese basale Abfolge ist in den untersten Bereichen der Garzott-Schuppe nur sehr geringmächtig. Darüber folgt eine mächtige Abfolge von weisslichem Dolomit wechsellagernd mit grauem bis leicht violetter mergeligem Dolomit, welcher die Hauptmasse der triassischen Ablagerungen darstellt. Diese Wechsellagerung weist grosse Ähnlichkeiten mit den «Dolomie bicolori» der Soja- und Adula-Decke auf, welche von GALSTER et al. (2012) und CAVARGNA-SANI et al. (2014) mit der Fazies der sogenannten «nordpenninischen Trias» assoziiert wird. Den Abschluss dieser dolomitischen Formation bildet ein nur lokal vorkommender hellgelber Dolomit.

S_b Poly- und monomikte Brekzie mit Einschaltungen von Sandkalk und Quarzit, Kalkschiefer mit sandig-tonigen Zwischenlagen

Über einer Erosionsfläche, welche im Dach der triassischen Ablagerungen und lokal sogar im Muskovitgneis und -schiefer (**p**) verläuft, befindet sich ein Sedimentkomplex aus wahrscheinlich jurassischem Kalkschiefer und Brekzien, dessen detaillierte lithologische Aufgliederung im Kartenmassstab nicht möglich ist. Eine grobkörnige monomikte Dolomitbrekzie mit quarzitischer Matrix versiegelt die Erosionsfläche und bildet häufig die Basis dieser Sedimentabfolge (Fig. 22). Lateral sowie stratigraphisch aufwärts tritt eine polymikte Brekzie als Einschaltungen in kalkigem Sandstein und Quarzit auf. Lagen von grobkörnigem umgelagertem Kristallingestein sind lokal in der monomikten Dolomitbrekzie dazwischengeschaltet. Stratigraphisch aufwärts sowie lateral entwickelt sich die Sedimentabfolge zu einem feinkörnigen Kalkschiefer mit häufigen quarzitischen Zwischenlagen, Sandsteinbänken und tonigen Einschaltungen. Lokal lagert diese tendenziell feinkörnige Abfolge direkt dem triassischen Dolomit oder dem unterlagernden Muskovitgneis und -schiefer (**p**) auf.



Fig. 22: Detailansicht der basalen, grobkörnigen monomiktigen Brekzie mit Komponenten von triassischem Dolomit in quarzitischer Matrix. Nordöstlich der Alp Garzott. Foto F. Galster.

Terri-Gipfel-Zone und Darlun-Zone

Die Garzott-Schuppe und die darüberliegende Terri-Gipfel-Zone sowie die südlich anschliessende Darlun-Zone bilden im östlichen Valle di Garzora und östlich des Piz Alpettas die Kerne der überregionalen Antiklinalen der Lunschania-Antiform bzw. der Darlun-Antiform (Fig. 23; VOLL 1976, PROBST 1980, STEINMANN 1994). Die dazwischenliegende Alpettas-Synform kann als korrespondierende Synform interpretiert werden. Eine Verbindung der Terri-Gipfel-Zone mit der Darlun-Zone, wie sie von PROBST (1980) schematisch dargestellt wurde, existiert jedoch nicht. Der Kontakt zwischen diesen beiden Zonen ist eindeutig tektonischer Natur. Ob diese tektonische Überprägung bereits vor oder erst nach der Verfaltung stattfand, kann nicht eindeutig geklärt werden. Gemäss WIEDERKEHR et al. (2008) fand diese tektonische Überprägung der Falten im Zuge weiter anhaltender Kompression und der finalen Platznahme der Adula-Decke statt. Eine Verbindung der von JENNY et al. (1923) als «Bündnerschiefer über der Soja-Decke» ausgeschiedenen Darlun-Zone mit der Terri-Gipfel-Zone ist aus lithologischen Gründen plausibel (KUPFERSCHMID 1977, PROBST 1980, UHR o.J.). Im Gegensatz zur Darlun-Antiform, welche unmittelbar weiter östlich im Gebiet von Atlasblatt Vals in die Tiefe abtaucht, kann die Lunschania-Antiform nach Osten bis ins Prät-

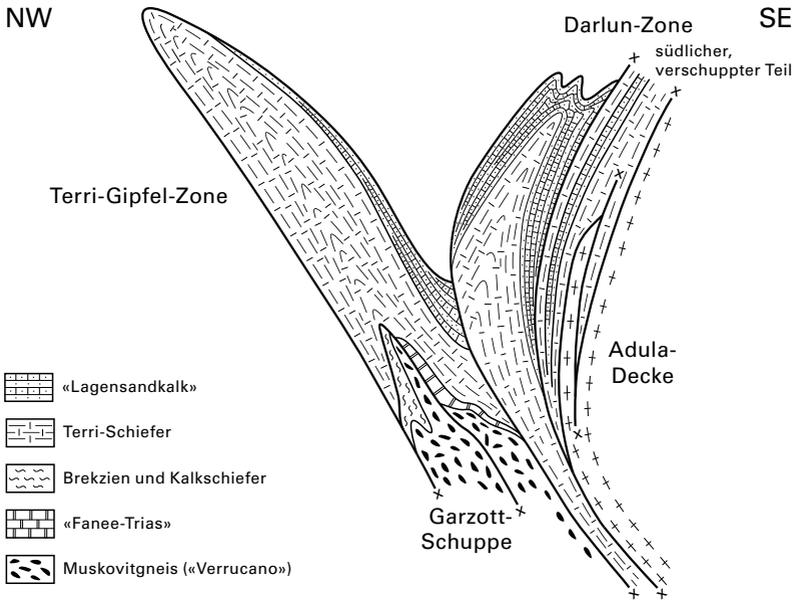


Fig. 23: Schematischer Aufbau der Terri-Gipfel-Zone und der Darlun-Zone (modifiziert nach PROBST 1980, nicht massstäblich).

tigauer Halbfenster verfolgt werden (STEINMANN 1994, WEH & FROITZHEIM 2001). Der südliche Teil der Darlun-Zone ist im unmittelbaren Kontakt zur Adula-Decke stark verschuppt. Die starke tektonische Überprägung am Nordrand der Adula-Decke wird durch die intensive Verschuppung der mesozoischen Sedimente mit den paläozoischen Gneisen und Schiefern im Bereich Torno – Fuorcla Val Nova verdeutlicht. Die Terri-Gipfel-Zone grenzt sowohl im Norden als auch im Süden an eine tektonisch darüberliegende und mitverfaltete Schuppenzone, die als Güida-Alpettas-Schuppenzone bezeichnet wird (WYSS & ISLER 2007, s.u.).

Basierend auf stratigraphischen Untersuchungen wurde die Terri-Gipfel-Zone im herkömmlichen Sinne von GALSTER et al. (2012) neu in Garzott-Schuppe und die «Luzzone-Terri-Decke» gegliedert (Fig. 23). Da letztere weitestgehend mit der Terri-Gipfel-Zone korrelierbar ist, wurde aus Konsistenzgründen zu den angrenzenden Atlasblättern Vals und Ilanz die frühere Bezeichnung beibehalten. Ein Versuch einer Korrelation der Sedimentabfolgen der Terri-Gipfel-Zone, der Darlun-Zone und der Güida-Alpettas-Schuppenzone mit denjenigen der Scopi-Zone wurde von GALSTER (2010) und GALSTER et al. (2012) publiziert. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sind in Tabelle 3 zusammengefasst. Als Markerhorizonte

wurden die für den helvetischen Lias charakteristischen detritischen Schüttungen im oberen Sinémurien («Lotharingien») und im oberen Pliensbachien («Domérien», LOUP 1992) verwendet, welche in der Scopi-Zone mit dem oberen Teil der Stgir- und der Inferno-Formation korreliert werden können. Die stratigraphische Interpretation wird gestützt durch die Ammonitenfunde (*Amioceras* sp.), welche ein Sinémurien-Alter für den mit dem älteren detritischen Niveau assoziierten «Fossilmarmor» i.Allg. angeben.

**p' Grünlich grauer Muskovitgneis und -schiefer, ± Biotit und Chlorit
 führend, reich an leukokraten Quarzfasern («Konglomeratgneis»)**

Das kristalline Substrat der Terri-Gipfel-Zone besteht im Kartengebiet aus grünlich grauem, schlecht gebanktem und im Bruch grau schillerndem Muskovitgneis und -schiefer, welche hauptsächlich Muskovit und untergeordnet Biotit führen (EGLI 1966). Charakteristisch sind die rostigbraun verwitternden Ankeriteinschlüsse sowie die sehr häufig auftretenden leukokraten Quarzfasern bis -knollen, welche entlang der Schieferungsflächen orientiert sind und dadurch die Kleinfaltungen sehr gut nachzeichnen. Gemäss JENNY et al. (1923) werden diese leukokraten Quarzfasern als stark deformierte Geröllkomponenten interpretiert, so dass die Bezeichnungen «Konglomeratgneis» und «Verrucano» nachvollziehbar sind.

Im Gegensatz zu der Interpretation von EGLI (1966) und PROBST (1980), welche den beschriebenen konglomeratischen Gneis als nordwestliche Fortsetzung des «Soja-Verrucanos» auffassen, vertreten GALSTER et al. (2010) die Meinung, dass es sich dabei um eine von der Soja-Decke getrennte Einheit handelt, welche von diesen Autoren als «Luzzone-Gneis» bezeichnet wird. Die Argumente für diese Abtrennung basieren auf lithofaziellen Unterschieden in den triassischen Ablagerungen innerhalb der Terri-Gipfel-Zone und der Soja-Decke, die den Gneis mit stratigraphischem Kontakt überlagern.

t' Dolomit, Quarzit, weissliche und grünliche Phyllite

Dünne, kontinuierlich verfolgbare triassische Gesteinszüge sind entlang von Überschiebungen und Schuppengrenzen der Terri-Gipfel-Zone bzw. Darlun-Zone aufgeschlossen und bestehen hauptsächlich aus gelblich beigem Dolomit sowie weisslichen und grünlichen Phylliten («Quartenschiefer»). Im Kern der Lunschania-Antiform befinden sich in den kalkig bis tonigen Terri-Schiefern zahlreiche, vom ehemaligen kristallinen Substrat abgeschürfte Triaslamellen (UHR o.J.), welche auf der vorliegenden Karte nicht weiter differenziert wurden. Bei diesen isolierten Triasvorkommen handelt es sich hauptsächlich um Dolomit, Quarzit sowie weissliche und grünliche Phyllite («Quartenschiefer»). Die in der Regel sehr dünnen und zugleich oft heterogen zusammengesetzten Aufschlüsse verunmöglichten eine Aufgliederung im Kartenmassstab 1:25 000.

t'_F Heller ± kalkiger Dolomit, biotubierter Kalk («Fanee-Trias»)

Ungefähr 750 m südlich der Maiensäse von Garzora ist der eindeutig stratigraphische Kontakt zwischen dem Muskovitgneis (**p'**) und den aufliegenden, mehrheitlich karbonatischen Sedimenten der Trias aufgeschlossen. Diese Sedimente bilden oberhalb Fanee eine ca. 1 km lange und bis zu 100 m hohe, markante helle Felsrippe. Ein Übersichtsprofil in GALSTER et al. (2010) liefert dazu folgende Gesteinsabfolge:

- Die grobkörnigen Konglomerate im Dach des Muskovitgneises (**p'**) gehen in einen an der Basis groben, nach oben hin feinkörnigen, weissen, sehr reinen Quarzit über. Der Quarzit weist lokal eine rötliche oder grünliche Färbung auf. Zudem ist eine Wechsellagerung im Zentimeterbereich von sehr reinen, massiven und glimmerreichen, dünnplattig verwitternden Bänken zu beobachten.
- Nach oben hin wird der basale Quarzit deutlich unreiner und karbonatreicher. Eine alternierende Abfolge von ca. 5 m aus Quarzit mit karbonatischer Matrix, Glimmerschiefer und bräunlichem Dolomit ist jeweils unterhalb einer ersten massiven Dolomitbank vorhanden. Umgeben von zwei massigen, mehr oder weniger reinen Dolomitbänken befindet sich eine 15–20 m mächtige Abfolge von bioturbiertem Kalk mit ausgeprägtem Wühlgefüge («gewürmelter Kalk», *calcaires vérmiculés*, Fig. 24).
- Darüber folgt ein ca. 20 m mächtiger, fein laminiertes, leicht kalkiger, aschgrauer Dolomit mit einer Bankung im Dezimeter- bis Meterbereich. Der Kalkgehalt variiert von einer Bank zur anderen.
- Ein nur geringmächtiges Intervall von 1–2 m einer intraformationellen Brekzie folgt über dem gebankten Dolomit.
- Darüber folgt eine 30–40 m mächtige, homogen ausgebildete Abfolge von gelblichem Dolomit.
- Den Abschluss bildet eine Wechsellagerung von dünnbankigem, mit Detritus angereichertem Dolomit und grünlichen und gelblichen Phylliten (Quarten-Formation).

Die lithostratigraphischen Einheiten der triassischen Sedimentabfolge besitzen nach Ansicht von GALSTER et al. (2010, 2012) gewisse Ähnlichkeiten mit denjenigen der Préalpes Médiannes, welche charakteristisch für die Briançonnais-Fazies der Trias sind (MÉGARD-GALLI & BAUD 1977), und können gemäss diesen Autoren mit den lithostratigraphischen Einheiten der Westalpen korreliert werden («Basaler Quarzit», St-Triphon-Formation, Champcella-Formation, Clot-la-Cime-Formation, «Dolomies blondes» und Quarten-Formation). Auf dem vorliegenden Atlasblatt konnten die oben aufgelisteten lithostratigraphischen Einheiten aufgrund der oft nur sehr geringmächtigen Ausbildung im Massstab 1:25 000 nicht aufgliedert werden. Sie wurden als «Fanee-Trias» zusammengefasst.



Fig. 24: Handstück eines bioturbierten Kalkes mit ausgeprägtem Wühlgefüge («gewürmelter Kalk» bzw. calcaires vérmiculés). Forcadana (Blatt Olivone, aus GALSTER et al. 2010).
Foto F. Galster.

S'₁ Terri-Schiefer: schwarze Ton- und Kalkglimmerschiefer, ± sandig, mit einzelnen dm-mächtigen Marmorbänken

Über den triassischen Gesteinen liegen mit stratigraphischem Kontakt mächtige Sedimentabfolgen, welche aufgrund ihrer Fazies eine starke Affinität zum helvetischen Ablagerungsraum aufweisen. Es handelt sich dabei um eine tendenziell monotone Gesteinsabfolge aus schwarzen, teilweise sandigen Ton- und Kalkglimmerschiefern mit einzelnen Marmorbänken, welche von KUPFERSCHMID (1977) und UHR (o.J.) als Terri-Schiefer bezeichnet wurden. Eine Wechsellagerung von Tonschiefer, Mergel und Kalk, überlagert von feinkörnigem Quarzit, bildet den basalen Teil dieser Formation. Zu erwähnen ist, dass im frontalen, externen Bereich der Terri-Gipfel-Zone und der Darlun-Zone tendenziell Kalkglimmerschiefer dominieren und im rückwertigen, internen Teil vor allem Tonschiefer vorherrschen. Der Übergang zwischen diesen beiden Lithologien findet sich im Gebiet von Dolee und repräsentiert mit grosser Wahrscheinlichkeit einen Fazieswechsel. Die Terri-Schiefer stellen das dominierende Element der Terri-Gipfel-Zone und der Darlun-Zone dar und bilden den Kern der grossskaligen Lunschania- und der Darlun-Antiform (Fig. 23).

Einschaltungen von zentimetermächtigem, z.T. sandigem, grauem Marmor treten innerhalb der Terri-Schiefer regelmässig auf. In diesen Marmorbänken sind seltene Crinoidenquerschnitte zu beobachten. Charakteristisch sind die mehrphasig verfalteten grauen Marmorbänke und Quarz-Kalzit-Adern, welche die starke tektonische Überprägung widerspiegeln. Die Terri-Schiefer können gemäss GALSTER et al. (2012) mit der Stgir-Formation sowie dem unteren und mittleren Teil der Inferno-Formation korreliert werden (Tab. 3).

I_f «Fossilmarmor» i.Allg., Marmor mit Gryphäen und Ammoniten

Nur in der südlichen Darlun-Zone, d.h. zwischen der Darlun-Antiform und dem Nordrand der Adula-Decke, tritt ein geringmächtiger, rostig braun anwitternder, im frischen Bruch grauer, leicht sandiger Marmor mit zahlreichen weisslichen kalzitischen Fossilquerschnitten auf. Gemäss KUPFERSCHMID (1977) sind vor allem Querschnitte von Gryphäen, Crinoiden, Seeigeln, Kleingastropoden, Bryozoen und fraglichen Milioliden häufig zu finden. Ammoniten, wie sie von A. Uhr in der die gleichen Fossilien führenden Abfolge (I_f) in der Güida-Alpettas-Schuppenzone beschrieben wurden, sind in der südlichen Darlun-Zone bis heute nicht bekannt, eine zeitliche und lithologische Korrelation mit derselben ist jedoch naheliegend. Eine biostratigraphische Altersabschätzung ist einzig durch das Auftreten von Gryphäen möglich, die dem «Fossilmarmor» ein Sinémurien-Alter zuweisen (Tab. 3, KUPFERSCHMID 1977).

S'_{qt} «Lagensandkalk»: Wechsellagerung von tonig-kalkigem Schiefer und Chloritoid führendem Quarzit

Über den Terri-Schiefern folgt eine Sedimentabfolge, welche durch eine feine Wechsellagerung von kalkigen und quarzitischen Lagen charakterisiert ist. Diese Abfolge wurde von KUPFERSCHMID (1977) als «Serie der Lagensandkalke» bezeichnet. Hervorzuheben ist das Auftreten von Chloritoid in den quarzitischen Lagen. Nach GALSTER et al. (2010, 2012) stellt diese quarzitisches Abfolge ein durch detritischen Eintrag dominiertes Ablagerungsmilieu dar, welches mit den frühjurassischen («Domérien», oberes Pliensbachien) detritischen Einschaltungen der helvetischen Sedimentabfolgen (oberer Teil der Inferno-Formation) korreliert werden kann (Tab. 3).

Der «Lagensandkalk» ist vor allem in der Darlun-Zone besonders mächtig entwickelt und flankiert dort den aus den Terri-Schiefern aufgebauten Antiklinalkern der Darlun-Antiform (Fig. 23). In der Terri-Gipfel-Zone ist der «Lagensandkalk» nur als kontinuierlich verfolgbares, in südwestlicher Richtung dünner werdendes Band unmittelbar am Überschiebungskontakt zur Güida-Alpettas-Schuppenzone ausgebildet.

Tabelle 3: Korrelation der ultrahelvetischen und unterpeninischen jurassischen Sedimentabfolgen im Bereich der Zone Piz Terri-Lunschania (nach GALSTER 2010 und GALSTER et al. 2012).

Gliederung Zone Piz Terri-Lunschania im Kartengebiet KUPFERSCHMID (1977), PROBST (1980)		Scopi-Zone BAUMER et al. (1961)	Alter Stufe
Terri-Gipfel-Zone und Darlun-Zone	Güida-Alpettas-Schuppenzone		
- ? - - ? - - ? - «Lagensandkalk» (S _{q1})	Kalkig-toniger Schiefer mit Einschaltungen von Sandkalk und Quarzit (S _{sk})	- ? - - ? - - ? - Coroi-Formation	- ? - ? - ? - Aalénien
	Gneisquarzit (S _q)		
Terri-Schiefer (S _t) «Fossilmarmor» i. Allg.	Ton- und Kalkglimmerschiefer (S _t) Riffmarmor, «Fossilmarmor» i. Allg.	Inferno-Formation	Toarcien
		Oberer Teil	«Domérien»
Terri-Schiefer (S _t)	Ton- und Kalkglimmerschiefer (S _t)	Mittlerer Teil	Pliensbachien
		Unterer Teil	
		Oberer Teil	«Lotharingien»
Terri-Schiefer (S _t)	Ton- und Kalkglimmerschiefer (S _t)	Stgir-Formation	Sinémurien
		Unterer Teil	Hettangien
		Basaler Teil	Rhétien

Güida-Alpettas-Schuppenzone

Über der Terri-Gipfel-Zone liegt mit tektonischem Überschiebungskontakt eine Schuppenzone, welche ebenfalls grossräumig um die Lunschania-Antiform herumgefaltet wurde und heute sowohl nördlich als auch südlich der Terri-Gipfel-Zone anstehend ist (Fig. 21). Laut KUPFERSCHMID (1977) und PROBST (1980) wurden diese Zonen als «Nördliche» und «Südliche Schuppenzone» bezeichnet. Sie sind mit der «Güida-Schuppenzone» und der «Alpettas-Schuppenzone» von UHR (o.J.) zu parallelisieren, welche von WYSS & ISLER (2007) zur Güida-Alpettas-Schuppenzone zusammengefasst wurden. Gemäss PROBST (1980) können diese

beiden Schuppenzonen als eine Einheit interpretiert werden, da ihr Gesteinsinhalt weitestgehend identisch ist. Die Schuppenzonen sind intern stark verschuppt und verfault und können in mehrere Untereinheiten gegliedert werden (KUPFERSCHMID 1977). Anstelle von Schuppenbildungen erklären GALSTER et al. (2012) die auftretenden Repetitionen der Sedimentabfolgen im Val Güida mit einer um die Lunschania-Antiform gefalteten isoklinalen Antiform, deren Kern aus triassischen Gesteinen als scheinbare Synform im nördlichen Schenkel der Lunschania-Antiform vorliegt. Eine direkte Verbindung zwischen der nördlichen und der südlichen Güida-Alpettas-Schuppenzone über das Scharnier der Lunschania-Antiform ist jedoch nicht evident (ETTER et al. 2010, WYSS & ISLER 2011).

Gemäss KUPFERSCHMID (1977) stellt die Güida-Alpettas-Schuppenzone den ursprünglich südlichsten, internsten Teil der Zone Piz Terri-Lunschania dar. Relikte von und Pseudomorphosen nach Fe-Mg-Karpholith, welche in jüngster Zeit entdeckt wurden, belegen, dass die Zone Piz Terri-Lunschania bzw. zumindest die Güida-Alpettas-Schuppenzone – ähnlich der Peidener Schuppenzone und Grava-Decke – eine metamorphe Überprägung unter HP/LT-Bedingungen der Blauschieferfazies erfahren haben (DERUNGS 2008, WIEDERKEHR 2009, WIEDERKEHR et al. 2011).

t Dolomit, Quarzit, weissliche und grünliche Phyllite

Die Güida-Alpettas-Schuppenzone wird von zahlreichen dünnen, Trias-zügen/-lamellen durchzogen. Diese werden hauptsächlich durch weissliche und grünliche Phyllite (Quarten-Formation) und gelblichen bis weisslich grauen Dolomit und z.T. kalkigen Dolomitmarmor gebildet. Untergeordnet tritt grünlicher bis beiger massiger, z.T. auch schiefriger Quarzit auf, eingeschaltet in schwarzen kalkfreien Tonschiefer. Im Val Güida findet sich lokal zusätzlich Lumachellenkalk. Im Gegensatz zur Terri-Gipfel-Zone und Garzott-Schuppe sind die triassischen Sedimente der Güida-Alpettas-Schuppenzone auf die obersten Anteile der Trias beschränkt, so dass eine mögliche Affinität zum Briançonnais nicht nachgewiesen werden kann.

S_t Dunkle Ton- und Kalkglimmerschiefer, ± sandig

Über den triassischen Gesteinen folgt eine heterogene Sedimentabfolge aus schwarzem kalkfreiem Tonschiefer, wechsellagernden Ton- und Kalkglimmerschiefern, teilweise mergeligem Sandkalk und untergeordnetem Quarzit. Den Abschluss der Serie bilden relativ homogene Kalkschiefer, die von schwarzem kalkfreiem Tonschiefer überlagert werden. Diese Gesteine wurden im östlich anschliessenden Gebiet von Blatt Vals in Anlehnung an KUPFERSCHMID (1977) und PROBST (1980) als «Ältere Ton- und Kalkschiefer» und «Basale Tonschiefer» ausgedehnt. Gemäss GALSTER et al. (2012) kann diese heterogene Sedimentabfolge



Fig. 25: Ammonitenfunde in der Gūida-Alpettas-Schuppenzone im Val Gūida. Links: Ammonitenquerschnitt. Foto F. Galster. Rechts: Bruchstück eines *Amioceras* s.p. (aus UHR o.J.).

mit der Stgir-, der Inferno- und der Coroi-Formation der Scopi-Zone korreliert werden (vgl. Tab. 3). DERUNGS (2008), WIEDERKEHR (2009) und WIEDERKEHR et al. (2011) beschreiben in dieser Einheit in der nördlichen Gūida-Alpettas-Schuppenzone eingangs zur Alp Blengias Relikte von Karpholith, was als Hinweis für eine Überprägung unter HP/LT-Bedingungen (Blauschieferfazies) interpretiert wird.

I_r «Fossilmarmor» i.Allg., Marmor mit Gryphäen- und Ammoniten

Der «Fossilmarmor» stellt einen wichtigen Leithorizont in der Zone Piz Terri-Lunschania dar. Der meist massige, dunkelgraue, z.T. stark sandige Marmor fällt vor allem durch seine rostige Anwitterung und den makroskopisch sichtbaren Fossilgehalt auf. Aufgrund seiner Resistenz gegen Verwitterung bildet der Marmor im Gelände oft eine deutlich erkennbare Rippe. Einschaltungen von sandigen Kalkschieferintervallen und Quarzitbänken sind häufig. Basierend auf den darin enthaltenen Gryphäen, Cardinien und Pectiniden sowie Crinoidenstielgliedern wird diesem Marmorzug ein Sinémurien-Alter zugewiesen (Tab. 3), welches durch Ammonitenfunde (Fig. 25; *Amioceras* s.p.) von A. Uhr im oberen Val Gūida bestätigt wird. Im Val Serenastga und Val Stgira (Blatt Vals) sind zusätzlich Belemnitenrosten und Echinodermen zu beobachten (PROBST 1976, UHR o.J.).

Nach den stratigraphischen Untersuchungen von GALSTER et al. (2012) stellt der «Fossilmarmor» das oberste Element der Stgir-Formation dar und bildet die Grenze zur darüber liegenden Inferno-Formation (vgl. Korrelation in Tab. 3). Diese Interpretation stimmt mit den Ammonitenfunden in der Scopi-Zone überein (*Amioceras* sp., JUNG 1963), welche ebenfalls von einer auffällig fossilreichen Schicht nördlich des Piz Stgir am Kontakt Stgir-/Inferno-Formation stammen (BAUMER et al. 1961). Der Ammoniten führende sandige Marmor geht lateral in den «Fossilmarmor» und den Riffmarmor der südlichen Güida-Alpettas-Schuppenzone über (GALSTER et al. 2012).

I_R Heller massiger Riffmarmor («Riff des Val Stgira»)

In der südlichen Güida-Alpettas-Schuppenzone tritt ein hervorzuhhebender, gemäss WYSS & ISLER (2007) ebenfalls zum «Fossilmarmor» gehörender, jedoch auf der vorliegenden Karte als eigene Einheit ausgeschiedener Riffmarmor auf. Charakteristisch für den ca. 50 m mächtigen, weisslich grauen massigen Riffmarmor sind grob rekristallisierte Kalzitschlieren, welche unregelmässige, teils geschlossene Formen und Schlingen bilden. Lokal treten bräunlich hervorwitternde dolomitisierte Partien auf. A. Uhr beschreibt Vorkommen von grossen Pectiniden, welche ebenfalls für Ablagerungsbedingungen unter Rifffazies sprechen. Gemäss GEYER (1977) wird dieser Riffmarmor als ein Bioherm in Lithiotis-Fazies interpretiert. Der Riffmarmor bildet parallel zum Streichen ein kontinuierliches Gesteinsband, welches östlich und westlich des Piz Alpettas in dekametergrosse Falten gelegt wurde. Westlich des Piz Alpettas keilt dieses Band in der Alpettas-Synform aus.

S_q «Gneisquarzit»: bräunlich beige anwitternder, Glimmer, Feldspat, Quarz und Karbonat führender Metapsammit mit gneisartiger Textur

Der «Gneisquarzit» stellt die auffälligste Einheit der Güida-Alpettas-Schuppenzone dar und bildet in der Regel deutlich hervortretende Rippen im Gelände. Es handelt sich um einen bräunlich beige anwitternden, grauen bis leicht grünlichen, Hellglimmer führenden, mittel- bis grobkörnigen metamorphen Sandstein mit gneisartiger Textur. Die konglomeratisch ausgebildete Basis überlagert sporadisch eine dolomitische Brekzie. In der Regel erscheint der «Gneisquarzit» massig gebankt, z.T. treten aber auch schiefrige bis phyllitische Varietäten auf. Je nach Gehalt an Graphit können auch schwarze bis hellbeige Varietäten auftreten. Charakteristisch ist der Gehalt an detritischem Kalifeldspat und Hellglimmer.

Anhand von detritischem Kalifeldspat kann eine grobe Abschätzung der ursprünglichen Korngrösse vorgenommen werden. Am Piz Alpettas und in der Fuorcla Blengias tritt der «Gneisquarzit» in seiner grössten Varietät auf (PROBST 1980), was gemäss der paläogeographischen Rekonstruktion von KUPFERSCHMID (1977) der südlichsten Einheit entspricht. Demzufolge kann eine Schüttungsrichtung aus

Südwesten, von der sogenannten «Adula-Schwelle» angenommen werden (KUPFERSCHMID 1977). Diese Rekonstruktion steht jedoch im Widerspruch zu derjenigen von GALSTER et al. (2010, 2012), welche aufgrund stratigraphischer Beobachtungen die «Adula-Schwelle» paläogeographisch nördlich der Zone Piz Terri-Lunshania platzieren. Für das zweifelsfrei aus südwestlicher Richtung geschüttete Ausgangsgestein des «Gneisquarzits» wird gemäss diesen Autoren eine weitere, relativ zur Güida-Alpettas-Schuppenzone internere Hochzone angenommen, von welcher durch Erosion freigelegtes Kristallin abgetragen und in nördliche Richtung geschüttet wurde. Diese Ansicht wird durch stratigraphische Beobachtungen gestützt, welche darauf hindeuten, dass der kristalline Sockel der Adula-Decke im Jura nie freigelegt worden ist (CAVARGNA-SANI et al. 2014) und demzufolge nicht als Liefergebiet für den «Gneisquarzit» in Betracht gezogen werden kann.

Der Ausdruck «Gneisquarzit» ist formal nicht ganz korrekt. Der Ausdruck wird jedoch beibehalten, da er das Erscheinungsbild des Gesteins sehr gut charakterisiert. Nach allgemeiner Auffassung handelt es sich hierbei um einen metamorphen Sandstein (Quarzit), welcher durch den nennenswerten Gehalt an Feldspat und Hellglimmer häufig eine gneisartige Textur aufweist. Aufgrund der mineralogischen Zusammensetzung und der sedimentären Strukturen entspricht der «Gneisquarzit» am ehesten einer metamorphen Grauwanke (PROBST 1976).

Gemäss NABHOLZ et al. (1967) kann der «Gneisquarzit» mit der «Serie der groben Sandkalk und Quarzite» parallelisiert werden. Dies würde dem oberen Teil der Stgir-Formation nach BAUMER et al. (1961) entsprechen, der in den mittleren bis späten Frühjura gestellt wird. Aufgrund palynologischer Untersuchungen im «Gneisquarzit» nördlich von Lunshania (Blatt Vals) vermuten PANTIĆ & ISLER (1981) ein frühjurassisches Alter. GALSTER et al. (2012) weisen dem Gneisquarzit hingegen ein mitteljurassisches Alter zu (Tab. 3), da gemäss ihrer Beobachtungen der Gneisquarzit transgressiv über die vorgängig teilweise erodierten frühjurassischen Sedimentabfolgen, welche mit denjenigen der Scopi-Zone vergleichbar sind, abgelagert wurde.

Aus lithologischer Sicht kann der Gneisquarzit als ein sehr mächtiges Äquivalent der in den helvetischen Decken weit verbreiteten detritischen Einschaltung des oberen Pliensbachien («Domérien») interpretiert werden. Möglich wäre aber auch eine Korrelation mit den zahlreichen mitteljurassischen detritischen Schüttungen in den paläogeographisch internen Bereichen (z.B. Brekzien-Decke, mitteljurassische Abfolgen der Niesen-Decke).

S_{sk} Bräunlicher kalkig-toniger Schiefer, teilweise wechsellagernd mit Bänken von Sandkalk und Quarzit

Stratigraphisch aufwärts entwickelt sich der Gneisquarzit kontinuierlich zu einem dunklen Kalkglimmerschiefer mit häufigen Einschaltungen von bräunlich schwarzem Tonschiefer, der mit mergeligem bis sandigem Kalk und Quarzit wech-

sellagert (Tab.3). Diese Sedimentabfolgen treten nur in der nördlichen Gūida-Alpettas-Schuppenzone auf und liegen am Kontakt zu den tektonisch darüber liegenden Kalkglimmerschiefern der Grava-Decke. In Anlehnung an KUPFER-SCHMID (1977) und PROBST (1980) wurden diese Gesteine auf dem östlich anschliessenden Blatt Vals als «Jüngere Ton- und Kalkschiefer» ausgedehnt.

ADULA-DECKE

In der südöstlichen Ecke des Kartengebiets ist der nördlichste und frontalste Teil der Adula-Decke aufgeschlossen, welcher aus Amphibolit, Paragneisen, Glimmerschiefern und Orthogneisen paläozoischen Alters besteht. Erwähnenswert sind vor allem die zwei Orthogneise - Granitgneis Typ Zervreila und Augengneis Typ Garenstock s.l. - welche den im Gebiet von Atlasblatt Greina aufgeschlossenen Teil der Adula-Decke dominieren. Paragneise und Glimmerschiefer durchziehen in mehreren Zügen diese Orthogneise und bilden vor allem am Nordrand der Adula-Decke einen kontinuierlich verfolgbaren, nach Südwesten mächtiger werdenden Paragesteinszug. Der Kontakt zu den angrenzenden Metasedimenten der Zone Piz Terri-Lunschania (Darlun-Zone) ist tektonisch stark überprägt, wie die intensiven Verschuppungen im Bereich Toroi - Fuorcla Val Nova eindeutig belegen (Fig.26). Basierend auf einer neuen lithostratigraphischen Gliederung der kristallinen Gneise und Schiefer, kombiniert mit U-Pb-Zirkonalter und geochemischen Untersuchungen, wurde die paläozoische Entwicklung der nördlichen Adula-Decke von CAVARGNA-SANI et al. (2014) rekonstruiert.

Charakteristisch für die Adula-Decke sind die zahlreichen Relikte einer alpinen Hochdruckmetamorphose unter blauschiefer- bis eklogitfaziellen Bedingungen, welche im Zuge der paläogenen, südwärts gerichteten Subduktion des europäischen Kontinentalrandes unter die Apulische Platte erreicht wurden (EVANS & TROMMSDORF 1978, HEINRICH 1986, LÖW 1987, NIMIS & TROMMSDORF 2001). Generell ist eine Zunahme des erreichten Maximaldrucks von Norden nach Süden zu beobachten (HEINRICH 1982, 1983, DALE & HOLLAND 2003).

A_A Amphibolit

Die amphibolitischen Gesteine der Adula-Decke sind im Gebiet des Atlasblattes Greina nicht detailliert unterschieden worden. Die nur lokal auftretenden Vorkommen beschränken sich hauptsächlich auf gut verfolgbare ENE-WSW streichende Züge im unteren im Val Nova. Es handelt sich dabei vor allem um Amphibolit und Chloritschiefer bis -gneis (Prasinit). Neben Hornblende und Plagioklas sind vor allem Chlorit, Biotit und Epidot-Zoisit/Klinozoisit vorhanden.

Die erwähnten Amphibolitzüge sind in der Regel nicht homogen und weisen häufig lagige Einschaltungen auf, die reich an leukokraterem Quarz und Plagioklas

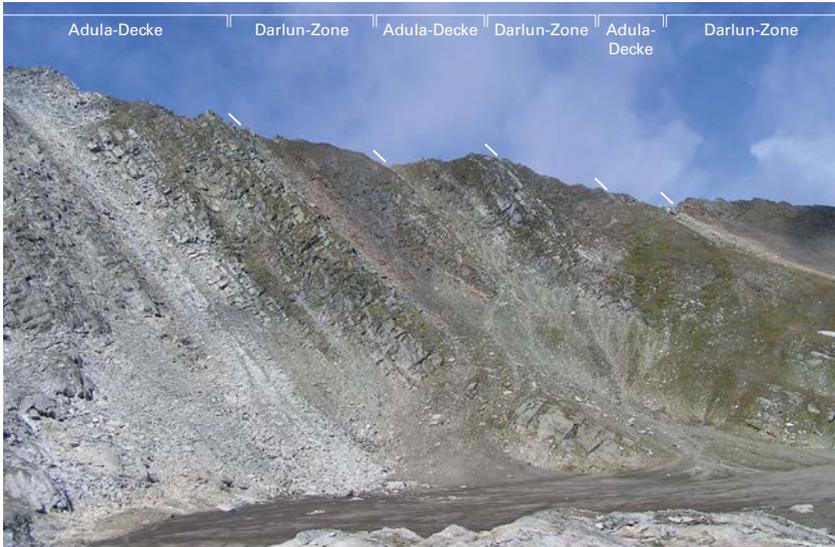


Fig. 26: Intensiv verschuppter Kontakt zwischen der Adula-Decke im Süden und der Darlun-Zone im Norden. Südlich Fuorcla Val Nova; Blickrichtung West. Foto M. Wiederkehr.

sind. Die amphibolitischen Gesteine sind aufgrund ihrer dunkelbraunen bis grün-schwarzen Anwitterung im Gelände gut erkennbar. Im frischen Bruch erscheinen sie in der charakteristischen, intensiven grünen Farbe, wie die Aufschlüsse im Bach des südlichen Val Nova eindrücklich zeigen. Eigentliche Glaukophanite, Eklogite und Granatamphibolite, wie sie aus dem östlich anschliessenden Gebiet von Blatt Vals beschrieben sind, sind nicht bekannt.

P_A Bräunlich anwitternde Glimmerschiefer und Paragneise i. Allg.

Als Glimmerschiefer werden sämtliche Quarz führenden, glimmerreichen Gesteine mit ausgeprägter Schieferung zusammengefasst. Entsprechend der primären Gesteinschemie weist die mineralogische Zusammensetzung der Glimmerschiefer eine gewisse Variabilität auf. Es dominieren Granat und Biotit führende Chlorit-Muskovitschiefer (Metapelite), untergeordnet kommen reinere, quarziti-sche Muskovitschiefer vor.

Speziell zu erwähnen ist der längs des Nordrandes der Adula-Decke auftretende Chloritoid führende Chlorit-Serizit-Schiefer mit Quarzfasern, welcher von EGLI (1966) als «Glimmerschiefer am Nordrand der Adula-Decke» beschrieben wurde. Dieser besitzt eine gewisse Ähnlichkeit mit dem Biotit und Chlorit führen-



Fig. 27: Die dunklen, grünlich-bräunlich anwitternden Glimmerschiefer und Paragneise sind deutlich vom hellen Phengit-Gneis (Granitgneis Typ Zervreila) unterscheidbar. Südostflanke des Piz Val Nova. Foto M. Wiederkehr.

den Muskovitgneis (p') der Zone Piz Terri-Lunschania und wurde daher von JENNY et al. (1923) als «Verrucano» interpretiert. Erwähnenswert sind die charakteristischen Flasern und lateral rasch auskeilenden Lagen aus Dolomit, Kalzitmarmor und Serizit führendem Quarzit, die vor allem östlich des Val Scaradra häufig mehrere Meter lange Linsen bilden. JENNY et al. (1923) und EGLI (1966) interpretieren diese Karbonatschmitzen als eingeschuppte triassische Gesteine.

In Assoziation zu den erwähnten Glimmerschiefern treten leuko- bis mesokrate, fein- bis mittelkörnige, häufig Epidot führende Zweiglimmerplagioklasgneise auf. Die Übergänge zu den erwähnten Glimmerschiefern sind in der Regel fließend und es sind sämtliche Übergangsformen zu beobachten. Die Glimmerschiefer und Paragneise heben sich dank ihrer dunklen, grünlich-bräunlichen Anwitterungsfarbe deutlich von den helleren Orthogneisen der nördlichen Adula-Decke ab und sind so im Gelände ohne grössere Probleme abgrenzbar (Fig. 27). Sie bilden das Umgebungsgestein, in welche letztere intrudiert sind und besitzen demzufolge ein höheres Alter. Entsprechend neuerer lithostratigraphischen Untersuchungen können die im Kartengebiet als «Glimmerschiefer und Paragneise i. Allg.» ausgeschiedenen Einheiten als klastische Metasedimente und metavulkanoklastische Ablagerungen kambrischen bis ordovizischen Alters interpretiert werden (Salahorn- und Heinisch-Stafel-Formation, CAVARGNA-SANI et al. 2014).



Fig. 28: Augengneis Typ Garenstock s.l. mit den charakteristischen bläulich grauen Mikroklinaugen. Val Nova. Foto M. Wiederkehr.

GO_G Grobkörniger Zweiglimmeraugengneis mit bis zu dm-grossen, meist flaserigen bis knauerartigen Mikroklinaugen (Augengneis Typ Garenstock s.l.)

Der grau bis graubraun anwitternde, im frischen Bruch ausgeprägt grünlich gefärbte grobkörnige Zweiglimmeraugengneis ist charakterisiert durch das Auftreten von zentimeter- bis dezimetergrossen, weisslich bis bläulich grauen, meist flaserigen bis knauerartigen Mikroklinaugen (Fig. 28). Charakteristisch ist eine ausgeprägt schiefrige und vielfach gefaltete Textur. Hellglimmer, Chlorit und Biotit sind oft in Lagen angereichert, welche die leukokraten Augen stromlinienförmig umfliessen.

Die Abgrenzung zum Phengitgneis ist wegen der deutlich graubraunen Anwitterung unproblematisch. Zusätzlich weist der Augengneis im Vergleich zum Phengitgneis eine deutlich schlechtere Bankung auf. Die Kontakte sind meistens scharf und nur gelegentlich fliegend. U-Pb-Altersbestimmungen an Zirkonen des Augengneises ergaben ein spätordovizisches Intrusionsalter von 459–446 Ma (CAVARGNA-SANI et al. 2014).

In der vorliegenden Karte wurden sämtliche im Gebiet von Atlasblatt Greina auftretenden grobkörnigen Augengneise der Adula-Decke als «Augengneis Typ Garenstock s.l.» zusammengefasst. Diese umfassen den «Augengneis Typ Garen-

stock s.str.» von FRISCHKNECHT et al. (1923) sowie den «Phengit-Biotit-Augengneis Typ Scharboda», welcher bis anhin als grobkörnige Ausbildung des Phengitgneises interpretiert wurde (ROOTHAAN 1918, JENNY et al. 1923).

GO_Z Heller Biotit führender Phengitgneis, gleichkörnig bis porphyrisch, mit deutlicher Schieferung (Granitgneis Typ Zervreila)

Der Biotit führende Phengitgneis stellt aufgrund seiner weiten Verbreitung und der sehr hellen Farbe das auffälligste Gestein des im Gebiet des Atlasblattes Greina vorkommenden Anteils der Adula-Decke dar und bildet häufig schroffe Felswände. Der gleichkörnige bis porphyrische Gneis zeigt eine ausgeprägte Schieferung, in welcher gelängte und von Phengitlagen umflossene Mikroklinaggregate linsenförmig bis lagig eingeregelt sind. Neben Phengit und Mikroklin stellen Quarz, Plagioklas, Biotit, Epidot und Chlorit die häufigsten Minerale dar. Charakteristisch ist die meist ausgezeichnete Bankung und die damit einhergehende typische platige bis tafelige Morphologie.

Zu erwähnen ist die Homogenität des Phengitgneises. Nebengesteinsschollen sind selten, und nur an wenigen Lokalitäten durchschlagen aplitische Gänge das Gestein. Der ehemals intrusive magmatische Ursprung dieses Gesteins wird durch nur sehr lokal erhaltene Granitgefüge belegt. Anhand von Rb-Sr-Gesamtgesteinsdatierungen ermittelten JÄGER et al. (1967) ein variszisches Alter dieser Intrusion. Dieses mit einem grossen Fehler behaftete Alter wurde in jüngster Zeit durch U-Pb-Altersbestimmungen an Zirkonen verfeinert, welche ein frühpermisches und somit postvariszisches Alter von 297–288 Ma ergaben (CAVARGNA-SANI et al. 2014). Gemäss den neusten Altersbestimmungen wurde der Phengitgneis somit lediglich alpin deformiert und metamorph überprägt.

GRAVA-DECKE

Über der Zone Piz Terri-Lunschania folgen die kilometermächtigen Sedimentserien der Grava-Decke, deren Überschiebungskontakt ebenfalls um die Lunschania-Antiform herumgefaltet wird. Die Grava-Decke besteht aus einer monotonen Serie von rötlich braun anwitternden, graublauen Ton- und Kalkschiefern mit Bänken von schiefrigem Marmor und sandigem Kalk. Auf dem östlich anschliessenden Gebiet von Blatt Vals sind die besagten Sedimentserien mit mafischen und ultramafischen Gesteinen assoziiert, welche ein jurassisches Alter aufweisen (STEINMANN 1994). Diese Assoziation zeigt eindeutig, dass zumindest Teile der Grava-Decke auf ozeanischer Kruste abgelagert wurden (STEINMANN & STILLE 1999). Die Hauptmasse der Sedimente der Grava-Decke weist gemäss STEINMANN (1994) ein kretazisches Alter auf. Das vollständigste Profil in den Bündnerschiefern des nördlichsten Teils der Grava-Decke befindet sich im Tu-

risch-Tobel, wo STEINMANN (1994), in Anlehnung an die darüberliegende, lithologisch identisch aufgebaute Tomül-Decke, eine Gliederung in Bärenhorn-, Nollaton-, Nollakalk- und Carnusa-Formation vornahm (vgl. auch WYSS & ISLER 2007). Diese Gliederung ist in südwestlicher Richtung jedoch nicht übertragbar. Die Mächtigkeit der Grava-Decke nimmt vom Domleschg kommend bis ins Val Luzzone im Kartengebiet deutlich ab. Diese Abnahme der Mächtigkeit ist wahrscheinlich tektonischer Natur. Im Bereich des Val Luzzone sind demzufolge die weiter östlich gut erkennbaren Faltenstrukturen der Valzeina-Synform und der korrespondierenden Lunschania-Antiform tektonisch stark überprägt. Aus diesem Grund ist es nicht möglich, die von STEINMANN (1994) definierte stratigraphische Unterteilung im Kartengebiet auszuscheiden. Deshalb wurden die Kalkglimmerschiefer und Tonschiefer der Grava-Decke als Kartiereinheit zusammengefasst.

Die Metamorphose der Metasedimente der Grava- und Tomül-Decke wird durch das häufige Auftreten von Fe-Mg-Karpholith charakterisiert (GOFFÉ & OBERHÄNSLI 1992, OBERHÄNSLI et al. 1995, BOUSQUET et al. 2002), einem Indexmineral für die HP/LT-Metamorphose (Blauschieferfazies). Relikte von Fe-Mg-Karpholith wurden in jüngster Zeit auch im Kartengebiet beschrieben (WIEDERKEHR et al. 2008, 2011).

t_G Grünliche Phyllite, Rauwacke, kalkiger und dolomitischer Marmor, z.T. schiefrig, Serizit führender Quarzit

Am Kontakt zur liegenden Peidener Schuppenzone und der Zone Piz Terri-Lunschania kann ein kontinuierlich verfolgbare Triaszug, die «Grenztrias», kartiert werden. Da an mehreren Stellen ein normalstratigraphischer Übergang vom Niveau der Quarten-Formation zu den darüber liegenden Kalkglimmerschiefern sichtbar ist, wird die «Grenztrias», in Anlehnung an JUNG (1963), als Basis der Grava-Decke aufgefasst. Die Triasvorkommen umfassen Quarzit, Rauwacke, Dolomit- und Kalkmarmor sowie Phyllite («Quartenschiefer»). Die einzelnen Lithologien wurden in der Karte nicht differenziert, da sie, mit Ausnahme der Dolomitmarmore, nur in geringer Mächtigkeit auftreten.

S_G Graublau Kalkglimmerschiefer, ± sandig, mit marmorisierten Sandkalkbänken, untergeordnet meist geringmächtige, dunkle Tonschiefer mit sandigen Kalkbänken

Es handelt sich um eine eher monotone Abfolge von rötlich bis bräunlich-awitternden, mehrheitlich graublauen bis schwarzen Kalkglimmerschiefern in unregelmässiger Wechsellagerung mit grobgebanktem marmorisiertem Sandkalk und untergeordnet vorkommendem dunklen Tonschiefer bzw. Phyllit. Typisch sind die zahlreichen, in der Regel mehrphasig verfalteten Quarz-/Kalzitadern und -linsen. Infolge der Zunahme des Metamorphosegrades in südwestlicher Richtung



Fig. 29: Schwarze Plagioklasporphyroblasten (**Plag**) und garben- bis rosettenförmiger Zoisit (**Zo**) im Kalkglimmerschiefer der Grava-Decke, Val Luzzone. Foto M. Wiederkehr.

treten in den Kalkglimmerschiefern der Grava-Decke ungefähr auf der Höhe des Lago di Luzzone bis zu zentimetergrosse, neugesprossene schwarze Plagioklasporphyroblasten und garben- bis rosettenförmiger Zoisit auf (Fig. 29). Im Bereich des südlichen Kartengebietsrandes ist gerade noch das Einsetzen von neugesprossstem, oft quer zur Hauptschieferung stehendem Biotit erkennbar (Querbiotit).

Das Alter der Grava-Serie ist aufgrund fehlender Fossilien umstritten. Gemäss NABHOLZ (1945) wird die Basis durch die seit langem bekannten Gryphäen als frühjurassisch (Sinémurien) angenommen. Palynologische Untersuchungen ergaben ein mittel- bis späturnjurassisches (PANTIĆ & ISLER 1981) bzw. kretazisches Alter (Cénomani, PANTIĆ & GANSSER 1977), welches davor bereits von TRÜMPY (1957) und STAUB (1958) angenommen wurde. STEINMANN (1994) hält aufgrund des hohen Gehalts an organischem Kohlenstoff und der Resultate isotopengeochemischer Untersuchungen (Nd-Isotope) gar ein Kreidealter für wahrscheinlich. Gemäss PROBST (1980) handelt es sich bei den Sedimentabfolgen der Grava-Decke um eine «Série compréhensive», wobei die kretazischen Anteile bedeutend mächtiger sind.

QUARTÄR

Das Gebiet von Atlasblatt Greina gehört zum Einzugsgebiet des Tessin-(Ticino-)gletschers und befindet sich unmittelbar südöstlich des zwischen Oberalppass und Disentis gelegenen Eisdoms Vorderrhein, in welchem die Eisoberfläche zur Zeit des letzteiszeitlichen Maximums (Last Glacial Maximum, LGM) auf über 2900 m ü. M. lag, was rund 1500 m über der heutigen Talebene bei Sedrun entspricht (FLORINETH & SCHLÜCHTER 1998, SCHLÜCHTER 2009). Die Zungen des Tessingletschers hatten ihre maximale Ausdehnung während des LGM vor rund 25–19 ka erreicht (OROMBELLI 1974, 1983a, b, BINI 1997) und stiessen bis nach Norditalien in die Gegend von Sesto Calende, Varese und Como vor.

Im Gebiet von Atlasblatt Greina belegen Schliftgrenzen (FLORINETH & SCHLÜCHTER 1998, 2000), dass das Eis vom erwähnten Eisdom Vorderrhein nach Süden über den Lukmanierpass, den Pass Cristallina, die Fuorcla Sura da Lavaz und die Plaun la Greina dem Tessingletscher zufloss. Lediglich ein kleiner Teil der Eismassen östlich des Grates Torrone di Garzora – Piz Terri – Pass Diesrut – Piz Cavel floss nach Osten dem Rheingletscher zu. Erwähnenswert ist die Divergenz des Gletscherflusses beim Crap la Crusch: Während der Hauptstrom über die Alpe di Motterascio in südliche Richtungen floss, bewegte sich ein Nebenstrom über den Passo della Greina ins Val Camadra, was aus Gletscherschliffen und -striemungen abgeleitet werden konnte (Fig. 30, SCAPOZZA & FONTANA 2009). Aus dem Eis ragten nur die höchsten Gipfel als Nunataks. Diesbezüglich sind vor allem die Gipfel der Medelser Gruppe sowie die Erhebungen um den Piz Vial und Piz Caschleglia, der breite Rücken des Pizzo Coroi und die Gipfelpartien der Kette Piz Terri – Piz Scharboda – Torrone di Garzorra zu erwähnen.

Erst mit dem sukzessiven Zerfall der geschlossenen inneralpinen Eismasse in individuelle Gletscher konnte die Akkumulation glazialer Ablagerungen einsetzen. Im Gebiet von Atlasblatt Greina werden die Quartärablagerungen von den Moränen der spät- und postglazialen Gletschervorstösse dominiert. Diese bestehen, neben den charakteristischen wallförmigen Erhebungen der Moränenwälle, hauptsächlich aus Grundmoränenmaterial und aus blockreicher Obermoräne, welche beim Zurückschmelzen der Gletscherzungen in den Geländemulden und -senken abgelagert worden ist. Auf der Karte sind drei unterschiedliche Gletscherablagerungen (Tills) ausgeschieden worden: Moränen der Letzten Vergletscherung (q_{4m}), Lokalmoränen (q_{1m}) und neoglazialen Moränen (q_{1m}).

Zusätzlich zu den Gletscherablagerungen wurden auf dem Atlasblatt Ablagerungen fluviatilen und gravitativen Ursprungs wie Alluvionen, Schwemmfächer, Hang- und Bachschutt, Rutschmassen usw. dargestellt. Die vorliegende Darstellung des Quartärs basiert hauptsächlich auf Feldaufnahmen, die durch die Interpretation von Orthofotos und dem digitalen Terrainmodell (swissALTI^{3D}) sowie durch die Auswertung historischer Karten ergänzt wurden.

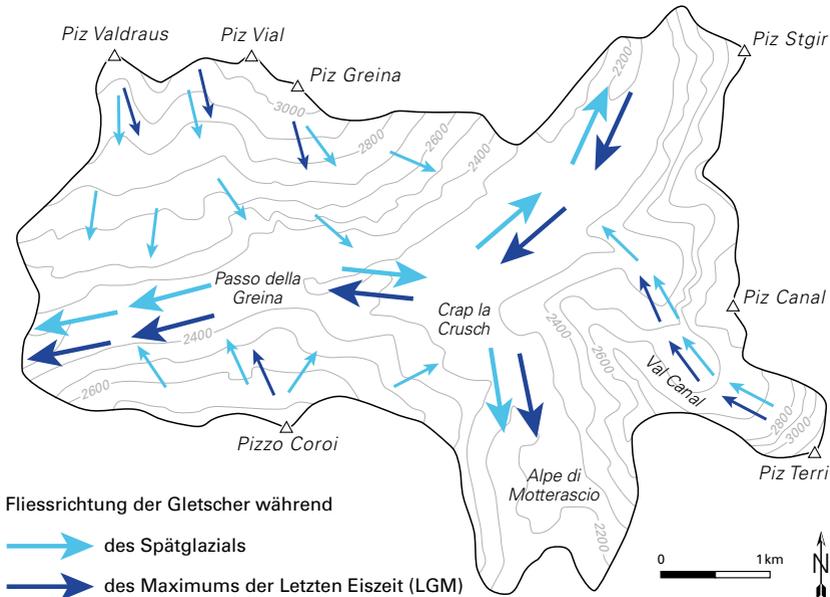


Fig. 30: Fließrichtung der Gletscher im Gebiet der Plau la Greina während des Maximums der Letzten Eiszeit (LGM) und während des Spätglazials (aus SCAPOZZA & FONTANA 2009).

Speziell hervorzuheben ist das Gebiet rund um die Plau la Greina, welche als eine der letzten intakten inneralpinen Hochebenen der Schweiz eine schützenswerte Landschaft von nationaler Bedeutung darstellt und sich durch einen Reichtum an quartärgeologischen Formen auszeichnet (FONTANA 2008, SCAPOZZA & FONTANA 2009, SCAPOZZA et al. 2011). Zusätzlich sei auf die interessante Darstellung der geschichtlichen und kulturellen Bedeutung des Gebiets von THURSTON (1973) verwiesen. Die Plau la Greina liegt in der Kernzone des geplanten «Parc Adula», der mit über 1000 km² dereinst den grössten Nationalpark der Schweiz darstellen wird. Voraussichtlich im Jahre 2015 wird die Bevölkerung der 20 betroffenen Gemeinden über den Nationalpark abstimmen.

Pleistozän

q_{4m} Moräne (Till) der Letzten Vergletscherung

Während des Maximums der Letzten Eiszeit (LGM) waren die Täler bis etwa auf 2400–2800 m ü. M. mit Eismassen bedeckt (FLORINETH & SCHLÜCHTER 1998, SCHLÜCHTER 2009). Mit dem Rückschmelzen der Gletscher wurden die mit-

geführten Sedimente, welche heute vor allem die Landschaft der grösseren Täler in den Talböden prägen, abgelagert. Speziell hervorzuheben sind in diesem Zusammenhang das Val Medel, das Val Camadra, das Val Luzzzone, die Gebiete um den Piz da Vrin sowie die Plaun la Greina. Erneute Gletschervorstösse führten zur Bildung von lokalen End- und Seitenmoränen, welche im vorliegenden Gebiet jedoch nur selten erhalten geblieben sind. Die Moränen der ausgehenden Letzten Eiszeit weisen, im Gegensatz zu den neoglazialen Moränen, durchwegs Pflanzenbewuchs auf, und die Formen sind durch Erosion sanft und rundlich. In der Regel handelt es sich meist um diffuse, flächenhaft verbreitete Moränenablagerungen an den Seitenhängen und auf den Trogschultern der grösseren Täler. In Tälern mit steilen Hängen (z.B. Val Cristallina oder Val Plattas) sind diese Ablagerungen mit jüngerem Hangschutt oder mit Bach- und Trockenschuttkegeln überdeckt.

Aus Studien von FLORINETH & SCHLÜCHTER (1998), FONTANA (2008), SCAPOZZA & FONTANA (2009) und SCHLÜCHTER (2009) geht hervor, dass die Eismassen nördlich des Gebirgszuges Piz Scopi – Piz Cavè zur Zeit des letzteiszeitlichen Maximums vom Eisdom Vorderrhein gegen Süden abflossen, d.h. über den Lukmanier-Pass, Pass Cristallina, Passo della Greina und die Alpe di Motterascio (Fig. 30). Während der ausklingenden Letzten Eiszeit im Spätglazial fand eine Umkehr der Fliessbewegung statt, und die Eismassen flossen vom Passo della Greina ausgehend in östliche und westliche Richtungen ab. Im Gebiet des Crap la Crusch teilte sich der Eisstrom in einen nach Norden ins Val Sumvitg und in einen nach Süden über die Alpe di Motterascio ins Val Luzzzone mündenden Gletscherarm (Fig. 30, FONTANA 2008). In diesem Zusammenhang ist zu erwähnen, dass die Nord-Süd verlaufenden Täler Valle Cavalasca und Val di Larcio, geschützt durch den nördlich gelegenen Nunatak des Pizzo Coroi, ihre eigenen Lokalgletscher besaßen. Diese Interpretation wird gestützt durch die Beobachtung, dass in diesen Tälern keine aus Kristallingesteinen bestehenden erratischen Blöcke zu finden sind (FREY 1967).

Moränenwälle des ?Daun-Stadiums (Greina)

Im Gebiet zwischen Crap la Crusch und der nordöstlichen Plaun la Greina sind drei markante Wälle erkennbar, welche als Seitenmoränen einer in nordöstlicher Richtung fliessenden Gletscherzunge interpretiert werden (Fig. 31). Aufgrund von morphologischen Ähnlichkeiten mit dem All'Acqua-Stadium im Val Bedretto (RENNER 1982) können diese Moränenwälle mit dem von MAISCH (1981) definierten Daun-Stadium der östlichen Alpen korreliert werden (FONTANA 2008, SCAPOZZA & FONTANA 2009).

Moränenwälle i. Allg.

Die Moränenwälle im Allgemeinen umfassen diejenigen Wälle, welche ausserhalb der neoglazialen Randlagen liegen, für welche aber keine ausreichenden Indizien für ein Daun- oder Egesen-Alter vorhanden sind.



Fig. 31: Moränenwälle des ?Daun-Stadiums. Plaun la Greina. Blick nach Südwesten (aus SCA-POZZA & FONTANA 2009). Foto G. Scapozza-Fontana.

Erratiker

Grundsätzlich sind Erratiker im Kartengebiet weit verbreitet. Sie besitzen aber vor allem im Bereich der kristallinen Gesteine der Gotthard- und der Adula-Decke sowie im hochalpinen Gebiet generell keinen oder nur sehr beschränkten Leitwert. Zusätzlich ist eine Durchmischung mit lokalen Sturzblöcken die Regel. Aus diesen Gründen wurde grundsätzlich auf die Darstellung von Erratikern verzichtet. Einzig in den mesozoischen Metasedimenten südlich der Gotthard-Decke wurden vereinzelt Erratiker kartiert. In diesen Gebieten kann aufgrund der Verteilung der aus Kristallingesteinen der Gotthard-Decke bestehenden Erratikern auf die Fliessrichtung der Gletscherströme geschlossen werden. Interessant ist, dass im Val Cavalasca und im Val di Larciolo kristalline Erratiker fehlen und deshalb angenommen wird, dass diese Täler während der Letzten Vergletscherung von lokalem Eis erfüllt waren.

q_{1m} Lokalmoräne (Till), ?Egesen-Stadium

Die Lokalmoränen sind charakterisiert durch einen im Vergleich zu den Moränen der Letzten Vergletscherung in der Landschaft frischeren Habitus und ten-

denziell markantere Wallformen. Oft zeichnen sich diese Moränenflächen durch eine grobe Blockstreu aus. Im Gegensatz zu den neoglazialen Moränen sind sie eindeutig stärker verwittert und meist dicht bewachsen. Die Lokalmoränen liegen meist im Vorfeld der Moränen des 1850er-Hochstandes und repräsentieren die Ablagerungen der letzten spätglazialen Gletschervorstösse, welche als kleinräumige, lokale Gletscher des ehemals grossflächigen Eisstromnetzes der Letzten Vergletscherung interpretiert werden. Mit der Bezeichnung Lokalmoräne soll zum Ausdruck gebracht werden, dass diese Moränen keine Verbindung zu den grossen Talgletschern wie z.B. zum Tessin- oder Rheingletscher besaßen. Obwohl im vorliegenden Gebiet keine absoluten Datierungen dieser Ablagerungen vorliegen, können sie aus Analogie zu ähnlichen Ablagerungen im Gebiet von Atlasblatt Oberalp und der östlichen Alpen am ehesten dem Egesen-Stadium zugewiesen werden (MAISCH 1981). Diese Kaltphase wird heute mit dem Zeitraum der Jüngeren Dryas (12,7–11,6 ka BP) korreliert. Eine eindeutige Zuordnung zu diesem Stadium ist aber nicht immer einwandfrei möglich. Gebiete und Wälle zweifelhafter Zugehörigkeit wurden als Moräne der Letzten Vergletscherung ausgeschieden.

Moränenwälle

Wälle dieses letzten ausgeprägten spätglazialen Vorstosses finden sich beispielsweise im Val la Buora und dem südlich angrenzenden Gebiet bei Puzetta Sura, im Val Plattas (beide durch Teilströme des Gletscher da Medel gebildet), östlich des Piz Terri sowie innerhalb kleinerer Areale östlich Rentiert Dadens, westlich der Alp Ramosa und bei Cogn di Camadra.

Moränenbastionen

Moränenbastionen sind wallartig ins Haupttal vorgebaute Schuttkörper, deren talseitig hohe und steilabfallende Böschungen häufig starker Erosion ausgesetzt sind. Sie bestehen aus ausgeschmolzenen Blockmassen aus Ober- und Grundmoränenmaterial, welche am Zungenende lokaler Kargletscher abgelagert wurden. Ein Beispiel einer spätglazialen Moränenbastion befindet sich oberhalb der Alp Vallesa, nördlich der Fuorcla da Vallesa.

Spätglaziale Schwemmfächer, glazifluviatile Sedimente

Als spätglaziale Schwemmfächer werden Geländeformen interpretiert, welche aufgrund ihrer Morphologie eindeutig fluviatilen Ursprungs sind, jedoch mit dem heute beobachtbaren Abflussregime nicht erklärbar sind. Beispiele dazu stellen die relativ steilen, überwachsenen kegelförmigen Strukturen im Talgrund südwestlich des Tgiern da Vanescha dar. Diese mächtigen Schuttkegel mit noch gut erkennbaren Abflussrinnen stehen nicht in Zusammenhang mit der aktuellen Entwässerung. Zusätzlich weist der dichte Bewuchs auf eine sehr geringe bis komplett



Fig. 32: Spätglazialer Schwemmfächer (rechts). Gaglianera (aus SCAPOZZA et al. 2011).
Foto G. Scapozza-Fontana.

fehlende Abflussdynamik hin. Aus diesen Gründen werden solche Schuttkegel als spätglaziale Schwemmfächer interpretiert. Der spektakulärste spätglaziale Schwemmfächer befindet sich östlich des Passo della Greina im Vorfeld des Gletscher da Gaglianera (Fig. 32). Während die westliche Hälfte des Schwemmfächers heute noch aktiv ist, stellt dessen östliche Hälfte den deutlich höhergelegenen, mit zahlreichen ehemaligen Abflussrinnen durchzogenen, heute inaktiven spätglazialen Schwemmfächer dar (SCAPOZZA et al. 2011). Im frontalen Bereich einiger Lokalmoränen findet sich ausgewaschene oder aufgearbeitete Moräne, welche teilweise von glazifluviatilen Ablagerungen nicht unterscheidbar ist. Ein Beispiel dazu stellt der Talgrund bei der Alp Blengias dar.

Fossile Blockgletscher

Fossile bzw. reliktsche Blockgletscher weisen in den Zwischenräumen der Blöcke kein Eis mehr auf und zeigen daher keine Anzeichen einer aktiven Bewegung mehr. Sie sind charakterisiert durch zusammengesackte, häufig mit Vegetation überwachsene Loben. Beispiele dazu befinden sich östlich der Alpe di Camadra di Dentro, im Val Lavaz nordwestlich Stavelatsch und westlich des Torrone di Garzora.

Holozän

q_{rm} Neoglaziale Moräne (Till)

Das Holozän setzte vor rund 11,6 ka ein und war durch mehrere aufeinander folgende Kalt- und Warmphasen geprägt, in welchen die Gletscher vorstiessen und wieder zurückschmolzen. Das Neoglazial im Sinne von PORTER & DENTON (1967) stellt eine weltweite markante klimatische Abkühlung dar, welche im alpinen Raum auf 5,7–5,0 ka BP datiert wurde (BARONI & OROMBELLI 1996, MAGNY & HAAS 2004). Sie führte zu einem verstärkten Vorstoss der Gletscher. Bemerkenswert ist, dass während des gesamten Neoglazials die Umriss, welche die Gletscher in der End- und Kulminationsphase (Hochstand) der «Kleinen Eiszeit» von 1850 erreicht hatten, nicht wesentlich überschritten worden sind.

Die neoglazialen Moränen charakterisieren sich durch scharf abgrenzbare, markante Moränenformen mit steile Böschungen, fehlende bis magere Vegetation, wenig fortgeschrittene bis nicht vorhandene Bodenbildung sowie durch spärlichen Flechtenbewuchs auf dem Felsuntergrund und den Moränenblöcken. Die kartierten Flächen wurden mit den topographischen Karten aus der zweiten Hälfte des 19. Jh. (Dufour- und Siegfriedkarten) abgeglichen. Der Gletscherstand auf dem vorliegenden Kartenblatt entspricht demjenigen von 2011 und wurde anhand von Orthofotos interpretiert. Seit dem mittleren 19. Jh. sind die Gletscher beträchtlich zurückgewichen; ein Trend, der sich in den letzten zwei Jahrzehnten noch verstärkt hat (MAISCH 1992, MAISCH et al. 2000). So sind heute viele der kleineren Gletschermassen, welche im Verhältnis zu ihrer Ausgangsgrösse stärker schrumpfen als die grösseren Gletscher, fast oder ganz verschwunden. Das Zurückweichen der Eismassen ist eindrücklich beim Gletscher Davos la Buora (Fig. 33; Rückzug von gut 500 m seit 1985) und sehr ausgeprägt beim Gletscher da Lavaz, welcher Teil des Schweizerischen Gletschermessnetzes ist und über die Hälfte der Fläche einbüsste, ersichtlich. Die jüngsten blockigen Ablagerungen (Hangschutt am Gletscherrand vermischt mit Moränenablagerungen) erweisen sich als sehr instabil und sturzgefährdet.

Moränenwälle

Die neoglazialen Moränenwälle sind charakterisiert durch die ausgeprägten, frischen Wallformen. Häufig entspricht der äusserste Verlauf der Seiten- und Endmoränen den Umrissen, welche die Gletscher zur Zeit des Hochstandes von 1850 erreicht hatten. Oft sind mehrere Stadien des Zurückweichens der Gletscherzungen zu beobachten. Diesbezüglich erwähnenswert sind die markanten Moränenwälle des Gletscher Davos la Buora (Fig. 33) und des Gletscher da Plattas (Gletscherzungen des Gletscher da Medel) sowie im Bereich des komplett abgeschmolzenen Gletschers nordöstlich des Piz Scharboda.



Fig. 33: Gletscher Davos la Buora. Die markanten Seitenmoränen dürften dem 1850er-Hochstand der «Kleinen Eiszeit» entsprechen. Foto S. Vögeli.

Moränenbastionen

Mächtige Moränenbastionen haben sich unterhalb des Kargebiets des Gletscher da Puzzeta sowie nördlich des Piz Valdraus, nordwestlich der Fuorcla da Stavelatsch und westlich der Vernokhörner gebildet.

Blockgletscher

Blockgletscher kennzeichnen sich durch grosse Ansammlungen von Blöcken mit charakteristischen zungenartigen Wölbungen und Loben, die durch die Bewegung der gesamten Masse entstanden sind. Die Rand- und Stirnbereiche weisen eine steile Böschung auf. Die Bewegung dieser Schuttmassen wird durch das in den Zwischenräumen der Blöcke vorhandene Eis ermöglicht. Das Vorhandensein von rezenten Blockgletschern ist ein Indiz für Permafrost. Auf der vorliegenden Karte wurde zwischen rezenten Blockgletschern, die mehrheitlich aus Moränenmaterial aufgebaut sind, und solchen, die mehrheitlich aus Hangschutt bestehen, unterschieden. Ausgeprägte Blockgletscher sind am nordwestlichen Abhang des Piz Cazirauns, im Hang östlich des Piz Muraun, nördlich des Piz Starlera, nördlich des Piz la Capiala und östlich der Fuorcla Darlun vorhanden.

Glazifluviatile Sedimente

Erwähnenswerte Vorkommen fluviatil umgelagerter und ausgewaschener Moräne befinden sich im Val la Buora und im Val Plattas im Gletschervorfeld des Gletscher da Medel.

Moräne (Till) auf Gletscher oder Toteis

Im Kartengebiet treten nur vereinzelte schuttbedeckte Gletscher und Toteisflächen auf. In der Regel handelt es sich dabei um Steine und Blöcke, welche aus den sehr steilen Wänden auf das darunterliegende Eis stürzen, um anschliessend als Ober- und Innenmoräne talwärts zu wandern. Schuttlieferanten stellen aber auch singuläre Ereignisse in Form lokaler Fels- und Bergstürze dar. Beispiele dazu sind beim Gletscher da Medel und Gletscher da Lavaz zu beobachten.

Gebiete mit Hakenwurf

Hakenwurf entsteht durch die Wirkung der Schwerkraft in der oberflächennahen Verwitterungszone steilstehender Schichten. Im Gebiet von Atlasblatt Greina ist dieses Phänomen nur von lokaler Bedeutung (einzelne Felsrippen) und meist kaum auskartierbar.

Die Feststellung, dass in der nördlichen Region des vorliegenden Gebiets die Schichten in der Gipfelregion flacher liegen als im Talboden, wurde teilweise als Ausdruck von Hakenwurf interpretiert. Die flachere Lagerung ist aber über die ganze Region feststellbar und beschränkt sich nur nicht auf die Verwitterungsschicht.

Gebiete mit Solifluktion

Solifluktion entsteht beim Auftauen der obersten Bodenschicht und Gleiten des wassergesättigten Bodens über den noch gefrorenen Unterboden. Dabei entstehen zungenartige Gebilde (Loben, Fig. 34), die mehrere Dezimeter über die Umgebung herausragen. Das Phänomen der Solifluktion ist ein Hinweis auf ein fortschreitendes Auftauen des Untergrundes. Grössere Gebiete mit Solifluktion befinden sich südlich des Passo della Greina, östlich Crap la Crusch und in den nach Norden exponierten Hanglagen des Piz Stgir, des Fil da Blengias und des Fil da Ramosa.

Zerrüttete Sackungsmassen

Ist die Deformation innerhalb einer Sackungsmasse so stark, dass sich der für Sackungsmassen charakteristische zusammenhängende, mehr oder weniger ur-



Fig. 34: Solifluktionsloben im Hangschutt der Nordflanke des Pizzo Coroi. Der Durchmesser der Loben beträgt 20 bis 30 m (aus FONTANA 2008). Foto G. Scapozza-Fontana.

sprüngliche Schichtverband auflöst, bezeichnet man sie als zerrüttete Sackungsmasse. Dabei handelt es sich um stark zerbrochenen Fels ohne jegliche Kohäsion, welcher eine Anhäufung von Blockschutt darstellt und unter Umständen mit einer Fels- bzw. Blocksturzmasse oder grobblockigen Moräne verwechselt werden kann. Typische Beispiele von zerrütteten Sackungsmassen liegen im Südhang des Piz Tgietschen, beim Fil da Ramosa, südlich des Piz Stgir und im Bereich des südlichen Kartengebietsrandes unterhalb Foppa di Rocca.

Sackungsmassen

Von Sackungsmassen ist die Rede, wenn sich Gesteinsmassen mehr oder weniger in ihrem ursprünglichen Verband von ihrer Unterlage lösen und talwärts abgleiten. Ein eindruckliches Beispiel einer Sackungsmasse befindet sich in den kalkig-tonigen Metasedimenten im Südwesthang des Pizzo Marumo mit der für Sackungsmassen charakteristischen Bildung gestaffelt angeordneter Nackentälchen. Weitere ausgedehnte Sackungsmassen befinden sich in den Südosthängen des Artg Diesrut und des Piz da Vrin, wo die hangparallel orientierten tonigen Metasedimente (Dip Slope) als Gleithorizont wirken. Erwähnenswert sind zudem die Sackungsmassen im Südhang des Piz las Palas und südlich des Lago di Luzzzone.

Rutschmassen

Rutschmassen beschränkter Ausdehnung sind oberhalb Mutschnengia im Phyllit der Garvera-Zone (**p_{qk}**) zu beobachten. Diese entstehen durch das sukzessive Einschneiden des Baches mit nachfolgender Destabilisierung der Hänge, besonders auf der nördlichen Talseite, entsprechend der gegen Süden einfallenden Schichtung/Schieferung. Weitere lokale Rutschmassen finden sich im Gebiet der Alp Ramosa, westlich des Artg Diesrut und am Nordende der Plaun la Greina.

Blockschutt

Unterhalb von Steilwänden sind öfters Sturzblöcke zu finden. Grössere Blockansammlungen, die auf grössere Fels- oder Bergstürze hinweisen, sind selten zu beobachten. VON RATH (1862) erwähnt in seinem Reisebericht grössere Felsstürze ausgangs des Val Cristallina, die im Jahre 1834 niedergingen. Grössere Blöcke sind auf dem linken Ufer und im Bachbett des Rein da Cristallina anzutreffen. Das grösste Blockfeld befindet sich am Nordhang von Tuors (Val Casatscha), wo wahrscheinlich der Berggipfel kollabierte. Eine kleinere Blockansammlung befindet sich unterhalb einer Ausbruchnische westlich der Alpe di Prüsfa.

Protalus Ramparts, Schneehaldenmoränen

Protalus Ramparts (Blockgirlanden) sind im vorliegenden Gebiet nur wenige vorhanden. Sie werden nach HAEBERLI (1985) als embryonale Blockgletscher interpretiert. Beispiele dazu befinden sich südlich des Passo della Greina (Fig.35) oder südlich des Piz Canal.

Schneehaldenmoränen entstehen durch sukzessive Anhäufung von Blöcken am Fusse einer Schneehalde oder durch Kriechbewegungen der Schneehalde selbst, was zur Stauchung des am Fusse abgelagerten Materials führt. Ein Beispiel für eine Schneehaldenmoräne liegt unmittelbar südlich der Fuorcla da Stavelatsch.

Hangschuttkegel, Hangschuttschleier, Hangschutt (z.T. mit Blockschutt)

Hangschuttkegel, Hangschuttschleier und flächiger Hangschutt sind, bedingt durch das ausgeprägte Felsrelief, weit verbreitet. Der Hangschutt ist in den kristallinen Bereichen, vor allem in den Gebieten der postvariszischen Intrusiva, mehrheitlich grobkörnig bis blockig, in den postvariszischen Metasedimenten dagegen eher feinkörnig. Hangschuttkegel und -schleier entstehen am Ausgang von nur selten Wasser führenden Felseinschnitten und Runsen bzw. unterhalb steiler Felswände, -hänge und -riegel. Lokal ist der Hangschutt mit gröbereren Blöcken durch-



Fig. 35: Protalus Rampart (embryonaler Blockgletscher) südlich des Passo della Greina. Der Durchmesser der Blockwulst beträgt ca. 15 m (aus FONTANA 2008). Foto G. Scapozza-Fontana.

setzt. Die Unterscheidung zwischen mit Gras bewachsenem Hangschutt und Moräne ist nicht immer eindeutig und erfolgte teilweise aufgrund morphologischer Kriterien, wie z.B. auffällige Hangknicke, angedeutete Hangschuttkegel oder glattere bzw. rauere und unregelmäßigere Oberflächenstruktur.

Gemischte Schuttkegel

Schuttkegel, die sowohl aus Hangschutt (Trockenschutt) als auch aus Bach- bzw. Murgangablagerungen bestehen, wurden als gemischte Schuttkegel dargestellt. Dieser Typ Schuttkegel ist im Gebiet von Blatt Greina häufig und in allen Tälern verbreitet.

Schwemmfächer, Bachschuttkegel

Eine deutlich kegelförmig gewölbte Oberfläche ist charakteristisch für Schwemmfächer und Bachschuttkegel, welche generell am Ausgang von Tälern, Felseinschnitten und Runsen mit persistenten Bachläufen geschüttet werden. Eine von charakteristischen Schwemmfächern geprägte Landschaft befindet sich im Ge-

biet zwischen der Plaun la Greina und der Alpe di Motterascio. Im Val Camadra bei Pian Geirètt liegt ein ausgesprochen grosser Schwemmfächer, dessen frontaler Teil für den Bau der Staumauer des Lago di Luzzone teilweise abgebaut wurde.

Murgangrinnen

An zahlreichen Stellen sind Murgänge niedergegangen und haben markant eingetiefte Abflussrinnen, häufig mit den charakteristischen Seitenwällen (Levees), hinterlassen. Etliche dieser Rinnen sind auf die Hochwasserereignisse von 1987 zurückzuführen, aber bereits stärkere Gewitter, wie dasjenige vom 10. September 2008 während der Feldarbeiten, führten zu neuen, untiefen Murgangrinnen. Im Sommer 2012 wurde die Brücke der Strasse Cozzera – Pian Geirètt von einem Murgang weggerissen.

Erosionsränder, Terrassenkanten

Erosionsränder und Terrassenkanten finden sich vorwiegend in den tief eingeschnittenen Tälern, wie im Val Medel und im Val Plattas, und sind meist die Folge der Erosion der Lockergesteine durch einen Fluss.

Torfmoore

Torfmoore (Flachmoore) von nationaler Bedeutung befinden sich auf der Plaun la Greina südlich des Crap la Crusch und im Val Plattas nördlich der Alp Sura bei Stavel Veders.

Sümpfe

Die Sumpfflächen im Gebiet von Atlasblatt Greina sind meist von kleinerer Ausdehnung und beschränken sich auf glazial leicht übertiefte Pfannen, oft hinter kleineren Moränenwällen. Erwähnenswert sind vor allem die Vorkommen im südlichen Val Plattas, auf der Plaun la Greina, der Alpe di Motterascio und der Alp Ramosa.

q_a Rezente Alluvionen

Rezente Alluvionen beschränken sich auf den Bereich beiderseits der grösseren Flussläufe. Breitere Alluvialebenen sind zuhinterst im Val Plattas, im Val Cristallina, im Val Sumvitg, entlang des Brenno, bei der Lampertsch Alp sowie auf der Plaun la Greina vorhanden. Die letzteren wurden in Zusammenhang mit geologischen Untersuchungen für das Stauseeprojekt Greina mit zahlreichen Sondierbohrungen ergründet.

Künstliche Auffüllungen, Aufschüttungen

Aufschüttungen stehen meist in Zusammenhang mit dem Bau von Stollen bei Kraftwerksanlagen (Stollen Uffiern – Stausee Lai da Sontga Maria, Stollen Sedrun – Tavanasa, Stollen Val di Campo – Val Camadra) und sind im Kartengebiet von eher geringer Ausdehnung. Im Val Medel und Val Camadra wurden an verschiedenen Stellen Lawinenschutzdämme zur Kanalisierung der Lawinen über künstliche Bauwerke als Schutz der Strasse errichtet. In der Plaun Curaglia wurde eine ehemalige Kiesabbaustelle bis ins Jahr 1962 als Kehrichtdeponie genutzt. Grössere Aufschüttungen und Materialumlagerungen erfolgten im Zuge der Abbautätigkeit des Bachschuttkegels bei Pian Geirètt, wo für den Bau der Luzzone-Staumauer Sand und Kies abgebaut wurden.

TEKTONIK

Einleitung

Die tektonische Gliederung und die paläogeographische Rekonstruktion des Ablagerungsraumes des Gebiets von Atlasblatt Greina sind kontrovers und variieren je nach Autor (Fig. 36). Die tektonische Gliederung des Atlasblattes Greina erfolgte in Anlehnung an die Tektonische Karte der Schweiz 1:500 000, wobei der Begriff Infrapenninikum vermieden und durch Helvetikum und Ultrahelvetikum ersetzt wurde (s.u.) sowie unter Berücksichtigung der angrenzenden Atlasblätter Vals, Ilanz und Oberalppass. Die Darstellung auf dem Atlasblatt Greina muss als Kompromiss verstanden werden, da in der Karte nur eine Interpretation dargestellt werden kann. Die tektonischen Einheiten werden einerseits dem Subpenninikum (MILNES 1974, SCHMID et al. 2004) bzw. dem Infrapenninikum (TRÜMPY 1980) und andererseits dem Helvetikum, Ultrahelvetikum und Unterpenninikum zugeordnet (z.B. PFIFFNER 2009, vgl. Fig. 36). Nach ein paar allgemeinen Bemerkungen zu den Begriffen Subpenninikum, Infrapenninikum und Ultrahelvetikum werden die in der Kartenlegende erwähnten tektonischen Einheiten und deren tektonische Stellung kurz beschrieben.

Mit dem Begriff *Subpenninikum*, der von MILNES (1974) eingeführt wurde, werden die strukturell tiefsten Einheiten des Lepontischen Doms und des Tauernfensters bezeichnet (SCHMID et al. 2004). Mit dem Begriff Penninikum wird im Allgemeinen die metamorphe Zentralzone der Alpen umschrieben und keine paläogeographische Einheit. Um diese Konfusionen zu vermeiden, müsste man den Begriff Penninikum theoretisch vermeiden (BERGER et al. 2005), was natürlich praktisch unmöglich ist, da das Penninikum zu stark in der Literatur verwurzelt ist. Der Begriff Subpenninikum wurde von SCHMID et al. (2004) im Sinne eines Kompromisses verwendet. Er umfasst sämtliche metamorph überprägten Einheiten des distalen europäischen Kontinentalrandes, die im eigentlichen Sinne dem helvetischen Ablagerungsraum angehören, aufgrund ihrer heutigen Lage und ihrer metamorphen Überprägung jedoch eher als Teil des Penninikums – in diesem Fall als subpenninisch – bezeichnet werden.

Der Begriff *Infrapenninikum* wurde von TRÜMPY (1980) ohne weitere Erklärungen eingeführt. Es ist nicht eindeutig nachvollziehbar, ob mit der Vorsilbe «infr» der unterste Teil des Penninikums oder aber die darunterliegenden Einheiten, d.h. ultrahelvetische und helvetische, umschrieben werden. Um diese Unklarheiten zu vermeiden, sollte der Begriff Infrapenninikum vermieden werden, obwohl er auf der aktuellen Tektonischen Karte der Schweiz 1:500 000 verwendet wurde.

Der in der Kartenlegende und in den vorliegenden Erläuterungen für die Scopi-Zone und die Peidener Schuppenzone verwendete Begriff *Ultrahelvetikum* ist streng genommen als rein strukturelle, tektonische Zuordnung zu verstehen. Es handelt sich dabei um Metasedimente in helvetischer Fazies, welche paläogeo-

graphisch relativ zur Gotthard-Decke in einer südlicheren, internen Position zu beheimaten sind und im Zuge der alpinen Gebirgsbildung auf die Gotthard-Decke überschoben wurden. Eine eindeutige Zuweisung zum Ultrahelvetikum im paläogeographischen Sinne ist erst ab dem Maastrichtien (späte Kreide) möglich.

Tektonische Einheiten

Gotthard-Decke

Die Gotthard-Decke stellt die tiefste tektonische Einheit im Kartengebiet dar. Zu ihr werden die als autochthone Sedimentbedeckung interpretierte Garvera-Zone und die Carpet-Schuppe gezählt. Entsprechend den auf S. 17 erwähnten Ausführungen wird auf dem vorliegenden Atlasblatt und in den dazugehörigen Erläuterungen die bis anhin gebräuchliche Bezeichnung Gotthard-«Massiv» zugunsten der Gotthard-Decke fallen gelassen. Es ist allgemein akzeptiert, dass die Gotthard-Decke das ehemalige kristalline Substrat von Teilen der helvetischen Decken repräsentiert (SCHMID et al. 1996, KEMPF & PFIFFNER 2004, PFIFFNER 2009). In der Westschweiz wird die helvetische Wildhorn-Decke als stratigraphische Fortsetzung der Termen-Zone gedeutet, die als autochthone Sedimentbedeckung der Gotthard-Decke interpretiert wird (MASSON et al. 1980, ESCHER et al. 1988). Die Gotthard-Decke wird daher auf dem Atlasblatt dem Helvetikum zugeordnet. Gemäss MILNES (1974) und SCHMID et al. (2004) wird die Gotthard-Decke aufgrund ihrer strukturellen Position, ihrer kristallinen Zusammensetzung und ihrer metamorphen Überprägung als subpenninisch bezeichnet, um den im Vergleich zu den herkömmlichen helvetischen Decken doch deutlichen Unterschieden gerecht zu werden (Fig. 36).

Scopi-Zone

Traditionell wird die Scopi-Zone als Teil des «gotthardmassivischen Mesozoikums» bzw. «gotthardmassivischen Allochthons» interpretiert. Diese Begriffe sollten jedoch vermieden werden, da sie auf die eindeutig widerlegte Interpretation der Scopi-Zone als normalliegende Sedimentbedeckung am Südrand der Gotthard-Decke, wie sie von NABHOLZ (1948) bzw. NABHOLZ & VOLL (1963) vorgeschlagen wurde, zurückgehen. Die ehemalige kristalline Unterlage der Scopi-Zone kann nicht eindeutig zugeordnet werden; gesichert ist nur die Tatsache, dass diese in einer relativ zur Gotthard-Decke südlicheren, beckeninternerer Position zu beheimaten ist (Fig. 36). Nach Ansicht von PFIFFNER (2009) kann die von ihm als ultrahelvetisch interpretierte Leventina-Lucomagno-Decke als das ehemalige kristalline Substrat der Scopi-Zone angesehen werden; sie wird dementsprechend

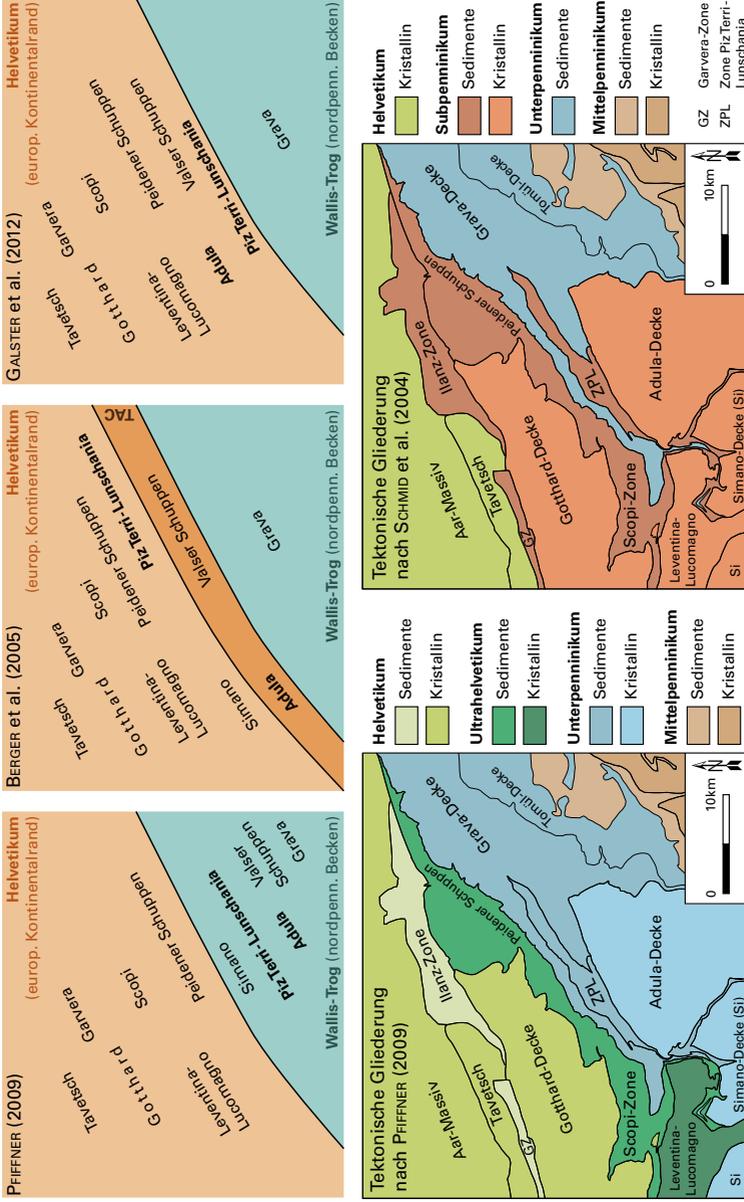


Fig. 36: Rekonstruktion des Ablagerungsraums und tektonische Gliederung des Kartengebiets nach Ansicht von SCHMID et al. (2004), BERGER et al. (2005), PFIFFNER (2009) und GALSTER et al. (2012).

in struktureller Hinsicht dem Ultrahelvetikum zugeordnet. Faziell sind die Metasedimente der Scopi-Zone eindeutig helvetisch. Wie auf S.110 erwähnt, kann das Ultrahelvetikum als eigenständiger paläogeographischer Bereich mit einer dazugehörenden charakteristischen Fazies erst in der Kreide klar abgegrenzt werden und ist demzufolge für die jurassischen Sedimentabfolge der Scopi-Zone nicht nachweisbar. Gemäss SCHMID et al.(2004) und WIEDERKEHR et al.(2008) wird die Scopi-Zone dem Subpenninikum zugewiesen (Fig. 36).

Peidener Schuppenzone

Die Peidener Schuppenzone ist lithologisch mit der Scopi-Zone vergleichbar. Im Gegensatz zur Scopi-Zone, die durch eine kohärente Sedimentabfolge mit einer deutlich erkennbaren Stratigraphie charakterisiert ist, weist die Peidener Schuppenzone einen komplexen Schuppenbau auf. Die zahlreichen, in der Regel kontinuierlich verlaufenden Triaszüge erlauben die Unterteilung der Peidener Schuppenzone in eine nördliche Forca-Zone und eine südliche Pianca-Zone, welche ihrerseits wiederum in mehrere, intern z.T. stark verfaltete Schuppen unterteilt werden können. Die gegenseitige Abgrenzung dieser Zonen und Schuppen wie auch die Abgrenzung von der liegenden Scopi-Zone und der hangenden Grava-Decke erfolgt anhand der meist nur geringmächtigen Triaszüge. Im Osten können in der Forca-Zone die Puzzatscher Schuppe (I_{FP}) und die Zamuor-Schuppe (I_{FZ}) ausgeschieden werden (JUNG 1963). In Richtung Westen kann im Gebiet der Alpe di Motterascio zusätzlich noch die Buttino-Schuppe (I_{FB}) abgetrennt werden (FREY 1967). Im Gebiet zwischen dem Grat des Toroi und dem südlichen Kartengebietsrand kann die Puzzatscher Schuppe von der Zamuor-Schuppe nicht mehr eindeutig unterschieden werden. Sie sind deshalb auf der Karte als «Puzzatscher und Zamuor-Schuppe, undifferenziert» (I_F) dargestellt. Die Pianca-Zone wird in eine Nord- (I_{PN}) und eine Südschuppe (I_{PS}) unterteilt, wobei nur die Nordschuppe im Kartengebiet kontinuierlich von Westen nach Osten verfolgbar ist. Die Südschuppe keilt von Westen her kommend im Gebiet östlich der Alpe di Motterascio aus. Je nach Autor wird die Peidener Schuppenzone dem Ultrahelvetikum (PFIFFNER 2009) bzw. dem Subpenninikum zugeordnet (SCHMID et al. 2004, WIEDERKEHR et al. 2008; Fig. 36).

Zone Piz Terri - Lunschania

Die Zone Piz Terri - Lunschania stellt nach PROBST (1980) die autochthone mesozoische Sedimentbedeckung der Soja-Decke («Soja-Verrucano») dar und wird dem Unterpenninikum zugeordnet. Basierend auf der Interpretation von MILNES (1974) wurde die Zone Piz Terri - Lunschania von SCHMID et al. (2004) und WIEDERKEHR et al. (2008) hingegen als subpenninisch interpretiert (Fig.36). All diesen Interpretationen gemeinsam ist die «Einwurzelung» der Zone Piz Terri-

Lunschania in der Soja-Zone im Liegenden der Adula-Decke. Die Soja-Decke wird im Allgemeinen mit der Lebendun-Decke parallelisiert (EGLI 1966).

In jüngerer Zeit wurde die Zone Piz Terri-Lunschania von GALSTER (2010) und GALSTER et al. (2010, 2012) sedimentologisch-stratigraphisch bearbeitet und neu gegliedert (s. S. 73 ff.). Aufgrund detaillierter Untersuchungen der triassischen Sedimente wurde die Garzott-Schuppe von der Terri-Gipfel-Zone abgetrennt und als eigenständiges tektonisches Element interpretiert. Die Garzott-Schuppe könnte aufgrund der identischen Ausbildung der triassischen Gesteine (nordpenninische Trias nach GALSTER et al. 2012) die nördliche Fortsetzung der Soja-Decke darstellen. Der verbleibende Teil der Terri-Gipfel-Zone («Luzzone-Terri-Decke» nach GALSTER et al. 2012) mit stratigraphischem Kontakt zum permischen Gneis des Val Luzzone ist charakterisiert durch das Auftreten von triassischen Sedimentabfolgen, die gewisse Ähnlichkeiten mit denjenigen der Préalpes médianes (Briançonnais-Fazies der Trias) aufweisen. Entsprechend diesem Befund schliessen GALSTER et al. (2012) auf eine relativ zur Adula-Decke inneren paläogeographischen Position der Terri-Gipfel-Zone («Luzzone-Terri-Decke») und möglicherweise auch der Darlun-Zone und der Güida-Alpettas-Schuppenzone (Fig. 36) und favorisieren eine Einwurzelung dieser Einheiten in der Misox-Zone über der Adula-Decke. Gemäss GALSTER et al. (2012) wurde der Muskovit-Gneis (**p'**) der Terri-Gipfel-Zone auf die normalstratigraphische Abfolge der Garzott-Schuppe überschoben, welche sich im Kern der Lunschania-Antiform befindet. Diese Beobachtung steht im Einklang mit den stratigraphischen Argumenten, welche eine Abtrennung der Garzott-Schuppe implizieren. Die beobachtete stratigraphische Überlagerung von triassischen Gesteinen in Briançonnais-Fazies durch helvetische jurassische Sedimentabfolgen deutet darauf hin, dass zur Zeit des frühen Juras der Ablagerungsraum des Briançonnais sehr nahe bei demjenigen des Helvetikums gelegen haben muss (s. Diskussion in GALSTER et al. 2012).

Adula-Decke

Die Adula-Decke weist im Vergleich zu den anderen lepontischen Kristallindecken einen deutlich verschiedenen inneren Aufbau auf (vgl. JENNY et al. 1923, BERGER et al. 2005). Die gesamte Decke ist charakterisiert durch eine ausgeprägte mylonitische Foliation und eine sehr heterogene Zusammensetzung, bestehend aus verschiedenen Ortho- und Paragneisen mit Einschaltungen von Metapeliten, Amphiboliten und Marmoren, welche, mehrere Untereinheiten bildend, Brettartig übereinandergestapelt wurden. Aus diesem Grund wird die Adula-Decke generell als ein «lithosphärisches Melange» («lithospheric melange») interpretiert, welches in einem Subduktionskanal zusammengeschweisst wurde (TAC: Tectonic Accretion Channel; TROMMSDORFF 1990, ENGI et al. 2001). Gemäss dieser Interpretation ist eine eindeutige paläogeographische Zuordnung der Adula-Decke nicht möglich (Fig. 36). Bei den granitischen Anteilen dürfte es sich mit grosser Wahr-

scheinlichkeit um verschuppte Partien des distalsten europäischen Kontinentalrandes handeln. Da der innere Aufbau vor allem im oberen Teil der Adula-Decke durch mehrere klar abgrenzbare Lappen bzw. Untereinheiten charakterisiert ist (JENNY et al. 1923, KÜNDIG 1926, NAGEL et al. 2002b), favorisieren BERGER et al. (2005) den Begriff Adula-Deckenkomplex. Von den bis zu neun Lappen sind vor allem der im Gebiet von Atlasblatt Greina vorkommende Fanella-, der Zervreila- und der Trescolmen-Lappen zu erwähnen.

Aufgrund der konsistenten stratigraphischen Überlieferungen der autochthonen mesozoischen Bedeckung («internes Mesozoikum»), gekoppelt mit der weiträumigen und kontinuierlichen Verteilung chemisch identischer und gleichaltriger Granitintrusionen (Granitgneis Typ Zervreila, ca. 290 Ma), wird zumindest der nördliche Teil der Adula-Decke als eine kohärente Decke mit einer klar zuweisbaren paläogeographischen Position interpretiert (GALSTER et al. 2012, CAVARGNASANI, 2014). Diese Ansicht wird gestützt durch konsistente Altersbestimmungen an präalpinen und alpinen Eklogiten der Adula-Decke (s. Diskussion in HERWARTZ et al. 2011).

Die Adula-Decke wird generell dem Unterpenninikum zugeordnet (z.B. PROBST 1980; Fig. 36). Gemäss PFIFFNER (2009) repräsentiert sie einen Teil der kristallinen Unterlage des Wallis-Trogs (Nordpenninisches Becken gemäss STEINMANN 1994). Nach Ansicht von MILNES (1974) und SCHMID et al. (2004) stellt die Adula-Decke die oberste subpenninische Einheit dar.

Grava-Decke

Die Grava-Decke ist die höchste tektonische Einheit im Kartengebiet. Gemäss VOLL (1976) entsprechen die «Lugnezer Schiefer», welche von NABHOLZ (1945) noch als eigenständige tektonische Einheit interpretiert wurden, sowie die «Sosto-Schiefer» (JENNY et al. 1923) der südwestlichen Grava-Decke, die um die Lunschania-Antiform herumgefaltet wurde. Diese Ansicht wurde von PROBST (1980) und STEINMANN (1994) bestätigt. Die Bündnerschiefer im Raum Val Luzzone - Olivone stellen demzufolge eine von oben durch die Valzeina-Synform eingefaltete Sedimentabfolge der Grava-Decke dar, welche entgegen früherer Interpretationen (KOPP 1925, NABHOLZ 1945) nicht den tiefsten Tessiner Kristalldecken zugeordnet werden kann, sondern über die Lunschania-Antiform mit der Misox-Zone verbunden ist (WINTERHALTER 1930, BAUMER 1964, VOLL 1976). Im Zuge der alpinen Gebirgsbildung wurden die aus der Misox-Zone über der Adula-Decke stammenden unterpenninischen Metasedimente um die frontale Adula-Decke herumgefaltet, so dass sie heutzutage im Val Luzzone im Stirnbereich und im Raum Olivone weiter südlich unterhalb derselben zu liegen kommen.

Es ist allgemein akzeptiert, dass die Gesteine der Grava- und der weiter östlich vorkommenden Tomül-Decke die hauptsächlich kretazische Sedimentfüllung des Wallis-Trogs (Nordpenninisches Becken nach STEINMANN 1994; Fig. 36) dar-

stellen. Ob diese Sedimente auf lediglich ausgedünnter europäischer kontinentaler Kruste (Wallis-Trog; PROBST 1980, PFIFFNER 2009) oder auf neu gebildeter ozeanischer Kruste (Wallis-Ozean; FLORINETH & FROITZHEIM 1994, STEINMANN 1994, SCHMID et al. 2004) abgelagert wurden, ist umstritten. Die heute nur lokal vorkommenden basischen und ultrabasischen Gesteine erlauben keine eindeutige Aussage.

Präalpine Strukturen

Im Gebiet von Atlasblatt Greina sind die Vorkommen präalpiner Strukturen auf die paläozoischen Kristallineinheiten der Adula- und der Gotthard-Decke beschränkt. Im Gegensatz zur Gotthard-Decke wurde die Adula-Decke im Zuge der alpinen Subduktion und der anschließenden Deckenstapelung strukturell äusserst stark überprägt. Dabei wurden praktisch sämtliche präalpinen Strukturen ausgelöscht. Die einzigen noch sichtbaren präalpinen Strukturen der Adula-Decke sind die ehemaligen Intrusivkontakte der Orthogneise zu den umgebenden prävariszischen Gneisen und Schiefern. Diese Kontakte sind jedoch während der alpinen Gebirgsbildung überprägt und mit den alpinen Planargefügen parallelisiert worden. Eine vertiefte Zusammenfassung zu den präalpinen Strukturen der Adula-Decke ist somit hinfällig.

Gotthard-Decke

Die Gotthard-Decke zeigt im Allgemeinen einen von der alpinen Gebirgsbildung nur wenig veränderten variszischen Bau. Dies tritt besonders in den Gebieten östlich des Val Plattas, nördlich der postvariszischen Intrusionen («Santeri-Lappen») sowie in der Gaglianera nördlich der Plaun la Greina deutlich in Erscheinung.

Nördlich der Plaun la Greina sind im «Streifengneis» unterschiedlich orientierte präalpine Schieferungsflächen zu beobachten, die lokal durch steilstehende alpine Scherzonen überprägt werden. Wahrscheinlich wurde das kristalline Grundgebirge in dieser Gegend während der variszischen Orogenese nur sanft verfaltet, während weiter westlich vor allem eine penetrative Einengung dominierte und folglich steilstehende Schieferungsflächen überwiegen.

Im Gebiet östlich des Val Plattas fallen die präalpinen Schieferungsflächen relativ flach gegen Süden ein; im Nordosten können diese auch flach gegen Norden oder Osten einfallen (Taf. 1, Profile 2, 3 und 5). Diese flache Lagerung, welche bereits von ALB. HEIM (1891) beschrieben wurde, wird vom Medel-Granit abgeschnitten; sie ist somit älter als die Granitintrusion und wird als variszisches Planargefüge interpretiert. Auffällig ist der aus einer Abfolge von Paragneis, Augengneis und Amphibolit aufgebaute «Santeri-Lappen», welcher mit tektonischem

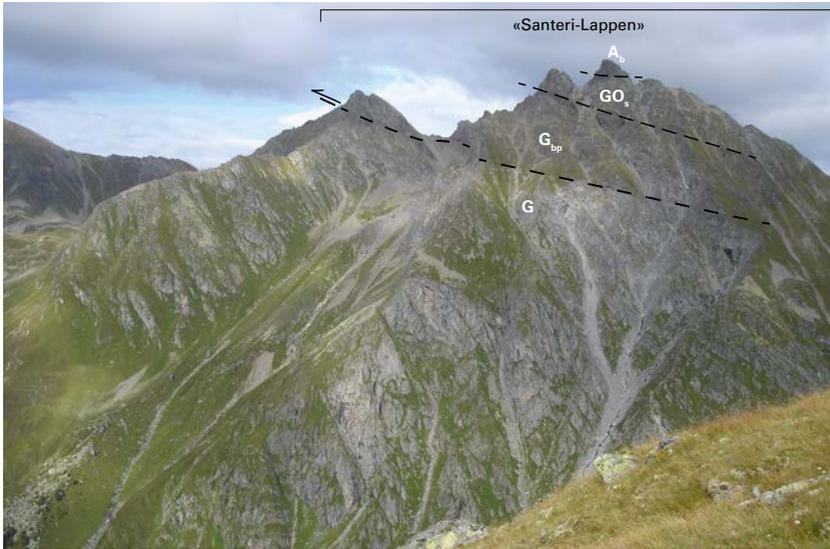


Fig. 37: Flach nach Süden einfallende variszische Überschiebung des «Santeri-Lappens». Westflanke Piz Cazirauns – Piz Caschleglia (A_p: Bänderamphibolit, GO_s: grobaugiger «Streifengneis», G_{bp}: Paragneis, G: Migmatitgneis). Foto S. Vögeli.

Kontakt dem Migmatitgneis aufliegt (Fig. 37; Taf. 1, Profil 2). Die zwischen Piz Caschleglia – Denter Corns – Piz Santeri flach liegenden Strukturen werden gegen Süden allmählich steiler und von der postvariszischen Intrusion abgeschnitten bzw. intrudiert. Die Granitintrusion erfolgte somit im «Wurzelbereich» dieser Lappenbildungen. Der Mikrogranit ($\pi\gamma$), welcher rund um den Piz Cazirauns verläuft und über die Fuorcla da Stavelatsch bis zur Crest da Crusch weiterzieht, liegt subparallel zu den Strukturen des «Santeri-Lappens» und ist als Zeichen spätvariszischer Schubtektonik zu interpretieren.

Der «Santeri-Lappen» wurde bereits auf der tektonischen Übersichtskarte von WEBER (1922) mit den Paragneisen südlich der Intrusionsmasse korreliert, was aufgrund des beiderorts vorkommenden Bänderamphibolits plausibel erscheint. Der im «Santeri-Lappen» auftretende, teilweise grobporphyrische Augengneis ist mit dem «Streifengneis» mit grobaugiger Textur («nördlicher Augengneis») vergleichbar, welcher unmittelbar südlich an die Paragneise angrenzt. Im Stirnbereich des «Santeri-Lappens» (am Piz Cazirauns und an der Nordwand des Piz Santeri) sind ausgeprägte Deformationsstrukturen zu beobachten. Der im Liegenden des «Santeri-Lappens» vorkommende Migmatitgneis ist intensiv mit den Gesteinen des «Santeri-Lappens» verfaltet worden. Östlich der Nordwand des Piz Santeri

sind einzelne Faltenumbiegungen erkennbar. Diese Faltenstrukturen werden mit der variszischen Tektonik und der Bildung des «Santeri-Lappens» korreliert.

Das «Streifenlinear» der prävariszischen Orthogneise, welches zur Namensgebung des «Streifengneises» beitrug, aber nicht ausschliesslich in diesen Orthogneisen vorzufinden ist, dürfte ein variszisch gebildetes Gefügeelement darstellen, da es von den postvariszischen Intrusiva abgeschnitten wird. Dieses flache, ENE-orientierte Gefügeelement unterscheidet sich deutlich vom steilen alpinen Streckungslinear. Die Bänderung in den Para- und Migmatitgneisen ist mit grosser Wahrscheinlichkeit prävariszischen Alters.

Die vor allem westlich des Kartengebiets vorherrschende alpine Fächerstruktur der Gotthard-Decke wird somit gegen Osten durch generell flachliegende, deckenähnliche Strukturen abgelöst (Fig. 38, Taf. 1); eine Feststellung, die bereits ALB. HEIM (1891) dokumentierte. Ob sämtliche flachliegenden Deckenstrukturen analog zum «Santeri-Lappen» präalpin sind oder allenfalls von zusätzlichen alpinen Bildungen überlagert werden, kann aufgrund der im Rahmen dieser Kartierung durchgeführten Feldarbeiten nicht restlos geklärt werden. Eine zusätzliche, eher flachliegende Struktur, welche als alpine Einschuppung spätpaläozoischer Gesteine der Carpet-Schuppe interpretiert wird, befindet sich in der Nordflanke des Piz Cavel. Eine Ablösung der vor allem westlich des Kartengebiets dominierenden alpinen Fächerstruktur durch flachliegende, leicht nach Süden einfallende Strukturen alpinen Alters sind hauptsächlich in den darüberliegenden postvariszischen Metasedimenten dokumentiert (FREY 1967, ETTER 1987, ETTER et al. 2010). Die alpine Fächerstruktur ist das Resultat der spätalpinen Rückfaltung und der damit assoziierten Steilstellung der Deckenstirn der Gotthard-Decke durch die Chièra-Synform (Fig. 38). In östlichen Richtungen und somit strukturell aufwärts werden die steilstehenden, überkippten Planargefüge durch die offene Gotthard- bzw. Greina-Antiform sukzessive in die normalliegende, leicht nach Süden einfallende Position überführt (THAKUR 1973, ETTER 1987). Somit kann abschliessend festgehalten werden, dass die Ablösung der Fächerstruktur in der östlichen Gotthard-Decke einerseits durch die flachliegende variszische Deckenstrukturen und andererseits durch die nach Osten hin ausklingende nördliche Steilzone (Gotthard- bzw. Greina-Antiform) bedingt wird (Fig. 38).

Alpine Strukturen

Gotthard-Decke

Alpine Deformationsstrukturen sind hauptsächlich im nördlichen und südlichen Grenzbereich der Gotthard-Decke deutlich ausgebildet. Dies ist vor allem in den postvariszischen Intrusiva im Val Casatscha zu erkennen. Der Cristallina-Gra-

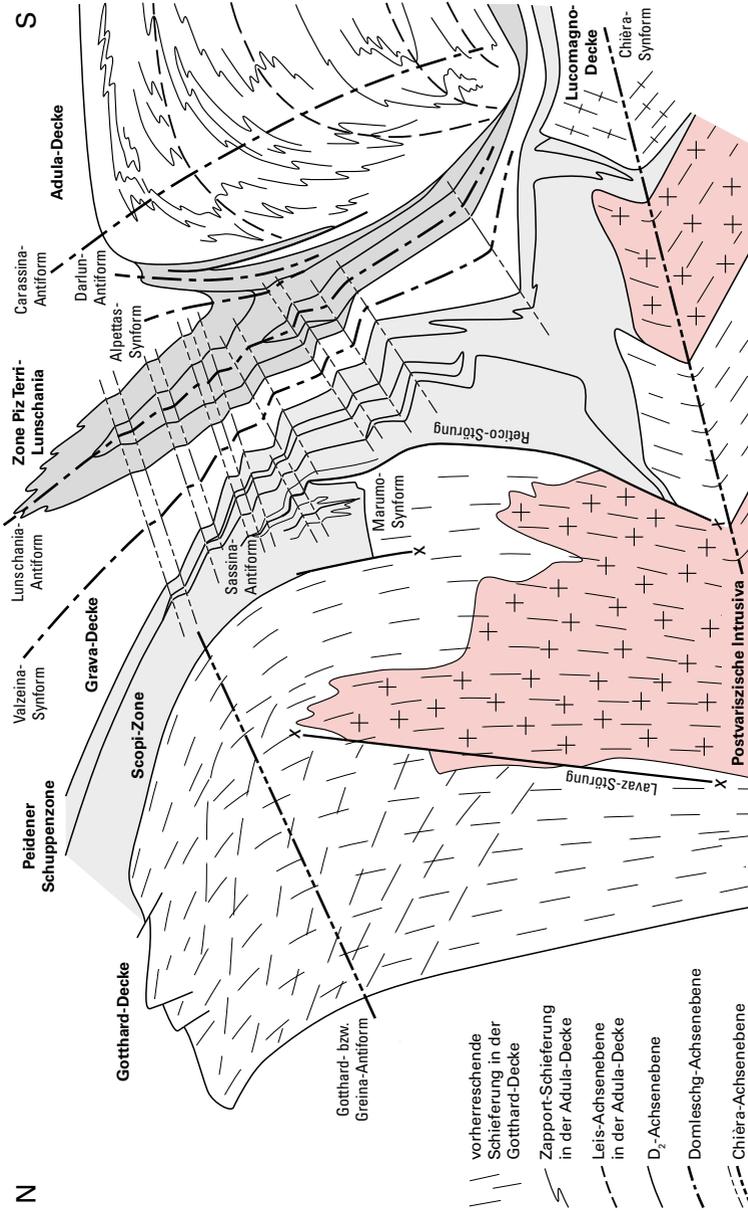


Fig. 38: Strukturelles Profil durch das Kartengebiet (verändert nach ETTER 1987 und Löw 1987, schematisch, nicht massstäblich).

nodiorit ist hier gegenüber der körnigen Ausbildungen nördlich des Val Uffiern eher flaserig ausgebildet und teils deutlich vergneist. Lokal kann dieser kaum mehr von verschieferten Lamprophyren unterschieden werden. Dasselbe gilt für den Medel-Granit, der in Nachbarschaft zum «Streifengneis» mit grobtaugiger Textur («nördlicher Augengneis») nicht mehr klar von diesem abgegrenzt werden kann. Eine deutliche Vergneisung erfolgte auch am Nordrand der Granitintrusion und steht in Zusammenhang mit der Lavaz-Störung.

Zwischen Val Plattas und Val Sumvitg überwiegen die präalpinen Strukturen, die aber durch steilstehende alpine Scherzonen diskordant durchtrennt werden. Dasselbe gilt für einen beschränkten Bereich zwischen Piz Greina und dem Rein da Sumvitg (Gaglianera).

Östlich des Val Sumvitg erfolgt eine Einschuppung von vermutlich spätpaläozoischen («permokarbonen») Ablagerungen der Carpet-Schuppe. Dabei handelt es sich um eine alpine oder alpin reaktivierte Struktur. Bereits ALB. HEIM (1891) beschrieb diese Deckenstrukturen östlich des Val Sumvitg. Er erkannte, dass die Schieferung in der östlichen Gotthard-Decke sich zunehmend an diejenige der darüber liegenden Sedimentbedeckung anschmiegt (Taf. 1, Profile 3–6). Dies ist an der konkordanten Lagerung der Mels-Formation auf dem «Streifengneis» mit grobtaugiger Textur («nördlicher Augengneis») in der Umgebung der Alp Ramosa zu beobachten (Fig. 17).

Gemäss PETTKE (1991) und anderen Bearbeitern sind im Kristallin der Gotthard-Decke drei alpine Deformationsphasen unterscheidbar (s. Tab. 4). Während einer ersten Deformationsphase D_1 wurde die präalpine Schieferung isoklinal verfaltet. Dabei wurde eine erste Schieferung (Achsenebenschieferung) S_1 gebildet. Die alpine Hauptschieferung (S_2) der Gotthard-Decke wurde während D_2 angelegt. Dabei wurde die präexistente Schieferung S_1 übernommen, verstärkt und penetrativ ausgebildet. Auf den Hauptschieferungsflächen wurde gleichzeitig das in der Regel steil einfallende Streckungslinear gebildet. Eine schwache Krenulationschieferung S_3 (Runzelschieferung), die die Verfältelung der Hauptschieferung bewirkte, bildete sich während der dritten Deformationsphase D_3 .

Postvariszische Intrusiva (Medel-Granit, Cristallina-Granodiorit)

MERZ (1989b) untersuchte in ihrer Dissertation die Gefügeelemente der nur alpin überprägten postvariszischen Intrusiva. Sie unterschied, neben der Hauptschieferung und einer lokalen Schieferung am Nordrand der Granitintrusion, drei Generationen weitgehend duktiler Scherzonen (C_1 – C_3 , s. Tab. 4). C_1 beschränkt sich auf die Lavaz-Störung am Nordrand der Granitintrusion und C_2 sowie C_3 sind konjugierte Elemente, gebildet durch den Zusammenschub bei der alpinen Gebirgsbildung. C_2 ist NW-SE orientiert und mittelsteil bis steil Richtung NE oder SW einfallend, C_3 ist SW-NE orientiert und eher flach nach NW oder SE einfallend. Die Lavaz-Störung wurde bereits früh angelegt und durch die jüngeren C_2 - und C_3 -Strukturen leicht krenuliert.

Tabelle 4: Gegenüberstellung der im Kartengebiet von den verschiedenen Bearbeitern unterschiedenen alpinen Deformationsphasen.

Prävariszisches und variszisches Grundgebirge	Gotthard-Decke		Scopi-Zone/ Peidener Schuppenzone	Zone Piz Terri-Lunzschania	Adula-Decke	Grava-Decke	Tektonische Ereignisse im Gebiet von Atlasblatt Greina
	Post-variszische Intrusiva	Garvera-Zone					
PETTKE (1991)	MERZ (1989b)	Wyss (1985)	ETTER (1987)	PROBST (1980)	LÖW (1987)	VOLL (1976), WIEDERKEHR et al. (2008)	
						D1 Safien-Phase	Bildung der Fe-Mg-Karpholith führenden Quarz-Kalzitadern (HPLT-Metamorphose).
					D1 Soreda-Phase		Beginn der Verschiebung von Adula-Kristallin und Mesozoikum («internes Mesozoikum»), Beginn der Subduktion des europäischen Kontinentalrands.
D1	Schersystem C1	D1	D1	B1, B2	D2 Zapport-Phase	D2 Ferra-Phase	Deckenstapelung (Deckenüberschiebungen), Dekompression der Hochdruckgesteine, Ausbildung der Retico- und Lavaz-Störung.
					D3 Leis-Phase		Durchdringende Deformation im frontalen Bereich der Adula-Decke (Bildung der Deckenstim).
D2	Konjugiertes Schersystem C2 und C3	D2	D2	B3, B4	D4 Carassino-Phase	D3 Domleschg-Phase	Grossräumige Verfallung des Deckenstapels (Bildung der Lunzschania-, Darlun- und Carassino-Antiform sowie Valzeina- und Alpettas-Synform), Bildung der alpinen Hauptschieferung mit steil einfallendem Streckungslinear innerhalb der Gotthard-Decke.
D3		D3	D3	B5		D4 Chièra-Phase	Rückfaltung, Anlage der nördlichen Steilzone und Ausbildung der Fächerstruktur in der Gotthard-Decke.

Jungpaläozoische Metasedimente (Garvera-Zone)

Im Kartengebiet sind die Vorkommen spätpaläozoischer Metasedimente der Garvera-Zone auf die NW-Ecke beschränkt. Gemäss WYSS (1985) können drei Deformationsphasen unterschieden werden (s. Tab. 4). Eine erste Schieferung S_1 (Cavistrau-Phase nach PFIFFNER 1977) wurde weitgehend von der alpinen Hauptschieferung S_2 überprägt und ist nur noch reliktsch erkennbar. Mit D_1 assoziierte Falten sind sehr selten und wurden z.B. bei Curaglia beschrieben (WYSS 1985). Während D_2 wurde die alpine Hauptschieferung S_2 (Calanda-Phase nach PFIFFNER 1977) gebildet, auf welcher ein steil stehendes Linear zu erkennen ist. S_2 wird von einer hauptsächlich in den inkompetenten Lithologien entwickelten Krenulationsschieferung S_3 überprägt, welche mit der Rückfaltung der Gotthard-Decke assoziiert wird (Ruchi-Phase nach PFIFFNER 1977). Häufig auftretende millimeter- bis zentimeterbreite Knickbänder repräsentieren Strukturelemente, welche nach D_3 angelegt wurden (LEU & WYSS 1992).

Adula-Decke

Die paläozoischen Gneise und Schiefer der Adula-Decke wurden im Zuge der alpinen Orogenese strukturell sehr stark überprägt. Am Nordrand der Adula-Decke unterschied LÖW (1987) vier Deformationsphasen (s. Tab. 4). Einen aktuellen, umfassenden Überblick zur strukturellen Entwicklung der Adula-Decke liefert NAGEL (2008).

Die erste Deformationsphase D_1 (Sorreda-Phase nach LÖW 1987) entspricht der deckeninternen Verschuppung des Adula-Kristallins mit triassischen bis jurassischen Metasedimenten, welche heute nur noch als isolierte, lokale Einschüppungen erhalten geblieben sind und als «Internes Mesozoikum» zusammengefasst werden.

Die nachfolgende Phase D_2 (Zapport-Phase nach LÖW 1987) bildet mit der Hauptfoliation das dominierende strukturelle Element der nördlichen und mittleren Adula-Decke. Charakteristisch sind liegende makro- bis mesoskopische isoklinale Falten. Oft sind nur noch isolierte Scharniere der mesoskopischen D_2 -Falten als stark gestreckte, intrafoliale Falten mit z.T. komplett abgescherten Schenkeln erkennbar. Auf der Hauptfoliation ist ein starkes, parallel zu den Nord-Süd streichenden D_2 -Faltenachsen verlaufendes Streckungslinear erkennbar, dessen Schersinn-Indikatoren generell nordwärts gerichtete Bewegungen anzeigen. Diese Bewegungen werden im Allgemeinen mit der Deckenstapelung assoziiert.

Intensive penetrative Deformation im nördlichen, frontal Bereich der Adula-Decke wird mit der dritten Deformationsphase D_3 assoziiert (Leis-Phase nach LÖW 1987). Die D_3 -Strukturen entwickeln sich etwa von der Höhe des Zerweilasees an sowohl progressiv gegen die Basis im Westen als auch gegen die Stirn im Norden der Adula-Decke. Generell wird angenommen, dass D_3 die frontale Antiform der Deckenstirn bildet. Der heutige Nordrand der Adula-Decke wird im



Fig. 39: Pseudomorphose nach Fe-Mg-Karpholith (Psm Cp) überprägt von D_2 - und D_4 -Falten.
Val Luzzzone. Foto M. Wiederkehr.

Allgemein als Produkt einer Deckenverfaltung interpretiert, welche die ursprüngliche Deckenstirn nach Westen in die Region von Olivone abknickte (MILNES 1974, AYRTON & RAMSEY 1974, MAXELON & MANCKTELOW 2005). Entlang der nördlichen Adula-Decke bildet D_3 enge bis isoklinale, WSW-ENE streichende Falten mit einer neuen Achsenebenschieferung und einem ausgeprägten, parallel zu den Faltenachsen verlaufenden Streckungslinear (Fig. 38).

Die Carassino-Antiform, eine Ost-West streichende flexurartige Grossfalte, überprägt die während D_3 gebildete Adula-Deckenstirn und lenkt diese nach Westen um (Fig. 38). Diese grossräumige Flexur sowie die lokal im frontalsten Teil der Adula-Decke auftretenden parasitären Krenulationen werden mit D_4 korreliert (Carassino-Phase nach Löw 1987). Gemäss Löw (1987) ist der Kontakt zwischen der Adula-Decke und den nördlich angrenzenden Metasedimenten der Zone Piz Terri-Lunschiana zwischen Olivone und der Alp Scharboda praktisch durchwegs von einer spröden Kakiritzone begleitet, welche möglicherweise zeitgleich mit D_4 angelegt wurde. Erwähnenswert ist die intensive Verschuppung am Kontakt mit der Darlun-Zone, welche vor allem im Gebiet der Fuorcla Val Nova sehr deutlich in Erscheinung tritt. Diese Verschuppung wurde wahrscheinlich bei der Deckenstapelung, d.h. während der D_2 Zapport-Phase angelegt.

Mesozoische Metasedimente südlich der Gotthard-Decke

Die mehrphasige strukturelle Entwicklung der Metasedimente am Nordoststrand des Lepontischen Doms wurde von zahlreichen Bearbeitern dokumentiert und analysiert (CHADWICK 1968, THAKUR 1971, VOLL 1976, PROBST 1980, ETTER 1987, WIEDERKEHR et al. 2008). Zusammenfassend können im Kartengebiet vier Deformationsphasen in den Metasedimenten südlich der Gotthard-Decke unterschieden werden (s. Tab. 4).

Gemäss VOLL (1976) und WIEDERKEHR et al. (2008) führte die erste Deformationsphase (D_1) zur Bildung der weitverbreiteten, in der Regel mehrphasig verfalteten Karpholith führenden Quarz- und Quarz-Kalzit-Adern. Die Bildung dieser Adern erfolgte in einem im Kleinbereich transtensiven Milieu durch Wiederausfällung aus wässrigen Lösungen und führte zur Bildung von nadelförmigem bis faserigem Quarz und Fe-Mg-Karpholith unter blauschieferfaziellen Bedingungen («oblique fibrous veins»; WEH & FROITZHEIM 2001). Diese faserigen Adern sind typisch für HP/LT-Metasedimente und werden als Pseudomorphosen nach Fe-Mg-Karpholith interpretiert (Fig. 39; GOFFÉ & CHOPIN 1986, RIMMELÉ et al. 2003, TROTET et al. 2006). Sie sind in der Grava-Decke, der Zone Piz Terri-Lunschiana und der Peidener Schuppenzone weitverbreitet. Obwohl in der nördlich angrenzenden Scopi-Zone bis heute keine HP/LT-Bedingungen nachgewiesen werden konnten, ist eine Überprägung durch D_1 nicht auszuschliessen.

Die Fe-Mg-Karpholith führenden Quarz-Kalzit-Adern werden von der zweiten Deformationsphase (D_2) isoklinal verfaltet. Die dazugehörige Achsenebe-

nenschieferung bildet die penetrative Hauptschieferung S_2 , die aus Hellglimmer und Chlorit besteht. Diese Schieferung S_2 verläuft parallel bis subparallel zur Schichtung sowie einer möglicherweise während D_1 angelegten Schieferung S_1 . Durch die Überprägung der nachfolgenden Deformationsphasen ist S_2 häufig in Form von Mikrolithons in D_3 -Faltenscharnieren reliktsch erhalten. Neben isoklinalen Kleinfalten, erkennbar anhand von feinen Siltschnüren, bilden die Maruma-Synform und die Sassina-Antiform gut sichtbare Grossfalten im Kartengebiet (Fig. 38 und Taf. 1, Profil 4; FREY 1967, ETTER 1987), die den stratigraphischen Kontakt zwischen der Coroi- und der Inferno-Formation verfallen und ebenfalls zu D_2 gehören. Gemäss ETTER (1987) wurden die Retico-Störung am Südrand der Gotthard-Decke sowie die Decken- und Schuppengrenzen ebenfalls während D_2 angelegt.

Die dritte Deformationsphase (D_3) bildet enge, isoklinale Gross- und Kleinfalten, assoziiert mit einer starken Achsenebenschieferung S_3 . Gemäss ETTER (1987) und WIEDERKEHR et al. (2008) werden die Grossfalten der Valzeina-Synform, der Lunschania-Antiform, der Alpettas-Synform und der Darlun-Antiform dieser Deformationsphase zugeordnet (Fig. 38 und Taf. 1, Profile 5 und 6). In nord-östliche Richtungen flach abtauchende Faltenachsen und steile nach SE bis SSE einfallende Faltenachsen sind typisch für D_3 . Häufig ist eine Krenulation mit dazugehörendem, parallel zu den D_3 -Faltenachsen orientiertem Krenulationslinear zu beobachten. Die Unterscheidung zwischen S_2 und S_3 ist nur in D_3 -Faltenscharnieren möglich, wo S_2 reliktsch innerhalb von durch S_3 gebildete Mikrolithons erkennbar ist. In den Schenkeln der isoklinalen D_3 -Falten verlaufen S_2 und S_3 parallel und können nicht voneinander unterschieden werden. Gemäss WIEDERKEHR et al. (2008) handelt es sich dabei um eine «zusammengesetzte» Schieferung S_2/S_3 («composite schistosity»).

Während der vierten Deformationsphase (D_4) wurden die Metasedimente zwischen der Gotthard-Decke und der Adula-Decke grossräumig verfalltet. ETTER (1987) unterschied aufgrund der Lage der Krenulationsschieferung, der Vergenz der Schleppfalten und der Ausbildung der Falten mehrere Faltungsformen. Gemäss WIEDERKEHR et al. (2008) ist die in südwestliche Richtung zunehmende Verformungsintensität von D_4 für die Bildung der verschiedenen Faltungsformen verantwortlich. D_4 bildet im Gebiet der vorliegenden Karte generell offene Falten mit welliger Ausbildung, welche eine treppenförmige Abfolge von Syn- und Antiformen aufbauen (Fig. 38). In Faltencharnieren engerer D_4 -Falten entwickelt sich lokal eine neue Achsenebenschieferung S_4 , welche die S_2/S_3 -Hauptschieferung überprägt. Diese neue Schieferung S_4 verkörpert eine Drucklösungsschieferung, assoziiert mit der Bildung von Mikrolithons, in welchen S_2/S_3 gut erkennbar ist. Aufgrund der nach Norden einfallenden Achsenebene werden die D_4 -Falten als «Rückfalten» interpretiert, die mit der Bildung der nördlichen Steilzone korreliert werden (Fig. 38; MILNES 1974).

Alpine Zerrklüfte

Alpine Zerrklüfte sind im Kristallin der Gotthard-Decke weit verbreitet und liegen vorwiegend subvertikal zur Hauptschieferung. ARNOLD (1972) bestimmte anhand von Rb-Sr-Daten an Adular und Biotit aus den Klüften und dem Nebengestein des Cristallina-Granodiorits (Proben aus dem Freispiegelstollen Val Casatscha - Stausee Lai da Sontga Maria) das Alter der Abkühlung des Gebirges auf 300 °C (geschlossenes System für Rb und Sr) mit 16–15 Ma. Es wird angenommen, dass die Bildung der Kluftminerale bei Temperaturen zwischen 300 und 550 °C erfolgte. Grössere alpine Zerrstrukturen repräsentieren wahrscheinlich auch die auf der Westseite des Val Camadra vorkommenden Fluorit und Erz führende Quarzgänge (PETTKE 1991).

Klüftung

Die Klüftung entstand nach der alpinen Hauptdeformation; sie wurde nicht im Detail untersucht.

Störungen

Die im Kartengebiet dargestellten Brüche und Scherzonen sind das Resultat der Auswertung von Orthofotos und von Feldaufnahmen. Es handelt sich dabei meist um spröde Strukturen, die oft innerhalb von älteren Scherzonen angelegt wurden. Kohäsionslose Tektonite (Kakirite) wurden nur selten beobachtet (z.B. bei Koord. 2712.230/1167.440).

Die bedeutendste Störung innerhalb der Gotthard-Decke verläuft ungefähr entlang des Nordrandes des Medel-Granits und wird als Lavaz-Störung bezeichnet. Eine weitere Störung, welche vermutlich bereits während des variszischen Zyklus gebildet und mit grosser Wahrscheinlichkeit während des alpinen Zyklus reaktiviert wurde, verläuft innerhalb des Phyllitzugs Platta - Fuorcla da Vallesa - Fuorcla da Stavelatsch.

Die *Lavaz-Störung* ist zwischen dem Val la Buora und nördlich des Piz Viglits im Val Lavaz sehr ausgeprägt ausgebildet (Taf. 1, Profile 1–3). Bei der Fuorcla dalla Buora ist die Kataklyse des Medel-Granits auf einer Breite von 20–30 m sehr stark ausgebildet; der Granit zerfällt zu Grus. Beiderseits der Fuorcla da Lavaz und zwischen Laiets und Draus (Val Lavaz) ist die Störung durch eine bis zu 15 m breite mylonitisierte Zone mit quarzitischen Gesteinen und untergeordnet glimmer- und karbonatreichen Linsen und Lagen charakterisiert. WINTERHALTER (1930) interpretierte diese Zone als mögliche Einschuppung triassischer Sedimente, MERZ (1989a) deutet sie als Quarzmylonite tektonischen Ursprungs, wobei die quarzitischen und karbonatreichen Lagen durchaus einen sedimentären Ursprung haben könnten. Hervorzuheben ist die im Westen (Blatt Oberalppass) beim Bau

des Gotthard-Basistunnels bei ca. km 125,5 durchfahrene, rund 150 m mächtige kakiritische Störungszone, die als westliche Fortsetzung der Lavaz-Störung interpretiert wird (NIGGLI et al. 2008). Gemäss MERZ (1989a) war die Lavaz-Störung während D₁ aktiv (Tab. 4).

Die Scherflächen der Lavaz-Störung fallen steil bis subvertikal Richtung NNE ein. MERZ (1989a) erwähnt die Aufschiebung des nördlichen Blocks gegenüber dem südlichen Block der Granitintrusion. Dabei wurde allerdings nicht mit einem Gefügeelement, sondern mit der Orientierung der Scherflächen argumentiert. Bei einer Fächerstruktur mit gegen Norden einfallenden Scherflächen wird eine Aufschiebung des nördlichen Blocks angenommen. Geht man jedoch davon aus, dass der «Santeri-Lappen» mit den Bänderamphibolitvorkommen beim Piz Vigliuti zu korrelieren ist, müsste ein gegenteiliger Bewegungssinn angenommen werden. Denkbar ist, dass die Lavaz-Störung bereits präalpin entstanden ist, d.h. nach der Intrusion der Granite im Wurzelbereich der Deckenstrukturen. Bei der Dehnungsphase am Ende der variszischen Orogenese könnte eine Abschiebung des nördlichen Blocks eingeleitet worden sein. Quarz und Karbonat könnten folglich als Infiltrationen, wenn nicht sogar als sedimentäre Ablagerungen gedeutet werden. Während der alpinen Orogenese wurde die Störung reaktiviert, und durch Aufschiebung des nördlichen Blocks wurden die Quarzmylonite gebildet. Eindeutige Anzeichen von triassischen Ablagerungen sind jedoch nirgends festzustellen.

Eine weitere Hauptstörung ist die *Retico-Störung* am Südrand der Gotthard-Decke (Taf. 1, Profile 1–4). Diese verläuft meist nicht direkt am Kontakt Kristallin – autochthone Trias, sondern innerhalb der Trias bzw. zwischen der Trias und den Metasedimenten der Scopi-Zone. Östlich des «Sassina-Spans» verliert sich die Retico-Störung in den Gesteinen der Scopi-Zone, während sie im Westen (Blatt Oberalppass) in die Borel-Zone übergeht. Beiderseits des Lago Retico sind Reste autochthoner triassisch-frühjurassischer Metasedimente (Retico-Schuppen) erhalten geblieben. Unterhalb des Ostgrates der Cima della Bianca ist der Kontakt Kristallin–Trias durch etliche parallel zueinander verlaufende Scherflächen überprägt worden. Die Retico-Störung weist einen Versatz von über 2000 m auf. Gemäss ETTER (1987) dürfte diese Störung sowohl während der Trias als auch während des Juras aktiv gewesen sein. Während des alpinen Zyklus war die Retico-Störung zeitgleich mit der bzw. nach der Überschiebung der Scopi-Zone auf die Gotthard-Decke aktiv (D₂, Tab. 4).

Bei Pian Geirètt im nördlichen Val Camadra biegt die praktisch horizontal gelagerte autochthone Trias um und zieht annähernd senkrecht gegen den Passo della Greina (Taf. 1, Profil 3). Diese Umbiegung scheint durch eine Scherzone, die zwei bis drei Kilometer nördlich, parallel zur Retico-Störung verläuft, verursacht zu sein. Diese Scherzone zeigt jedoch einen geringeren Versatz als die Retico-Störung und bildete keine eigentliche Verwerfung aus, sondern vermochte die Trias nur zu schleppen (ETTER 1987).

Jungquartäre Verwerfungen

Jungquartäre Verwerfungen treten besonders im südlichen Aarmassiv häufig auf und sind auch im westlich angrenzenden Gebiet von Blatt Oberalppass beschrieben worden. Im Kartengebiet sind jungquartäre Verwerfungen nur auf der Nordseite des Val Uffiern und des Val Lavaz deutlich ersichtlich. Zwei ausgeprägte Strukturen sind im Val Uffiern bei Stavel da Nuorsas (Koord. 2711.300/1162.120) und südlich Fontaunas (Koord. 2711.500/1161.500) vorhanden. Charakteristisch ist die geringe Anhebung des talseitigen Blocks gegenüber dem bergseitigen Block. An solchen Stellen bilden sich oft kleinere Tümpel. Bei Stavel da Nuorsas wird der Bach in die entstandene Verwerfungsrinne gelenkt. Gemäss ECKARDT et al. (1983) sind die Bewegungen jünger als die Letzte Vergletscherung und dürften auf tiefgründige Hangbewegungen entlang von Schwächezonen nach dem Wegschmelzen der Gletscher zurückzuführen sein. Im Gebiet von Atlasblatt Greina versetzen jungquartäre Verwerfungen lediglich südlich des Piz Rentiert im Val Lavaz nachweislich Moränenablagerungen und Hangschutt (Koord. 2716.200/1168.300). Die Verwerfung bei Stavel da Nuorsas wird dagegen im Westen durch Moränenablagerungen, wahrscheinlich des Egesen-Stadiums, überdeckt.

METAMORPHOSE

Sämtliche Einheiten im Gebiet des vorliegenden Atlasblattes sind alpin metamorph überprägt. Aufgrund der Lage am nordöstlichen Rand des Lepontischen Doms nimmt die Intensität der Metamorphose generell von Norden bzw. Nordwesten gegen Süden bzw. Südosten zu und reicht von der Grünschieferfazies bis zur beginnenden Amphibolitfazies (FREY et al. 1999, FREY & FERREIRO MÄHLMANN 1999, ENGI et al. 2004, OBERHÄNSLI et al. 2004).

Generell gilt, dass die mesozoischen Metasedimente und deren spätpaläozoische Unterlage sowie die postvariszischen Intrusiva der Gotthard-Decke alpin monometamorph überprägt sind. Das prävariszische und variszische Grundgebirge («Altkristallin») der Gotthard- und der Adula-Decke ist hingegen polymetamorph überprägt, wobei sich bis zu drei Metamorphosezyklen überlagern. Die Zuordnung des Mineralbestandes zu einer spezifischen Metamorphose und die Unterscheidung zwischen präalpinen und alpinen Paragenesen sind oft problematisch.

Zu erwähnen ist, dass auch die känozoische alpine Metamorphose z.T. als mehrphasig bezeichnet werden kann. Mehrere tektonische Einheiten erfuhren im Zuge der Alpenbildung eine frühe, mit der Subduktion einhergehende Hochdruckmetamorphose, welche in einem späteren Stadium durch eine Barrow-Metamorphose überlagert wurde (ENGI et al. 1995, NAGEL et al. 2002a, WIEDERKEHR et al. 2008, 2011). Eine eindeutige Zuordnung der Mineralparagenesen zu einem spezifischen Metamorphose-Ereignis ist somit auch für die alpine Orogenese nicht immer zweifelsfrei möglich.

Präalpine Metamorphosen

Gotthard-Decke

Basierend auf systematischen Untersuchungen an mafischen Gesteinen sowie radiometrischen Altersbestimmungen an Zirkon konnte die polyorogene Entstehungsgeschichte der Gotthard-Decke rekonstruiert werden, wobei ein kompletter *kaledonischer Zyklus* nachgewiesen werden konnte (ABRECHT et al. 1991, ABRECHT & BIINO 1994, BIINO 1994, 1995). Reliktisch erhaltene eklogitfazielle Mineralparagenesen innerhalb von Granat-Amphiboliten repräsentieren die älteste noch nachweisbare Metamorphose in der Gotthard-Decke, welche anhand von U-Pb-Altersbestimmungen an Zirkon auf 472–460 Ma datiert wurde (GEBAUER et al. 1988, GEBAUER 1990, OBERLI et al. 1993, 1994). Für dieses Hochdruckereignis, welches mit der eklogitfaziellen Überprägung des Akkretionskeils während der kaledonischen Subduktion assoziiert wird, werden Maximalbedingungen von $2,4 \pm 0,3$ GPa und 680 ± 30 °C abgeschätzt (BIINO 1994, 1995). Relikte dieser Hochdruckmeta-

morphose sind nur sehr selten in den Amphiboliten und Bänderamphiboliten erhalten. Im Gebiet von Blatt Greina ist lediglich ein gesichertes Eklogitvorkommen innerhalb des Bänderamphibolits (**A_b**) des «Santeri-Lappens» nördlich der Fuorcla da Lavaz nachgewiesen (BIINO 1994).

Unmittelbar im Anschluss an die Hochdruckmetamorphose folgte eine rasche Heraushebung unter mehr oder weniger gleichbleibenden Temperaturbedingungen, welche mit einer sukzessiven granulitfaziellen und granatamphibolitfaziellen Überprägung sowie weiträumigen Migmatitbildungen einherging (0,9–0,5 GPa und 680 ± 30 °C; BIINO 1995) und als Kollisionsphase vor 460–464 Ma interpretiert wird (GEBAUER et al. 1988, OBERLI et al. 1994). Die Migmatitbildung erfolgte im druckbetonten Teil des Sillimanit-Stabilitätsfeldes, wie durch das gleichzeitige Auftreten von Kyanit und Sillimanit in den Migmatitgneisen belegt wird (ARNOLD 1970, BIINO 1994). Bis heute ist nicht eindeutig geklärt, ob alle migmatitischen Gneise gleichaltrig sind.

Im Gegensatz zum kaledonischen ist der *variszische Zyklus* und die damit einhergehende Metamorphose deutlich schwächer ausgeprägt; ihre Rekonstruktion ist daher weit gehend noch ungeklärt. Allgemein werden für den variszischen Zyklus Maximalbedingungen in unterer bis mittlerer Amphibolitfazies angenommen. Diese Bedingungen wurden gleichzeitig mit oder nach der Platznahme der postvariszischen Intrusiva (Medel-Granit, Cristallina-Granodiorit und Uffiern-Diorit) erreicht und implizieren einen erhöhten Wärmefluss in der Kruste (SCHALTEGGER & GEBAUER 1999).

Adula-Decke

Wie die Gotthard-Decke besteht auch die Adula-Decke grösstenteils aus frühpaläozischen Paragneisen und Glimmerschiefern, die von mittel- bis spät-paläozischen, alpin durchdringend vergneisten Granitkörpern intrudiert wurden (CAVARGNA-SANI et al. 2014). Diese Gesteine haben eindeutig mehrere Gebirgsbildungszyklen durchlaufen und werden gemäss BERGER et al. (2005) als «polyzyklische Gneise» interpretiert.

Im Gegensatz zur Gotthard-Decke wurde die Adula-Decke während der alpinen Subduktion und anschliessenden Deckenstapelung sowohl metamorph wie auch strukturell hochgradig überprägt, wie die weitverbreiteten Hochdruck-Paragenesen und die Ausbildung einer durchdringenden alpinen Schieferung und Verschuppung belegen. Somit sind bis heute keine eindeutigen Relikte der präalpinen Metamorphosezyklen überliefert. Indirekte Indizien basierend auf P-T-Abschätzungen sind lediglich in der nördlichen Adula-Decke bekannt. Für die alpine blauschiefer- bis eklogitfazielle Metamorphose werden generell Temperaturen von 450–550 °C angenommen (HEINRICH 1986, LÖW 1987, WIEDERKEHR et al. 2011), während Abschätzungen von DALE & HOLLAND (2003) und ZULBATI (2008, 2010) deutlich höhere Temperaturen von bis zu 670 °C ergaben. In Anlehnung an die

geochemischen Untersuchungen von LIATI et al. (2009) und HERWARTZ et al. (2011), welche ein variszisches Alter (370–330 Ma) für einige Hochtemperatur-Eklogite der nördlichen Adula-Decke ergaben, können diese höheren Temperaturabschätzungen mit grosser Wahrscheinlichkeit als präalpine Relikte interpretiert werden.

Alpine Metamorphose

Der alpine Metamorphosezyklus ist besonders in den mesozoischen Metasedimenten und in der alpin äusserst stark überprägten Adula-Decke sehr gut dokumentiert. In dieser Hinsicht sind vor allem die mesozoischen Metasedimente zu erwähnen, die dank ihrer grossen Verbreitung und ihrer je nach Metamorphosegrad und Gesamtgesteinschemie stark variablen Mineralogie eine grosse Bedeutung für die Rekonstruktion alpiner Druck-Temperatur-Pfade (P-T-Pfade) besitzen (vgl. BOUSQUET et al. 2008). Im Gegensatz dazu eignet sich die alpin deutlich schwächer überprägte Gotthard-Decke mangels geeigneter Lithologien und wegen der Problematik betreffend Unterscheidung zwischen präalpinen und alpinen Paragenesen nur bedingt für die Rekonstruktion der alpinen Metamorphose.

Für einen allgemeinen, überregionalen Überblick wird auf die Metamorphosearten von FREY et al. (1999) und OBERHÄNSLI et al. (2004) und die dazugehörenden Erläuterungen (FREY & FERREIRO MÄHLMANN 1999, ENGI et al. 2004) sowie auf BERGER et al. (2005), BERGER & BOUSQUET (2008), BOUSQUET et al. (2008) und ENGI (2011) verwiesen.

Im Folgenden wird die alpine Metamorphose der Adula-Decke, der mesozoischen Metasedimente («Bündnerschiefer») sowie der Gotthard-Decke erläutert. Dabei ist zu erwähnen, dass je nach tektonischer Einheit die Rekonstruktion der alpinen Metamorphose entlang eines einfachen oder komplexen (bimodalen) P-T-Pfades verläuft. Ein einfacher P-T-Pfad ist charakterisiert durch einen Metamorphose-Höhepunkt, bei welchem Druck- und Temperaturmaxima mehr oder weniger gleichzeitig durchlaufen wurden, gefolgt von einem retrograden Pfad. Im Gegensatz dazu zeigen komplexe (bimodale) P-T-Pfade in der Regel ein thermisches Maximum, welches ein früheres, druckbetontes Ereignis überprägt. In diesem Fall verläuft die alpine Metamorphose mehrphasig, wobei die Identifikation der entsprechenden Mineralparagenesen und deren Zuordnung zum Druck- bzw. Temperaturmaximum entscheidend für den rekonstruierten Verlauf des P-T-Pfades ist.

Adula-Decke

Zum besseren Verständnis der alpin metamorphen Entwicklung der in der Südwestecke des Kartengebiets nur marginal angeschnittenen Adula-Decke folgt zuerst ein Überblick zur alpinen Metamorphose und zu den verfügbaren radiome-

trischen Altersbestimmungen. In einem zweiten Teil wird detaillierter auf die gebietspezifischen Gegebenheiten der nördlichen Adula-Decke eingegangen.

Während der alpinen Gebirgsbildung wurde die Adula-Decke von einer eozenen Hochdruckmetamorphose weiträumig und intensiv erfasst. Der ausgeprägte Metamorphosegradient und die spektakulären blauschiefer- bis eklogitfaziellen Metabasika und Metasedimente innerhalb der Adula-Decke standen im Fokus zahlreicher petrologischer Untersuchungen, welche eine genaue Rekonstruktion des alpinen Metamorphosezyklus ermöglichten. Einen Überblick dazu geben die Arbeiten von FREY & FERREIRO MÄHLMANN (1999), ENGI et al. (2004), BERGER et al. (2005), BERGER & BOUSQUET (2008) und NAGEL (2008).

Zahlreiche Autoren postulieren, dass die Adula-Decke während der alpinen Gebirgsbildung einen einfachen P-T-Pfad durchlaufen hat, in welchem das Druck- und das Temperaturmaximum etwa gleichzeitig erreicht wurden, gefolgt von einer retrograden Entwicklung (Fig. 40; HEINRICH 1986, LÖW 1987, MEYRE et al. 1997, NAGEL et al. 2002a, DALE & HOLLAND 2003). Die Bedingungen während des Druckmaximums nehmen generell von ca. 1,2 GPa und 500–600 °C im Norden auf 2,5–3,0 GPa und 750–850 °C im Süden zu (HEINRICH 1986, DALE & HOLLAND 2003). Die Zunahme von Norden nach Süden wird im Allgemeinen als ein Effekt des ehemaligen Metamorphosegradienten interpretiert, welcher während der südgerichteten Subduktion der Adula-Decke aufgebaut wurde (HEINRICH 1986, TROMMSDORFF et al. 2000, DALE & HOLLAND 2003).

Mineralzonengrenzen und Metamorphose-Isograde der im Anschluss an die Hochdruckmetamorphose folgenden amphibolitfaziellen Überprägung nehmen ebenfalls nach Süden zu, schneiden jedoch durch den Lepontischen Deckenstapel (NIGGLI & NIGGLI 1965, TROMMSDORFF 1966, THOMPSON 1976). Der Kontakt zwischen der Adula-Decke und der darunterliegenden Simano-Decke wurde demzufolge während der Dekompression angelegt, und die Überprägung durch die Barrow-Metamorphose kann als Ergebnis einer raschen isothermalen Druckentlastung der Hochdruck-Bedingungen erklärt werden (NAGEL et al. 2002a). Im Gegensatz dazu postulieren mehrere Autoren für die Adula-Decke einen komplexen (bimodalen) P-T-Pfad, in welchem die amphibolitfazielle Barrow-Metamorphose als ein eigenständiger, erst nach der Dekompression und der damit einhergehenden Abkühlung erfolgter Wärmepuls interpretiert wird (TÓTH et al. 2000, BROUWER et al. 2005; BROUWER & ENGI 2005, ZULBATI 2008, WIEDERKEHR et al. 2011).

Die verfügbaren Alter konzentrieren sich auf die Eklogitvorkommen der Alpe Arami und der Cima di Gagnone (ausserhalb des vorliegenden Kartengebiets). Die Sm-Nd-Isochronen in Granat ergeben für diese Lokalitäten Alter zwischen 42–38 Ma (BECKER 1993), in grober Übereinstimmung mit SHRIMP-Analysen an Zirkon und mit Lu-Hf-Altersbestimmungen an Granat, welche Alter zwischen 43–35 Ma für die Hochdruckmetamorphose anzeigen (GEBAUER 1996, HERWARTZ et al. 2011). Alter von 70–47,5 Ma wurden mittels Lu-Hf-Untersuchungen an Granat in der Gegend der Alpe Repiano ermittelt (BROUWER et al. 2005).

Diese Alter werden generell mit dem Beginn des Granatwachstums entlang des prograden Pfades assoziiert und markieren den Übergang von der Blauschiefer- zur Eklogitfazies (LAPEN et al. 2003, SKORA et al. 2006). Während die anschließende Überprägung durch die amphibolitfazielle Barrow-Metamorphose im Süden um 33–25 Ma erfolgte (vgl. GEBAUER 1999), deuten neuere Arbeiten darauf hin, dass am Nordrand des Lepontischen Doms die thermische Überprägung jünger als 20 Ma ist (ALLAZ et al. 2011, JANOTS et al. 2009, WIEDERKEHR et al. 2009).

Es wurde schon früh erkannt, dass die alpine Metamorphose in der nördlichen Adula-Decke mehrphasig verlief. Basierend auf der Untersuchung von Metabasiten konnte VAN DER PLAS (1959) drei aufeinanderfolgende alpine Phasen unterscheiden, wobei die erste Phase mit der Paragnese Glaukophan-Crossit-Na-Pyroxen-Granat-Rutil als Druckmaximum zu interpretieren ist. In den mesozoischen Kalkglimmerschiefern («Internes Mesozoikum») und in den paläozoischen Glimmerschiefern im Raum Vals–Zervreila belegt die Mineralparagenese Granat-Kyanit-Chloritoid \pm Zoisit \pm Staurolith die Hochdruckmetamorphose (LÖW 1987, THÜRING 1990, ZULBATI 2008). Druck-Temperaturabschätzungen für das Hochdruckereignis der nördliche Adula-Decke variieren stark. Während HEINRICH (1986), LÖW (1987) und ZULBATI (2008) Bedingungen der oberen Blauschieferfazies (1,0–1,5 GPa und 450–550 °C; Fig. 40) annehmen, werden von anderen Autoren eklogitfazielle Bedingungen angegeben (1,7 GPa und 640 °C, DALE & HOLLAND 2003; 1,9 GPa und 580 °C, ZULBATI 2010). Neuere Untersuchungen an organischem Material in den mesozoischen Metasedimenten («Internes Mesozoikum») ergaben in sehr guter Übereinstimmung mit den Abschätzungen von HEINRICH (1986) und LÖW (1987) Maximaltemperaturen von 500–520 °C für die Hochdruckmetamorphose (WIEDERKEHR et al. 2011). Die Temperaturbedingungen der anschließenden thermischen Überprägung im Zuge der Barrow-Metamorphose sind umstritten. Im Gegensatz zu 590–670 °C von ZULBATI (2008, 2010) geben TODD & ENGI (1997) mit 500–550 °C sowie LÖW (1987) mit 400–450 °C deutlich niedrigere Temperaturen an. Untersuchungen in den unmittelbar nördlich der Adula-Decke angrenzenden mesozoischen Metasedimenten ergaben Maximalbedingungen von 0,5–0,8 GPa und 425–500 °C für die Barrow-Metamorphose am nordöstlichen Rand des Lepontischen Doms (Fig. 40; WIEDERKEHR 2009).

Mesozoische Metasedimente

Sämtliche mesozoischen Metasedimente im Gebiet von Atlasblatt Greina wurden von einer grünschiefer- bis amphibolitfaziellen Barrow-Metamorphose mehr oder weniger stark überprägt, wobei der Metamorphosegrad generell von Norden nach Süden bzw. Nordosten nach Südwesten zunimmt und mit dem sogenannten Lepontischen Wärmedom assoziiert wird. Zahlreiche Untersuchungen am nordöstlichen Rand des Lepontischen Wärmedoms lieferten Erkenntnisse aus welchen sich grundlegende Gesetzmäßigkeiten der Barrow-Metamorphose und

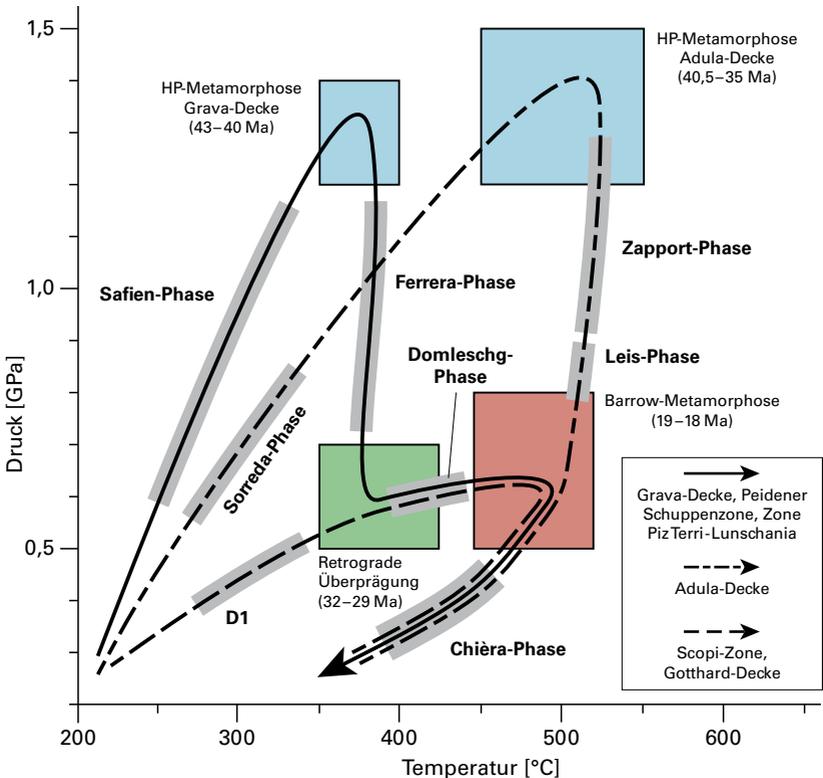


Fig. 40: P-T-Pfade der im Kartengebiet vorkommenden tektonischen Einheiten. Erklärungen s. Text.

ihrer prograden Entwicklung ableiten lassen (WENK 1962, TROMMSDORFF 1966, CHADWICK 1968, FREY 1969, 1978, NIGGLI & NIGGLI 1965, NIGGLI 1970, WENK 1970, FOX 1975, LIVI et al. 2002).

Aufgrund ihrer weiträumigen und vor allem kontinuierlichen Verbreitung eignen sich die Metasedimente besonders für die Rekonstruktion der mehrphasigen metamorphen und strukturellen Entwicklung der alpinen Gebirgsbildung. Teile der zwischen Gotthard- und Adula-Decke eingefalteten Metasedimente («Bündnerschiefer») weisen einen beachtlichen Metamorphosegradienten auf, welcher von der Blauschieferfazies im Nordosten bis zur amphibolitfazialen Barrow-Metamorphose («Lepontische Metamorphose») im Südwesten reicht. Das Gebiet von Blatt Greina besitzt somit eine Schlüsselposition für die Rekonstruktion des alpinen Druck-Temperatur-Deformation-Zeit-Pfades und der geodynamischen

schen Entwicklung der Zentralalpen von der frühen Subduktion bis zur anschließenden Kollision.

In jüngster Zeit durchgeführte petrologische, strukturelle und geochemische Untersuchungen ermöglichten die Rekonstruktion der bis anhin nur sehr grob dokumentierten mehrphasigen Metamorphose der «bündnerschieferartigen» Metasedimente (WIEDERKEHR 2009). Im Anschluss werden die einzelnen Metamorphosephasen eingehend erläutert.

Blauschieferfazielle Metamorphose (43–40 Ma)

Die metamorphe Überprägung der Metasedimente war aufgrund der monotonen und tendenziell wenig aussagekräftigen Mineralparagenese Hellglimmer-Chlorit-Quarz-Kalzit/Dolomit lange Zeit nur ungenügend bekannt und generell als grünschieferfaziell interpretiert worden (THUM & NABHOLZ 1972). Hinweise auf eine frühere HP/LT-Metamorphose wurden erst mit der Entdeckung des in der Grava- und Tomül-Decke weitverbreitet auftretenden Fe-Mg-Karpholiths östlich des Gebiets von Blatt Greina erkannt (GOFFÉ & OBERHÄNSLI 1992, OBERHÄNSLI et al. 1995, BOUSQUET et al. 1998). Neuere Arbeiten belegen weitere Vorkommen von Fe-Mg-Karpholith in der Grava-Decke sowie in der Peidener Schuppenzone (WIEDERKEHR et al. 2008) und der Zone Piz Terri-Lunschana (DERUNGS 2008, WIEDERKEHR 2009) im Kartengebiet.

Fe-Mg-Karpholith ist ein typisches Indexmineral für HP/LT-Bedingungen in Metasedimenten (GOFFÉ et al. 1973, THEYE et al. 1992). Relikte der blauschieferfaziellen Mineralparagenese Fe-Mg-Karpholith-Chlorit-Phengit-Quarz \pm Chloritoid treten ausschliesslich innerhalb von Quarz-Kalzit-Adern auf und nie in der Gesteinsmatrix. Die charakteristische, grünlich silbrig glänzende, faserige Erscheinung dieser Adern ist typisch und wird als makroskopische Pseudomorphose nach Fe-Mg-Karpholith interpretiert (Fig. 41a; GOFFÉ & CHOPIN 1986, GOFFÉ et al. 1989, FOURNIER et al. 1991). Innerhalb dieser Adern ist Fe-Mg-Karpholith nur noch als mikroskopische, haarförmige Relikte, eingeschlossen in groben, nicht rekristallisierten Quarz-Altkörnern, erkennbar (Fig. 41b). Quarz, Chlorit, Phengit und Paragonit bilden häufig nadelförmige Einschlüsse, welche mikroskopische Pseudomorphosen nach Karpholith repräsentieren (Fig. 41c). Selten ist auch Chloritoid vorhanden (Fig. 41d).

Für das Druckmaximum im vorliegenden Gebiet werden Bedingungen von 1,2–1,4 GPa und 350–400 °C abgeschätzt (Fig. 40), die als blauschieferfazielle Überprägung im Zusammenhang mit der Subduktion des Wallis-Trogs (Nordpenninisches Becken nach STEINMANN 1994) interpretiert wird (BOUSQUET et al. 2002, WIEDERKEHR et al. 2008). Ar-Ar-Altersbestimmungen an reliktsch erhaltenen kogenetischen Hellglimmern aus dem Engadiner Fenster und dem Safiental ergaben ein mitteleozänes Alter von 43–40 Ma für diese HP/LT-Metamorphose (WIEDERKEHR et al. 2009).

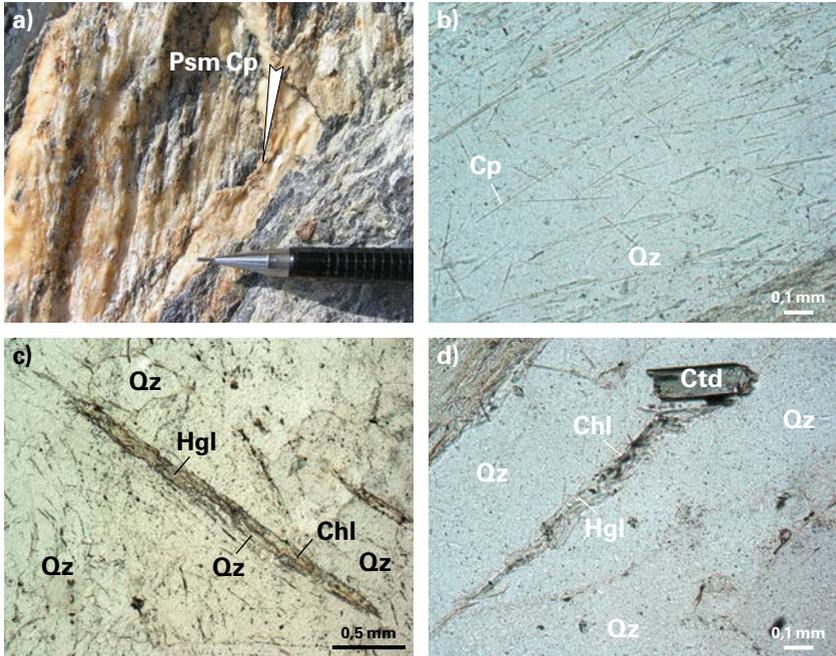


Fig. 41: Relikte der HP/LT-Metamorphose. a) Makroskopische Pseudomorphose nach Fe-Mg-Karpholith (Psm Cp mit Pfeilrichtung parallel zu Quarzfasern). b) Nadelförmige Relikte von Fe-Mg-Karpholith (Cp) eingeschlossen in Quarz (Qz). c) Nadelförmige mikroskopische Pseudomorphose nach Fe-Mg-Karpholith aus Hellglimmer (Hgl), Chlorit (Chl) und Quarz (Qz). d) Mikroskopische Pseudomorphose nach Fe-Mg-Karpholith mit Chloritoid (Ctd).

Fotos M. Wiederkehr.

Die Tatsache, dass Fe-Mg-Karpholith auch in der Peidener Schuppenzone und in der Zone Piz Terri-Lunschana auftritt, belegt, dass auch die Sedimentbedeckung am Übergang zum helvetischen Ablagerungsraum in tiefere Bereiche des Akkretionskeils gelangten und blauschieferfaziell überprägt wurden. In der externen Scopi- und Garvera-Zone wurden bis heute keine Hinweise auf eine frühere blauschieferfazielle Überprägung gefunden.

Grünschieferfazielle Metamorphose (32–29 Ma)

Die Metasedimente im Nordosten des Kartengebiets und ihre östliche Fortsetzung zeigen eine durchdringende grünschieferfazielle Überprägung, wie die weitverbreitete Mineralparagenese Hellglimmer-Chlorit-Quarz-Kalzit/Dolomit ±

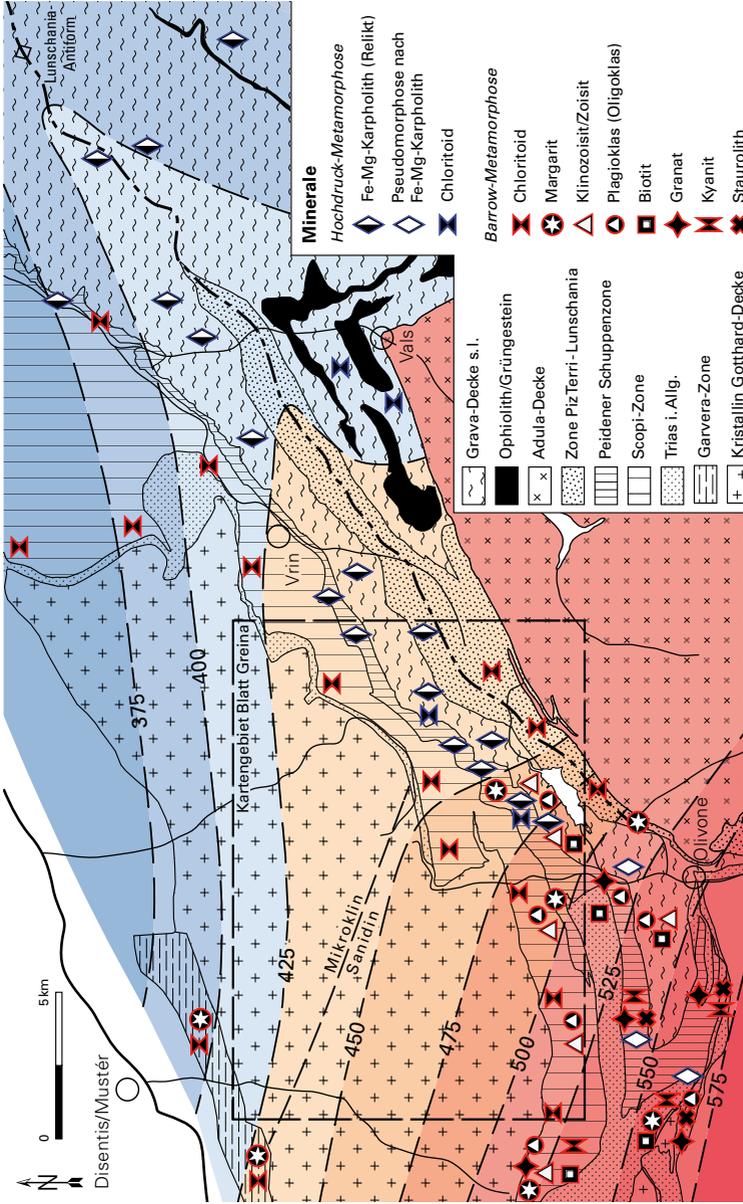


Fig. 42: Karte der Temperaturverteilung (Graphit-Thermometrie, Temperaturangaben in °C) und das Auftreten von Indexmineralen im Gebiet von Atlasblatt Greina (nach WIEDERKEHR et al. 2011).

Chloritoid belegt. Generell werden Temperatur- und Druckabschätzungen von 0,5–0,7 GPa und 350–425°C angenommen (Fig. 40; BOUSQUET et al. 2002, RAHN et al. 2002, WIEDERKEHR et al. 2011). Die Tatsache, dass hauptsächlich Hellglimmer, Chlorit und Quarz die Pseudomorphosen nach Fe-Mg-Karpholith aufbauen in Kombination mit der reliktsichen Erhaltung von Karpholith impliziert eine kalte, und/oder rasche Druckentlastung mit anschließender grünschieferfazieller Überprägung der HP/LT-Paragenesen (Fig. 40; GILLET & GOFFÉ 1988).

Genauere Abschätzungen der Metamorphosebedingungen sind mittels Untersuchungen an organischem Material möglich, wie detaillierte Studien im Bereich der vorliegenden Karte sowie in den östlich und westlich anschließenden Gebieten dokumentieren (PETROVA et al. 2002, FERREIRO MÄHLMANN et al. 2002, WIEDERKEHR et al. 2011). Basierend auf der temperaturabhängigen Umwandlung von amorphem organischem Material zu kristallinem Graphit und der damit verbundenen systematischen Zunahme des Ordnungsgrades in der Struktur des organischen Materials (Graphitisierungsprozess) kann der Metamorphosegrad abgeschätzt werden (z.B. QUINN & GLASS 1958, FRENCH 1964, GREW 1974, BUSECK & BO-JUN 1985, PASTERIS & WOPENKA 1991). In jüngster Zeit wurde diese Beziehung zur Kalibrierung eines entsprechenden Geothermometers verwendet, welches aufgrund des irreversiblen Graphitisierungsprozesses stets die Maximaltemperatur, die ein Gestein entlang eines P-T-Pfades erreicht hat, angibt (BEYSSAC et al. 2002, RAHL et al. 2005). Sämtliche auftretenden Metasedimente des Kartengebiets wurden von WIEDERKEHR et al. (2011) diesbezüglich untersucht, wobei die ermittelten Temperaturen von 400°C im Norden bzw. Nordosten auf ca. 500°C im Süden bzw. Südwesten ansteigen (Fig. 42). Die von WIEDERKEHR et al. (2011) konstruierten Isothermen zeigen in Bezug zur überregionalen Lunschania-Antiform einen charakteristischen Verlauf: Während die Isothermen <425°C nordöstlich des Piz Terri durch die Lunschania-Antiform verfaltet werden, wird diese in südwestlicher Richtung von sämtlichen Isothermen >450°C durchgeschnitten. Dies bedeutet, dass das Verteilungsmuster der Maximaltemperaturen eine Überlagerung von mindestens zwei thermischen Ereignissen darstellt. Das ältere Temperaturverteilungsmuster nordwestlich des Piz Terri wird demzufolge mit der nach der Druckentlastung erfolgten grünschieferfaziellen Überprägung assoziiert, wohingegen das jüngere in Zusammenhang mit der Barrow-Metamorphose des nördlichen Lepontischen Doms gebracht wird (WIEDERKEHR et al. 2011).

Ar-Ar-Altersbestimmungen an Hellglimmer innerhalb von Pseudomorphosen nach Fe-Mg-Karpholith ergaben zwei statistisch abgrenzbare Alterspopulationen von 36–33 und 32–29 Ma, welche mit der Dekompressionsphase und der anschließenden grünschieferfaziellen Überprägung assoziiert werden (Fig. 40; WIEDERKEHR et al. 2009). Diese Interpretation steht in guter Übereinstimmung mit den Ergebnissen von JANOTS et al. (2009), welche das Einsetzen der grünschieferfaziellen Bedingungen am Lukmanierpass und im Val Piora ebenfalls mit 32–29 Ma datiert haben.

Erwähnenswert ist die Bedeutung von Chloritoid, welcher in den Metasedimenten häufig auftritt und in der Regel grünschieferfazielle (z.B. RAHN et al. 2002), in bestimmten Fällen jedoch blauschieferfazielle Bedingungen anzeigt (vgl. OBERHÄNSLI et al. 2003). Bis auf seltene Ausnahmen, wo Chloritoid eindeutig mit Fe-Mg-Karpholith assoziiert werden kann (Fig. 41d), werden die Chloritoidvorkommen im Kartengebiet mit Bedingungen der Grünschieferfazies korreliert.

Zu beachten gilt, dass die oben erläuterte grünschieferfazielle Metamorphose für sämtliche tektonischen Einheiten, welche ein HP/LT-Stadium durchlaufen haben, eine retrograde, für die Scopi- und Garvera-Zone ohne bekannten früheren Hochdruck jedoch eine prograde Entwicklung darstellt (Fig. 40).

Barrow-Metamorphose (19–18 Ma)

Das vorliegende Gebiet liegt am nordöstlichen Rand des amphibolitfaziellen Lepontischen Wärmedoms, welcher nach WIEDERKEHR et al. (2008) als ein eigenständiger, jüngerer Wärmepuls die früheren blauschieferfaziellen Bedingungen überprägt (Fig. 40). Basierend auf den Untersuchungen an organischem Material in den Metasedimenten verläuft die Grenze dieser jüngeren thermischen Überprägung entlang der 450°C-Isotherme, welche von Nordosten herkommend als erste die Lunschania-Antiform durchschneidet und sich ungefähr vom Torno über den Pizzo Coroi zum Passo della Greina erstreckt (Fig. 42; WIEDERKEHR et al. 2011).

Von Nordosten nach Südwesten nehmen die Bedingungen dieser späten thermischen Überprägung der Barrow-Metamorphose bei ungefähr gleichbleibendem Druck (0,5–0,8 GPa) kontinuierlich von 450°C auf über 550°C südlich des Lukmanierpasses sowie am Pizzo Molare ausserhalb des Kartengebiets zu (Fig. 40; z.B. WIEDERKEHR 2009). Mit zunehmender Erwärmung treten in den Metasedimenten makroskopisch gut erkennbare neugesprossene Mineralporphyroblasten auf (Fig. 42). In den Kalkglimmerschiefern der Grava-Decke ist am Nordostrand des Lago di Luzzzone das Einsetzen von z.T. garben- und rosettenförmigem Zoisit zu beobachten. Mit zunehmender Temperatur folgen in südwestlicher Richtung sukzessive Plagioklas (Oligoklas) und Titanit, im Gebiet unmittelbar am südlichen Kartengebietsrand tritt Biotit zum ersten Mal auf. Am Osthang des Val Camadra treten im unteren Teil der Stgir-Formation erstmals Granat und Disthen auf, während in der Inferno-Formation deutlich herauswitternde Knötchen bestehend aus Zoisit und Plagioklas zu erkennen sind.

Die amphibolitfazielle Barrow-Metamorphose am Nordostrand des Lepontischen Doms wurde in jüngster Zeit auf 19–18 Ma datiert (ALLAZ et al. 2011, JANOTS et al. 2009, WIEDERKEHR et al. 2009); sie ist somit deutlich jünger als die temperaturdominierte Überprägung im Süden. Der Begriff «Lepontische Metamorphose» repräsentiert demzufolge eine heterochrone, von Süden nach Norden jünger werdende thermische Überprägung.

Gotthard-Decke

Innerhalb der Gotthard-Decke ist eine generelle Zunahme des Metamorphosegrads von Norden nach Süden zu beobachten. Im grössten Teil der Gotthard-Decke herrschten grünschieferfazielle Bedingungen. Ausgiebig untersucht sind die ausserhalb des Kartengebiets anstehenden Chloritoid führenden Metasedimente der Garvera-Zone (NIGGLI 1912), für welche Bedingungen von ca. 0,5 GPa und 360–480 °C abgeschätzt werden (LIVI et al. 2002, RAHN et al. 2002, WIEDERKEHR et al. 2011). Neuste U-Th-Pb-Altersbestimmungen an Monazit ergaben 21–17 Ma für die grünschieferfazielle Metamorphose der Garvera-Zone (JANOTS & RUBATTO 2014).

Der Übergang zur Amphibolitfazies verläuft im Bereich der westlichen Blathälfte und im westlich anschliessenden Gebiet des Atlasblattes Oberalppass ungefähr entlang des Südrandes der Gotthard-Decke. Innerhalb der Gotthard-Decke erfolgt die Transformation von Mikroklin zu Sanidin im Bereich der Grünschieferfazies (Fig. 42, ca. 450 °C-Isograde; BERNOTAT & BAMBAUER 1982).

TEKTONOMETAMORPHE ENTWICKLUNG

Das Kristallin der Gotthard- und der Adula-Decke wurde von mehreren Gebirgsbildungen geprägt. Basierend auf systematischen Untersuchungen an basischen Gesteinen und radiometrischen Altersbestimmungen an Zirkon in den 1990er Jahren sind dies in der Gotthard-Decke die kaledonische im Ordovizium, die variszische im Karbon und die alpine im Känozoikum (s. Überblick in MERCOLLI et al. 1994). Im Vergleich dazu ist die präalpine Entwicklung der Adula-Decke deutlich weniger gut bekannt. Die äusserst starke Überprägung durch die alpine Metamorphose und Deformation hat die Spuren vorhergehender Gebirgsbildungen verwischt. In jüngerer Zeit durchgeführte detaillierte Zirkon-Altersbestimmungen liefern erste Hinweise zur paläozoischen Entwicklung und lithostratigraphischen Gliederung der Adula-Decke (CAVARGNA-SANI et al. 2014).

Ordovizischer Zyklus und ältere Relikte

Gotthard-Decke

Die ältesten Gesteine der Gotthard-Decke umfassen die basischen und ultrabasischen Gesteine sowie die Protolithe der prävariszischen Paragneise und der Migmatitgneise. Die untersuchten Zirkone dieser Gesteine ergaben Alterswerte von 0,6 bis 3,4 Ga (Mrd. Jahre) und werden als Abtragungsprodukte einer aufgearbeiteten präkambrischen Kruste interpretiert (SCHALTEGGER & GEBAUER 1999). Mit dem Beginn der Subduktionsphase und der Bildung eines Akkretionskeils erfolgte eine eklogitfazielle Überprägung ordovizischen Alters (472–460 Ma, GEBAUER et al. 1988, BIINO & MEISEL 1993, MEISEL et al. 1996). Die rasche Heraushebung mit sukzessiver granulit- und granatamphibolitfazieller Überprägung während der anschliessenden Kollision führte zur Bildung der Migmatite. Ob alle Migmatite gleichaltrig sind, ist nicht geklärt. Unklar ist auch, ob die im Val Uffiern innerhalb des «Streifengneises» vorkommenden Migmatite vor oder während der Intrusion des «Streifengneis»-Magmas gebildet wurden. Der gesamte «vorstriefengneisische» Kristallinkomplex der Gotthard-Decke wird als «Proto-Gotthard» bezeichnet (MERCOLLI et al. 1994). Im Zuge grossräumiger Krustenaufschmelzung intrudierte – wahrscheinlich in mehreren Phasen – das «Streifengneis»-Magma (spätes Ordovizium – frühes Silur, 450–440 Ma; ARNOLD 1970, BOSSART et al. 1986, SERGEEV & STEIGER 1996, 1998). Jüngstes Glied dürfte der «Streifengneis» mit grobtaugiger Textur («nördlicher Augengneis») darstellen.

Adula-Decke

Altersbestimmungen an detritischen Zirkonen der Paragneise und Glimmerschiefer lieferten kambrische (ca. 518 Ma, Salahorn-Formation) bis ordovizische Maximalalter (460 Ma, Trescolmen-Formation; CAVARGNA-SANI et al. 2014). Die mit diesen Paragneisen assoziierten basischen und ultrabasischen Gesteine werden als Relikte einer ehemaligen ozeanischen Kruste gedeutet. Es wird angenommen, dass es sich dabei um an einem aktiven Kontinentalrand geschüttete klastische Sedimente handelt. Die Intrusion des Augengneises Typ Garenstock s.l. wurde auf 458–446 Ma datiert und ist in etwa zeitgleich mit den metavulkanoklastischen Ablagerungen der Heinisch-Stafel-Formation (ca. 451 Ma; CAVARGNA-SANI et al. 2014). Die ordovizische Intrusion und die kambrisch-ordovizischen Metasedimente werden mit einer Subduktionszone und der damit einhergehenden Krustenextension (back-arc extension) am nördlichen Kontinentalrand von Gondwana assoziiert (STAMPFLI et al. 2011, VON RAUMER et al. 2013).

Variszischer Zyklus

Gotthard-Decke

Die Vergneisung der spätordovizischen bzw. frühsilurischen Granite der Gotthard-Decke wird im Allgemeinen dem variszischen Zyklus zugeordnet. Die Überprägung zum «Streifengneis» erfolgte unter amphibolitfaziellen Bedingungen und charakterisiert sich durch die Bildung einer ausgeprägten Foliation mit einem flachliegenden Lineargefüge (sog. «Streifenlinear»). Während des variszischen Zyklus werden zusätzlich jüngere, mittelpaläozoische Metasedimente dem Kristallin der Gotthard-Decke angegliedert. Dazu gehören die Ausgangsgesteine der Laiets-Zone und der östlich davon vorkommenden Paragesteinsserie am Südrand der Gotthard-Decke, welche mit der Borel- und der Tenelin-Zone zu korrelieren sind, und die des Paragneises am Nordrand der Gotthard-Decke. Im Dach der Gotthard-Decke bildeten sich durch Abscherung verschiedener Gesteinspakete Lappen und Schuppen, die gegen Norden vorgeschoben wurden (Schuppentektonik, Bildung des «Santeri-Lappens»). Während des variszischen Zyklus herrschten in der Gotthard-Decke amphibolitfazielle Bedingungen, die vor ungefähr 330 Ma erreicht wurden (NUNES & STEIGER 1974, SCHALTEGGER 1993).

Postvariszisch (spätes Karbon – frühes Perm) erfolgte die Intrusion granitoider Magmen (Medel-Granit, Cristallina-Granodiorit und Uffiern-Diorit, sowie saure und basische Gänge) in den «Wurzelbereich» dieses Schuppenbaus. Spuren einer Kontaktmetamorphose sind nicht erkennbar, da das umgebende Gestein bereits vor der Intrusion amphibolitfaziell überprägt war. Die Intrusion der granitoid-

den Magmen wird als postvariszisch interpretiert, da diese in den abgeschlossenen variszischen Deckenstapel eingedrungen und nur alpin deformiert sind (MERZ 1989b).

Adula-Decke

Hinweise auf eine variszische Hochdruckmetamorphose lieferten neuere Altersbestimmungen an Eklogiten der Adula-Decke (370–340 Ma; LIATI et al. 2009, HERWARTZ et al. 2011). Die ermittelten Zirkonalter der basischen Linsen und der umgebenden Glimmerschiefer (Metapelite) weisen mit 655 bis 460 Ma eine sehr grosse Streuung auf, wobei die basischen Linsen tendenziell höhere Zirkonalter aufweisen als die Glimmerschiefer (CAVARGNA-SANI et al. 2014). Die mit den Glimmerschiefern assoziierten basischen Linsen werden als tektonisches Melange interpretiert, welches innerhalb des Akkretionskeils einer dem variszischen Zyklus zugeordneten Subduktion gebildet wurde (Trescolmen-Formation; CAVARGNA-SANI et al. 2014, LIATI et al. 2009). Postvariszisch (297–288 Ma, frühes Perm) erfolgte die Intrusion des Phengitgneises (Granitgneis Typ Zervreila) in den abgeschlossenen variszischen Deckenstapel (CAVARGNA-SANI et al. 2014).

Alpiner Zyklus

Nach der variszischen Orogenese folgte eine Phase der subaerischen Erosion (Penepplainisierung des variszischen Gebirges) assoziiert mit der Sedimentation kontinentaler Ablagerungen («Permokarbon» der Garvera-Zone und der Carpet-Schuppe). Mit Beginn der Trias wurde das Gebiet allmählich wieder überflutet und zunehmend mit vorwiegend marinen Sedimenten überlagert. Während der alpinen Gebirgsbildung, die ihren Anfang in der Kreidezeit nahm, wurden die mesozoischen Ablagerungen durch Schubtektonik vom kristallinen Sockel abgesichert und weit nach Norden verfrachtet. Zurück blieben nur geringmächtige autochthone Ablagerungen (Basis der Trias) und die etwas mächtigeren allochthone Einheiten (Piora-Scopi-Zone).

Die helvetischen Decken haben ihren Ursprung zwischen Aar-Massiv und Gotthard-Decke. Der südliche Bereich des Ablagerungsraumes der helvetischen Decken reichte bis südlich der Gotthard-Decke. Südlich davon folgen die penninischen Decken mit den mächtigen flyschartigen Metasedimenten («Bündnerschiefern») und den Kristallindecken des Lepontischen Doms.

Im Kartengebiet können die verschiedenen Stadien der alpin metamorphen Entwicklung anhand der ausgeprägten Überlagerung einer früheren druckbetonten Metamorphose und einer nachfolgenden, hauptsächlich temperaturbetonten Überprägung der Barrow-Metamorphose exemplarisch studiert und rekonstruiert werden. Zusätzliche strukturgeologische Untersuchungen sowie radiometrische Alters-

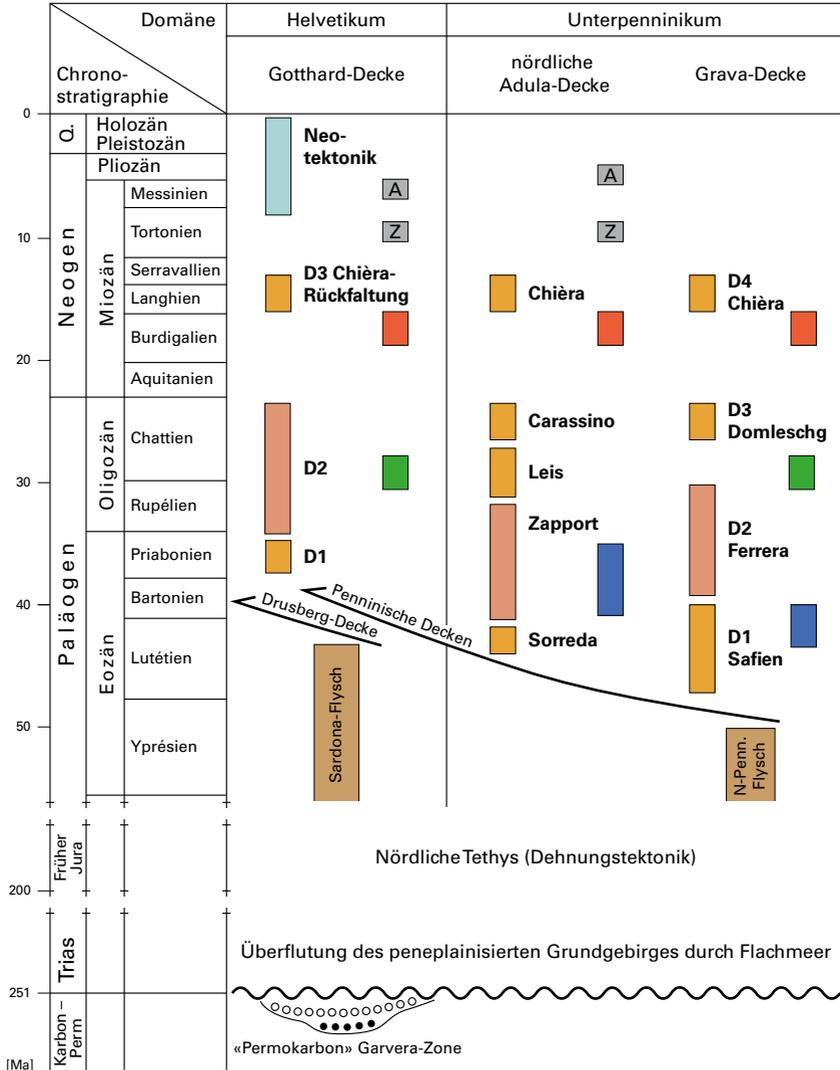
bestimmungen liefern wichtige Hinweise für die geodynamische Entwicklung der Zentralalpen von der Subduktion bis zur anschliessenden Kollision (Fig. 43).

Subduktion und druckbetonte Metamorphose

Blauschiefer- bis eklogitfazielle Gesteine sind in der Adula-Decke und in Teilen der im Kartengebiet vorhandenen Metasedimente (Grava-Decke, Zone Piz Terri-Lunshania, Peidener Schuppenzone) bekannt und dokumentieren die frühe, mit der Subduktion und der damit assoziierten Bildung des Akkretionskeils im Zusammenhang stehende alpine Entwicklung. In den Metasedimenten belegen die weiträumig auftretenden Relikte von Fe-Mg-Karpholith blauschieferfazielle Bedingungen von 1,2–1,4 GPa und 350–400 °C (Fig. 40, BOUSQUET et al. 2002). Diese Relikte treten ausschliesslich innerhalb von Quarz-Kalzit-Adern auf, die während der an die Subduktion gekoppelten Deformationsphase D₁ gebildet wurden (Safien-Phase nach WIEDERKEHR et al. 2008). Generell werden die teilweise mehrere Kilometer mächtigen, unterpenninischen Metasedimente als Akkretionskeil interpretiert (BERGER et al. 2005), welcher sich im Zusammenhang mit der Schliessung der alpinen Tethys gebildet hatte. Die in tiefere Bereiche dieses Akkretionskeils integrierten, unterpenninischen Metasedimente der Grava-Decke und Teile der sedimentären Bedeckung des distalen europäischen Kontinentalrandes (Zone Piz Terri-Lunshania und Peidener Schuppenzone) erfuhren dabei eine HP/LT-Metamorphose.

In der Adula-Decke belegen die heute isoliert auftretenden mesozoischen Gesteine («Internes Mesozoikum») eine frühe, noch vor dem Druckmaximum angelegte Verschuppung, die mit der fortlaufenden Integration der Adula-Decke in den Akkretionskeil einherging. Diese ersten alpinen Deformationsstrukturen D₁ werden gemäss Löw (1987) der Sorreda-Phase zugeordnet und dokumentieren Bedingungen der druckbetonten Grünschieferfazies (0,6–0,8 GPa und 380–450 °C). ENGI et al. (2004) und BERGER et al. (2005) korrelieren diese frühen Verschuppungen mit dem Eintritt in den Akkretionskanal (TAC: Tectonic Accretion Channel), in welchem die Gesteine bis in grosse Tiefen subduziert wurden. Das Druckmaximum der nördlichen Adula-Decke erreichte blauschiefer- bis eklogitfazielle Bedingungen mit 1,0–1,5 GPa und 450–550 °C (Fig. 40, HEINRICH 1986, LÖW 1987, WIEDERKEHR et al. 2011).

Ar-Ar-Altersbestimmungen an mit Fe-Mg-Karpholith assoziierten, reliktsch erhaltenen Hellglimmern ergab ein mitteleozänes Alter von 43–40 Ma für die blauschieferfazielle Überprägung der Grava-Decke (WIEDERKEHR et al. 2009). Die verfügbaren Altersbestimmungen für die Hochdruckmetamorphose der Adula-Decke sind kontrovers und weisen mit 60–35 Ma eine sehr hohe Streuung auf (BECKER 1993, GEBAUER et al. 1992, GEBAUER 1996, BROUWER et al. 2005). Für das Druckmaximum der eklogitfaziellen Metamorphose der Adula-Decke wird generell ein späteoziänes Alter von 40,5–35 Ma angenommen (HERWARTZ et al. 2011).



- | | | |
|-------------------------------|---|--------------------|
| Hauptschieferungsphase | Regionalmetamorphose (Amphibolitfazies) | Apatit-Abkühlalter |
| Weitere Deformationsphase | Regionalmetamorphose (Grünschieferfazies) | Zirkon-Abkühlalter |
| Abschiebungen (neotektonisch) | Hochdruckmetamorphose | Diskordanz |
| Sedimentation | | Überschiebung |

Deckenstapelung

Während der Deckenstapelung wurden die vorgängig blauschiefer- bis eklogitfazial überprägten Gesteine auf die vorgelagerten, nur niedrigmetamorphen Einheiten überschoben und exhumiert (Fig. 43). Dabei wurde mit der alpinen Hauptschieferung das dominante strukturelle Element angelegt.

Die Beobachtung, dass bei der retrograden Umwandlung von Fe-Mg-Karpholith v.a. Hellglimmer, Chlorit und Quarz gebildet wurden impliziert in Kombination mit der Erhaltung von reliktschem Fe-Mg-Karpholith eine isothermale und/oder rasche Druckentlastung der HP/LT-Metasedimente der Grava-Decke, der Peidener Schuppenzone und der Zone Piz Terri-Lunschania. Nach WIEDERKEHR et al. (2008) wird diese Deformationsphase in Anlehnung an die Deckenstapelung der mittelpenninischen Tambo- und Suretta-Decke als Ferrera-Phase bezeichnet, wohlwissend, dass die Bildung der Hauptschieferung mit allergrösster Wahrscheinlichkeit heterochron und eine Parallelisierung mit der Ferrera-Phase nur hinsichtlich der geodynamischen Bedeutung zulässig ist. Der Beginn der Dekompression wurde mittels Ar-Ar-Alterbestimmungen an Hellglimmer, welcher zusammen mit Chlorit und Quarz als Pseudomorphosen nach Fe-Mg-Karpholith auftritt, auf 36–33 Ma abgeschätzt (WIEDERKEHR et al. 2009).

Die Dekompression und Deckenstapelung der blauschiefer- bis eklogitfazialen Adula-Decke erfolgte während der Zapport-Phase (Löw 1987), gleichzeitig mit der Bildung der Hauptfoliation. Zirkonalter von 35–32 Ma werden mit der Reäquilibration der Hochdruckgesteine im Zuge der Druckentlastung korreliert (GEBAUER 1996, HERMANN et al. 2006). Nach Abschluss der Deckenstapelung gelangte die Adula-Decke in die heutige flachliegende Position. Die anschliessende, lediglich auf den nördlichen Bereich beschränkte Deformationsphase führte zur Bildung einer liegenden Grossfalte, welche als Deckenstirn interpretiert wird, assoziiert mit einem ausgeprägten Ost-West streichenden Streckungslinear (Leis-Phase nach Löw 1987). Die kinematische Bedeutung sowie Korrelation der Leis-Phase mit den Deformationsphasen in den umgebenden Metasedimenten ist jedoch bis heute kontrovers.

In der Gotthard-Decke kam es während dieser Phase zur Abscherung der helvetischen Sedimente und zur nordwärts gerichteten Überschiebung der helvetischen und ultrahelvetischen Decken (Pizol-Phase nach PFIFFNER 1977). Die bis auf die teilweise nur reliktsch erhaltene autochthone Trias entblösste Gotthard-Decke wurde während dieser Phase von der allochthonen Scopi-Zone überschoben.

Am Ende dieser lang andauernden, in den verschiedenen tektonischen Einheiten diachron ablaufenden alpinen Hauptdeformationsphase wurde der gesamte Deckenstapel weitestgehend angelegt. Die nachfolgenden Deformationsphasen modifizierten lediglich den in dieser Phase angelegten Stapel.

Fig. 43 (linke Seite): Der «orogene Fahrplan» des Gebiets von Atlasblatt Greina (nach PFIFFNER 2009, mit Ergänzungen von WIEDERKEHR et al. 2009, BERGER et al. 2011 und JANOTS & RUBATTO 2014).

Die mit dieser Stapelung einhergehende Versenkung der tektonischen Einheiten in Kombination mit der Verdickung des alpinen Deckenstapels führte zu einer grossräumigen grünschieferfaziellen Überprägung (0,5–0,7 GPa und 350–450 °C). Altersbestimmungen von JANOTS et al. (2009) am Lukmanierpass und im Val Piora sowie von WIEDERKEHR et al. (2009) im Engadiner Fenster und im Safiental ergaben in guter Übereinstimmung ein Alter von 32–29 Ma für die weiträumig auftretende grünschieferfazielle Metamorphose.

Erste Deckenverfaltungsphase

Die anhaltende Kompression führte zu einer weiteren Verkürzung, welche in der Folge durch Deckenverfaltungen aufgenommen wurde. Im Zuge einer ersten Deckenverfaltungsphase (Domleschg-Phase nach STEINMANN 1994, Lunschania-Phase nach WYSS & ISLER 2011) wurde der penninische Deckenstapel erheblich modifiziert und die im Kartengebiet dominierende Architektur der Metasedimente zwischen Gotthard- und Adula-Decke angelegt. Während dieser Phase kam es zur Bildung von engen bis isoklinalen Grossfalten mit Amplituden von teilweise über 10 km; dies sind von Norden nach Süden: Valzeina-Synform, Lunschania-Antiform, Alpettas-Synform und Darlun-Antiform. Nach ETTER (1987) und WIEDERKEHR et al. (2008) wird auch die flexurartige Umbiegung der Adula-Stirn, die sogenannte Carassino-Antiform (Carassino-Phase nach LÖW 1980), mit dieser Phase korreliert. Während die Alpettas-Synform sowie die Darlun- und die Carassino-Antiform unmittelbar auf dem Gebiet des östlich angrenzenden Kartenblattes Vals ausklingen, können die Valzeina-Synform und die Lunschania-Antiform Richtung Nordosten bis ins Prättigauer Halbfenster verfolgt werden (STEINMANN 1994, WEH & FROITZHEIM 2001). Sowohl gegen Olivone im Gebiet des südlich angrenzenden Kartenblattes als auch gegen die nördliche Front der Adula-Decke ist eine progressive Zunahme der Deformationsintensität feststellbar, welche sich in einer zunehmenden tektonischen Überprägung (Zerscherung) der Grossfalten manifestiert.

In der unterlagernden Gotthard-Decke wurde während dieser Phase die WSW–ENW streichende, heute steilstehende Hauptfoliation angelegt. In den postvariszischen Intrusiva (Medel-Granit und Cristallina-Granodiorit) entstand dabei ein konjugiertes, subparallel zur Foliation verlaufendes, duktiles Schersystem C_2 und C_3 als Reaktion auf die anhaltende Kompression (MERZ 1989b).

Diese erste Deckenverfaltungsphase wird generell mit der Rücküberschiebung entlang der Insubrischen Linie parallelisiert, für welche ein Alter von 30–25 Ma vermutet wird (vgl. SCHMID et al. 1997). Mittels Ar-Ar-Altersbestimmungen an Hellglimmern wurde das Alter der Domleschg-Phase auf 26–24 Ma abgeschätzt (WIEDERKEHR et al. 2009).

Barrow-Metamorphose

Die gut dokumentierte und in zahlreichen Arbeiten studierte grünschiefer- bis amphibolitfazielle Barrow-Metamorphose am Nordostrand des Lepontischen Doms stellt für die HP/LT-Metasedimente der Grava-Decke, der Zone Piz Terri-Lunschania und der Peidener Schuppenzone einen separaten, von der früheren Hochdruckmetamorphose eindeutig getrennten Wärmepuls dar (WIEDERKEHR et al. 2008). Im Kartengebiet nimmt der Metamorphosegrad der hauptsächlich temperaturbetonten Überprägung in südwestlicher Richtung zu und erreicht am südlichen Kartengebietsrand die Grenze Grünschiefer-/Amphibolitfazies. Die Temperaturen innerhalb der nördlichen Adula-Decke erreichten dabei gemäss LÖW (1987) und WIEDERKEHR et al. (2011) mit 450–500°C im Vergleich zur früheren Hochdruckmetamorphose deutlich niedrigere Werte (Fig. 40).

Diese späte Barrow-Metamorphose fand während einer tektonischen Ruhe- und Konsolidierungsphase unter weitgehend statischen Bedingungen statt. Sie überprägt sämtliche Deckengrenzen und D₃-Strukturen (v.a. Lunschania-Antiform), und die mit dieser Erwärmung assoziierten neugesprossenen Minerale überwachsen die präexistente S₂/S₃-Schieferung in den mesozoischen Metasedimenten (ENGI et al. 2004, WIEDERKEHR et al. 2008, 2011).

In jüngerer Zeit durchgeführte Altersbestimmungen an Monazit, Hellglimmer und Biotit ergaben 19–18 Ma als Alter für die amphibolitfazielle Barrow-Metamorphose am Nordostrand des Lepontischen Doms (Fig. 43; JANOTS et al. 2009, WIEDERKEHR et al. 2009, ALLAZ et al. 2011). Damit ist sie deutlich jünger als die thermische Überprägung im Süden des Lepontischen Doms, welche auf 33–25 Ma geschätzt wird (s. Überblick in GEBAUER 1999). Diese unterschiedlichen Zeiträume zwischen Norden und Süden zeigen deutlich, dass die sogenannte «Lepontische Metamorphose» kein einheitliches und isochrones Ereignis darstellt, sondern vielmehr als eine heterochrone und vor allem auf unterschiedliche Prozesse von Wärmeproduktion und -transport zurückgehende thermische Überprägung interpretiert werden muss (vgl. BERGER et al. 2011). Gemäss WIEDERKEHR et al. (2008) ist vor allem die erhöhte radiogene Wärmeproduktion der übereinandergestapelten lepontischen Kristallindecken für diese späte thermische Überprägung des nordöstlichen Lepontischen Doms verantwortlich.

Zweite Deckenverfaltungsphase (Rückfaltung)

Die zweite Deckenverfaltungsphase (Chièra-Phase nach WIEDERKEHR et al. 2008) repräsentiert eine grossräumige Rückfaltung innerhalb der Gotthard-Decke und wird mit der Bildung der nördlichen Steilzone assoziiert (Fig. 43; MILNES 1974). Dabei wurde der gesamte Deckenstapel durch die enge Chièra-Synform in eine überkippte, steil nach Norden einfallende Lagerung gebracht (MILNES 1976, ETTER 1987). Ausgehend von der südöstlich des Kartengebiets verlaufenden Chiè-

ra-Synform (im Gebiet von Atlasblatt Ambrì-Piotta) entwickelten sich in nordöstlicher Richtung eine Vielzahl von parasitären Syn- und Antiformen, welche mit kontinuierlich abnehmender Intensität in die nördlich anschliessende, sehr offene «Greina- bzw. Gotthard-Antiform» (THAKUR 1973, ETTER 1987) übergehen und den überkippten Deckenstapel wieder in eine normale Lagerung bringen.

Die Rückfaltung überdauerte die thermische Überprägung der Barrow-Metamorphose und ist demzufolge sehr jung, möglicherweise jünger als 18 Ma (WIEDERKEHR et al. 2009). Der Beginn der spät- und postalpinen Heraushebung ist gemäss PFIFFNER (2009) zwischen Ende Oligozän und Mitte Miozän (22–15 Ma) anzusetzen. Mittlere Hebungsraten von 0,5 km/Ma wurden anhand von (U-Th)/He-Altersbestimmungen ermittelt, wobei zwischen 16 und 14 Ma erhöhte Hebungsraten von 0,7 km/Ma berechnet wurden (GLOTZBACH et al. 2010, JANOTS & RUBATTO 2014).

ROHSTOFFE

Kies, Sand

Grössere Abbaustellen von Kies und Sand für den lokalen Gebrauch als Baustoff wurden in den spät- bis postglazial geschütteten Terrassen bei Curaglia und im Schuttkegel bei Pian Geirètt im hintersten Val Camadra für den Bau der Luzzone-Staumauer betrieben.

Vererzungen

Ausgedehntere Erzlager sind im Gebiet des Atlasblattes Greina keine vorhanden. An verschiedenen Stellen treten kleinste Erzvorkommen auf, die aber allesamt nicht abbauwürdig sind. Einzig im Val Camadra wurde in Zusammenhang mit Quarz-Fluorit-Gängen eine frühere Abbautätigkeit festgestellt (PETTKE 1991; s.u. Abschnitt Fluorit).

Erwähnenswert ist eine mit Magnetit imprägnierte Zone östlich des Piz Tgiettschen (FEHR 1956), die sich mit einer Mächtigkeit von etwa 4 m und einer Länge von ca. 100 m parallel zum Streichen des «Streifengneises» ausdehnt. Des Weiteren wurden Vorkommen von Bleiglanz auf der Alp Ramosa (FEHR 1956) und der Fuorcla Stavelatsch (WINTERHALTER 1930), von Fahlerz am Fil Liung südlich der Camona da Medel CAS (WINTERHALTER 1930), von Magnetit und Hämatit bei Camona am Nordostende der Plaun la Greina, von Scheelit im Freispiegelstollen Val Uffiern - Lai da Sontga Maria und in Klüften sowie von Baryt an mehreren Stellen in den triassischen Sedimenten zwischen Lago Retico und Plaun la Greina erwähnt (WENGER et al. 1990). Die erwähnten Vererzungen treten, mit Ausnahme von Scheelit, mehrheitlich am Kontakt Kristallin-Trias oder an tektonisch stark überprägten Scherzonen auf (Fil Liung, Fuorcla Stavelatsch).

Gold

Die Erzvorkommen in der Surselva sind schon seit Jahrhunderten bekannt. Das mit der Vererzung im Grenzgebiet Aar-Massiv, Tavetscher Zwischenmassiv und Gotthard-Decke assoziierte Berggold lockt seit über hundert Jahren Strahler in die Surselva. Im Juli 2000 wurde in einer goldhaltigen Quarzader im Val Sumvitg mit 1,4 kg der grösste Berggoldfund der Schweiz entdeckt. Neben den Primärlagerstätten sind auch Sekundärlagerstätten in Form von Waschgold weit verbreitet. Die Flüsse der Surselva durchschneiden die erwähnte Vererzungszone und das herausgewaschene Gold reichert sich in den Alluvionen an. Sehr ergiebige Fundstellen finden sich in der Lukmanierschlucht und im Val Sumvitg. Ein im

Vorderrhein gefundenes Nugget stellt mit 123,1 g das bis heute grösste bekannte Nugget der Schweiz dar.

Die ausgedehnte, schichtgebundene Vererzungszone innerhalb des Serizit-schiefers südlich von Disentis wurde in den frühen 1980er Jahren von einem kanadischen Bergbauunternehmen mit geologischen Untersuchungen, elektromagnetischen Messungen, Bohrungen und geochemischen Analysen erkundet (KNOPF et al. 1989). Die goldverdächtige Zone der Surselva erstreckt sich etwa 15 km lang und bis zu 2 km breit entlang des Vorderrheins und umfasst drei steilstehende 100 bis 400 m mächtige Horizonte im Tavetscher Ziwschenmassiv (Lukmanierschlucht) und eine 200 m mächtige Schicht im anschliessenden Nordteil der Gotthard-Decke (Val Plattas). 1986 erhielt die kanadische Bergbaufirma Narex die alleinigen Sondierrechte für mehrere Jahre. Im Gebiet von Mompé-Medel wurden in der Folge 17 Sondierbohrungen von jeweils 200 bis 250 m abgeteuft. Die vorgefundenen Goldgehalte von 0,7 bis 3 g/t waren jedoch zu gering für den kommerziellen Abbau (WEIBEL 1992).

Im Phyllit des Val Plattas wurde 1991 in Zusammenarbeit mit der kanadischen Micham Resources in zwei zueinander abgewinkelten Bohrungen (Vertikal- und Schrägbohrung senkrecht zur Schieferung) von je 200 m Länge nach Gold gebohrt. Dabei wurden in den angebohrten Vererzungen ein deutlich höherer Goldgehalt von 2 bis 7 g/t vorgefunden (PFANDER & JANS 2013). Trotz der guten Resultate kam es aber nie zu einem kommerziellen Abbau. Die auf kurze Strecken schnell wechselnden Goldgehalte, aber auch die Frage nach der Umweltverträglichkeit dürften die Gründe gewesen sein.

Mit dem steigenden Goldpreis wurde das in den 1990er Jahren fallen gelassene Projekt im Val Plattas wieder aufgenommen. Die Gemeinden Disentis, Medel, Sumvitg, Trun und Tujetsch erteilten 2006 der Genfer Firma MinAlp SA die Bewilligung zur Durchführung von Untersuchungen für die Dauer von fünf Jahren. Für den unterirdisch geplanten kommerziellen Abbau wurden Oberflächenexplorationen im Val Plattas, bei Stavelatsch östlich der Camona da Medel CAS und bei Crappa Grossa südlich von Disentis durchgeführt (KRUMMENACHER 2008). Die 2011 gegründete SwissGold Exploration AG mit Sitz in Curaglia führte ein Oberflächenbeprobungsprogramm durch. Aufgrund der ermutigenden Ergebnisse wurde für 2012 ein Sondierbohrprogramm geplant. Am 1. April 2012 entschied sich jedoch die Bevölkerung der Gemeinde Medel gegen eine Verlängerung der Explorationsbewilligung (PFANDER & JANS 2013).

Goldvorkommen sind auch in der südlichen Gotthard-Decke gefunden worden. Im Gebiet von Campo und Ghirone wurde nachweislich nach Gold geschürft (TADDEI 1937). Im Val Camadra waren einst mehrere Goldminen in Betrieb, und noch heute heisst eine Stelle im Gebiet von Cento Valli «Böcc d'or» (Goldloch), an welcher ein von Hand gegrabener, 16 m langer Stollen im von Pyrit führenden Quarzadern durchzogenen «Streifengneis» erhalten ist (TADDEI 1937).

Kluftmineralien

Die Surselva ist bekannt für ihren Reichtum an Klüften mit besonders schönen und auch seltenen Kluftmineralien. Reich an Klüften sind besonders das nördliche Val Cristallina, das seinen Namen wegen dieses Reichtums erhielt, sowie die Umgebung des Val Casatscha. Aber auch in allen anderen Gebieten sind bereits Klüfte ausgebeutet worden. Grössere Hohlräume, so z.B. in der Gegend von Turos (südliches Val Uffiern), zeugen von der Aktivität der Strahler.

Besonderes Interesse an den Mineralklüften zeigten wissenschaftlich versierte Patres des Klosters Disentis. Eine grössere Sammlung, die aber in den Wirren der Napoleonischen Zeit verloren ging, wurde von Pater Placidus a Spescha (1752–1833) angelegt.

Fluorit

PETTKE (1991) kartierte im westlichen Val Camadra zwei ausgedehnte, etwa Nord-Süd streichende, bis 2 m mächtige Quarz-Fluorit-Erz-Gänge. Lokal entdeckte Schürfstellen sowie ein 25 m langer Stollen (Koord. 2713.800/1162.550) weisen auf eine historische Abbautätigkeit hin. Hauptgemengteile dieser Gänge sind Quarz und grüner Fluorit. Als weitere Begleiter werden Kupfersulfide und Bleiglanz erwähnt. Diese Gänge werden als alpine Bildungen interpretiert, welche mit der Entstehung der weitverbreiteten alpinen Zerrklüfte in Zusammenhang stehen dürften.

TECHNISCHE GEOLOGIE

Stauseeprojekt Greina

Die frühesten Pläne eines Stauseeprojekts im Gebiet der Plaun la Greina gehen auf das Jahr 1914 zurück (FONTANA 2008). Mit dem stark ansteigenden Strombedarf in der ersten Hälfte des vergangenen Jahrhunderts wurden mehrere Projekte zur Nutzung des Wassers des Rein da Sumvitg geprüft und die Idee des Stauseeprojektes Greina in den 1940er Jahren wieder aufgegriffen (STAUB & LEUPOLD 1946a, b, CADISCH 1947, 1948). Das Projekt sah die Errichtung von zwei Sperrstellen vor: eine im Bereich des natürlichen Felsriegels bei Camona am Nordostende der Plaun la Greina zum Aufstauen des Rein da Sumvitg und eine zusätzliche beim Crap la Crusch, die das Abfliessen des Wassers nach Süden verhindern sollte (LEUPOLD & BÜCHI 1946, LEUPOLD 1947). Für das Projekt wurden mehrere bis 127 m tiefe Sondierbohrungen abgetäuft (KAECH 1946, 1947). 1958 erteilten die Gemeinden Vrin und Sumvitg der NOK Baden und den Rhätischen Werken für Elektrizität AG Thusis die Konzession für die Nutzung des Rein da Sumvitg. Im Bereich der geplanten Sperrstellen und des zukünftigen Stausees wurden diesbezüglich detaillierte Baugrunduntersuchungen durchgeführt, die zahlreiche Sondierbohrungen, Schächte und Sondierschlitze umfassten (VAWE 1965). Das Stauseeprojekt wurde jedoch sehr bald zurückgestellt, da zur gleichen Zeit Bestrebungen zur Nutzung der Kernenergie im Gange waren. Erst 1975 wurde das Stauseeprojekt Greina im Vorfeld der Debatten für den Bau eines zweiten Kernkraftwerkes wieder aufgegriffen (CAMENISCH 1977). Nach landesweiten Protesten wurde Ende 1986 das Projekt aus wirtschaftlichen Gründen endgültig zurückgezogen.

Stauseeprojekt Lampertsch Alp

Die Kraftwerke Zervreila AG Vals, im Besitz der Konzession für die Nutzung des Valser Rheins im Gebiet Lampertsch Alp - Lünta, arbeiteten in den frühen 1950er Jahren ein Vorprojekt aus, welches eine Sperrstelle im Felsriegel nordwestlich der Lampertsch Alp vorsah. Zwecks Abklärungen der Fundationsverhältnisse im Bereich der geplanten Sperrstelle wurden mehrere Bohrungen abgeteuft und Schächte sowie zwei Sondierstollen gebaut (CADISCH & WEBER 1954). Der Aushub dieser zwei Sondierstollen ist heute noch in den Hängen nordöstlich der Lampertsch Alp erkennbar. Ende der 1980er Jahren haben die Einwohner von Vals das Konzessionsgesuch der Kraftwerke Zervreila AG Vals für die Errichtung des Stausees im Gebiet Lampertsch Alp - Lünta abgelehnt.

Stausee Lago di Luzzone

Der Stausee Lago di Luzzone der Blenio Kraftwerke AG (Ofible) wurde von 1959 bis 1963 als Ersatz für das nicht realisierte Stauseeprojekt Greina erstellt. In den Jahren 1997–1998 wurde die bestehende Sperrstelle um 17 m erhöht. Mit einer Höhe von 225 m zählt die Bogenstaumauer Luzzone heute zu den höchsten der Alpen, die Kronenlänge beträgt 600 m. Das Gesamtvolumen des Bauwerks umfasst 1,33 Mio. m³. Im Stausee können rund 88 Mio. m³ Nutzwasser gespeichert werden. Durch einen Druckstollen gelangt das Wasser in die Zentrale Olivone, welche sich komplett im Inneren des Sosto befindet (Blatt Olivone). Von dort wird das Wasser über einen Freilaufstollen im linksseitigen Valle di Blenio via Ausgleichbecken Val Malvaglia zur Zentrale Biasca geleitet. Beim Aufstauen des Sees 1964 wurden die Gebäude der Alpsiedlungen Cavallo und Sasso geflutet. Angaben zur Geologie des Staubeckens und der Widerlager der Mauer finden sich in BAUMER (1964).

Greinabahn

Eine Verlängerung der bestehenden Eisenbahnlinie Weesen – Linthal nach Süden bis Biasca mit Anschluss an die Gotthardbahn wurde bereits zu Beginn des letzten Jahrhunderts angedacht. Der Regierungsrat des Kantons Tessin gab 1905 eine Studie zum Projekt Greinabahn in Auftrag (MOSER 1905). Vorgesehen war der Bau eines geradlinigen Bahntunnels von Olivone bis nach Sumvitg als Teil der Bahnlinie Biasca – Chur, welche als Alternative zur Eisenbahn über den Lukmanierpass dienen sollte. Für das Projekt erstellte ALB. HEIM (1906) eine geologische Prognose, u. a. mit den zu erwartenden Gebirgstemperaturen.

Als Alternative zu dem heute im Bau stehenden Gotthard-Basistunnel gab 1963 das «Schweizerische Aktionskomitee pro Tödi-Greina-Bahn», dem Vertreter mehrerer Kantonsregierungen angehörten, ein Gutachten in Auftrag, um die mögliche Wirtschaftlichkeit einer «Tödi-Greina-Bahn» zu prüfen (TRÜMPY & LEUPOLD 1963). Die Planungen wurden dann aber nicht weiterverfolgt.

HYDROGEOLOGIE

Die meisten Bäche und Flüsse im Gebiet von Atlasblatt Greina werden zur Erzeugung hydroelektrischer Energie genutzt. Die Bäche des Val Uffiern und des Val Casatscha werden über Freispiegelstollen in den Stausee Lai da Sontga Maria bei der Lukmanierpasshöhe geleitet. Der Rein da Medel wird südlich von Curaglia und der Rein da Sumvitg südlich von Tenigerbad gefasst und über einen Freispiegelstollen und einen anschliessenden Druckstollen in die Zentrale Tavanasa geleitet. Das Wasser des Ri di Prüsfa und des Brenno fliesst über einen Freispiegelstollen in den Stausee Lago di Luzzone.

Quellen

Die im Kartengebiet dargestellten Quellen wurden dem Quellkataster der Kantone Graubünden und Tessin entnommen. Weitere im Zuge der geologischen Aufnahme der Gotthard-Decke vorgefundenen Quellen wurden aufgrund ihrer Lage (Felsquellen) und Ergiebigkeit zusätzlich aufgenommen. Die häufig auftretenden Wasseraustritte am Übergang Fels-Lockergestein wurden hingegen nicht erfasst. Im Rahmen der geologischen Aufnahme erfolgte keine systematische Aufnahme der Quellen. Es besteht deshalb kein Anspruch auf Vollständigkeit.

Bei den meisten Quellen handelt es sich um Lockergesteinsquellen, die aus den Moränenablagerungen oder aus dem Hangschutt gespiesen werden. Felsquellen sind vor allem in den Kristallingesteinen nur selten anzutreffen. Die Wasserzirkulation findet in diesen fast ausschliesslich entlang spröder Strukturen (Klüfte, Bruchzonen) statt. Bedeutende Quellen innerhalb des «Streifengneises» befinden sich östlich des Lago Retico im Nahbereich der Retico-Störung. In den mesozoischen Metasedimenten weisen vor allem der Dolomit und die Rauwacke der Trias und die häufigen Einschaltungen von frühjurassischem Kalk eine hohe hydraulische Durchlässigkeit und lokal eine gute Wasserführung auf.

Grundwasser

Wegen des grösstenteils erosiven Charakters der Flüsse fehlen in den Tälern durchziehende Schotterkörper. Porengrundwasservorkommen beschränken sich auf die lokal vorhandenen Alluvionen des Val Camadra, des Val Cristallina, des Val Plattas, der Plaun la Greina und der Lampertsch Alp. Die Lockergesteinsbedeckung der Plaun la Greina wurde im Rahmen der geologischen Untersuchungen zum geplanten Stauseeprojekt von mehreren Bohrungen durchbohrt. Dabei wurde eine Mächtigkeit von bis zu 57 m angetroffen, wobei der Hauptteil aus Moränenmaterial besteht und die Alluvionen nur selten eine Mächtigkeit von über 10 m aufweisen (VAWE 1965).

LITERATURVERZEICHNIS

- ABRECHT, J. & BIINO, G.G. (1994): The metagabbros of the Kastelhorn area (Gotthard massif, Switzerland): their metamorphic history inferred from mineralogy and texture. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 74/1, 53–68.
- ABRECHT, J., BIINO, G.G., MERCOLLI, I. & STILLE, P. (1991): Mafic-ultramafic rock associations in the Aar, Gotthard and Tavetsch massifs of the Helvetic domain in the Central Swiss Alps: markers of ophiolitic pre-Variscian sutures, reworked by polymetamorphic events? – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 71/2, 295–300.
- ALLAZ, J., ENGI, M., BERGER, A. & VILLA, I. M. (2011): The effects of retrograde reactions and of diffusion on ^{40}Ar - ^{39}Ar ages of micas. – J. Petrol. 52/4, 691–716.
- AMBÜHL, E., HUBER, H.M., NIGGLI, E., HUBER, W., NIGGLI, M. & FLÜCK, W. (2008): Blatt 1232 Oberalppass. – Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Karte 126.
- ARNOLD, A. (1970): Die Gesteine der Region Nalps-Curnera im nordöstlichen Gotthardmassiv, ihre Metamorphose und ihre Kalksilikatfels-Einschlüsse. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 138.
- (1972): Rb-Sr-Untersuchungen an einigen alpinen Zerrklüften des Crystallina-Granodiorites im östlichen Gotthardmassiv. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 52/3, 538–551.
- ARNOLD, A., FEHR, A., JUNG, W., KOPP, J., KUPFERSCHMID, C., LEU, W., LISZKAY, M., NABHOLZ, W., PLAS, L. VAN DER, PROBST, P. & WYSS, R. (2007): Blatt 1234 Vals. – Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000. Karte 121.
- ARNOLD, A. & JÄGER, E. (1965): Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern im Grenzbereich zwischen voralpinen Alterswerten und alpiner Verjüngung der Biotite. – Eclogae geol. Helv. 58/1, 369–390.
- AYRTON, S.N. & RAMSEY J.G. (1974): Tectonic and metamorphic events in the Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 54/2+3, 609–639.
- BAMBAUER, H.U. & BERNOTAT, W. (1982): The microcline/sanidine transformation isograd in metamorphic regions. I. Composition and structural state of alkali feldspars from granitoid rocks of the N-S traverses across the Aar Massif and Gotthard «Massif», Swiss Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 62/2, 185–231.
- BARONI, C. & OROMBELLI, G. (1996): The Alpine «Ice-man» and holocene climatic change. – Quartern. Res. 46/1, 78–83.
- BAUMER, A. (1964): Geologie der gotthardmassivisch-penninischen Grenzregion im oberen Blenio: Geologie der Blenio-Kraftwerke. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 39.
- BAUMER, A., FREY, J.D., JUNG, W. & UHR, A. (1961): Die Sedimentbedeckung des Gotthard-Massivs zwischen oberem Blenio und Lugnez. Vorläufige Mitteilung. – Eclogae geol. Helv. 54/2, 478–491.
- BECKER, H. (1993): Garnet peridotite and eclogite Sm-Nd mineral ages from the Lepontine dome (Swiss Alps) – New evidence for Eocene high-pressure metamorphism in the Central Alps. – Geology 21/7, 599–602.
- BERGER, A. & BOUSQUET, R. (2008): Subduction related metamorphism in the Alps: Review of isotopic ages based on petrology and their geodynamic consequences. In: SIEGEMUND, S., FÜGENSCHUH B. & FROITZHEIM N. (Ed.): Tectonic Aspects of the Alpine–Dinaride–Carpathian System. – Spec. Publ. Geol. Soc. London 298, 117–144.
- BERGER, A., MERCOLLI, I. & ENGI, M. (2005): The central Lepontine Alps: Notes accompanying the tectonic and petrographic map sheet Sopra Ceneri (1:100 000). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 85/1, 109–146.

- BERGER, A., SCHMID, S.M., ENGI, M., BOUSQUET, R. & WIEDERKEHR, M. (2011): Mechanisms of mass and heat transport during Barrovian metamorphism: A discussion based on field evidence from the Central Alps. – *Tectonics* 30, TC1007. doi:10.1029/2009TC002622
- BERNOTAT, W. & BAMBAUER, H.U. (1982): The microcline/sanidine transformation isograd in metamorphic regions. II. The region of Lepontine metamorphism, Central Swiss Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 62/2, 231–244.
- BEYSSAC, O., GOFFÉ, B., CHOPIN, C. & ROUZAUD, J.N. (2002): Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. – *J. Metamorph. Geol.* 20/9, 859–871.
- BIINO, G.G. (1994): The pre Late Ordovician metamorphic evolution of the Gotthard-Tavetsch massifs (Central Alps): from lawsonite to kyanite eclogites to granulite retrogression. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 74/1, 87–104.
- (1995): Pre-Variscan evolution of the eclogitised mafic rocks from the Helvetic basement of the Central Alps. – *Europ. J. Mineral.* 7/1, 57–70.
- BIINO, G.G. & MEISEL, T. (1993): Geochemistry of polymetamorphic ultramafics (major, trace, noble and rare earth elements): an example from the helvetic basement (Central Alps, Switzerland). – *Mineral. Petrol.* 49, 189–212.
- BINI, A. (1997): Stratigraphy, chronology and paleogeography of Quaternary deposits of the area between Ticino and Olono rivers (Italy – Switzerland). – *Geol. insubrica* 2, 21–46.
- BOLLI, H. M. & NABHOLZ, W. K. (1959): Bündnerschiefer, ähnliche fossilarme Serien und ihr Gehalt an Mikrofossilien. – *Eclogae geol. Helv.* 52/1, 237–270.
- BOSSART, P. J., MEIER, M., OBERLI, F. & STEIGER, H. R. (1986): Morphology versus U-Pb systematics in zircon: a high resolution isotopic study of a zircon population from a Variscan dike in the Central Alps. – *Earth and planet. Sci. Lett.* 78/4, 339–354.
- BOUSQUET, R., GOFFÉ, B., VIDAL, O., OBERHÄNSLI, R. & PATRIAT, M. (2002): The tectonometamorphic history of the Valaisan domain from the Western to the Central Alps: New constraints on the evolution of the Alps. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 114/2, 207–225.
- BOUSQUET, R., OBERHÄNSLI, R., GOFFÉ, B., JOLIVET, L. & VIDAL, O. (1998): High-pressure-low-temperature metamorphism and deformation in the Bündnerschiefer of the Engadine window: implications for the regional evolution of the eastern Central Alps. – *J. metamorph. Geol.* 16/5, 657–674.
- BOUSQUET, R., OBERHÄNSLI, R., GOFFÉ, B., WIEDERKEHR, M., KOLLER, F., SCHMID, S.M., SCHUSTER, R., ENGI, M., BERGER, A. & MARTINOTTI, G. (2008): Metamorphism of metasediments in the scale of an orogen: A key to the Tertiary geodynamic evolution of the Alps. In: SIEGESMUND, S., FÜGENSCHUH, B. & FROITZHEIM, N. (Ed.): *Tectonic Aspects of the Alpine – Dinaride – Carpathian System*. – *Spec. Publ. geol. Soc. London* 298, 393–411.
- BROUWER, F.M., BURRI, T., ENGI, M. & BERGER, A. (2005): Eclogite relics in the Central Alps: PT-evolution, Lu-Hf ages and implications for formation of tectonic mélange zones. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 85/2–3, 147–174.
- BROUWER, F.M. & ENGI, M. (2005): Staurolite and other aluminous phases in Alpine eclogite from the central Swiss Alps: Analysis of domain evolution. – *Canad. Mineral.* 43, 105–128.
- BRUNNSCHWEILER, R.O. (1948): Beiträge zur Kenntnis der Helvetischen Trias östlich des Klauenpasses. – *Diss. ETH Zürich*.
- BUSECK, P.R. & BO-JUN, H. (1985): Conversion of carbonaceous material to graphite during metamorphism. – *Geochim. cosmochim. Acta* 49/10, 2003–2016.

- CADISCH, J. (1947): Geologischer Bericht über die Sperrmöglichkeiten Greina und Zervreila mit anhang über die Durchleitungstracé im Brevald bei Hinterrhein. – Ber. z.H. Baudept. Kt. Graubünden (unpubl.).
- (1948): Geologische Studien betreffend die Kraftwerke-Kombinationen Greina-Zervreila – Puzzatsch – Val Gronda – Tavanasa und Greina – Sut Glatsher-Surrein. – Ber. z.H. Baudept. Kt. Graubünden (unpubl.).
- CADISCH, J. & WEBER, E. (1954): Baugrunduntersuchungen für Sperrstelle Lampertschalp. – Informationsstelle Landesgeologie swisstopo, Wabern (Nr. 8642). Ber. z.H. Baudept. Kt. Graubünden (unpubl.).
- CAMENISCH, B. (1977): La Greina e ses problems geologics en connex cun in lag artificial. – *Igl Ischi* 62/9, 27–33.
- CAVARGNA-SANI, M. (2013): The Adula nappe: Stratigraphy, structure and kinematics of an exhumed high-pressure nappe. – PhD thesis Univ. Lausanne.
- CAVARGNA-SANI, M., EPARD, J.-L., BUSSY, F. & ULIANOV, A. (2014): Basement lithostratigraphy of the Adula nappe: implications for Palaeozoic evolution and Alpine kinematics. – *Int. J. Earth Sci.* 103/1, 61–82.
- CHADWICK, B. (1965): The structural and metamorphic geology of the Lukmanier region, Ticino-Grisons, Switzerland. – Diss. Univ. London.
- (1968): Deformation and Metamorphism in the Lukmanier Region, Central Switzerland. – *Bull. Geol. Soc. Amer.* 79, 1123–1150.
- DALE, J. & HOLLAND, T.J.B. (2003): Geothermobarometry, P-T paths and metamorphic field gradients of high-pressure rocks from the Adula nappe, Central Alps. – *J. metamorph. Geol.* 21/8, 813–829.
- DERUNGS, G. (2008): Structural and metamorphic evolution of metasediments at the contact between Valaisan Oceanic domain and adjacent distal European margin. – MSc thesis Univ. Basel (unpubl.).
- ECKARDT, P., FUNK, H. & LABHART, T. (1983): Postglaziale Krustenbewegungen an der Rhein-Rhone-Linie. – *Vermess. Photogramm. Kulturtechn.* 83/2, 43–56.
- EGLI, W. (1966): Geologisch-petrographische Untersuchungen in der NW-Aduladecke und in der Sojaschuppe (Bleniotal, Kanton Tessin). – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* 47.
- ENGI, M. (2011): Structure et évolution métamorphique des Alpes centrales. – *Géochronique* 117, 22–26.
- ENGI, M., BERGER, A. & ROSELLE, G. (2001): The role of the tectonic accretion channel in collisional orogeny. – *Geology* 29/12, 1143–1146.
- ENGI, M., BOUSQUET, R. & BERGER, A. (2004): Metamorphic structure of the Central Alps. In: OBERHÄNSLI, R. (Ed.): Explanatory notes to the map «Metamorphic structure of the Alps». – *Mitt. österr. mineral. Ges.* 149, 157–173.
- ENGI, M., TODD, C.S. & SCHMATZ, D.R. (1995): Tertiary metamorphic conditions in the eastern Lepontine Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 75/3, 347–369.
- EPARD, J.-L. (1990): La nappe de Morcles au sud-ouest du Mont Blanc. – *Mém. Géol. (Lausanne)* 8.
- ETTER, U. (1987): Stratigraphische und strukturgeologische Untersuchungen im gotthardmassivischen Mesozoikum zwischen dem Lukmanierpass und der Gegend von Ilanz. – Diss. Univ. Bern.
- ETTER, U., FEHR, A., NABHOLZ, W., STAUB, T., WYSS, R. & ZIEGLER H.-J. (2010): Blatt 1214 Ilanz. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Karte 132.

- ESCHER, A., MASSON, H. & STECK, A. (1988): Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses. – Mém. Géol. (Lausanne) 2.
- EVANS, B.W. & TROMMSDORFF, V. (1978): Petrogenesis of garnet lherzolite, Cima di Gagnone, Lepontine Alps. – Earth and planet. Sci. Lett. 40/3, 333–348.
- FEHR, A. (1956): Petrographie und Geologie des Gebiets zwischen Val Zavràgia – Piz Cavel und Obersaxen – Lumbrein (Gotthardmassiv-Ostende). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 36/2, 349–453.
- FERREIRO MÄHLMANN, R., PETROVA, T.V., PIRONON, J., STERN, W.B., GHANBAJA, J., DUBESY, J. & FREY, M. (2002): Transmission electron microscopy study of carbonaceous material in a metamorphic profile from diagenesis to amphibolite facies (Bündnerschiefer, Eastern Switzerland). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 82/2, 253–272.
- FLORINETH, D. & FROITZHEIM, N. (1994): Transition from continental to oceanic basement in the Tasna nappe (Engadine window, Graubünden, Switzerland): evidence for Early Cretaceous opening of the Valais ocean. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 74/3, 437–448.
- FLORINETH D. & SCHLÜCHTER, C. (1998): Reconstructing the Last Glacial Maximum (LGM) ice surface geometry and flowlines in the Central Swiss Alps. – Eclogae geol. Helv. 91/3, 391–407.
- (2000): Alpine evidence for atmospheric circulation patterns in Europe during the Last Glacial Maximum. – Quatern. Res. 54/3, 295–308.
- FOURNIER, M., JOLIVET, L., GOFFÉ, B. & DUBOIS, R. (1991): Alpine Corsica metamorphic core complex. – Tectonics 10/6, 1173–1186.
- FONTANA, G. (2008): Analyse et propositions de valorisation d'un paysage géomorphologique. Le cas de la Greina. – Diplomarb. Univ. Lausanne (unpubl.).
- FOX, J.S. (1975): Three-dimensional isograds from the Lukmanier-Pass, Switzerland, and their tectonic significance. – Geol. Mag. 112/6, 547–564.
- FRENCH, B.M. (1964): Graphitization of organic material in a progressively metamorphosed Precambrian iron formation. – Science 146/364, 917–918.
- FREY, J.D. (1960): Geologie der Zone zwischen Val Camadra und Val Cavallasca nördlich des Val Luzzzone. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- (1967): Geologie des Greinagebietes (Val Camadra – Valle Cavalasca – Val di Larcio – Passo della Greina). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 131.
- FREY, M. (1969): Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 137.
- (1978): Progressive low-grade metamorphism of a black shale formation, Central Swiss Alps, with special reference to Pyrophyllite and Margarite bearing assemblages. – J. Petro. 19/1, 95–35.
- FREY, M., DESMONS, J. & NEUBAUER, F. (1999): Metamorphic map of the Alps. 1:500 000. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 79/1.
- FREY, M. & FERREIRO MÄHLMANN, R. (1999): Alpine metamorphism of the Central Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 79/1, 135–54.
- FREY, M., HUNZIKER, J.C., FRANK, W., BOCQUET, J., DAL PIAZ, G.V., JÄGER, E. & NIGGLI, E. (1974): Alpine metamorphism of the Alps. A review. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 54/ 2+3, 227–290.
- FRISCHKNECHT, G., JENNY, H. & KOPP, J. (1923): Geologische Karte der Adula, 1:50 000. – Geol. Spezkarte 104.
- FRITSCH, K. VON (1873): Das Gotthardgebiet. – Beitr. geol. Karte Schweiz 15.

- GALSTER, F. (2010): Stratigraphie des zones du Piz Terri - Lunschania et da Soja, Alpes Centrales (Suisse). – MSc thesis Univ. Lausanne (unpubl.).
- GALSTER, F., CAVARGNA-SANI, M., EPARD, J.L. & MASSON, H. (2012): New stratigraphic data from the Lower Penninic between the Adula nappe and the Gotthard massif and consequences for the tectonics and the paleogeography of the Central Alps. – *Tectonophysics* 579, Suppl.1, 37–55.
- GALSTER, F., EPARD, J.L. & MASSON, H. (2010): The Soja and Luzzzone-Terri nappes: discovery of a Briançonnais element below the front of the Adula nappe (NE Ticino, Central Alps). – *Bull. Géol. Lausanne* 368, 61–75.
- GEBAUER, D. (1990): Isotopic systems – geochronology of eclogites. In: CARSWELL, D.A. (Ed.): *Eclogite facies rocks* (p.141–159). – Blackie, New York.
- (1996): A P-T-t path for a high-pressure ultramafic rock-association and their felsic country-rocks based on SHRIMP-dating of magmatic and metamorphic zircon domains. Example: Alpe Arami (Central Swiss Alps). In: HART, A. & BASU, S.R. (Ed.): *Reading the isotope code* (p.307–328). – Amer. Geophys. Union, Washington D.C.
- (1999): Alpine geochronology of the Central and Western Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 79/1, 191–208.
- GEBAUER, D., GRÜNENFELDER, M., TILTON, G., TROMMSDORFF, V. & SCHMID, S.M. (1992): The geodynamic evolution of garnet-peridotites, garnet-pyroxenites and eclogites of Alp Arami and Cima di Gagnone (Central Alps) from Early Proterozoic to Oligocene. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 72/1, 107–111.
- GEBAUER, D., QUADT, A. VON, COMPSTON, W., WILLIAMS, I.S. & GRÜNENFELDER, M. (1988): Archean zircons in a retrograded, Caledonian eclogite of the Gotthard Massif (Central Alps, Switzerland). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 68/3, 485–490.
- GEYER, O.F. (1977): Die «Lithiotis-Kalke» im Bereich der unterjurassischen Tethys. – *N. Jb. Geol. Paläont. [Abh.]* 153/3, 304–340.
- GILLET, P. & GOFFÉ, B. (1988): On the significance of aragonite occurrence in the Western Alps. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 99/1, 70–81.
- GLOTZBACH, G., REINECKER, J., DANISIK, M., RAHN, M., FRISCH, W. & SPIEGEL, C. (2010): Thermal history of the central Gotthard and Aar massifs, European Alps: evidence for steady state, long-term exhumation. – *J. geophys. Res.* 115, F03017. doi:10.1029/2009JF001304
- GOFFÉ, B. & CHOPIN, C. (1986): High-pressure metamorphism in the Western Alps: zoneography of metapelites, chronology and consequences. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 66/1, 41–52.
- GOFFÉ, B., GOFFÉ-URBANO, G. & SALIOT, P. (1973): Sur la présence d'une variété magnésienne de la ferrocapholite en Vanoise (Alpes françaises): sa signification probable dans le métamorphisme alpin. – *C. R. Acad. Sci. (Paris)* 277/19, 1965–1968.
- GOFFÉ, B., MICHARD, A., GARCIA-DUEÑAS, V., GONZALEZ-LODEIRO, F., MONIÉ, P., CAMPOS, J., GALINDO-ZALDIVAR, J., JABALOY, A., MARTINEZ-MARTINEZ, J.M. & SIMANCAS, J.F. (1989): First evidence of high-pressure, low-temperature metamorphism in the Alpujarride nappes, Betic Cordilleras (SE Spain). – *Europ. J. Mineral.* 1/1, 139–142.
- GOFFÉ, B. & OBERHÄNSLI, R. (1992): Ferro- and magnesioferrocapholite in the «Bündnerschiefer» of the eastern Central Alps (Grisons and Engadine Window). – *Europ. J. Mineral.* 4/4, 835–838.
- GREW, E.S. (1974): Carbonaceous material in some metamorphic rocks of New England and other areas. – *J. Geol.* 82/1, 50–73.

- GRUBENMANN, U. (1890): Zur Kenntnis der Gotthardgranite. – Mitt. thurg. natf. Ges. 9, 204–216.
 — (1892): Über die Gesteine des granitischen Kerns im östlichen Teil des Gotthardmassivs. – Mitt. thurg. natf. Ges. 10, 125–144.
- GRÜNENFELDER, M. (1962): Mineralalter von Gesteinen aus dem Gotthardmassiv (Abstract). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 42/1, 6–7.
 — (1963): Heterogenität akzessorischer Zirkone und die petrogenetische Deutung ihrer Uran/Blei-Zerfallsalter. I. Der Zirkon des Granodioritgneises von Aquacalda (Lukmanierpass). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 43/1, 235–257.
- GRÜNENFELDER, M., HOFMÄNNER, F. & GRÖGLER, N. (1964): Heterogenität akzessorischer Zirkone und die petrographische Deutung ihrer Uran/Blei-Zerfallsalter. II.: Präkambri-sche Zirkonbildung im Gotthardmassiv. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 44/2, 543–558.
- HAEBERLI, W. (1985): Creep of mountain permafrost: Internal structure and flow of alpine rock-glaciers. – Mitt. Versuchsanst. Wasserbau Hydrol. Glaziol. Zürich 77, 142.
- HÄUSLER, S. (1993): Zu den Gesteinen im Gebiet der Greina-Hochebene/GR (Südostende des Gotthardmassivs). – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- HEIM, ALB. (1891): Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. – Beitr. geol. Karte Schweiz 25.
 — (1906): Geologische Begutachtung der Greinabahn, Projekt des Herrn Oberingenieur Dr. R. Moser. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 51, 378–396.
 — (1921): Geologie der Schweiz (Bd. 2). – Tauchnitz, Leipzig.
- HEIM, ALB., ESCHER VON DER LINTH, A., THEOBALD, G., BALTZER, A. & FRITSCH, K. VON (1885): Blatt Altdorf – Chur. – Geolog. Karte Schweiz 1:100 000, Karte XIV.
- HEINRICH, C. A. (1982): Kyanite-eclogite to amphibolite facies evolution of hydrous mafic and pelitic rocks, Adula nappe, Central Alps. – Contrib. Mineral. Petrol. 81/1, 30–38.
 — (1983): Die regionale Hochdruckmetamorphose der Adula-Decke, (Zentralalpen). – Diss. ETH Zürich.
 — (1986): Eclogite facies regional metamorphism of hydrous mafic rocks in the Central Alpine Adula nappe. – J. Petrol. 27/1, 123–154.
- HERMANN, J., RUBATTO, D. & TROMMSDORFF, V. (2006): Sub-solidus Oligocene zircon formation in garnet peridotite during fast decompression and fluid infiltration (Duria, Central Alps). – Mineral. Petrol 88/1–2, 181–206.
- HERWARTZ, D., NAGEL T.J., MÜNKER, C., SCHERER, E.E. & FROITZHEIM, N. (2011): Tracing two orogenic cycles in one eclogite sample by Lu-Hf garnet chronometry. – Nature Geosci. 4/3, 178–183.
- HEYDWEILLER, E. (1918): Geologische und morphologische Untersuchungen in der Gegend des Bernhardinpasses – Eclogae geol. Helv. 15, 149–296.
- HUBER, H.M. (1943): Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 23/1, 72–260.
- JÄGER, E., NIGGLI, E. & WENK, E. (1967): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 134.
- JANOTS, E., ENGI, M., RUBATTO, D., BERGER, A., GREGORY, C. & RAHN, M.K. (2009): Metamorphic rates in collisional orogeny from in situ allanite and monazite dating. – Geology 37/1, 11–14.
- JANOTS, E. & RUBATTO, D. (2014): U-Th-Pb dating in the external Alpine domains (Urseren zone, Switzerland) using low temperature allanite and monazite. – Lithos 187/1, 155–156.
- JENNY, H., FRISCHKNECHT, G. & KOPP, J. (1923): Geologie der Adula. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 51.

- JUNG, W. (1963): Die mesozoischen Sedimente am Südrand des Gotthardmassivs. – *Ecolgae geol. Helv.* 56/2, 653–754.
- KAECH, A. (1946): Die projektierten Wasserkraftwerke Greina-Blenio. – *Schweiz. Bauztg.* 127, 177–186.
- (1947): Staubecken Greina. Bericht über die Untersuchungen im Sommer 1946. – *Ber. z. H. Baudept. Kt. Graubünden* (unpubl.).
- KEMPF, O. & PFIFFNER, O.A. (2004): Early Tertiary evolution of the north alpine foreland basin of the Swiss Alps and adjoining areas. – *Basin Res.* 16, 549–567.
- KLEIN, H.H. (1976): Metamorphose von Peliten zwischen Rheinwaldhorn und Pizzo Paglia (Adula- und Simano-Decke). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 56/3, 457–479.
- KNOFF, D.J., NAERT, K.A. & BELL, D.R. (1989): New type mineralization in the Swiss Alps: The Disentis gold occurrence. – *Min. Mag.* 1989/10, 290–296.
- KOPP, J. (1925): Beiträge zur Geologie des Lugnez, des Safientals und des Domleschg. – *Ecolgae geol. Helv.* 19/1, 151–158.
- KRUMMENACHER, J. (2008): Die Hoffnung auf Surselva-Gold. – *N. Zürcher Ztg. (NZZ)*, 22.10. 2008.
- KÜNDIG, E. (1926): Beiträge zur Geologie und Petrographie der Gebirgskette zwischen Val Callanca und Misox. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 4/1, 1–99.
- KUPFERSCHMID, C. (1977): Geologie auf der Lugnezer Seite der Piz Aul-Gruppe. – *Ecolgae geol. Helv.* 70/1, 1–58.
- KVALE, A. (1957): Gefügestudien im Gotthardmassiv und den angrenzenden Gebieten. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 37/2, 398–434.
- (1966): Gefügestudien im Gotthardmassiv und den angrenzenden Gebieten. – *Sonderveröff. schweiz. geotech. Komm. u. schweiz. geol. Komm.*
- LABHART, T. (1977): Aarmassiv und Gotthardmassiv. In GWINNER, M.P. (Hrsg.): *Sammlung geologischer Führer 63*. – *Bornträger, Berlin/Stuttgart*.
- LAPEN, J.T., JOHNSON, C.M., BAUMGARTNER, L.P., MAHLEN, J.N., BEARD, B.L. & AMATO, J.M. (2003): Burial rates during prograde metamorphism of an ultra-high-pressure terrane: an example from Lago di Cignana, western Alps, Italy. – *Earth and planet. Sci. Lett.* 215/1–2, 57–72.
- LEU, W. & WYSS, R. (1992): Geologische Aufnahmen und Prognoseprofil im Gebiet von Sedrun, Vorderrheintal (AlpTransit/Gotthard-Basistunnel). – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 59/135, 81–92.
- LEUPOLD, W. (1947): Technisch-geologische Übersichtskarte der Greina-Nordseite 1:50 000. – *Büro A. Kaech, Bern* (unpubl.).
- LEUPOLD, W. & BÜCHI, U. (1946): Staubecken Greina, Geologie des Beckens und der Sperrstelle 1:2000 und Geologie der Sperrstelle Camona 1:1000. – In: KAECH, A.: *Staubecken Greina. Bericht über die Untersuchungen im Sommer 1946* (unpubl.).
- LIATI, A., GEBAUER, D., & FANNING, C.M. (2009): Geochronological evolution of HP metamorphic rocks of the Adula nappe, central Alps, in pre-alpine and Alpine subduction cycles. – *J. geol. Soc. (London)* 166, 797–810.
- LISZKAY, M. (1965): Geologie der Sedimentbedeckung des südwestlichen Gotthard-Massivs im Oberwallis. – *Ecolgae geol. Helv.* 58/2, 901–965.
- LIVI, K.J.T., FERRY, J.M., VELEN, D.R., FREY, M. & CONNOLLY, J.A.D. (2002): Reactions and physical conditions during metamorphism of Liassic aluminous black shales and marls in central Switzerland. – *Europ. Journal. Mineral.* 14/4, 647–672.

- LOUP, P. (1992): Evolution de la partie septentrionale du domaine helvétique en Suisse occidentale au Trias et au Lias: contrôle par subsidence thermique et variations du niveau marin. – Publ. Dépt. géol. paléont. Univ. Genève 12.
- LÖW, S. (1981): Strukturelle und petrographische Beobachtungen im zentralen Teil der Adula-Decke westlich San Bernardino (GR/Schweiz). – Diplomarb. Univ. Basel (unpubl.).
- (1987): Die Tektono-metamorphe Entwicklung der Nördlichen Adula-Decke. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 161.
- MAGNY, M. & HAAS, J.N. (2004): A major widespread climatic change around 5300 cal. yr BP at the time of the Alpine Iceman. – J. Quatern. Sci. 19/5, 423–430.
- MAISCH, M. (1981): Glazialmorphologie und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz). – Phys. Geogr. 3.
- (1992): Die Gletscher Graubündens. Rekonstruktion und Auswertung der Gletscher und deren Veränderungen seit dem Hochstand von 1850 im Gebiet der östlichen Schweizer Alpen (Bündnerland und angrenzende Regionen). Teil A: Grundlagen-Analysen-Ergebnisse, Teil B: Verzeichnisse, Datenkataloge, Gletscherkarten. – Phys. Geogr. 33.
- MAISCH, M., WIPF, A., DENNELER, B., BATTAGLIA, J. & BENZ, C. (2000): Die Gletscher der Schweizer Alpen. Gletscherhochstand 1850, Aktuelle Vergletscherung, Gletscherschwund-Szenarien. – vdf-Verlag, Zürich.
- MASINI, E., MANATSCHAL, G., MOHN, G., GHIEFFE, J.F. & LAFONT, F. (2011): The tectono-sedimentary evolution of a supra-detachment rift basin at a deep-water magma-poor rifted margin: the example of the Samedan Basin preserved in the Err nappe in SE Switzerland. – Basin Res. 23/6, 652–677.
- MASSON, H., HERB, R. & STECK, A. (1980): Helvetic Alps of Western Switzerland. In: TRÜMPY, R. (Ed.): Geology of Switzerland, a guide-book. – Schweiz. Geol. Kom. (Wepf, Basel, New York).
- MAXELON, M. & MANCKTELOW, N. (2005): Three-dimensional geometry and tectonostratigraphy of the Pennine zone, Central Alps, Switzerland and Northern Italy. – Earth-Sci. Rev. 71/3+4, 171–227.
- MÉGARD-GALLI, J. & BAUD, A. (1977): Le Trias moyen et supérieur des Alpes nordoccidentales et occidentales: données nouvelles et corrélations stratigraphiques. – Bull. Bur. Rech. géol. min. (BRGM) IV/3, 233–250.
- MEISEL, T., BIINO, G.G. & NÄGLER, T.F. (1996): Re-Os, Sm-Nd, and rare earth element evidence for Proterozoic oceanic and possible subcontinental lithosphere in tectonized ultramafic lenses from the Swiss Alps. – Geochim. cosmochim. Acta 60/14, 2583–2593.
- MERCOLLI, I., BIINO, G.G. & ABRECHT, J. (1994): The lithostratigraphy of the pre-Mesozoic basement of the Gotthard massif: a review. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 74/1, 29–40.
- MERZ, C. (1989a): L'intrusif Medel–Cristallina (massif du Gothard): déformations alpines et modifications chimiques associés dans les roches granitiques sous différents régimes métamorphiques. – Diss. Univ. Neuchâtel.
- (1989b): L'intrusif Medel Cristallina (Massif du Gothard oriental): Partie I: Déformations alpines et relations socle couverture. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 69/1, 55–72.
- MERZ, C. & PERSOZ, F.-P. (1992): L'intrusif Medel–Cristallina (massif du Gothard oriental): Partie II: déformations alpines et modifications chimiques. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 72/2, 179–196.
- MERZ, C., THELIN, P. & PERSOZ, F.-P. (1989): Influences respectives du métamorphisme et de la déformation sur l'état structural des feldspaths potassiques du granite de Medel (Massif du Gothard, Alpes Centrales Suisses). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 69/3, 359–375.

- MEYRE, C., CAPITANI, C. DE & PARTZSCH, J.H. (1997): A ternary solid solution model for omphacite and its application to geothermobarometry of eclogites from the Middle Adula nappe (Central Alps, Switzerland). – *J. metamorph. Geol.* 15/6, 687–700.
- MICHALSKI, I. & SOOM, M. (1990): The Alpine thermo-tectonic evolution of the Aar and Gotthard massifs, Central Switzerland: Fission Track ages on zircon and apatite an K-Ar mica ages. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 70/3, 373–387.
- MILNES, A.G. (1974): Structure of the Pennine zone (Central Alps) – new working hypothesis. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 85, 1727–1732.
- (1976): Strukturelle Probleme im Bereich der Schweizer Geotraverse – das Lukmanier-Massiv. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 56/3, 615–618.
- MOSER, R. (1905): Ostalpenbahn. Projekt für eine normalspurige Bahn von Biasca nach Chur, Greinabahn. – Buchdruckerei Berichthaus, Zürich.
- MÜLLER, R.O. (1958): Petrographische Untersuchungen in der nördlichen Adula – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 38/2, 403–474.
- NABHOLZ, W.K. (1945): Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valsler- und Safiental – *Eclogae geol. Helv.* 38/1, 1–119.
- (1948): Das Ostende der mesozoischen Schieferhülle des Gotthard-Massivs im Vorderrhodental. – *Eclogae geol. Helv.* 41/2, 247–268.
- NABHOLZ, W.K., NIGGLI, E. & WENK, E. (1967): Exkursion Nr. 23: Lukmanier-Pass (Disentis-Biasca). In: NABHOLZ, W. (Hrsg.): Geologischer Führer der Schweiz 5: Grimsel-Susten – Gotthard – Lukmanier und Tessin (S. 400–417). – Wepf, Basel.
- NABHOLZ, W.K. & VOLL, G. (1963): Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graubünden). – *Eclogae geol. Helv.* 56/2, 755–808.
- NAGEL, T.J. (2008): Tertiary subduction, collision and exhumation recorded in the Adula nappe, central Alps. In: SIEGESMUND, S., FÜGENSCHUH B. & FROITZHEIM N. (Ed.): Tectonic Aspects of the Alpine – Dinaride – Carpathian System. – *Spec. Publ. geol. Soc. London* 298, 365–392.
- NAGEL, T., CAPITANI, C. DE & FREY, M. (2002a): Isograds and P-T evolution in the eastern Lepontine Alps (Graubünden, Switzerland). – *J. metamorph. Geol.* 20/3, 309–324.
- NAGEL, T., CAPITANI, C. DE, FREY, M., FROITZHEIM, N., STÜNITZ, H. & SCHMID, S.M. (2002b): Structural and metamorphic evolution during rapid exhumation in the Lepontine dome (southern Simano and Adula nappes, Switzerland). – *Eclogae geol. Helv.* 95/3, 301–321.
- NIGGLI, E. (1944): Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 14/1+2, 58–301.
- (1948): Zur zeitlichen Abfolge der magmatischen und metamorphosierenden Vorgänge im Gotthardmassiv. (Einige Beobachtungen aus dem Gebiet des Rossbodenstockes). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 28/1, 165–177.
- (1970): Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung. – *Fortsch. Mineral.* 47, 16–26.
- NIGGLI, E. & NIGGLI, C.R. (1965): Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit). – *Eclogae geol. Helv.* 58/1, 335–368.
- NIGGLI, E., NIGGLI, M. & LÜTZENKRICHEN, V. (2008): Blatt 1232 Oberalpplass. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Erläut. 126.
- NIGGLI, P. (1912): Die Chloritoidschiefer und die sedimentäre Zone am Nordostrand des Gotthardmassives. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* [N.F.] 36.

- NIGGLI, P., QUERVAIN, F. DE & WINTERHALTER, R.U. (1930): Chemismus schweizerischer Gesteine. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 14.
- NIGGLI, P. & STAUB, W. (1914): Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard- und Aarmassiv. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 45/III, 43–77.
- NIMIS, P. & TROMMSDORFF, V. (2001): Revised thermobarometry of Alpe Arami and other garnet peridotites from the Central Alps. – *J. Petrol.* 42/1, 103–115.
- NUNES, P.D. & STEIGER, R.H. (1974): A U-Pb zircon and Rb-Sr and U-Th-Pb whole rock study of a polymetamorphic terrane in the Central Alps, Switzerland. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 47/4, 255–280.
- OBERHÄNSLI, R., BOUSQUET, R., ENGI, M., GOFFÉ, B., GOSSO, G., HANDY, M., HÖCK, V., KOLLER, F., LARDEAUX, J.-M., POLINO, R., ROSSI, P., SCHUSTER, R., SCHWARTZ, S. & SPALLA, M.I. (2004): Metamorphic structure of the Alps. In: OBERHÄNSLI, R. (Ed.): Explanatory note to the map «Metamorphic structure of the Alps, 1:100 000». – *Mitt. österr. mineral. Ges.* 149.
- OBERHÄNSLI, R., BOUSQUET, R. & GOFFÉ, B. (1995): Record of a HP-LT metamorphic evolution in the Valais zone: Geodynamic implications – In: LOMBARDO, B. (Ed.): Studies on metamorphic rocks and minerals of the western Alps. A volume in Memory of Ugo Po-gante. – *Boll. Mus. reg. Sci. nat. Torino* 13, Suppl. 2, 221–239.
- (2003): Comment to «Chloritoid composition and formation in the eastern Central Alps: a comparison between Penninic and Helvetic occurrences». – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 83/1, 341–344.
- OBERLI, F., BIINO, G.G. & MEIER, M. (1993): Early plymetamorphic evolution of a Central Swiss Alpine terrain examined by single-crystal U-Th-Pb dating techniques. – *Terra Abstracts* 5/1, 392.
- OBERLI, F., MEIER, E. & BIINO, G.G. (1994): Time constraints on the pre-Variscan magmatic/metamorphic evolution of the Gotthard and Tavetsch units derived from single-zircon U-Pb results. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 74/3, 483–488.
- OROMBELLI, G. (1974): Alcune date C¹⁴ per il Quaternario Lombardo. – *Stud. trident. Sci. nat.* 51, 125–127.
- (1983a): I depositi würmiani del comasco. – *Geogr. fis. din. Quartern.* 6, 174–175.
- (1983b): Il Pleistocene Superiore in Italia: i depositi glaciali. – *Geogr. fis. din. Quartern.* 6, 179–180.
- PANTIĆ, N. & GANSSER A. (1977): Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern. – *Eclogae geol. Helv.* 70/1, 59–81.
- PANTIĆ, N. & ISLER, A. (1981): Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern (III). – *Eclogae geol. Helv.* 74/3, 1063–1072.
- PASTERIS, J.D. & WOPENKA, B. (1991): Raman-spectra of graphite as indicators of degree of metamorphism. – *Canad. Mineral.* 29/1, 1–9.
- PAVONI, N. (1979): Investigation of recent crustal movements in Switzerland. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 59/1, 117–126.
- PERSAUD, M. & PFIFFNER, O. A. (2004): Active deformation in the eastern Swiss Alps: post-glacial faults, seismicity and surface uplift. – *Tectonophysics* 385/1–4, 233–250.
- PETROVA, T.V., FERREIRO MÄHLMANN, R., STERN, W.B. & FREY, M. (2002): Application of combustion and DTA-TGA analysis to the study of metamorphic organic matter. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 82/1, 33–53.
- PETTKE, T. (1991): Zur Geologie im oberen Val Camadra (südöstliches Gotthardmassiv, Tessin). – *Diplomarb. Univ. Bern* (unpubl.).

- PETTKE, T. & KLAPER, E.M. (1992): Zur Petrographie und Deformationsgeschichte des südöstlichen Gotthardmassivs. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 72/2, 197–221.
- PFANDER, P. & JANS, V. (2013): Gold in der Schweiz. – Ott, Bern.
- PIFFNER, O.A. (1977): Tektonische Untersuchungen im Infrahelvetikum der Ostschweiz. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* 217.
- (2009): *Geologie der Alpen*. – Haupt, Bern.
- PIFFNER, O.A., FREI, W., VALASEK, P., STÄUBLE, M., LEVATO, L., DUBOIS, D., SCHMID, S.M. & SMITHSON, S.B. (1990): Crustal shortening in the Alpine orogen: Results from deep seismic reflection profiling in the Eastern Swiss Alps, line NFP 20-East. – *Tectonics* 9, 1327–1355.
- PLAS, L. VAN DER (1959): Petrology of the Northern Adula Region, Switzerland (with particular reference to the glaucophane-bearing rocks). – *Leidse geol. Meded.* 24, 415–602.
- PORTER, S.C. & DENTON, G.H. (1967): Chronology of Neoglaciation in the North American Cordillera. – *Amer. J. Sci.* 265/3, 177–210.
- PROBST, P. (1976): *Geologie des Val Serenastga (Kanton Graubünden)*. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- (1980): Die Bündnerschiefer des nördlichen Penninikums zwischen Valser Tal und Passo di San Giacomo. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 153.
- QUERVAIN, F. DE & FRIEDLAENDER, C. (1942): 1. Nachtrag zu Chemismus schweizerischer Gesteine. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 20.
- QUINN, A.W. & GLASS, H.D. (1958): Rank of coal and metamorphic grade of rocks of Narragansett basin of Rhode Island. – *Econ. Geol.* 53, 563–576.
- RAHN, M.K., STEINMANN, M. & FREY, M. (2002): Chloritoid composition and formation in the eastern Central Alps: a comparison between Penninic and Helvetic occurrences. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 82/2, 409–426.
- RAHL, J.M., ANDERSON, K.M., BRANDON, M.T. & FASSOULAS, C. (2005): Raman spectroscopic carbonaceous material thermometry of low-grade metamorphic rocks: Calibration and application to tectonic exhumation in Crete, Greece. – *Earth and planet. Sci. Lett.* 240/2, 339–354.
- RATH, G. VON (1862): Geognostische-mineralogische Beobachtungen im Quellgebiet des Rheins. – *Z. dtsh. geol. Ges.* 14/2, 369–532.
- RAUMER, J.F. VON, BUSSY, F., SCHALTEGGER, U., SCHULZ, B. & STAMPFLI, G.M. (2013): Pre-mesozoic alpine basements – their place in the European palaeozoic framework – *Bull. geol. Soc. Amer.* 125/1–2, 89–108.
- RENNER, F. (1982): Beiträge zur Gletschergeschichte des Gotthardgebietes und dendroklimatologische Analysen an fossilen Hölzern. – *Phys. Geogr.* 8.
- RIMMELÉ, G., OBERHÄNSLI, R., GOFFÉ, B., JOLIVET, L., CANDAN, O. & CETINKAPLAN, M. (2003): First evidence of high-pressure metamorphism in the «Cover Series» of the southern Menderes Massif. Tectonic and metamorphic implications for the evolution of SW Turkey. – *Lithos* 71/1, 19–46.
- ROOTHAAN, H.P. (1918): Tektonische Untersuchungen im Gebiete der nordöstlichen Adula. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 63/1+2, 250–292.
- (1919): Petrographische Untersuchungen in den Bergen der Umgebung von Vals. – *Jber. natf. Ges. Graub. [N.F.]* 59, 1–83.
- ROTHPLETZ, A. (1895): Über das Alter der Bündner Schiefer. – *Z. dtsh. geol. Ges.* 47/1, 1–56.

- SCAPOZZA, C. & FONTANA, G. (2009): Le Alpi Bleniesi – Storia glaciale e periglaciale e patrimonio geomorfologico. – Mem. Soc. ticin. Sci. nat. Mus. cant. Storia nat. 10.
- SCAPOZZA, G., SCAPOZZA, C. & REYNARD, E. (2011): Morphogenèse de la région de la Greina depuis le Dernier Maximum Glaciaire. In: LAMBIEL, C., REYNARD, E. & SCAPOZZA (Ed.): La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3–5 septembre 2009, Olivone. – Géovisions 36, 99–111.
- SCHAAD, W. (1995): Die Entstehung von Rauhwacken durch die Verkarstung von Gips. – Eclogae geol. Helv. 88/1, 59–90.
- SCHALTEGGER, U. (1993): The evolution of the polymetamorphic basement in the Central Alps unravelled by precise U-Pb zircon dating. – Contrib. Mineral. Petrol. 113, 466–478.
- SCHALTEGGER, U. & GEBAUER, D. (1999): Pre-Alpine geochronology of the Central, Western and Southern Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 79/1, 79–87.
- SCHLÜCHTER, C. (Kompil.) (2009): Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM), 1: 500 000. – Bundesamt für Landestopografie, Wabern.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – Eclogae geol. Helv. 97/1, 93–117.
- SCHMID, S.M., PFIFFNER, O.A., FROITZHEIM, N., SCHÖNBORN, G. & KISSLING, E. (1996): Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. – Tectonics 15/5, 1036–1064.
- (1997): Integrated cross section and tectonic evolution of the Alps along the Eastern Traverse. In: PFIFFNER, O.A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MÜLLER, S. & STECK, A. (Ed.): Deep Structure of the Swiss Alps. Results of NFP 20 (p. 289–304). – Birkhäuser, Basel.
- SCHÖNBÄCHLER-SEILER, S.M. (1972): Schwermineralien im Crystallinagranodiorit. – Diss. ETH Zürich.
- SERGEEV, S.A. & STEIGER, R.H. (1996): New estimate of emplacement and source ages of the acid gneisses constituting the pre-Alpine basement: single-zircon and zircon fragment U/Pb dating. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 76/1, 121–122.
- (1998): Application and novel sub-grain scale analytical techniques in zircon U/Pb geochronology to enhance the history of the polymetamorphic augen gneiss (Central Swiss Alps). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 78/1, 204–205.
- SKORA, S., BAUMGARTNER, L.P., MAHLEN, N.J., JOHNSON, C.M., PILET, S. & HELLEBRAND, E. (2006): Diffusion-limited REE uptake by eclogite garnets and its consequences for Lu-Hf and Sm-Nd geochronology. – Contrib. Mineral. Petrol. 152/6, 703–720.
- STAMPFLI, G.M., RAUMER, J. VON & WILHELM, C. (2011): The distribution of Gondwana-derived terranes in the Early Palaeozoic. In: GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., RÁBANO, I. & GARCÍA-BELLIDO, D. (Ed.): Ordovician of the World – Cuadernos del Museo Geominero 14, 567–574.
- STAUB, R. (1958): Klippendecke und Zentralalpenbau – Beziehungen und Probleme. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 103.
- STAUB, R. & LEUPOLD, W. (1946a): Wasserkraftwerke des Bleniotales, Projekt März 1944. Geologisches Gutachten. – In: KAECH, A.: Forze idrauliche di Val Blenio, Progetto marzo 1944. Geologia, allegato No. 7. – Unpubl. Bericht.
- (1946b): Genereller Bericht über die Eignung des Greinabeckens als Staubecken. – Unpubl. Bericht.
- STAUB, T. (1980): Mineralogisch-petrographische Untersuchungen an den Erzvorkommen von Affeier und ihrer Umgebung im Verrucano von Ilanz – Obersaxen. – Diss. Univ. Bern.
- (1983): Die Fahlerz- und Uranvorkommen bei Affeier (Vorderrheintal, Graubünden). – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 62.

- STECK, A. (1968): Junge Bruchsysteme in den Zentralalpen. – *Eclogae geol. Helv.* 61/2, 387–393.
- STEINMANN, M. (1994): Die nordpenninischen Bündnerschiefer der Zentralalpen Graubündens: Tektonik, Stratigraphie und Beckenentwicklung. – Diss. ETH Zürich 10668.
- STEINMANN, M. & STILLE, P. (1999): Geochemical evidence for the nature of the crust beneath the eastern North Penninic basin of the Mesozoic Tethys ocean. – *Geol. Rdsch.* 87, 633–643.
- STUDER, B. (1851): *Geologie der Schweiz*. Band I. – Stämpfli, Bern/Schulthess, Zürich.
- TADDEI, C. (1937): *Dalle alpi Lepontine al Ceneri* – Istituto editoriale ticinese, Bellinzona.
- THAKUR, V.C. (1971): The structural and metamorphic history of the Mesozoic and pre-Mesozoic basement rocks of the Molare region, Ticino, Switzerland. – Diss. Univ. London.
- (1973): Events in alpine deformation and metamorphism in the northern Pennine Zone and southern Gotthard Massif regions, Switzerland. – *Geol. Rdsch.* 62/1, 549–563.
- THEOBALD, G. (1860): *Naturbilder aus den Rhätischen Alpen*. – Hitz, Chur.
- THEYE, T., SEIDEL, E. & VIDAL, O. (1992): Carpholite, sudoite and chloritoid in low-grade high-pressure metapelites from Crete and the Peloponnese, Greece. – *Europ. J. Mineral.* 4/3, 487–507.
- THOMPSON, P.H. (1976): Isograd patterns and pressure-temperature distributions during regional metamorphism. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 57, 277–295.
- THUM, I. & NABHOLZ, W. (1972): Zur Sedimentologie und Metamorphose der penninischen Flysch- und Schieferabfolgen im Gebiet Prättigau – Lenzerheide – Oberhalbstein. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 144.
- THÜRING, M. (1990): *Geologie um den Hennensädel im hinteren Valsertal (GR)*. – Diplomarb. Univ. Basel (unpubl.).
- THURSTON B.C. (1973): *Greina – Wildes Bergland*. – Desertina Verlag, Disentis.
- TODD, C.S. & ENGI, M. (1997): Metamorphic field gradients in the Central Alps. – *J. metamorph. Geol.* 15/4, 513–530.
- TÓTH, T.M., GRANDJEAN, V. & ENGI, M. (2000): Polyphase evolution and reaction sequence of compositional domains in metabasalt: a model based on local chemical equilibrium and metamorphic differentiation. – *Geol. J.* 35/3–4, 163–183.
- TROMMSDORFF, V. (1966): Progressive Metamorphose kieseliger Karbonatgesteine in den Zentralalpen zwischen Bernina und Simplon. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 46/2, 431–460.
- (1990): Metamorphism and tectonics in the Central Alps: The Alpine lithospheric mélange of Cima Lunga and Adula. – *Mem. Soc. geol. ital.* 45, 39–49.
- TROMMSDORFF, V., HERMANN, J., MÜNTENER, O., PFIFFNER, M. & RISOLD, A.-C. (2000): Geodynamic cycles of subcontinental lithosphere in the Central Alps and the Arami enigma. – *J. Geodyn.* 30/1–2, 77–92.
- TROTET, F., GOFFÉ, B., VIDAL, O. & JOLIVET, L. (2006): Evidence of retrograde Mg-carpholite in the Phyllite-Quartzite nappe of Peloponnese from thermobarometric modelisation – geodynamic implications. – *Geodin. Acta* 19/5, 323–343.
- TRÜMPY, R. (1949): *Der Lias der Glarner Alpen*. – *Denkschr. schweiz. natf. Ges.* 79/1.
- (1952): Der Nordrand der liasischen Tethys in den Schweizer Alpen. – *Geol. Rdsch.* 40/2, 239–242.
- (1957): Quelques problèmes de paléogéographie alpine. – *Bull. Soc. géol. France* (6), 7, 443–461.
- (1980): *Geology of Switzerland. A guide book. Part A: An outline of the geology of Switzerland*. – Wepf, Basel.

- TRÜMPY, R. & LEUPOLD, W. (1963): Generelles Projekt für die Strecke Ziegelbrücke – Biasca. Greinatunnel. Geolog. Horizontalschnitt und geotechn. Längenprofil. – In: Elektrowatt (1963): Generelles Projekt für eine Tödi-Greina-Bahn. Tech. Ber.
- UHR, A. (O.J.): Geologische Untersuchungen im Gebiet des Piz Terri (Kt. Tessin und Graubünden). – Unvollendetes Dissmanusk. im Depot der Landesgeologie, Wabern (unpubl.).
- USTASZEWSKI, M.E., HAMPEL, A. & PFIFFNER, O.A. (2008): Composite faults in the Swiss Alps formed by the interplay of tectonics, gravitation and postglacial rebound: an integrated field and modelling study. – *Swiss J. Geosci.* *101*, 223–235.
- VAWE [Versuchsanstalt für Wasser und Erdbau an der ETH] (1965): KW Greina, Erdamm Greina. Geotechnische Untersuchungen an Untergrundmaterial der Haupt- und Nebensperrstellen sowie an Kern- und Filtermaterial. Informationsstelle Landesgeologie swisstopo, Wabern (Nr. 20519). Ber. z.H. Baudept. Kt. Graubünden (unpubl.).
- VOLL, G. (1976): Structural studies of the Valser Rhine valley and Lukmanier region and their importance for the nappe structure of the Central Swiss Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* *56/3*, 619–626.
- WEBER, F. (1922): Tektonische Übersicht des Wurzelgebietes der helvetischen Decken am Ostende von Aar- und Gotthardmassiv, 1:100 000 (Karte mit Profilen). – *Geol. Spezkarte Schweiz 101A u. 101B*.
- WEIBEL, M. (1992): Das Gold von Disentis. – *Mineralienfreund* *30/1*, 1–5.
- WEH, M. (1998): Tektonische Entwicklung der penninischen Sediment-Decken in Graubünden (Prättigau bis Oberalpstein). – Diss. Univ. Basel.
- WEH, M. & FROITZHEIM, N. (2001): Penninic cover nappes in the Prättigau half-window (Eastern Switzerland): Structure and tectonic evolution. – *Eclogae geol. Helv.* *94/2*, 237–252.
- WENGER, C., STEIGER, R. & BIANCONI, F. (1990): Karte der Vorkommen mineralischer Rohstoffe der Schweiz 1:200 000, Bl. Tessin–Uri, mit Erläuterungen. – Schweiz. geotech. Komm.
- WENK, E. (1962): Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* *42/1*, 139–152.
- (1970): Zur Regionalmetamorphose und Ultrametamorphose im Lepontin. – *Fortschr. Mineral.* *47*, 34–51.
- WIEDERKEHR, M. (2009): From subduction to collision: a combined metamorphic, structural and geochronological study of polymetamorphic metasediments at the NE edge of the Lepontine dome (Swiss Central Alps). – PhD thesis Univ. Basel.
- WIEDERKEHR, M., BOUSQUET, R., SCHMID, S.M. & BERGER, A. (2008): From subduction to collision: thermal overprint of HP/LT meta-sediments in the north-eastern Lepontine Dome (Swiss Alps) and consequences regarding the tectono-metamorphic evolution of the Alpine orogenic wedge. – *Swiss J. Geosci.* *101*, Suppl. 1, 127–155.
- WIEDERKEHR, M., BOUSQUET, R., ZIEMANN, M.A., BERGER, A. & SCHMID, S.M. (2011): 3-D assessment of peak-metamorphic conditions by Raman spectroscopy of carbonaceous material: an example from the margin of the Lepontine dome (Swiss Central Alps). – *Int. J. Earth. Sci.* *100/5*, 1029–1063
- WIEDERKEHR, M., SUDO, M., BOUSQUET, R., BERGER, A. & SCHMID, S.M. (2009): Alpine orogenic evolution from subduction to collisional thermal overprint: The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age constraints from the Valaisan Ocean (Central Alps) – *Tectonics* *28/6*, TC6009. doi:10.1029/2009TC002496.
- WINTERHALTER, R.U. (1930): Zur Petrographie und Geologie des östlichen Gotthardmassivs. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* *10/1*, 38–116.

- WYSS, R. (1985): Die Urseren-Zone zwischen Ulrichen und Oberalp pass und ihre Fortsetzung nach Westen und Osten. – Diss. Univ. Bern.
- WYSS, R. & ISLER, A. (2007): Blatt 1234 Vals. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 121.
— (2011): Blatt 1214 Ilanz. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 132.
- WYSSLING, L.E. (1950): Zur Geologie der Vorabgruppe. – Diss. ETH Zürich.
- ZULBATI, F. (2008): Structural and metamorphic evolution of the phengite-bearing schists of the northern Adula Nappe (Central Alps, Switzerland). – *Geol. J.* 43/1, 33–57.
— (2011): Multistage metamorphism and deformation in high-pressure metabasites of the northern Adula Nappe Complex (Central Alps, Switzerland). – *Geol. J.* 46/1, 82–103.

PUBLIZIERTE GEOLOGISCHE KARTEN

Geologische Karte der Schweiz 1:500 000 (2005)

Tektonische Karte der Schweiz 1:500 000 (2005)

Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM) 1:500 000 (2009)

Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200 000

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

Geologische Karte der Schweiz 1:100 000

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

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

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000

Nr. 121 Vals (LK 1234), von A. ARNOLD, A. FEHR, W. JUNG, J. KOPP, C. KUPFERSCHMID, W. LEU, M. LISKAY, W. NABHOLZ, L. VAN DER PLAS, P. PROBST & R. WYSS, 2007.

Nr. 126 Oberalppass (LK 1232), von E. AMBÜHL, H.M. HUBER, M. NIGGLI & W. FLÜCK, 2008.

Nr. 132 Ilanz (LK 1214), von U. ETTER, A. FEHR, W. NABHOLZ, T. STAUB, R. WYSS & H.-J. ZIEGLER, 2010.

Geologische Spezialkarten

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

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

Nr. 78 Tektonische Karte der südöstlichen Schweizeralpen, 1:250 000, von R. STAUB, 1916.

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

Nr. 100 Geologische Karte des Tödi–Vorderrheintal-Gebietes, 1:50 000, von F. WEBER, 1924.

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

Nr. 104 Geologische Karte der Adula, 1:50 000, von G. FRISCHKNECHT, H. JENNY & J. KOPP, 1923.

Nr. 116 Geologische Karte der Tessinalpen zwischen Maggia- und Blenio-Tal, 1:50 000, von H. PREISWERK, L. BOSSHARD, O. GRÜTTER, P. NIGGLI, E. KÜNDIG & E. AMBÜHL, 1934.

Nr. 127 Tectonic and petrographic map of the Central Lepontine Alps, 1:100 000, von A. BERGER & I. MERCOLLI, 2007.

Nr. 128 Structural map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France), 1:100 000, von O.A. PFIFFNER, M. BURKHARD, R. HÄNNI, A. KAMMER, R. KLIGFIELD, N.S. MANCKTELOW, J.W. MENKVELD, J.G. RAMSAY, S.M. SCHMID & R. ZURBRIGGEN, 2011.

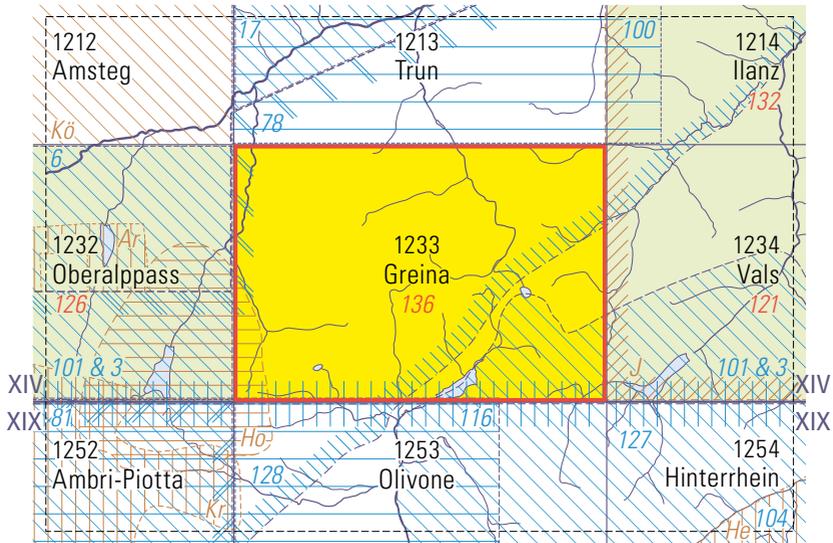


Fig. 44: Publierte geologische Karten mit offizieller topographischer Grundlage.

Hydrogeologische Karte der Schweiz 1:100 000

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

Karte der Vorkommen mineralischer Rohstoffe der Schweiz 1:200 000

Blatt 1 Tessin – Uri, von C. WENGER, R. STEIGER & F. BIANCONI, 1990.

Weitere geologische Karten mit topographischer Grundlage

- Ar ARNOLD, A. (1979): Geologisch-petrographische Kartenskizzen der Staubecken Curnera und Nalps, ca. 1:13 000. In: ARNOLD, A.: Die Gesteine der Region Nalps – Curnera im nordöstlichen Gotthardmassiv, ihre Metamorphose und ihre Kalksilikatfels-Einschlüsse. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 138.
- He HEYDWEILLER, E. (1918): Geologische Karte des Misoixer Synkinalzuges im Gebiete des S. Bernardino, 1:50 000. In: HEYDWEILLER, E.: Geologische und morphologische Untersuchungen in der Gegend des St. Bernhardinpasses (SW Graubünden). – *Eclogae geol. Helv.* 15/2 (Taf. 1).
- Ho HOLST-PELLEKAAN, W. VAN (1913): Geologische Karte des Lukmanier und Scopi, 1:50 000. In: *Geologie der Gebirgsgruppe des Piz Scopi*. – Diss. Univ. Zürich.
- J JÄCKLI, H. (1957): Rutschungen und Bergstürze im Gebiet zwischen Lugnez und Stätzerhorn – Curvèr-Kette (Graubünden), 1:100 000. In: JÄCKLI, H.: Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 36 (Taf. III).

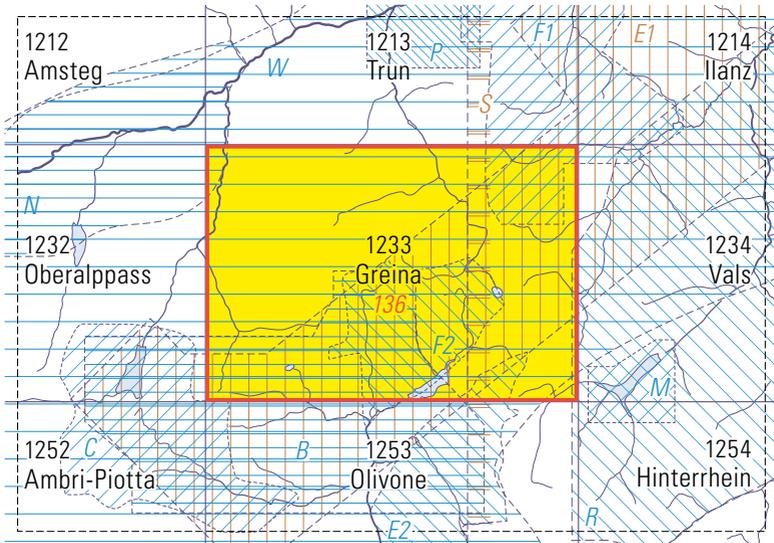


Fig. 45: Publierte geologische Karten mit zum Teil vereinfachter topographischer Grundlage.

- Kö KÖNIGSBERGER, J. (1910): Geologische und mineralogische Karte des östlichen Aarmassivs von Disentis bis zum Spannort, 1:50 000. In: KÖNIGSBERGER, J.: Erläuterungen zur geologischen und mineralogischen Karte des östlichen Aarmassivs von Disentis bis zum Spannort. – Speyer & Kaerner, Freiburg/Leipzig.
- Kr KRIGE, L.I. (1918): Geologische Karte des Val Piora, 1:50 000. In: KRIGE, L.I.: Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung. – *Eclogae geol. Helv.* 14/4.

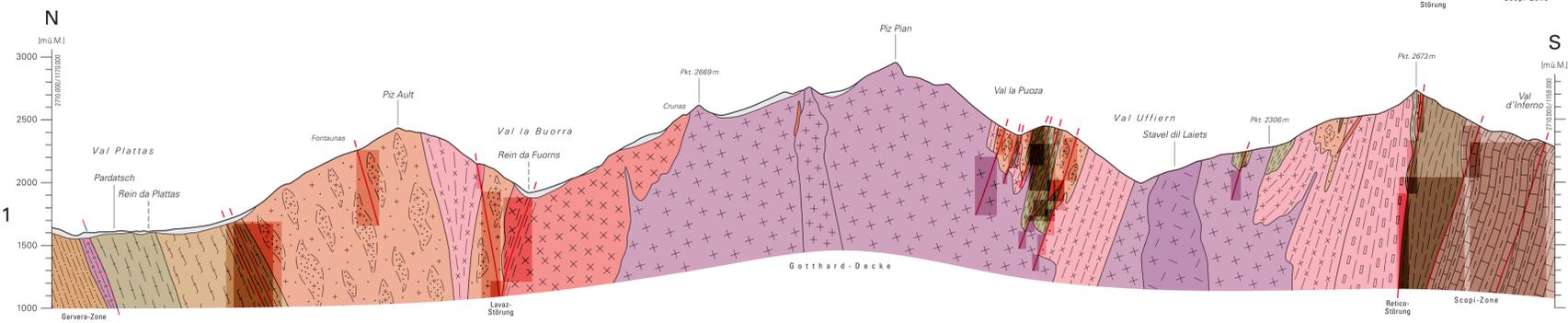
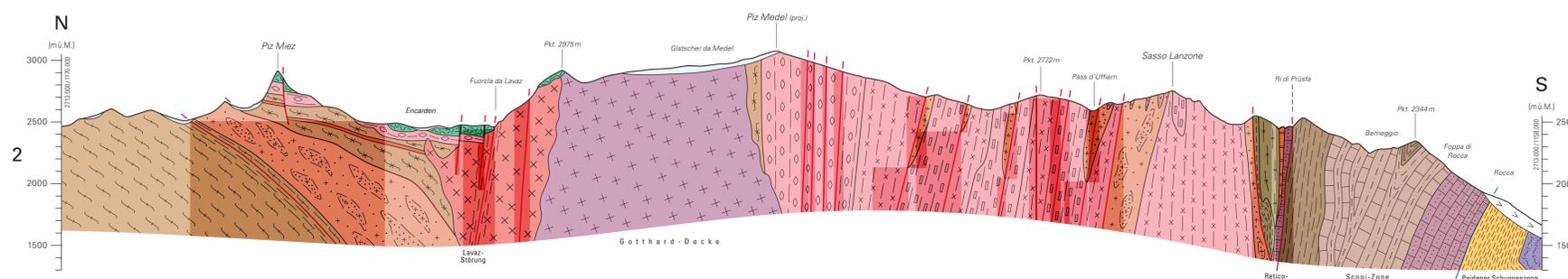
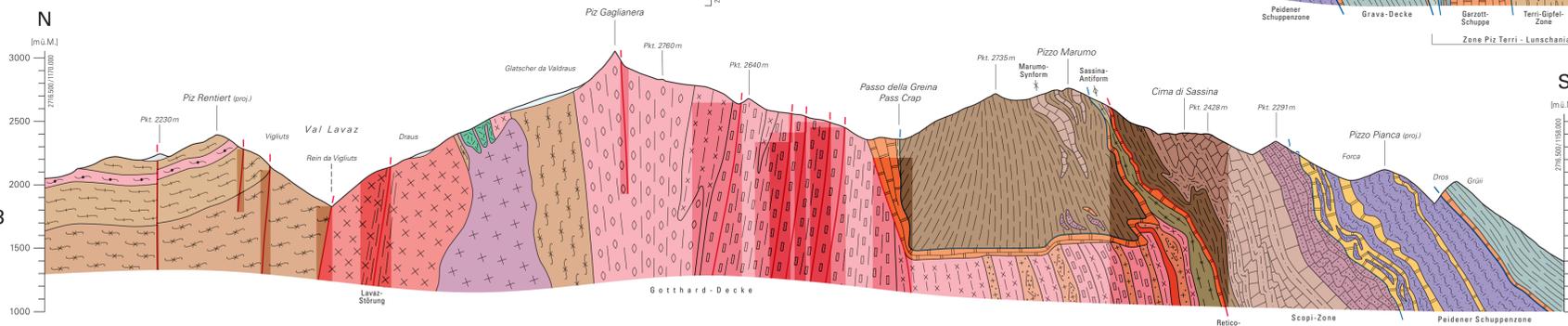
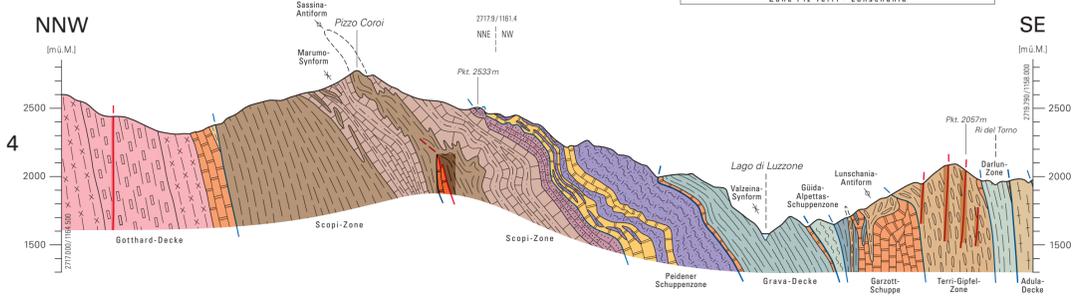
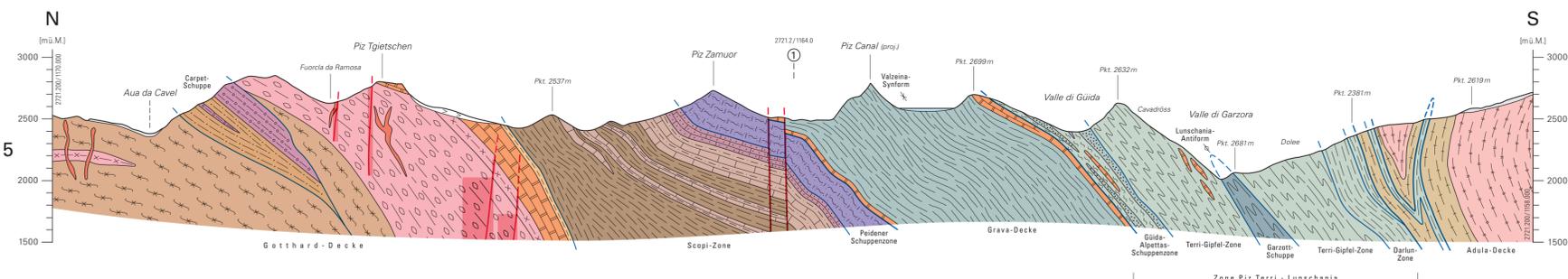
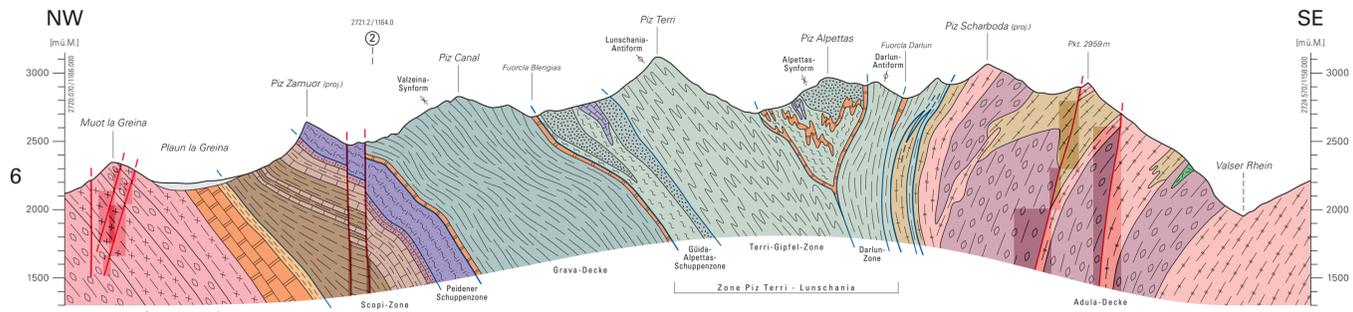
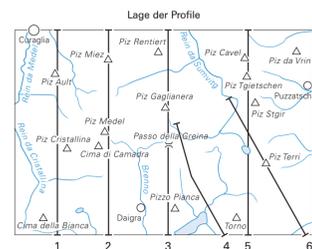
Geologisch-tektonische Karten mit vereinfachter Topographie (Auswahl)

- B BAUMER, A. (1964): Geologisch-tektonische Übersichtskarte, 1:30 000. In: BAUMER, A.: Geologie der gotthardmassivisch-penninischen Grenzregion im oberen Blenioal; Geologie der Blenio-Kraftwerke. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 39.
- C CHADWICK, B. (1965): A geological map of the Lukmanier Region, Ticino – Grisons, Switzerland, 1:10 000. In: CHADWICK, B.: Deformation and metamorphism in the Lukmanier region, central Switzerland. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 79.
- E1 ETTER, U. (1987): Übersichtskarte des östlichen gotthardmassivischen Mesozoikums, 1:50 000. In: ETTER, U.: Stratigraphische und strukturgeologische Untersuchungen im gotthardmassivischen Mesozoikum zwischen dem Lukmanierpass und der Gegend von Ilanz. – *Diss. Univ. Bern.*
- E2 EGLI, W. (1966): Geologische Karte der NW-Aduladecke und der südlichen Sojaschuppe, 1:10 000. In: EGLI, W.: Geologisch-petrographische Untersuchungen in der NW-Aduladecke und in der Sojaschuppe (Blenioal, Kanton Tessin). – *Diss. ETH Zürich.*

- F1 FEHR, A. (1956): Petrographisch-geologische Kartenskizze des Gotthardmassivs östlich Val Zavràgia – Piz Cavel, 1:25 000. In: FEHR, A.: Petrographie und Geologie des Gebiets zwischen Val Zavràgia – Piz Cavel und Obersaxen – Lumbrein (Gotthardmassiv-Ostende). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 36/2 (Taf. III).
- F2 FREY, J.D. (1967): Tektonisch-geologische Karte des Greinagebiets, 1:15 000. In: FREY, J.D.: Geologie des Greinagebiets (Val Camadra – Valle Cavalasca – Val di Larcio – Passo della Greina). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 131.
- M MÜLLER, R.O. (1958): Petrographische Karte der Umgebung von Zervreila, Valsertal, 1:20 000. In: MÜLLER, R.O.: Petrographische Untersuchungen in der nördlichen Adula. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 38/2 (Taf. VI).
- N NIGGLI, E. (1944): Petrographisch-mineralogische Kartenskizze Disentis – Oberalp, 1:25 000. In: NIGGLI, E.: Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 24/1–2 (Taf. III).
- P PFIFFNER, O.A. (1977): Tektonische Karte des Kistenpassgebietes, 1:25 000. In: PFIFFNER, O.A.: Tektonische Untersuchungen im Infrahelvetikum der Ostschweiz. – Diss. ETH Zürich.
- R ROOTHAAN, H.P. (1918): Tektonische Karte der nördlichen Adula, 1:25 000. In: ROOTHAAN, H.P.: Tektonische Untersuchungen in der nordöstlichen Adula mit Bemerkungen zur Tektonik und Orogenese der penninischen Decken überhaupt. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 63.
- S STEINMANN, M. (1994): Geologisch-tektonische Übersichtskarte der Region zwischen Vorder- und Hinterrhein. In: STEINMANN, M.: Die nordpenninischen Bündnerschiefer der Zentralalpen Graubündens: Tektonik, Stratigraphie und Beckenentwicklung. – Diss. ETH Zürich.
- W WINTERHALTER, R.U. (1930): Geologische Kartenskizze des Gotthard-Massivs. In: WINTERHALTER, R.U.: Zur Petrographie und Geologie des östlichen Gotthardmassivs. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 10/1.

BEILAGE

Tafel 1 Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Greina 1:25 000.



- ### Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Greina
- von
Stefan Vögeli, Johann Dietrich Frey, Albert Uhr[†],
Adrian Baumer[†] und Michael Wiederkehr
- Quartär**
- Lockergesteine
 - Sackungsmasse
- Unterpenninikum**
- Grava-Decke**
- Trias: Keilde
 - Kalkglimmerschiefer, untergeordnet Tonsschiefer
 - Trias i. Allg.
- Adula-Decke**
- Phengitgneis (Granitgneis Typ Zervreila)
 - Zweiglimmeraugengneis (Typ Garenstock s.l.)
 - Glimmerschiefer und Paragneis
 - Amphibolit
- Zone Piz Terri - Lunschania**
- Ton- und Kalkglimmerschiefer, teilweise wechsellagernd mit Bänken von Sandkalk und Quarzit
 - «Gneisquarzit»
 - «Fossilmarmor» i. Allg., Rifmarmor
 - Terri-Schiefer und «Legensandkalk»
 - Brekzie mit Einschaltungen von Sandkalk und Quarzit, Kalkschiefer mit sandig-tonigen Zwischenlagen
 - Trias i. Allg.
 - Muskovitgneis und -schiefer
- Ultrahelvetikum**
- Peidener Schuppenzone**
- Früheres Jura: Ton- und Kalkschiefer, Sandkalk und Quarzit
 - Trias: Quarten-Formation: Serizitphyllit mit Dolomitlagen, Quarzit
 - Trias i. Allg.
- Scopi-Zone**
- Früheres Jura: Coroi-Formation: Tonsschiefer
 - Inferno-Formation: Sandiger bis toniger Kalkschiefer
 - Stgir-Formation: Ton- und Kalkschiefer, Sandkalk und Quarzit
- Helvetikum**
- Gotthard-Decke**
- Autochthone Bedeckung**
- Früheres Jura: Stgir-Formation, unterer Teil: Sandkalk, Quarzit, untergeordnet Ton- und Kalkschiefer
 - Trias: Quarten-Formation: Serizitphyllit mit Dolomitlagen, Quarzit
 - Trias i. Allg.
 - Schöne Paläozoikum: Psephit- und Psammitgneis bis -schiefer, Garvera-Zone und Carzet-Schuppe
 - Metarhyolith
- Postvariszische Intrusiva**
- Spätes Paläozoikum: Medel-Granit
 - Cristallina-Granodiorit
 - Aplitgranitstock
 - Uffern-Diorit
- Variszische Paragneise und Schiefer**
- Früheres Paläozoikum: Glimmergneise mit lokalen Schiefer- und Phyllit-einschaltungen am Nordrand der Gotthard-Decke
 - Bräunliche Glimmergneise und -schiefer (Laiets-Zone)
 - Dunkle Glimmergneise am Südrand der Gotthard-Decke
- Prävariszische Orthogneise («Streifengneis» s.l.)**
- Früheres Paläozoikum: «Streifengneis» s. str. idem, mit flaserig-augiger Textur idem, mit grob-augiger Textur
 - Orthogneise i. Allg.
- Prävariszische Migmatitgneise**
- Früheres Paläozoikum: Migmatitgneise i. Allg.
- Prävariszische Paragneise**
- Paläozoikum: Dunkle (Muskovit-)Biotit-Plagioklasgneise
 - Helle und dunkle Biotit-(Granat-)Plagioklasgneise (mit Andesin-Labrador)
- Basische Gesteine**
- Paläozoikum: Bänderamphibolit
- Ganggesteine**
- Paläozoikum: Saurer oder hydrothermaler Gang
 - Basischer Gang (Lamprophyr)
- Struktur**
- Bruch, Verwerfung, Scherzone
 - Überschiebung 1. Ordnung, Deckengrenze
 - Überschiebung 2. Ordnung, Schuppenengrenze
 - Tektonisch überprägter stratigraphischer Kontakt
 - Variszische Überschiebung
 - Antiform
 - Synform
 - Profilschnitt
- Masstab 1:25 000
- 0 1 2 km

