

# 1252 Ambri-Piotta

Erläuterungen

FILIPPO BIANCONI und STEFAN STRASKY

Geologischer Atlas der Schweiz



Schweizerische Eidgenossenschaft  
Confédération suisse  
Confederazione Svizzera  
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo  
[www.swisstopo.ch](http://www.swisstopo.ch)

2015

138

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

1: 25 000

# 1252 Ambri-Piotta

Erläuterungen

21 Textfiguren, 7 Tabellen und 2 Tafelbeilagen

verfasst von  
FILIPPO BIANCONI und STEFAN STRASKY

2015



Schweizerische Eidgenossenschaft  
Confédération suisse  
Confederazione Svizzera  
Confederaziun svizra

**Bundesamt für Landestopografie swisstopo**

## **Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis**

### *Karte*

BIANCONI, F., BEFFA, F. A., STEIGER, R. H., GÜNTHER, A., HASLER, P., BAUMER, A. & HUBER, C. W. (2014): Blatt 1252 Ambri-Piotta. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 138.

### *Erläuterungen*

BIANCONI, F. & STRASKY, S. (2015): Blatt 1252 Ambri-Piotta. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 138.

## **Titelbilder**

### *Umschlag*

Die Campolungofalte aus triassischem Dolomitmarmor und einem Kern aus Rauwacke im Gebiet zwischen Passo und Alpe Campolungo. Foto M. Ponzio, 2014.

### *Karte*

Überlagerung des digitalen Höhenmodells swissALTI<sup>3D</sup> mit der vereinfachten tektonischen Karte (vgl. Taf. I) des Atlasblattes Ambri-Piotta.

### *Erläuterungen*

Tremolit-Aggregat (Holotyp) aus der Campolungoregion. Dieses Handstück wurde 1783 von Horace-Bénédict de Saussure auf einer seiner Forschungsreisen in Airolo erworben. Das gesteinsbildende Mineral ist im Werk *Voyages dans les Alpes* (DE SAUSSURE 1796) als Tremolit beschrieben. Probe MHNG HBS 1022. Foto P. Wagneur, Naturhistorisches Museum der Stadt Genf, 2014.

## **Herausgeber**

© 2015, 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 978-3-302-40061-7

## INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort .....	4
Zusammenfassung .....	6
Riassunto .....	7
Résumé .....	9
Summary .....	10
Einführung .....	12
Stratigraphie .....	17
Helvetikum .....	17
Gotthard-Decke .....	17
Ultrahelvetikum .....	32
Leventina-Decke .....	32
Lucomagno-Decke .....	38
Scopi- und Nufenen-Piora-Frodalera-Zone .....	46
Penninikum .....	51
Simano-Decke .....	51
San-Giorgio-Einheit .....	56
Lebendun-Decke .....	58
Sambuco-Einheit .....	58
«Bedretto-Zone» .....	66
Triassische Metasedimente (Helvetische–penninische Einheiten) .....	77
Quartär .....	99
Spätes Pleistozän .....	99
Holozän .....	102
Tektonik .....	113
Tektonometamorphe Entwicklung .....	134
Hydrogeologie .....	154
Mineralien in Zerrklüften und in den Dolomitmarmoren des Campolungo .....	167
Mineralische Rohstoffe .....	175
Tunnel, Sondierstollen und Bohrungen .....	180
Exkursionen .....	187
Literaturverzeichnis .....	190
Publizierte geologische Karten .....	208

## VORWORT

Das Blatt Ambri-Piotta des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 (Nr. 138) und die zugehörigen Erläuterungen widerspiegeln den aktuellen Kenntnisstand der regionalen geologischen Gegebenheiten und liefern Hintergrundinformationen zur teilweise über 200-jährigen Erforschungsgeschichte.

Die geologischen Kartierungen im Gebiet des Atlasblattes erfolgten hauptsächlich im Rahmen von Diplom- und Doktorarbeiten zwischen 1946 und 1995. Im Südteil des Kartengebiets kartierte Dr. Paul Hasler † die Gesteine der Sambuco-Einheit (HASLER 1949). Diese Kartierung wurde 1961–1967 von Dr. Armin Günthert † überarbeitet und mit Aufnahmen der Kristallingesteine westlich des Lago del Sambuco und den penninischen Bündnerschiefern zwischen der Sambuco-Einheit und dem Flusslauf des Tessin ergänzt. Das östlich angrenzende Gebiet kartierte Dr. Filippo Bianconi 1960–1964, mit Schwerpunkt der Triaszone von Campolungo (BIANCONI 1971). Im Nordteil des Blattes kartierte Prof. Dr. Rudolf H. Steiger † 1956–1961 den Südrand der Gotthard-Decke (STEIGER 1962). In einer späteren Periode erweiterte R.H. Steiger diese Aufnahmen nach Osten bis zum Brenno und schloss damit die Lücke zur Kartierung der mesozoischen Serien östlich des Brenno von Dr. Adrian Baumer † (BAUMER 1964). Der zentrale Teil des Kartengebiets, die Lucomagno-Decke, wurde in der Nordostecke von Christian W. Huber aufgenommen (HUBER 1985). Der grosse Teil der Lucomagno-Decke wurde jedoch von Floriano A. Beffa (Muttoni & Beffa SA) kartiert. Im Rahmen seiner Diplomarbeit und im Auftrag der Landesgeologie (damals Landeshydrologie und -geologie) kartierte F.A. Beffa zwischen 1993 und 1995 nahezu die gesamte Lucomagno- und Leventina-Decke sowie wesentliche Teile der Piora-Zone (BEFFA 1993 a, b, 1996). Die verschiedenen Kartierungen wurden von F. Bianconi 2004–2007 teilrevidiert, mit eigenen Aufnahmen – insbesondere der quartären Lockergesteine – ergänzt und zu einem einheitlichen Kartenbild zusammengestellt. Die Karte wurde von Alessia Fragnol-Vandelli (Geosfera sagl) und Meinrad Thalmann digitalisiert und mit Luftbildinterpretationen der quartären Ablagerungen ergänzt. Die Redaktion der Karte erfolgte durch Dr. Stefan Strasky. Der Erläuterungstext wurde im Wesentlichen von F. Bianconi verfasst. Die Beschreibungen der Sambuco-Einheit und Teile der «Bedretto-Zone» basieren auf dem Manuskript von GÜNTHERT (1976), jene der Lucomagno-Decke sowie Teile der Leventina-Decke und der Piora-Zone stützen sich auf BEFFA (1996). S. Strasky verfasste den grössten Teil des Kapitels Quartär und steuerte einzelne Beiträge zum Kapitel Tektonik bei. Marco Antognini (Museo cantonale di storia naturale, Lugano) leistete einen Beitrag zum Kapitel Mineralien in Zerrklüften und in den Dolomitmarmoren des Campolungo. Die Redaktion der Erläuterungen erfolgte durch S. Strasky, Maria Ponzio und A. Fragnol-Vandelli mit Unterstützung von Dr. Reto Burkhalter. Im Auftrag der Schweizerischen Geolo-

gischen Kommission begutachteten Dr. Christian Ambrosi (Scuola Universitaria professionale della Svizzera Italiana, SUPSI), Prof. Dr. Ivan Mercolli und Prof. Dr. Adrian Pfiffner (beide Universität Bern) das Atlasblatt sowie die zugehörigen Tafeln und Erläuterungen. Die Kommentare der Gutachter haben wesentlich zur Verbesserung der Inhalte beigetragen. I. Mercolli stellte zudem diverse Daten zur Verfügung, trug mit konstruktiven Diskussionen zur Klärung verschiedener Fragen bei und half bei der sprachlichen Bearbeitung des italienischen Erläuterungstextes. Weitere wertvolle Daten und Anregungen lieferten M. Antognini zu temporären Aufschlüssen und Mineralfundstellen im Gotthard-Basistunnel, Dr. Luca Bonzanigo, Dr. Franz Keller, Rinaldo Volpers und vor allem Dr. Raffaele Lucchini (alle im Auftrag der AlpTransit Gotthard AG) zur Geologie des Gotthard-Basistunnels inkl. Sondierstollen und -bohrungen, Giorgio Valenti (Abteilung für Umwelt des Kantons Tessin), C. Ambrosi, Dr. Cristian Scapoza (SUPSI) und Dr. Manfred Thüring (SUPSI, heute Lombardi SA) zur Quartär- und Hydrogeologie, insbesondere zu den Hanginstabilitäten. Dr. Roger Rüti (IMP Bautest AG) sei für gemeinsame Feldbegehungen und fruchtbare Diskussionen über die Leventina-Decke und deren Kontakt zur Simano-Decke und Barbara Friedli für die Beschaffung der zahlreichen unveröffentlichten Daten gedankt. Weitere Beiträge lieferten Pauline Baland, Sabine Brodhag, Maurizio Fabbro (Muttoni & Beffa SA), Dr. Laurent Jemelin, Cristina Salomè Michael, Dr. Alain Morard, Lance Reynolds, Prof. Dr. Christian Schlüchter (Universität Bern) und Dr. Michael Wiederkehr. Die kartografische Aufbereitung führte Andreas Baumeler (Grenzen – Digitale Kartografie) aus; unterstützt wurde er dabei von Bruno Reber, Patric Berger und Remo Trüssel. Die Textfiguren und Tafeln wurden von R. Trüssel und B. Reber bearbeitet, den Schriftsatz gestaltete S. Strasky.

Die Landesgeologie dankt allen Beteiligten für ihre geleistete Arbeit, für ihre Beiträge und für die Weitergabe von Informationen.

Januar 2015

Bundesamt für Landestopografie swisstopo  
Landesgeologie

## ZUSAMMENFASSUNG

Im Gebiet des Blattes Ambri-Piotta kommen die grosstektonischen Einheiten Penninikum, Ultrahelvetikum und Helvetikum vor, die in dieser Reihenfolge von Süden her übereinandergeschoben und aufgestapelt wurden. Die tiefste tektonische Einheit, das Helvetikum, umfasst im Kartengebiet einzig die Gotthard-Decke. Südlich anschliessend folgen die ultrahelvetischen Sedimenthüllen der Nufenen-Piora-Frodalera- und der Scopi-Zone sowie die Kristallindecken Lucomagno und Leventina. Südwestlich der Lucomagno-Decke schliessen die penninischen Einheiten mit der «Bedretto-Zone» und der darin eingeschlossen Lebendun-Decke und der San-Giorgio-Einheit im Westen bzw. Osten, der Simano-Decke und der Sambuco-Einheit an.

Die Gotthard-Decke macht den nördlichen Kartengebietsrand aus. Sie besteht aus teilweise polymetamorphen Gneisen und Schiefnern, spät- bis postvariszischen Granitkörpern und Resten der ursprünglichen Sedimentbedeckung. An die Gotthard-Decke angeschoben wurden eigenständige Sedimentdecken (Nufenen-Piora-Frodalera- und Scopi-Zone) aus mächtigen mitteltriassischen bis frühjurassischen Gesteinsabfolgen. Die Abscherhorizonte dieser Sedimentdecken liegen gewöhnlich in den karbonatisch-evaporitischen Gesteinen, sie sind aber nirgends klar dokumentiert. Als kristallines Substrat der ultrahelvetischen Sedimentdecken werden die Lucomagno- und Leventina-Decke betrachtet. Die höher gelegene Lucomagno-Decke bildet mit ihren vorherrschenden Para- und Orthogesteinen die tektonische Einheit mit der grössten Ausdehnung im Kartengebiet und macht über weite Strecken die linke Talflanke des Valle Leventina aus. Reste von autochthoner Sedimentbedeckung sind nur sehr vereinzelt, an deren Nord- und Südrand, vorhanden. In der tiefergelegenen Leventina-Decke fehlen die mesozoischen Sedimente ganz. Die Trennung zur Lucomagno-Decke erfolgt durch den «Dachquarzit». Der Grossteil der tiefsten ultrahelvetischen Decke wird durch den Leventina-Gneis gebildet. In der südöstlichen Kartengebietsecke trennen der Mylonit bei Ogiòra und triassische Metasedimente die ultrahelvetischen von den penninischen Einheiten. Hier wurde die Simano-Decke, die zusammen mit der Sambuco-Einheit die tiefsten penninischen Elemente darstellen, auf die Lucomagno-Decke überschoben. Die Simano-Decke besteht fast ausschliesslich aus paläozoischen Metasedimenten, die in eine östliche (Gribbio-) und eine westliche (Campotencia-) Altkristallineinheit unterteilt werden. Die mesozoische Bedeckung der Simano-Decke bilden mehrere mächtige Triaszonen, insbesondere die Triaszone von Campolungo mit der liegenden Campolungofalte und dem einzigartigen Mineralienreichtum. Die Südwestecke des Kartengebiets wird von Para- und Orthogesteinen sowie dem Matorello-Granitgneis der Sambuco-Einheit aufgebaut, die einzig an der Ostfront Überreste einer autochthonen Sedimenthülle aufweist. Die zwei höheren penninischen Einheiten, Lebendun-Decke und San-Giorgio-Einheit,

kommen am westlichen Kartengebietsrand bzw. zwischen dem Gribbio- und dem Campo-Tencia-Altkrystallin vor. Die permokarbonen, psephitischen und psammitischen Metasedimenten dieser beiden Einheiten können möglicherweise miteinander korreliert werden. Das Gebiet zwischen diesen beiden Einheiten wird jedoch von der höchsten tektonischen Einheit im Kartengebiet – der «Bedretto-Zone» – abgedeckt, was keinen klaren Schluss bezüglich der tektonischen Stellung zulässt. Die früh- bis mitteljuraschen Kalkglimmerschiefer und Marmore (Bündnerschiefer) der «Bedretto-Zone» trennen zudem über weite Teile die peninischen von den ultrahelvetischen Kristallindecken. Ein isoliertes Vorkommen von Kalkglimmerschiefern liegt den ultrahelvetischen Sedimenten der Nufenen-Piora-Frodalera-Zone westlich des Lago Ritóm auf und entspricht möglicherweise einem westlichen Ausläufer der Grava-Decke.

Während des letzteiszeitlichen Maximums lag die Eishöhe des Tessingletschers im oberen Valle Leventina im Bereich von 2100–2200 m ü.M. Mit dem Abschmelzen der grossen Eismassen setzten in der linken Talflanke grössere Sackungen ein, die durch hangparallele Schieferungsflächen und glimmerreiche Lagen im Leventina-Gneis begünstigt und durch die fluviale Erosion am Hangfuss verstärkt wurden und heute teilweise noch aktiv sind.

## RIASSUNTO

Sul territorio del foglio Ambri-Piotta si trovano le tre grandi unità tettoniche: Pennidico, Ultraelvetico ed Elvetico, che sono state carreggiate da sud e impilate l'una sull'altra in quest'ordine da sud a nord. L'unità più profonda, l'Elvetico, sull'area del foglio comprende unicamente la Falda di ricoprimento Gottardo. A sud seguono le coperture mesozoiche della Zona della Nufenen-Piora-Frodalera e della Zona dello Scopi, come pure le Falde di ricoprimento cristalline Lucomagno e Leventina. A sud-ovest della Falda di ricoprimento Lucomagno fanno seguito le unità pennidiche della «Zona di Bedretto», che racchiude la Falda di ricoprimento Lebendun ad ovest e l'Unità San Giorgio a est, come pure la Falda di ricoprimento Simano e l'Unità Sambuco.

La Falda di ricoprimento Gottardo forma il margine settentrionale del foglio. Essa consiste in parte di gneiss e scisti polimetamorfici, corpi granitici tardo- fino a postvarisici e resti della copertura sedimentaria originaria. La Falda di ricoprimento Gottardo è sormontata da placche sedimentarie autonome (Zona della Nufenen-Piora-Frodalera e Zona dello Scopi) comprendenti potenti serie dal Triassico Medio fino al Primo Giurassico. Gli orizzonti di scollamento di queste falde sedimentarie sono generalmente localizzati nelle rocce triassiche carbonatico-evaporitiche, tuttavia non sono visibili chiaramente sul terreno. Le Falde di ricoprimento Lucomagno e Leventina sono considerate quale substrato delle falde sedi-

mentarie ultraelvetiche. La Falda di ricoprimento Lucomagno, con le sue rocce in prevalenza orto e para, forma l'unità tettonica con la massima estensione sul foglio dell'atlante e contemporaneamente gran parte del versante sinistro della Valle Leventina. I resti della copertura sedimentaria autoctona sono molto rari sul margine sia settentrionale che meridionale. I sedimenti mesozoici mancano del tutto sulla Falda di ricoprimento Leventina, la più profonda. La separazione dalla Falda di ricoprimento Lucomagno è occupata dalla «Quarzite del tetto». La parte maggiore della Falda di ricoprimento ultraelvetica inferiore è costituita dallo Gneiss Leventina. La milonite presso Ogiòra e metasedimenti triassici separano le unità ultraelvetiche da quelle pennidiche nell'angolo sud-est del foglio. La Falda di ricoprimento Simano, che con l'Unità Sambuco forma gli elementi pennidici inferiori, è stata carreggiata sulla Falda di ricoprimento Lucomagno lungo questo livello. La Falda di ricoprimento Simano consiste quasi esclusivamente di metasedimenti paleozoici ed è suddivisa in due unità di cristallino antico, uno orientale (di Gribbio) e uno occidentale (del Campo Tencia). La copertura mesozoica della Falda di ricoprimento Simano forma varie unità triassiche potenti, in particolare la Zona triassica del Campolungo con la piega coricata omonima e la straordinaria ricchezza di minerali ben cristallizzati. L'angolo sud-ovest del foglio è costituito di rocce para e orto e dallo Gneiss granitico di Matorello appartenenti all'Unità Sambuco. Essa presenta unicamente al fronte est resti di una copertura mesozoica autoctona. Le due unità pennidiche superiori, la Falda di ricoprimento Lebedun e l'Unità San Giorgio, si trovano al margine occidentale del foglio, rispettivamente tra le unità di cristallino antico di Gribbio e del Campo Tencia. I metasedimenti pselitici e psammitici di queste due unità, presumibilmente del Permocarbone, possono verosimilmente essere correlati. La regione tra queste due unità è tuttavia occupata dall'unità più alta sul foglio, la «Zona di Bedretto», escludendo così una chiara conclusione in merito alla loro posizione tettonica relativa. I micascisti calcariferi e i marmi (Calcescisti) della «Zona di Bedretto» separano inoltre su ampie lunghezze le falde cristalline pennidiche da quelle ultraelvetiche. Una scaglia isolata di micascisti calcariferi giace sui sedimenti ultraelvetiche della Zona della Nufenen-Piora-Frodalera a ovest del Lago Ritóm e corrisponde eventualmente a un prolungamento occidentale della Falda di ricoprimento Grava.

Durante l'ultimo massimo glaciale la superficie del ghiacciaio del Ticino aveva un'altitudine nell'ordine di 2100–2200 m s.l.m. Lo scioglimento delle grosse masse di ghiaccio innescarono la formazione di scoscendimenti estesi sul versante sinistro della Valle Leventina, favoriti dai piani di scistosità paralleli al pendio e da letti ricchi di mica nello Gneiss Leventina e facilitati dall'erosione fluviale al piede del pendio. Essi sono in parte ancora attivi.

## RÉSUMÉ

Dans la région de la feuille Ambri-Piotta affleurent les grandes unités tectoniques du Pennique, de l'Ultrahelvétique et de l'Helvétique qui ont été charriées depuis le sud et se sont retrouvées empilées les unes sur les autres. Sur la présente carte, l'Helvétique se résume à la nappe du Gothard qui constitue l'unité tectonique la plus profonde. Plus au sud suivent les séries sédimentaires ultrahelvétiques des zones Nufenen-Piora-Frodalera et du Scopi, ainsi que les nappes cristallines du Lukmanier et de la Léventine. Au sudouest de la nappe du Lukmanier sont accolées les unités penniques avec la «zone de Bedretto» – incluant la nappe du Lebendun à l'ouest et l'unité de San Giorgio à l'est – la nappe du Simano et l'unité du Sambuco.

La nappe du Gothard occupe la bordure nord de la carte. Elle est constituée de gneiss et de schistes en partie polymétamorphiques, de corps granitiques tardi- à postvarisques et de restes de la couverture sédimentaire d'origine. Des lames sédimentaires décollées (zones Nufenen-Piora-Frodalera et du Scopi), constituées d'un puissant empilement de roches d'âge triasique moyen à jurassique précoce, ont été poussées contre la nappe du Gothard. Les niveaux de décollement de ces couvertures sédimentaires se localisent normalement dans des roches carbonatées ou évaporitiques, même si elles ne sont pas clairement visibles sur le terrain. Les nappes du Lukmanier et de la Léventine sont considérées comme étant le substratum cristallin des couvertures sédimentaires ultrahelvétiques. La nappe du Lukmanier constitue, avec sa prédominance de para- et orthogneiss, l'unité tectonique ayant la plus grande extension sur la carte, formant notamment sur de longues distances le flanc gauche de la vallée de la Léventine. Des résidus de la couverture sédimentaires autochtone sont présents de manière très éparse sur ses bordures nord et sud. Dans la nappe de la Léventine, située plus en profondeur, les sédiments mésozoïques manquent totalement. Le «quartzite du toit» permet de suivre sa limite avec la nappe du Lukmanier. La nappe ultrahelvétique la plus profonde est constituée dans sa plus grande partie par le Gneiss de la Léventine. Dans le coin sudest de la carte, la mylonite située près d'Ogiòra et les métasédiments triasiques séparent les unités de l'Ultrahelvétique de celles du Pennique. Ici, la nappe du Simano, qui représente les éléments penniques les plus profonds avec l'unité du Sambuco, a chevauché la nappe du Lukmanier. La nappe du Simano est constituée presque entièrement de métasédiments paléozoïques. Elle est subdivisée en deux unités de socle ancien, l'une orientale (Gribbio), l'autre occidentale (Campo Tencia). La couverture mésozoïque de la nappe du Simano est composée de plusieurs zones triasiques de très grande épaisseur, en particulier celle de Campolungo avec le pli couché de Campolungo et ses richesses minéralogiques uniques. Le coin sudouest de la carte est composé de para- et orthogneiss, ainsi que du Gneiss granitique de Matorello appartenant à l'unité du Sam-

buco. Cette dernière comporte des reliques d'une couverture sédimentaire autochtone sur son front oriental uniquement. Les deux unités penniques qui suivent vers le haut, la nappe de Lebendun et l'unité de San Giorgio, affleurent dans la partie ouest de la carte entre les socles cristallins de Gribbio et de Campo Tencia. Les métasédiments permo-carbonifères psephitiques et psammitiques de la nappe du Lebendun et de l'unité de San Giorgio peuvent probablement être corrélés entre eux. Toutefois, la région séparant ces deux unités est recouverte par l'unité tectonique la plus élevée, la «zone de Bedretto», ce qui ne permet pas de tirer une conclusion définitive concernant les positions tectoniques respectives des unités. Les micaschistes carbonatés et les marbres d'âge jurassique précoce à moyen (Bündnerschiefer) de la «zone de Bedretto» séparent par ailleurs sur des kilomètres les nappes cristallines penniques des nappes cristallines ultrahelvétiques. Un affleurement isolé de micaschistes carbonatés repose sur les sédiments ultrahelvétiques de la zone Nufenen-Piora-Frodalera à l'ouest du lac Ritóm et correspond probablement aux contreforts de la nappe de la Grava.

Lors du dernier maximum glaciaire, les bords du glacier du Tessin atteignaient des altitudes comprises entre 2100 et 2200 m dans la vallée supérieure de la Lévantine. Suite à la fonte de ces grandes masses de glace des tassements se sont développés sur le flanc gauche de la vallée, favorisés par des surfaces de schistosité parallèles à la pente et par les couches riches en micas du Gneiss de la Lévantine, l'érosion fluviale au fond de la vallée accentuant encore le phénomène. Ces tassements sont toujours en partie actifs.

## SUMMARY

The following major tectonic domains that have been thrust and stacked over each other can be identified in the region covered by the Ambri-Piotta map sheet, from south to north: the Penninic, the Ultrahelvetetic and the Helvetic. The deepest tectonic domain in the map area, the Helvetic, is represented only by the Gotthard Nappe. To the south lie the Ultrahelvetetic sedimentary sequences of the Nufenen-Piora-Frodalera Zone and the Scopi Zone, as well as the crystalline Lucomagno and Leventina Nappes. To the southwest of the Lucomagno Nappe are the Penninic units of the «Bedretto Zone» – comprising the Lebendun Nappe in the west and the San Giorgio Unit in the east – as well as the Simano Nappe and the Sambuco Unit.

The Gotthard Nappe forms the northernmost part of the map area and consists of polymetamorphic gneisses and schists, Late to Post Variscan granitic intrusions and remnants of the initial sedimentary cover. Individual Ultrahelvetetic sedimentary units of thick Middle Triassic to Early Jurassic rock sequences were detached from their substratum and thrust over the Gotthard Nappe. The detachment

horizons of these sedimentary nappes usually lie within the Triassic carbonate-evaporitic rocks. Their exact location is however not visible in the field. The Lucomagno and the Leventina Nappes are considered to be the crystalline substratum of the Ultrahelvetic sedimentary nappes. The tectonically higher Lucomagno Nappe, with its predominantly para- and orthogneisses, is the unit with the largest extent in the map area and forms most of the orographic left side of the Valle Leventina. The autochthonous sedimentary cover of the Lucomagno Nappe occurs only sparsely along the northern and southern nappe border. In the tectonically lower Leventina Nappe, the Mesozoic sediments are completely missing and the «roof quartzite» of the Leventina Nappe forms the boundary to the overlying Lucomagno Nappe. The main part of the lowest Ultrahelvetic unit consists of Leventina Gneiss. In the southeastern corner of the map area, the Ultrahelvetic units are separated from the Penninic ones by the mylonite at Ogiòra and Triassic metasediments. In this area the Simano Nappe, representing together with the Sambuco Unit the two lowest Penninic units, was thrust over the Lucomagno Nappe. The Simano Nappe consists almost entirely of Paleozoic metasediments that can be divided into an eastern (Gribbio) and western (Campo Tencia) polycyclic crystalline basement. The Mesozoic cover of the Simano Nappe comprises several Triassic zones, in particular the Triassic Campolungo Zone with its flat-lying recumbent fold and its unique mineral richness. The southwestern corner of the map area is built up of para- and orthogneisses, as well as the Matorello Granitic Gneiss of the Sambuco Unit and their rare autochthonous sedimentary cover at the eastern front of the nappe. The Lebedun Nappe and the San Giorgio Unit – the two upper Penninic units – occur at the western border of the map area and between the Gribbio and Campo Tencia polycyclic basements, respectively. The Permo-Carboniferous pschitic and psammitic metasediments of these two units could probably be correlated with each other. However, the region between the two units is covered by the uppermost tectonic unit in the map area – the «Bedretto Zone» – and thus does not allow a clear resolution of the tectonic configuration. Furthermore, the Early to Middle Jurassic calcareous mica schists and marbles (Bündnerschiefer) of the «Bedretto Zone» separate, over large parts, the Penninic from the Ultrahelvetic crystalline nappes. An isolated occurrence of calcareous mica schists overly the Ultrahelvetic sediments of the Nufenen-Piora-Frodalera Zone to the west of Lago Ritóm and possibly corresponds to the western end of the Grava Nappe.

In the upper Valle Leventina the elevation of the Ticino glacier's ice was in the range of 2100–2200 m asl during the Last Glacial Maximum. Large landslides have developed in the left valley side as a result of the melting of these ice masses. The formation of these landslides is facilitated by slope-parallel schistosity planes, mica rich layers in the Leventina Gneiss and fluvial erosion at the slope toe and are still partly active today.

## EINFÜHRUNG

### Geografischer Überblick

Das Gebiet des Atlasblattes Ambri-Piotta deckt zum grössten Teil das WNW–ESE verlaufende Valle Leventina ab und zwar den oberen Teil der Media Leventina (von Chiggiogna bis zur Piottinoschlucht) und die Alta Leventina (vom Dazio Grande bis Airolo) sowie die Seitentäler Val Piora und Val Canaria, die hydrologisch dem Einzugsgebiet des Tessin angehören. Im Osten liegt der obere Teil des Valle Santa Maria mit dem Fluss Brenno und dem Val Termine, ein Seitental des Val Medel. Nördlich des Nordkamms des Val Piora verläuft ein Teil des Val Cadlimo mit dem Medelser Rhein. Im Südosten liegt ein Teil des Val Sambuco, dem obersten Abschnitt des Val Lavizzara, des östlichen Zweiges des Valle Maggia.

Das Gebiet des Atlasblattes liegt nahezu komplett im Kanton Tessin, mit Ausnahme von drei kleineren Flächen:

- eine ca. 1,6 x 0,2 km (rund 0,32 km<sup>2</sup>) grosse Fläche nördlich des Giübins und des Unteralppasses im Kanton Uri;
- ein kleines Dreieck (ca. 1 x 0,2 km oder 0,1 km<sup>2</sup>) nördlich des Lukmanierpasses im Kanton Graubünden; und
- die NE-Ecke des Atlasblattes (0,7 x 0,15 km oder rund 0,1 km<sup>2</sup>) nördlich des Pizzo del Corvo, ebenfalls im Kanton Graubünden.

Die höchsten Erhebungen liegen in der Regel zwischen 2700 und 2800 m ü. M. Die markantesten Gipfel sind der Giübin (2776 m ü. M.), die Punta Negra (2714 m ü. M.), der Pizzo Massari (2760 m ü. M.), der Pizzo Campolungo (2713 m ü. M.) und der Pécianett (2764 m ü. M.). Einzige Ausnahme mit einer Höhe über 2800 m ü. M. ist der Pizzo del Corvo (3015 m ü. M.) südlich des Scopi, ganz im Nordosten des Kartengebiets. Da liegt auch das einzige noch vergletscherte Gebiet. Es handelt sich dabei um den obersten Abschnitt des Gletscher da Casatscha. Ansonsten ist das gesamte Kartengebiet eisfrei, bis auf eine kleines Firnfeld nördlich des Pizzo Massari in einer imposanten Toteislandschaft.

Das Gebiet des Kartenblattes ist nur schwach besiedelt; die Siedlungsgebiete konzentrieren sich auf die tiefergelegenen Regionen der Talflanken und vor allem den Talboden des Valle Leventina. Die höchstgelegenen Dörfer sind Cari (1622 m ü. M.) und Prodör (1647 m ü. M.) auf der sonnigen Südflanke. Die höchsten noch bestossenen Alpen liegen auf ca. 1900–2000 m ü. M.: Alpe di Piora (1964 m ü. M.), Alpe Massari (1939 m ü. M.) und Alpe Campolungo (2086 m ü. M.).

Im Talboden des Valle Leventina verlaufen die zwei wichtigen Nord-Süd-Hauptverkehrslinien; die Gotthardbahn und die Autobahn A2. Der Gotthardpass liegt 3,5 km westlich der Nordwestgrenze des Blattgebiets. Der sich im Bau befindliche Gotthard-Basistunnel verläuft z. T. im östlichen Abschnitt des Kartengebiets.

## **Erforschungsgeschichte**

Aufgrund der Komplexität des geologisch-tektonischen Aufbaus des Gebiets von Blatt Ambri-Piotta wird die Erforschungsgeschichte am einfachsten nach den sechs Grundgebirgseinheiten (zum Teil mit den dazugehörigen mesozoischen Metasedimenten) gegliedert.

Der historische Überblick über die geologische Erforschung des Kantons Tessin bis 1920 von PREISWERK (1933) enthält u. a. auch einen vorzüglichen Abschnitt über das Gebiet des Atlasblattes.

### ***Gotthard-Decke (Gotthard-Massiv auct.)***

Nach STEIGER (1962) wurden die ersten petrographischen Beobachtungen in den Nordwest- und Nordteilen des Kartengebiets vom Zürcher Arzt und Naturforscher J.J. Scheuchzer durchgeführt. Seine im Jahr 1705 unternommene vierte Alpenreise führte ihn über den Gotthardpass nach Airolo und weiter über den Lago Ritóm nach Sta. Maria am Lukmanierpass. In seiner Beschreibung der Naturgeschichten des Schweizerlands (SCHEUCHZER 1708) beschreibt er u. a. «zwölfseitige, rohe Granate» und «kohlschwarze Striche» (Hornblendegarben) der «Tremola-Serie». Eine ausführlichere Beschreibung der Hornblendegarbenschiefer des Val Tremola gab DE SAUSSURE (1796) in seinen Voyages dans les Alpes. Sie ist in HAFNER (1958) zitiert. Die Bezeichnung «Tremola-Serie» wurde in ihrer ersten wissenschaftlichen Bearbeitung durch HEZNER (1909) eingeführt. Die Kartierung der zentralen Gotthard-Decke von AMBÜHL (1929) umfasste die NW-Ecke des Kartengebiets. Dieses Gebiet wurde dann von STEIGER (1962) neu kartiert und untersucht. Ausführliche Zusammenfassungen der historischen Arbeiten der südlichen Gotthard-Decke finden sich in den genannten Arbeiten von HAFNER (1958) und STEIGER (1962).

Die Erforschungsgeschichte der Sedimentzone am Südostrand der Gotthard-Decke ist in BAUMER (1964) sehr ausführlich beschrieben. Hier seien lediglich die wesentlichen Arbeiten zur Entwicklung der tektonischen Interpretation kurz zusammengefasst. In seiner Geologie der Schweiz bezeichnet HEIM (1921) das gesamte Mesozoikum am Südrand der Gotthard-Decke als penninisch. BOSSARD (1925, 1929a) unterscheidet gotthardmassivische und penninische Bündnerschiefer.

fer und fasst das Gotthard-Massiv als embryonale Decke auf. STAUB (1938) und NABHOLZ (1954) legen die Wurzel der helvetischen Decken an den Südrand der Gotthard-Decke. Auf der tektonischen Skizze der Tessiner Alpen stellt STAUB (1958) die Gotthard-Decke als «Gotthardmasse» ins Unter- und Tiefpenninikum. Im Profil zeichnet er die Gotthard-Decke mit fächerartig aufgerichteter Stirn; als zugehöriges Mesozoikum wird die Nufenen-Scopi-Zone angegeben. Die Wurzeln der helvetischen Decken liegen nach STAUB (1958) in der Urseren-Garveramulde. Aufgrund der Ähnlichkeit der Stratigraphie der Sedimente der südlichen Gotthard-Decke mit ultrahelvetischen Sedimenten und der analogen räumlichen Stellung werden diese Sedimente von TRÜMPY (1960) als ultrahelvetisch bezeichnet. BOLLI & NABHOLZ (1959) schlagen eine Beschränkung des Ausdrucks Bündnerschiefer auf das penninische posttriassische Mesozoikum vor; die gotthardmassivische posttriassische Sedimenthülle sei als gotthardmassivischer Lias zu bezeichnen.

Die Piora-Zone, zwischen der Nufenen-Zone im Westen und der Frodalera-Zona im Osten gelegen, wurde 1913–1916 von KRIGE (1918) kartiert und petrographisch untersucht. Seine Karte im Massstab 1:50 000 ist grundsätzlich noch heute gültig. Die Piora-Zone wurde ab den 1960er-Jahren im Rahmen der Planung des Gotthard-Basistunnels aufgrund von potentiellen geotechnischen Problemen im Tunnelbau intensiv untersucht (s. S. 180 ff.; die wichtigsten unveröffentlichten Berichte sind im Literaturverzeichnis angegeben).

Weitgehend unbekannt ist, dass der spanische Geologe DE GIMBERNAT (1804) als erster den Gips («hieso del Valle Canaria») der Piora-Zone in einem geologischen Profil dargestellt hat. Der Gips war allerdings auf schematische Weise bereits auf der Karte von DE MECHEL (1795) angegeben.

### *Leventina-Decke*

Die Kartierung der Leventina-Decke durch F. A. Beffa und F. Bianconi basiert auf den Aufnahmen von CASASOPRA (1939), dessen petrographische Karte im Massstab 1:40 000 (ohne topografische Unterlage) leider nur die Riviera und die Bassa Leventina umfasst. Der Nordabschnitt, der hier interessiert, ist in zwei Querschnitten ebenfalls im Massstab 1:40 000 dargestellt. Die monografische Dissertation von CASASOPRA (1939) enthält einen sehr ausführlichen historischen Abriss über den Leventina-Gneis. Da dieser entlang der Gotthardstrasse («la strada delle genti») lag, wurde er zwangsläufig von den durchreisenden Geologen beobachtet und beschrieben, zunächst anfangs des 18. Jahrhunderts durch J. J. Scheuchzer. Eine naturwissenschaftliche Bearbeitung, meistens von einem Vergleich mit den Graniten des Gotthards begleitet, begann jedoch erst gegen Ende des 18. Jahrhunderts. Hier sei lediglich auf die Arbeiten von PINI (1783, 1784) und DE SAUSSURE (1796, Reise von 1783) verwiesen, welche die ersten Be-

schreibungen des gefälteiten Granitgneises der Piottinoschlucht («Granit à veines en zigzag») machten. Der Granitgneis der Piottinoschlucht wurde von HEIM (1900) im Ansatz korrekt interpretiert. In NIGGLI et al. (1936) wird der Leventina-Gneis als Kern einer tief liegenden Decke definiert, die mit der Antigorio-Decke im Westen parallelisiert wird. BOSSARD (1925) spricht von einer eigenständigen Decke, der Leventina-Decke, während NIGGLI et al. (1936) den Leventina-Gneis als Teil der Lucomagno-Leventina-Decke bezeichnen.

### *Lucomagno-Decke*

Der westliche Teil der Lucomagno-Decke wurde 1913–1916 von KRIGE (1918) kartiert. Der östliche Teil (ungefähr östlich der Koord. 2700.0) wurde zunächst von H. Preiswerk 1907–1917 kartiert, später (1917) von A. Jeannet und dann von L. Bossard 1922/23 revidiert. Diese geologischen Aufnahmen bilden die Grundlagen des nordwestlichen Teils der Geologischen Spezialkarte 116 Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Blenio-Tal (PREISWERK et al. 1934), die sehr wenig von ihrer Gültigkeit verloren hat. In den dort enthaltenen tektonischen Kartenskizzen im Massstab 1:750 000 sind die Interpretationen von H. Preiswerk und L. Bossard dargestellt. H. Preiswerk betrachtet, wie zuvor erwähnt, die Einheiten Lucomagno und Leventina als die Lucomagno-Leventina-Decke, während L. Bossard eine Lucomagno-Teildecke von der Leventina-Decke mit einer Trennung durch eine mesozoische Zone unterscheidet. Die entsprechenden geologischen Beschreibungen sind in KRIGE (1918), BOSSARD (1925, 1929b) sowie im zusammenfassenden Werk von NIGGLI et al. (1936) enthalten.

### *Simano-Decke*

Die grundlegenden Untersuchungen der Altkristallin-Einheiten von Gribbio und Campo Tencia der Simano-Decke wurden wiederum von H. Preiswerk zwischen 1907 und 1917 durchgeführt. Die Ergebnisse flossen zunächst in die Geologische Spezialkarte 81 Geologische Karte des oberen Tessin und Maggia-Gebietes (PREISWERK 1918a) und später in die oben genannte Geologische Spezialkarte 116 (PREISWERK et al. 1934) sowie in den zahlreichen Veröffentlichungen von H. Preiswerk (in den nachfolgenden Kapiteln zitiert).

Die sedimentäre Überdeckung im Gebiet des Campolungo ist für die gut aufgeschlossenen und spektakulär verfalteten Dolomitmarmore (PREISWERK 1919) sowie für deren Mineralreichtum bekannt. In diesem Gebiet wurde das Mineral Tremolit bereits sehr früh von PINI (1786) entdeckt. GÜBELIN (1939) verfasste eine Monografie über den damaligen Kenntnisstand der Mineralien im Dolomit. Die voluminöse Literatur über die Trias des Campolungo, die sich über mehr als 200 Jahre erstreckt, ist in BIANCONI (1971) zusammengefasst.

Die Simano-Decke und ihre mesozoische Bedeckung im Gebiet des Atlasblattes wurden von BIANCONI (1971) kartiert und petrographisch untersucht. Die Struktur und die tektonometamorphe Entwicklung der nordwestlichen Simano-Decke wurden von RÜTTI (2003) und RÜTTI et al. (2005) untersucht. Neuere wichtige strukturelle Arbeiten, die u. a. die Simano-Decke und die mesozoische Bedeckung einschliessen, umfassen GRUJIC & MANCKTELOW (1996), MAXELON (2004) und MAXELON & MANCKTELOW (2005).

### ***Lebendun-San-Giorgio-Komplex***

Auf dem Atlasblatt kommen zwei getrennten Einheiten vor, die tektonisch parallelisiert werden: Die Lebendun-Decke selbst (sozusagen *sensu stricto*) im äussersten Westen und die San-Giorgio-Einheit (auch als San-Giorgio-Alt-kristallin bezeichnet) im südöstlichen Abschnitt des Kartengebiets. Beide Einheiten werden zusammen mit der Soja-Schuppe der Lebendun-Decke zugeordnet.

Das Altkristallin von San Giorgio (Metapsephite, Metapsammite, Hornblende-schiefer), welches nur an seiner Westspitze durch triassische Karbonatgesteine von der Hülle aus Bündnerschiefern getrennt wird, wurde in der Geologischen Spezialkarte 116 (PREISWERK et al. 1934) mit der Lebendun-Decke korreliert (Lebendun-Naro-Soja-Teildecke). Diese Interpretation wurde von STAUB (1958) als Lebendun-Soja und später auch von BIANCONI (1971) übernommen und ist – mit Ausnahme von STECK et al. (2013) – heute allgemein akzeptiert (z.B. BERGER et al. 2007).

### ***Sambuco-Einheit***

Die Erforschungsgeschichte des südwestlichen Teils des Kartengebiets ist in HASLER (1949) beschrieben. Die wichtigsten Entwicklungen sind nachfolgend zusammengefasst. Bereits GERLACH (1883) gibt die Grenzen zwischen Antigorio-Gneis und Teggiolo-Mulde, Lebendun-Gneis, Maggia-Gneis und Bedretto-Mulde richtig wieder. Aufgrund ihrer Detailarbeiten kommen PREISWERK (1918b, 1921) und GRÜTTER (1929) zum Schluss, dass im Gebiet der oberen Maggiatäler eine mächtige Querfalte vorliegt. PREISWERK (1918b, 1921) deutet die Struktur als eine sehr tief greifende, in einer Depression liegende Querfalte, die sich im Norden zu zwei löffelartigen Gebilden, den beiden so genannten Maggia-Lappen, verdickt. Der westliche (Rodi-)Teillappen ist in BUCHMANN (1953) und GÜNTHERT (1954) beschrieben. Der östliche (Sambuco-)Teillappen wurde von HASLER (1949) bearbeitet und später (1961–1967) von A. Günthert revidiert. Die tektonische Stellung der Sambuco-Einheit ist kontrovers (s. S. 131).

## STRATIGRAPHIE

### HELVETIKUM

#### GOTTHARD-DECKE

Im Gebiet von Atlasblatt Ambri-Piotta ist der südlichste Zentralstreifen der Gotthard-Decke über eine Länge (Ost–West, etwa dem Streichen entsprechend) von rund 17 km und eine Breite (Nord–Süd, etwa der scheinbaren Mächtigkeit entsprechend) von 1,5 bis 3,5 km aufgeschlossen. Die Detailkartierung der Gotthard-Decke und die geologisch-petrographischen Beschreibungen im Gebiet des Atlasblattes wurden von STEIGER (1962) durchgeführt. Die lithologischen Einheiten wurden in die lithostratigraphische Gliederung der Gotthard-Decke von MERCOLLI et al. (1994a, b) integriert und von BERGER et al. (2007) in die nachfolgenden vier Einheiten gegliedert:

- spät- bis postvariszische Granitoide (Medel-Granit und Cristallina-Granodiorit);
- mittelpaläozoische metasedimentäre Gesteine («Tremola-Serie»);
- spätordovizische Metagranitoide (Streifengneis);
- «Proto-Gotthard» (prä-Spätordovizium: «Giubine-Serie», Corandoni-Zone und Sorescia-Gneis).

Die nachfolgenden lithologischen Einheiten sind entsprechend dieser Einteilung gruppiert und, falls nicht anders vermerkt, nach STEIGER (1962) beschrieben.

### Ganggesteine

#### L Lamprophyrgang

Mehrere Lamprophyrgänge treten in der unmittelbaren Umgebung des Lago Scuro auf. Sie sind 50 bis 200 m lang und streichen teils NW–SE, teils NE–SW. Sie sind feinkörnig, dicht, grau bis graugrün und schiefzig, selten nahezu massig. Sie intrudieren (von Süden nach Norden) den Sorescia-Gneis, die «Giubine-Serie» und den Streifengneis, die sie mit sehr scharfen Kontakten schneiden. Nach BEFFA (1993a) handelt es sich um Kersantite und Minetten.

Der Mineralbestand (Angaben in Vol.-%) der Kersantite umfasst nach BEFFA (1993a, S. 99 f.): Plagioklas (27–35, Albit), Alkalifeldspat (17–23; Poikiloblasten), Biotit (30–35), Serizit

(0–3), Klinozoisit (5–15), Quarz (<5), Kalzit (0–4); akzessorisch sind Titanit, Chlorit, Apatit, Zirkon und opake Mineralien (Pyrit und Magnetit).

Der Mineralbestand der Minetten umfasst nach BEFFA (1993 a, S. 102): Alkalifeldspat (bis 35), Plagioklas (25), Quarz (3), Biotit (20), Muskovit/Serizit (15), Karbonat (2). Akzessorisch sind Rutil, Hämatit, Chlorit, Apatit und Zirkon. BEFFA (1993 a) erwähnt eine XRF-Analyse einer Kersantitprobe, die ca. 600 m nördlich des Atlasblattes liegt.

In den Originalkartierungen von R.H. Steiger sind zwei Lamprophyrgänge verzeichnet. Beide liegen vollständig im Streifengneis, den sie diskordant schneiden:

- Südseite des Val Cadlimo und wenige Meter auf der linken Seite des Val Termine bei Costa di Schenadüi; rund 500 m lang, Nord-Süd-gerichtet, bis ca. 10 m mächtig (Koord. 2701.66/1157.83/2240 m bis 2701.63/1157.26/2400 m);
- Rechte Seite des Val Termine bei Ovi dell’Uomo; ca. 200 m lang, NW-SE-gerichtet, bis zu ca. 5 m mächtig (Koord. 2702.62/1156.89/2300 m bis 2702.76/1156.75/2380 m).

R.H. Steiger hat keine näheren Untersuchungen über die zwei Lamprophyre durchgeführt. Aus Analogiegründen können die Beobachtungen von NIGGLI et al. (2008) für das nördlich angrenzende Atlasblatt 126 Oberalppass hinzugezogen werden. Die Lamprophyre sind dort in den Gesteinen der Gotthard-Decke sehr häufig. Sie sind feinkörnig, dicht, grau bis graugrün und meist schiefrig.

Der Mineralbestand (keine Angaben über die Vol.-%) umfasst Plagioklas (Albit), Quarz, Chlorit, Serizit, Kalzit, Titanit, hellbraunen Biotit, Turmalin und Erzminerale. Nach NIGGLI et al. (2008) gehören die Lamprophyre dem variszischen Magmenzyklus an.

### «Proto-Gotthard»

Die prä-spätdovizischen Grundgebirgseinheiten (d. h. die Krustensequenz, die vom Protolith des Streifengneises intrudiert wurde) umfassen Gesteine, die von mindestens drei hauptorogenen Zyklen (im Ordovizium, Karbon und Tertiär) erfasst wurden. Jede Orogenese hat in den Gesteinen polymetamorphe Überprägungen hinterlassen. Die alpine Metamorphose (untere Amphibolitfazies) hat jedoch im südlichen Bereich der Gotthard-Decke die früheren Mineralparagenesen stark überprägt. Auf dem Atlasblatt sind die drei Einheiten «Giubine-Serie», Corandoni-Zone und Sorescia-Gneis ausgeschieden. NUNES & STEIGER (1974) haben Alter von 1550 Ma für verschiedene Gneistypen dieser Gruppe ermittelt, was den prä-spätordovizischen Ursprung der sedimentären und magmatischen Protolithe dieser Serien bestätigt.

### «Giubine-Serie»

Der Begriff «Giubine-Serie» stammt vom Berg Giubine (Giübin) und wurde von STEIGER (1962, S. 506) eingeführt und wie folgt definiert: «Die Giubineserie ist die Gesteinszone, welche am Südrand des Streifengneises oder des Tremola-(Rotondo-)granits auftritt und im Süden vom Soresciagneis oder Medelsergranit begrenzt wird.»

Im Gebiet von Atlasblatt Ambri-Piotta erstreckt sich die «Giubine-Serie» über eine Länge von rund 13 km vom Westrand des Kartengebiets bis zu den Foppe di Scai, 500 m nordöstlich des Pizzo dell'Uomo, wo sie vom Medel-Granit abgeschnitten wird. Ihre Mächtigkeit nimmt von ca. 500 m am westlichen Kartengebietsrand nach Osten ab und hat ihr Minimum mit ca. 30 m an der Nordflanke des Val Canaria. Der Kontakt zum Streifengneis ist durchwegs konkordant und stets zentimeterscharf. Der Kontakt zwischen der «Giubine-Serie» und dem Medel-Granit nordöstlich des Pizzo dell'Uomo ist eindeutig primär: die Grenze verläuft unregelmässig und diskordant zur Schieferung der Giubine-Gesteine. Die südliche Grenze zum Sorescia-Gneis ist hingegen unsicher, da in der «Giubine-Serie» vielfach noch Gesteinstypen vorkommen, die dem Sorescia-Gneis ähnlich sind.

STEIGER (1962, S. 508 ff.) beschreibt drei Zonen:

- Schmitzengneis: meist ein Glimmergneis mit lang gezogenen flachen Schmitzen (bis Meter lang) eines dunklen, biotitreichen Gesteins. Im Kartengebiet kommt er nur in der äussersten NW-Ecke der «Giubine-Serie» vor und wurde auf der Karte nicht ausgeschieden.
- Stromatitische Zone: quarzreiche helle (gelegentlich mit kleinen Granaten vollgespickte) und dunkle Gesteine in enger Wechsellagerung. Diese Zone kommt in den westlichen 1300 m des Kartengebiets, bis ca. 400 m westlich des Giübin, vor.
- Granat-(Quer-)glimmerschiefer: er führt gelegentlich dünne (2–3 m mächtige) Lagen von Hornblendegarbenschiefer. Im Kartengebiet bildet diese Zone die gesamte «Giubine-Serie» östlich von der stromatitischen Zone.

Die Grenzen dieser Zonen sind nicht scharf, sondern trennen nur die vorherrschenden Gesteinsarten ab. Nach STEIGER (1962, S. 515) ist der Grossteil der Gesteine der «Giubine-Serie» unzweifelhaft sedimentärer Herkunft.

Der Mineralbestand der Hauptgesteinstypen der «Giubine-Serie» ist in STEIGER (1962, S. 510) aufgelistet. Beim Plagioklas handelt es sich hauptsächlich um Albitoligoklas, selten um Oligoklas und Andesin. Der Biotit ist meistens sehr frisch und primär, selten tritt er als Zersetzungprodukt von Hornblende auf. Die meist kleinen Granate sind im Allgemeinen frei von Einschlüssen, randlich hingegen häufig von Epidotisierung betroffen. Granate mit S-förmig ge-

drehten Einschlüssen sind selten. Die Akzessorien umfassen Apatit, Turmalin, Zirkon, Titanit, Rutil, Karbonat, Pyrit und weitere opake Mineralien.

Die Gefügemerkmale zeigen eine mehrheitlich Nord-Süd gerichtete Lineation der Glimmer und eine starke Fältelung, die parallel dazu verläuft.

**P<sub>G</sub> «Giubine-Serie»: leuko- und melanokrater Zweiglimmergneis und -schiefer, oft mit biotitreichen Schmitzen; Querbiotitgneis**

Der Schmitzengneis (zum Teil auch -schiefer) führt flache Schmitzen von dunklem, biotitreichem Schiefer, die stark in Richtung der Glimmerlineation gestreckt erscheinen. Sie sind dezimeter- bis meterlang, meist nur einige Zentimeter mächtig und 5 bis 20 cm breit. Lokal treten knauerartige Einschlüsse (3 bis 10 cm im Durchmesser) auf, die feinkörnigen Epidot und Granat führen.

Der Querbiotitgneis (zum Teil auch -schiefer) ist charakterisiert durch das Auftreten von quer zur Schieferung stehenden Biotiten (1 bis 5 mm gross), die oft in 1 bis 3 mm dicken Paketen angehäuft sind, im Gestein nicht speziell ausgerichtet und zum Teil mehr oder weniger in einem Gürtel parallel zur Nord-Süd-Linearation angeordnet sind.

*«Giubine-Serie» z. T. mit Granat, selten mit Hornblende*

Der Granat-Glimmerschiefer (gelegentlich -gneis) fällt durch die hellgraue Bruchfarbe und die ockerbraune Verwitterungsfarbe auf. Die Granate sind rotbraun, kaum über 1 mm gross und idioblastisch als Rhombendodekaeder ausgebildet. Das Gestein ist im Allgemeinen feinschiefrig. Aus Analogiegründen mit der «Tremola-Serie» postulieren BERGER et al. (2007) ein mittelpaläozoisches Alter für die Granat-Glimmerschieferzone der «Giubine-Serie».

Der Biotit-Serizitschiefer ist dunkelgrau. Er zeichnet sich durch das feine, regelmässige Korn aus. Das Gestein ist sehr feinschiefrig.

Beim Hornblendegneis (zum Teil -schiefer) sind in der weissen, feinkörnigen Grundmasse feine bis grobe Hornblendestängel (0,5 bis 10 cm lang, oft garbenförmig) eingebettet; häufig treten auch grobschuppige Biotite auf, die zum Teil quer zur Schieferung stehen.

Weitere Beschreibungen aus dem Abschnitt zwischen den Koord. 2696 und 2699 finden sich in BEFFA (1993a, S. 75ff.). Zudem erwähnt BEFFA (1993a) drei XRF-Analysen von Gesteinsproben, die vom NW-Ufer des Lago Scuro stammen.

*Corandoni-Zone und Sorescia-Gneis*

**A<sub>C</sub> Amphibolit, Hornblendeschiefer und leukokrater Glimmergneis, untergeordnet Biotitschiefer und Pegmatit (Corandoni-Zone)**

Die Corandoni-Zone ist das Äquivalent der «Prato-Serie». Der Name Corandoni-Zone wurde von STEIGER (1962, S. 475) eingeführt und wie folgt definiert: «Als Corandonizone wird die Bänderamphibolit und Glimmergneis führende Gesteinszone bezeichnet, welche östlich der Poncioni Negri zwischen den beiden Sorescia-Gneiszügen lagert.»

Die Corandoni-Zone erstreckt sich etwa in West-Ost-Richtung über ca. 8 km zwischen dem Grat der Poncioni Negri im Westen und nördlich von Piano dei Canali im Osten. Im Bereich zwischen Lago della Segna und Lago dei Campaniti steht sie teilweise direkt mit der Trias der Piora-Zone in Kontakt. Das östlichste Vorkommen ist eine über 0,5 km lange, schmale Scholle im Cristallina-Granodiorit und im Medel-Granit nordöstlich von Piano dei Canali. Der Kontakt zwischen dieser Scholle und dem Granodiorit bzw. Granit ist an einzelnen Stellen zentimeterscharf. Bei diskordant verlaufenden Kontakten hat der Granodiorit zum Teil eine Aufblätterung und mechanische Verdrängung der Schieferlagen verursacht. Der Kontakt am Ostende der Scholle, wo der Granodiorit und der Granit mit dem Gneis grob verzahnt sind, ist primärer Natur.

Der schmale Amphibolitzug am steilen Nordhang des Val Piora wurde bereits von KRIGE (1918) nach petrographischen Gesichtspunkten abgegrenzt. In der Corandoni-Zone herrschen Amphibolite und feinnematoblastische Hornblendeschiefer sowie Glimmergneise vor, nur untergeordnet treten Glimmerschiefer auf. Diese Gesteine sind lokal von zahlreichen konkordanten, linsenartigen, bis zu einigen Metern langen Pegmatiten durchsetzt. Hornblendegarbenschiefer sind selten. Die vorherrschenden Gesteine sind durch ausgesprochen stromatitische Lagerung der hellen und dunklen Gesteinsarten charakterisiert. Die Textur ist schiefrig, vielfach feinschiefrig bis feinlagig.

Angaben zum detaillierten Mineralbestand finden sich in STEIGER (1962, S.479). Im Glimmergneis und -schiefer sind die grossen Plagioklaskristalle meistens sauer (Albit bis Albitoligoklas), während das feinkörnige Feldspatmosaik meistens aus Oligoklas bis Andesin besteht. Im Amphibolit sind die Plagioklase basischer (Oligoklas-Andesin). Im Hornblendeschiefer kann Zoisit zu einem wesentlichen Gemengteil werden. Beim Karbonat handelt es sich ohne Ausnahme um Kalzit. Querbiotite treten häufig auf. Die Akzessorien umfassen Chlorit, Apatit, Rutil, Zirkon, Turmalin, Pyrit und andere opake Mineralien und, sehr selten, Disthen, Staurolith und Allant.

Gefügemerkmale zeigen eine mehrheitlich Nord-Süd gerichtete Lineation der Glimmer sowie teilweise der Hornblendestängel und eine Fältelung, die im Allgemeinen parallel dazu verläuft. Weitere Beschreibungen, u. a. XRF-Analysen von vier Proben aus dem Abschnitt zwischen den Koord. 2696 und 2699 sowie von vier Proben aus dem Gebiet unmittelbar südlich des Lago dello Stabbio, finden sich in BEFFA (1993a, S. 65 ff.).

### G<sub>5</sub>      **Sorescia-Gneis: melanokrater Zweiglimmer-Plagioklasgneis**

Der Name Sorescia-Gneis wurde erstmals von STAPFF (1880) verwendet und bezeichnete den Gneis, der südlich an den Tremola-Granit anschliesst und auf Alpe di Sorescia und südlich der Sellaseen ansteht (Atlasblatt 68 Val Bedretto). Der Begriff Sorescia-Gneis wurde von HAFNER (1958, S. 277) neu definiert und von STEIGER (1962, S. 490ff.) übernommen.

Im Gebiet von Atlasblatt Ambri-Piotta bildet der Sorescia-Gneis einen kontinuierlichen, etwa West–Ost streichenden, zwischen 250 und 700 m mächtigen und ca. 13 km langen Zug. Er setzt sich westlich des Westrandes des Kartengebiets fort, wo er nördlich der «Prato-Serie» ansteht. Diese Zone fehlt im Gebiet von Atlasblatt Ambri-Piotta, so dass hier der Sorescia-Gneis direkt an die «Tremola-Serie» grenzt. Im Osten wird er durch die Intrusion des Medel-Granits rund 400 m östlich des Pizzo dell'Uomo diskordant abgeschnitten. Von den Poncioni Negri bis zum Passo Columbe<sup>1)</sup> schaltet sich ein Amphibolitzug (Corandoni-Zone) ein, der den Sorescia-Gneis in einen nördlichen und einen südlichen Ast aufspaltet. Im Norden grenzt der Sorescia-Gneis an die «Giubine-Serie».

Als Sorescia-Gneis wird von STEIGER (1962, S. 492) diejenige Zone bezeichnet, die fast ausschliesslich aus feinlagigem, dunklem Zweiglimmer-Albitoligoklasgneis besteht und in Meterabständen 2–4 cm grosse Augen führt. Der südliche Ast zeigt ab dem Südgrat des Pizzo Taneda einen allmählichen Übergang in eine hellere Mischgneiszone (Sorescia-Gneis, Varietät Lago di Dentro), die auf dem Atlasblatt nicht ausgedehnt wurde.

Der typische Sorescia-Gneis zeichnet sich durch eine feinlagige Textur aus: in Wechsellagerung stehen feinste Glimmerlagen mit 0,8 bis 1,3 mm mächtigen Quarz-Feldspat-Augen, die im Längsbruch meist streng parallel zueinander verlaufen. Die 2 bis 4 cm grossen Augen sind konkordant zur Schieferung eingebettet. Hauptgemengteil der Augen ist Alkalifeldspat. Die Varietät Lago di Dentro enthält weniger Glimmerminerale, und die Gesteinsfarbe ist heller.

Die Mineralbestände für den typischen Sorescia-Gneis, die Quarz-Feldspat-Augen und die Varietät Lago di Dentro sind in STEIGER (1962, S. 496) angegeben. Kleinere Porphyroblasten von Granat und Querschnitt sind selten. Die Querschnitt sind oft in Chlorit umgewandelt. Die Akzessorien umfassen Apatit, Zirkon, Zoisit-Epidot, Turmalin, Pyrit und weitere opake Mineralien.

Makroskopische Gefügemerkmale umfassen eine Nord–Süd gerichtete Lineation und parallel dazu eine Kleinfältelung, die nur in feinkörnigen Varietäten

---

<sup>1)</sup> Auf Blatt 1252 Ambri-Piotta der Landkarte der Schweiz 1:25 000 fälschlicherweise als Passo delle Colombe (italienisch für «Tauben») angegeben; die korrekte Bezeichnung heisst «Corombe» oder «Corombe» aus dem Dialekt des Val Blenio, bzw. «Columbe» im Dialekt von Airolo–Quinto, für «colonna», Säule. Der Name Pizzo Columbe ist von der Morphologie des Berges hergeleitet, die von zahlreichen Säulen charakterisiert ist. Im vorliegenden Text wird «Columbe» angewendet.

gut ausgebildet ist. Weitere Beschreibungen und eine XRF-Analyse einer Zweiglimmergneisprobe aus dem Abschnitt zwischen den Koord. 2696 und 2699 sowie einer Probe des Gebiets zwischen Lago Scuro und Lago dello Stabbio finden sich in BEFFA (1993 a, S. 83 ff.).

## **Spätordovizische Metagranitoide**

### **P<sub>b</sub>      Biotit-Apatitschiefer**

Bei Piatto della Miniera, nordöstlich des Piz Corandoni, enthält der Streifengneis zwei schieferungsparallele Horizonte aus Biotit-Apatitschiefer. BEFFA (1993 a) bezeichnet diesen Schiefer als «Miniera-Schiefer» und gibt nähere Beschreibungen. Der frische Schiefer ist gelblich grau bis braunschwarz. Die Biotit-epidoblasten definieren die starke Schieferung und die Nord-Süd-Lineation.

Der Mineralbestand (Angaben in Vol.-%) umfasst nach BEFFA (1993 a, S. 103): Biotit (60–68), Apatit (20–25; bis 3 mm gross) und untergeordnet Quarz sowie Alkalifeldspat. Die akzessorischen Minerale umfassen Pyrit (1–5), Titanit (2), Epidot, Chlorit, Hämatit und Zirkon. Eine XRF-Analyse von diesem Gesteinstyp ist in BEFFA (1993 a) enthalten. Erwähnenswert ist eine hohe Fluorkonzentration von 6034 ppm.

Die Genese des Biotit-Apatitschiefers ist unklar; möglicherweise handelt es sich um späte Differenziate im ursprünglichen Magma des Streifengneises oder aber um spätmagmatische metasomatische Produkte (sehr hoher Fluorgehalt).

Während des Zweiten Weltkriegs wurde der Biotit-Apatitschiefer als potentielle Posphatressource näher untersucht. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sind im Kapitel Mineralische Rohstoffe auf S. 179 zusammengefasst.

### **GO<sub>5</sub>      «Streifengneis»: leukokrater, streifiger Muskovit-Alkalifeldspatgneis**

Der Streifengneis stellt das metamorphe Produkt von spätordovizischen Granitoiden dar. Nach den Feldverhältnissen sind diese Granitoide in ältere metamorphe Einheiten intrudiert und wurden ihrerseits von den variszischen Granitoiden durchdrungen. Dies wird von den radiometrischen Altersbestimmungen bestätigt (s.u.). Der Streifengneis bildet – mit Ausnahme eines Abschnittes nördlich des Giübin – den Nordrand des Kartengebiets über eine Länge von ca. 14,5 km vom Westrand bis zum Gebiet der Alpe Croce und Stabbio Vecchio, wo er von Triasgesteinen überlagert wird. Obwohl STEIGER (1962) den Südrand des Streifengneises kartierte, findet sich keine Beschreibung davon in seiner Dissertationsarbeit. Der mittlere Abschnitt des Streifengneisvorkommens im Gebiet von Blatt Ambri-Piotta wurde von BEFFA (1993 a) kartiert und näher beschrieben. Die

nachfolgenden Daten sind aus BEFFA (1993 a, S. 89ff.) und aus den Erläuterungen zum nördlich anschliessenden Atlasblatt 126 Oberalppass (NIGGLI et al. 2008) entnommen. Der Gneis wird von letzteren Autoren als «Streifengneis s. str.» bezeichnet. Er weist eine ausgesprochen streifige Ausbildung auf, mit flaseriger Umhüllung der ausgewalzten Feldspatlinsen durch die flach eingeregelt Glimmerlagen.

Der Mineralbestand (Angaben in Vol.-%) nach BEFFA (1993a, S. 91f.) und NIGGLI et al. (2008) umfasst die Hauptgemengteile Alkalifeldspat (30), Plagioklas (20, Albit-Oligoklas), Quarz (30), Muskovit (13) und Biotit (7). Nebengemengteile und Akzessorien sind Chlorit, Zoisit, Allanit, Apatit, Kalzit, Titanit, Rutil, Turmalin, Granat, Zirkon und opake Mineralien.

BEFFA (1993a) erwähnt drei XRF-Analysen von Proben, die nördlich des Lago Scuro entnommen wurden. Absolute Altersbestimmungen ergaben ein spätordovizisches–silurisches (kaledonisches)  $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ -Gesamtgesteinsalter von  $436 \pm 17$  Ma (ARNOLD 1970) bzw.  $439 \pm 5$  Ma (SERGEEV & STEIGER 1993) sowie ein U/Pb-Alter an Zirkon von  $445 +4/-5$  Ma (SERGEEV & STEIGER 1995).

### **Mittelpaläozoische metasedimentäre Gesteine («Tremola-Serie»)**

Die «Tremola-Serie» ist durch eine vielfältige, rasch wechselnde Lithologie schiefriger Gesteine, darunter der berühmte Granat-Hornblendegarbenschiefer (Fig. 1), charakterisiert. Nach STEIGER (1962) wurden die Protolith (Sedimente und untergeordnet basische Tuffe) von zwei metamorphen Ereignissen (beide untere Amphibolitfazies) erfasst: von der variszischen Metamorphose, gefolgt von der alpinen Überprägung. Daraus wurde von STEIGER (1962) ein mittelpaläozoisches Mindestalter für die Protolith postuliert.

Bis zu den Arbeiten von HAFNER (1958; südliche Gotthard-Decke auf dem westlich anschliessenden Gebiet von Atlasblatt 68 Val Bedretto) und STEIGER (1962) wurde der Begriff «Tremola-Serie» immer wieder unklar verwendet, obwohl er schon in der grundlegenden Arbeit von HEZNER (1909, S. 157) eindeutig definiert wurde: «Der als Tremolaserie zusammengefasste Gesteinskomplex lehnt sich im Norden dem die zentralen Gotthardgneise begrenzenden Soresciagneis konkordant an; südlich ist er durch den Dolomitzug abgeschlossen, der dicht bei Airolo Ost–West streichend herüberzieht.» Diese Definition wurde von STEIGER (1962, S. 394f.) leicht verändert übernommen: «Die Tremolaserie ist demnach die Gesteinszone, welche im Norden an die Pratoserie – bei deren Fehlen an den Soresciagneis – anlehnt und im Süden durch den Triaszug begrenzt ist.»



Fig. 1: Glimmerschiefer mit Hornblendegarben und Granat der «Tremola-Serie». Sammlung Scuole Comunali di Airolo, Bildausschnitt ca. 20 x 14 cm. Foto G. Ceresa, 2013.

Die «Prato-Serie», als nördliche Grenze der «Tremola-Serie», keilt unmittelbar westlich des Westrandes des Gebiets von Atlasblatt Ambri-Piotta aus. Als ihr Äquivalent wird hier die Corandoni-Zone angesehen, die östlich des Val Canaria auftritt. Die Südgrenze der «Tremola-Serie» ist meistens durch Quartärablagerungen verdeckt. Der ursprünglich scharf diskordante Kontakt zur mesozoischen Bedeckung wurde durch die alpinen tektonischen Bewegungen verwischt, und es entstand eine konkordante Schieferung.

Die lithologische Vielfalt der Tremola-Gesteine wird aus der Kombination von nur neun Hauptgemengteilen aufgebaut: Quarz, Plagioklas, Biotit, Muskovit-Serizit, Chlorit, Hornblende, Granat, Karbonat und Zoisit-Epidot. Disthen und Staurolith sind stark untergeordnet. Die neun Hauptgemengteile kommen in fast allen Gesteinen vor, jedoch in unterschiedlichen Mengenverhältnissen. Die cha-

rakteristischen Gesteinsarten sind in Tabelle 1 mit ihrer geschätzten Häufigkeit (in %) und mit ihrem durchschnittlichen Mineralbestand (in Vol.-%) aufgeführt.

Die in Tabelle 1 aufgeführten Gesteinstypen sind in STEIGER (1962, S. 398 ff.) und in BEFFA (1993 a, S. 51 ff., für die Pontino-Zone) sehr detailliert beschrieben. Wichtige Gemengteile sind ebenfalls in STEIGER (1962, S. 430 ff., sowie 1961 zum Chemismus der Hornblende) näher charakterisiert.

Die Hornblenden der «Tremola-Serie» weisen im Wesentlichen einen nahezu einheitlichen Chemismus auf (STEIGER 1962, S. 432). In allen Fällen handelt es sich um gemeine Hornblende. Die ungefähre chemische Zusammensetzung der Granate wurde von STEIGER (1962, S. 435 f.) aufgrund der Gitterkonstanten und Brechungsindizes ermittelt. Demnach handelt es sich um Mischkristalle zwischen Almandin (70–82 Mol.-%), Pyrop (7–24 Mol.-%) und Grossular (2–15 Mol.-%).

Das Karbonat wurde in zahlreichen Proben untersucht. Diese enthielten nur Kalzit oder Dolomit oder beides zusammen. Die meisten Silikat-Karbonatgesteine führen Kalzit, nur untergeordnet tritt Dolomit als Hauptgemengteil auf. In diesen Fällen ist Kalzit nur in Spaltrissen oder als kleine Einschlüsse im Dolomit zu finden. Bei den Karbonatgneisen sind die Verhältnisse ähnlich: Kalzit herrscht vor, Dolomit ist fast immer von etwas Kalzit begleitet.

Wie im Gebiet des westlich angrenzenden Atlasblattes 68 Val Bedretto (LABHART 2005), wurden aufgrund der kleinmassstäblichen Gesteinswechsel sowohl im Profil als auch im Streichen auf dem Atlasblatt keine lithologischen Einheiten, sondern Zonen bestimmter Lithologiehäufigkeiten ausgeschieden. Im Massstab 1:25 000 erweist sich eine lithostratigraphische Gliederung der «Tremola-Serie» als unmöglich.

STEIGER (1962) hat die komplexen metasedimentären Abfolgen der «Tremola-Serie» in drei Zonen unterteilt (von Norden nach Süden):

- Pontino-Zone, bis zu ca. 1000 m mächtig;
- Zone des Sasso Rosso, bis zu 450 m mächtig;
- Nelva-Zone, bis zu 500 m mächtig.

Die drei Zonen keilen nach Osten nacheinander aus: zunächst die südlichste Zone (Nelva-Zone), gefolgt von der Sasso-Rosso-Zone im Val Canaria und schliesslich die Pontino-Zone auf Höhe des Lago di Dentro. Sie werden von der Trias in flachem Winkel gegen Osten abgeschnitten, was eine primäre stratigraphische Diskordanz widerspiegelt. Die Schieferung der «Tremola-Serie» verläuft jedoch immer konkordant zum Kontakt.

**Tab. 1: Charakteristische Gesteinsarten der «Tremola-Serie» mit Angabe des durchschnittlichen Mineralbestandes und des geschätzten prozentualen Volumenanteils.**

Gesteinstyp	Häufigkeit [%]	Quarz	Plagioklas	Biotit	Hellglimmer	Chlorit	Hornblende	Granat	Karbonat	Epidot
Glimmergneis	35	35–45	25	10–15	5–15	5–20	0–5	0–5	0–15	–
Glimmerschiefer	30	30–35	10	5–20	30–35	5–40	0–15	0–10	0–5	–
Hornblende-schiefer	12	20	10	10	<5(*)	10	50	<5	0–5	0–5
Hornblende-gneis	8	30	25	10	<5	5	25	<5	5	–
Quarzit	7	75	5	<5	15	<5	<5	<5	5	–
Silikatkarbonat-gesteine		25	10	10	10	5	–	–	40	5
Kalksilikat-gesteine	5	15	5	–	–	5	15	–	25	35
Amphibolit	3	15	20	5	–	5	50	–	5	<5

(\*) selten (aus STEIGER 1962)

**P<sub>N</sub> Granat-Glimmergneis und -schiefer, untergeordnet Hornblendeschiefer (Nelva-Zone)**

In dieser Zone herrscht Granat führender Zweiglimmergneis vor, der in grober Wechsellagerung mit serizitreichem, oft phyllitischem Granat-Glimmerschiefer steht. Der Hornblendeschiefer bildet nur vereinzelte, schmale Horizonte. Typische Hornblendegarben fehlen fast völlig; dafür treten kurze, dicksäulige Kristalle auf, welche das Gestein oft schräg zur Textur durchwachsen. Am Kontakt zur Trias tritt eine Folge von feinschiefrigem Serizitschiefer, Karbonat führendem Glimmerschiefer und Quarzit auf. Karbonatreiche Gesteine sind gegen die Trias hin etwas häufiger. Lokal treten helle, massige, glimmerarme Albitgesteine auf. Typisch sind ferner schmale Horizonte von meist massigem, Serizit führendem Quarzit. Zuweilen führt der Glimmerschiefer und -gneis etwas kohleartiges Pigment, das dem Gesteinen ein graues Aussehen verleiht.

In dieser Zone herrscht saurer Plagioklas (Albit und Albitoligoklas) vor. Besonders typisch ist der hohe Gehalt an Muskovit-Serizit (häufig über 25 Vol.-%). Hornblende tritt nur sporadisch auf; sie ist immer zersetzt, stark xenoblastisch und voller Einschlüsse. Granat ist stark verbreitet; sein Durchmesser nimmt von Süden (meist 0,5 cm und kleiner) nach Norden (1–2 cm) zu; die Kristalle sind zum Teil idiomorph und meistens voller Einschlüsse. Spezifische Akzessorien für diese Zone sind: Rutil (als Sagenitgitter), Zirkon, Turmalin, Staurolith, Disthen und etwas Chlorit; ferner treten Apatit, Magnetkies, Pyrit, seltener Hämatit, Rutil und Limonit auf.

Die Textur ist undeutlich bis verworren schiefrig, oft gefältelt. Die Nord-Süd gerichtete Lineation der Glimmer ist ausgeprägt. Typisch für die Nelva-Zone sind ausserdem die zahlreichen Querbiotite. Die Hornblenden sind nirgends eingeregelt. Die Grenzen zwischen den einzelnen Gesteinslagen sind meistens verschwommen. Der Kontakt zur nördlich anschliessenden Sasso-Rosso-Zone ist im Feld durch das massive Einsetzen von Hornblendegesteinen, den sprunghaft erhöhten Chloritgehalt und das plötzliche Fehlen von Granat zu erkennen.

**P<sub>S</sub> Chlorit-Glimmerschiefer und -gneis, Hornblendegarbenschiefer, untergeordnet Amphibolit (Sasso-Rosso-Zone)**

Diese Zone umfasst den südlichen Abschnitt der Motto-di-Dentro-Zone von HAFNER (1958). In der Sasso-Rosso-Zone werden grosse Bereiche von Chlorit-Glimmerschiefer und -gneis sowie Graphit führendem Glimmerschiefer und -gneis eingenommen. Phyllitischer Granat-Serizitschiefer ist im Allgemeinen auf den nördlichsten Teil der Zone beschränkt. Charakteristisch ist das oft massenhafte Auftreten von Hornblendeschiefer, Quarzit und Silikatkarbonatgesteinen, seltener von Kalksilikatgesteinen. Amphibolit ist untergeordnet. Im Gegensatz zur Nelva-Zone treten häufig Hornblendegarben auf. Nur wenige Gesteine führen Granat.

Beim Plagioklas handelt es sich um zwei Generationen, nämlich Oligoklas-Andesin und Albitoligoklas ungefähr zu gleichen Anteilen. Biotit ist gegenüber der Nelva-Zone deutlich untergeordnet, vielfach fehlt er. Muskovit-Serizit spielt ebenfalls nur eine untergeordnete Rolle. Hornblende ist ein wesentlicher Gemengteil zahlreicher Gesteine; die Kristalle sind meist vollkommen xenoblastisch, führen zahlreiche Einschlüsse und liegen meist parallel zur Gesteins-schieferung. Granat tritt angehäuft nur an der nördlichen Grenze der Zone auf, wo er bis zu 2 cm Durchmesser erreicht; er ist oft idioblastisch und voller Einschlüsse. Die Akzessorien umfassen Apatit, Magnetkies, Pyrit und Rutil, in seltenen Fällen Staurolith, Zirkon, Turmalin, Rutil (als Sagenitgitter) und Allanit.

Die Gesteine dieser Zone weisen im Allgemeinen wegen der geringen Glimmeranteile eine undeutliche bis verworrene Schieferung auf. In vielen Gesteinen ist die Nord-Süd-Lineation der Glimmer deutlich zu beobachten. Die Grenze zur Pontino-Zone ist durch das Auftreten von Granat-Serizitphyllyt definiert.

**P<sub>p</sub> (Hornblende-)Glimmerschiefer und -gneis, Hornblende oft farbenförmig, z. T. granatreich; untergeordnet Amphibolit (Pontino-Zone)**

Diese Zone entspricht dem nördlichen Abschnitt der Motto-di-Dentro-Zone von HAFNER (1958). Innerhalb der Pontino-Zone kann zwischen einem südlichen Teil, bestehend aus vorwiegend hornblendearmem, oft recht massigem Glimmergneis und -schiefer, und einem hornblende-, kalksilikat- und karbonatreichen, stark stromatitischen Gesteinskomplex im Norden unterschieden werden. Der Amphibolit sowie der feinnematoblastische Hornblendeschiefer und -gneis sind fast ausschliesslich auf die Grenzzone gegen den Sorescia-Gneis beschränkt. Hornblende-garben sind in dieser Zone weit verbreitet und auch am schönsten ausgebildet.

Beim Plagioklas handelt es sich meistens um Andesin. Granat kommt in vielen Gesteinen teilweise idiomorph und zum Teil vollkommen xenoblastisch vor; der Durchmesser ist häufig kleiner als 0,5 cm. Die Akzessorien Apatit, Rutil, Magnetkies, Pyrit und Titanit sind allgemein verbreitet; Rutil (als Sagenitgitter), Turmalin, Staurolith und Zirkon hingegen sind selten; Disphen fehlt ganz. BEFFA (1993 a) erwähnt vier XRF-Analysen von Proben des Ostendes der Pontino-Zone, die von Piano Corona, östlich des Lago Cadagno, stammen.

### **Spät- bis postvariszische Granitoide**

Die spät- bis postvariszischen Granitoide treten am südöstlichen Ende der Gotthard-Decke auf und umfassen den Cristallina-Granodiorit und den Medel-Granit.

**γδ<sub>c</sub> Cristallina-Granodiorit: mesokrater, schiefbrig-flaseriger Granodiorit**

Im Gebiet von Atlasblatt Ambri-Piotta tritt der Cristallina-Granodiorit in zwei annähernd elliptischen Körpern auf: in Selva Secca, westlich von Acquacalda (Ausdehnung: rund 1,8 km Ost-West und bis zu 0,6 km Nord-Süd), und

westlich Alpe Gana (Ausdehnung: rund 1,5 km Ost–West und bis zu 0,8 km Nord–Süd).

Vom Medel-Granit unterscheidet sich der Cristallina-Granodiorit mineralogisch durch das Fehlen von Alkalifeldspateinsprenglingen, einem geringeren Quarz- und Alkalifeldspatgehalt sowie einem höheren Gehalt an Plagioklas und Biotit. Strukturell unterscheidet er sich durch eine feinkörnigere Ausbildung und ursprünglich xenomorphe Alkalifeldspäte. Texturell unterscheidet er sich durch eine stärkere Tendenz zu flaseriger oder gewalzter Ausprägung (NIGGLI et al. 2008).

Der Mineralbestand ist stark schwankend; er setzt sich nach HUBER (1985, S. 102), MERZ ARREAZA (1989, S. 17) und NIGGLI et al. (2008) wie folgt zusammen (alle Angaben in Vol.-%): Plagioklas (20–45, Oligoklas-Andesin), Quarz (5–40), Alkalifeldspat (0–15), Biotit (5–25), Serizit (15), Klinozoisit (5). Akzessorisch sind Titanit, Apatit, Zirkon, Rutil, Kalzit und opake Mineralien. Die Textur ist massig bis flaserig. Der Plagioklas ist stark zersetzt; oft ist er bis zur Unkenntlichkeit zu einem feinkörnigen Pflaster von Albit, Klinozoisit und Serizit ausgewalzt. Stark kataklastisch deformiert sind ausserdem Quarz, Alkalifeldspat und Biotit.

Das Zirkonalter der Intrusion des Cristallina-Granodiorits wurde von GRÜNENFELDER (1963) mit  $305 \pm 25$  Ma bestimmt. Der Cristallina-Granodiorit ist demnach etwas älter als der Medel-Granit. Dies steht im Einklang mit den Beobachtungen von NIGGLI et al. (2008): Nördlich des Piz Garviel (auf dem nördlich angrenzenden Gebiet von Atlasblatt 126 Oberalppass) kann beobachtet werden, wie der Medel-Granit mit Apophysen in den Cristallina-Granodiorit hineingreift. Nach HUBER (1943) kann der Medel-Granit als saure Randfazies des Cristallina-Granodiorits aufgefasst werden.

### **$\gamma_M$ Medel-Granit: hellgrauer porphyrtiger Granit bis Granitgneis, verschiefert**

Im Kartengebiet Ambri-Piotta kommt der Medel-Granit (auch Medelser Proctogin genannt) an drei Stellen vor: zwischen Rondadöira und Pian Segno in einem rund 150 m mächtigen, 2,3 km langen Streifen am Südkontakt des Cristallina-Granodioritkörpers von Selva Secca und westlich und südlich des Cristallina-Granodiorits der Alpe di Gana in einem ca. 1 x 1 km grossen Gebiet der Foppe di Scai zwischen Pizzo dell'Uomo und Foppe di Pertusio sowie in einem bis zu 300 m mächtigen, ca. 2 km langen Streifen zwischen Piano dei Canali und Alpe Gana. Auf dem Niveau des Gotthard-Basistunnels ist der Medel-Granit jedoch viel ausgedehnter und erreicht eine scheinbare Mächtigkeit bis zur nördlichen Kartengebietsgrenze von 2,5 km (s. Profil 2, Taf. II).

Der Medel-Granit hat eine hellgraue bis weisse Farbe und fällt durch die bis zu 3 cm grossen Alkalifeldspateinsprenglinge auf. Er ist hauptsächlich massig, in den Randzonen jedoch vergleitet und mylonitisiert.

Der durchschnittliche Mineralbestand (alle Angaben in Vol.-%) ist nach HUBER (1985, S. 100) und MERZ ARREAZA (1989, S. 15): Quarz (35), Alkalifeldspat (35), Plagioklas (20, Oligoklas-Andesin), Muskovit/Serizit (4), Biotit (4), Kalzit (2); akzessorisch: Zoisit, Allanit, Rutil, Titanit, Apatit, Zirkon, opake Mineralien. Der Alkalifeldspat bildet Karlsbader Zwillinge; er ist immer perthitisch entmischt und zeigt selten die Bildung von Schachbrettalbit. Der Plagioklas ist weitgehend saussuritisiert bzw. serizitisiert und besitzt eine Pigmentierung, hervorgerufen durch Serizit und Klinozoisit.

MERZ ARREAZA (1989) hat zahlreiche chemische Analysen des Medel-Granits und des Crystallina-Granodiorits durchgeführt; die Gesteinsproben stammen jedoch bis auf eine Ausnahme aus dem Gebiet der nördlich angrenzenden Atlasblätter 126 Oberalppass und 136 Greina. Die einzige Analyse aus dem Gebiet von Atlasblatt Ambri-Piotta wurde an einer Probe von Medel-Granit (M207) von Koord. 2703.500/1155.325/2250 m durchgeführt.

Das Zirkonalter der Intrusion des Medel-Granits wurde von GRÜNENFELDER (1962) mit  $290 \pm 20$  Ma bestimmt. Die Tatsache, dass in den mesozoischen Sedimenten der Scopi-Zone keinerlei Kontakterscheinungen feststellbar sind, steht im Einklang mit dieser Altersbestimmung (NIGGLI et al. 2008).

### Triassische Metasedimente

$t_M$	<b>Mels-Formation: Serizitquarzit, plattig bis stark verschiefert</b>
$t_R$	<b>Röti-Formation: vorwiegend Dolomitmarmor, zuckerkörniger und brekziöser Dolomit</b>
$t_{ds}$	<i>Röti-Formation: schiefriger Dolomitmarmor, reich an Serizit bzw. Muskovit</i>
$t_r$	<i>Röti-Formation: Rauwacke, oft Serizit führend, häufig brekziös</i>
$t_y$	<i>Röti-Formation: Gips und Anhydrit, oft Dolomit führend</i>
$t_Q$	<b>Quarten-Formation: Glimmerschiefer, z. T. mit Dolomit- und Quarzitlagen, lokal mit Granat, Hornblende, Staurolith und Disthen</b>

Die triassischen Metasedimente der tektonischen Einheiten des Gebiets von Atlasblatt Ambri-Piotta sind allesamt sehr ähnlich. Die detaillierten Gesteinsbeschreibungen dieser lithologischen Einheiten sind deshalb in zusammengefasster Form auf S. 77 ff. aufgeführt.

## ULTRAHELVETIKUM

### LEVENTINA-DECKE

Die Leventina-Decke ist nach der Gotthard-Decke die tiefste tektonische Einheit auf dem Atlasblatt. Sie besteht aus einem metamorphen Granitkörper, dem Leventina-Gneis, der sich von Claro im Val Riviera im Südosten bis nach Rodi-Fiesso im oberen Valle Leventina erstreckt und der im tiefsten Abschnitt des Tals des Tessin aufgeschlossen ist. Im Kartengebiet tritt der NW-Teil über eine Länge von rund 8,5 km auf. Die NW-Front taucht im Bereich Dazio Grande – Fiesso unter die Lucomagno-Decke ab. Aufgrund des tektonischen Aufbaus liegt das Dach der Leventina-Decke auf der rechten Talflanke des Valle Leventina mit 1000–1200 m ü.M. deutlich tiefer als auf der linken Talflanke, wo das Dach im Bereich zwischen 1400–1800 m ü.M. liegt (s. Profile 3 und 4, Taf. II).

Vor allem auf der rechten Talseite ist der Leventina-Gneis durch die Zentrale Zwischenlage von Chironico–Faido–Piottino (hauptsächlich Paragneise) in zwei Subkörper unterteilt. Die lithologische Unterteilung und Beschreibung der Gesteinstypen der Leventina-Decke wurden weitestgehend in Anlehnung an die sehr detaillierte Arbeit von CASASOPRA (1939) durchgeführt und mit Daten von BIANCONI (1971), VOLPERS (1976) und BEFFA (1996) ergänzt.

#### **M<sub>k</sub> Kalzitmarmor, z.T. Serizit und Quarz führend**

Im oberen Abschnitt des Leventina-Gneises treten lokal Linsen aus Kalzitmarmor auf. Auf dem Atlasblatt wurden nachfolgende zwei Linsen dargestellt.

#### *Piottinoschlucht*

Im Bahneinschnitt südöstlich der Brücke über den Tessin (Koord. 2701.20/1149.65/860 m) enthält der Leventina-Gneis (hier in der schiefriegligen, gefalteten Varietät ausgebildet) zahlreiche kleine, zwischen 0,5 und 20 m lange und bis zu 50 cm mächtige, konkordante Linsen aus Kalzitmarmor. Das Gestein hat eine gelblich rosarote Farbe, ist mittelkörnig und teilweise von farblosen Quarzlinsen begleitet. Die Struktur ist granoblastisch und die Textur nahezu massig aufgrund des isometrischen Habitus des Kalzits. CASASOPRA (1939, S. 588f.) erwähnt ähnliche Linsen im obersten Bereich des Leventina-Gneises im Gebiet von Morasco und auf der gegenüberliegenden Talseite.

Der Mineralbestand (Angaben in Vol.-%) ist nach BIANCONI (1971, S. 14) und VOLPERS (1976, S. 32) wie folgt: Kalzit (bis 95), Muskovit (bis 5), Biotit (1). Akzessorisch: Klinkzoisit, Limonit (zusammen <1).

### *Valle di Freggio*

Im oberen Abschnitt des Valle di Freggio tritt eine grosse Linse aus Kalzitmarmor auf (Koord. 2701.32/1151.27/1720–1820 m), die als Marmor von Freggio bekannt ist. Die Linse grenzt an den «Dachquarzit» und die schiefrig-lagige, gefältelte Varietät des Leventina-Gneises. Die Mächtigkeit beträgt ca. 3 m. Unterhalb des Kalzitmarmors ist eine kleine Barytlinse aufgeschlossen (sie wird im Kap. Mineralische Rohstoffe näher beschrieben). Die Genese der Kalzit- und Barytlinsen ist umstritten (s. S. 120).

BEFFA (1996, S. 22f.) beschreibt nachfolgendes West-Ost-Profil durch die Linse aus Kalzitmarmor:

- schiefriger bis gefältelter und karbonathaltiger bis karbonatreicher Muskovit-Albitgneis;
- massiger bis schwach schiefriger, Klinozoisit führender quarzreicher Muskovit-Kalzitgneis;
- schiefriger bis gefältelter, Klinozoisit führender, sehr quarzreicher Kalzit-Muskovitgneis (bis Quarzit);
- feinkörniger, z.T. schiefriger, Klinozoisit und Plagioklas führender Muskovit-Kalzitmarmor (im Zentrum der karbonatischen Linse);
- gefältelter, quarzreicher Muskovit-Karbonatschiefer bis -gneis;
- mesokrater Biotit-Muskovitschiefer mit Karbonatknollen.

Der Mineralbestand (alle Angaben in Vol.-%) variiert entsprechend den oben beschriebenen lithologischen Einheiten stark. Beim Karbonat handelt es sich um Kalzit (meistens <20, erreicht aber rund 80–85 im Kalzitmarmor im Zentrum der Linse). Quarz schwankt zwischen 5 und 50. Beim Plagioklas handelt es sich um Oligoklas. Titanit, Zirkon, Apatit und opake Mineralien sind akzessorisch vorhanden.

### **Zentrale Zwischenlage von Chironico–Faido–Piottino**

Im Gebiet des Atlasblattes wird der Leventina-Gneis in zwei Niveaus durch die von CASASOPRA (1939, S. 574ff.) benannte Zentrale Zwischenlage von Chironico–Faido–Piottino getrennt. Sie kann vom südöstlichen Kartengebietsrand über eine Länge von ca. 6 km bis zum Ausgangspunkt der Piottinoschlucht, wo sie abtaucht, verfolgt werden. Sie ist fast ausschliesslich auf der rechten Talseite aufgeschlossen, wo sie eine Mächtigkeit von ca. 80 bis 120 m aufweist. Ihr Verlauf wurde im Rahmen des im Jahre 1930 erbauten Stollens des Kraftwerks Piottino (Dazio Grande – Lavorgo) auf der rechten Talseite von GRÜTTER (1931) genau aufgenommen (s. S. 185f.).

## **A Amphibolit**

Der Biotit-Amphibolit bildet 100 bis 200 m lange, linsenförmige Zwischenlagen mit Mächtigkeiten bis zu 20 m, die in der SE-Ecke des Kartengebiets vorkommen. Der Amphibolit ist deutlich verschiefert.

Der Mineralbestand nach CASASOPRA (1939, S. 574) und VOLPERS (1976, S. 40) ist wie folgt (Angaben in Vol.-%): Hornblende (45), Biotit (30), Plagioklas (15), Quarz (10), Granat, Titanit, Chlorit; akzessorisch: Magnetit, Apatit, Zirkon, Epidot, Leukoxen.

Das Gestein hat eine nematoblastische Struktur. Der Eisengehalt der Amphibole nimmt nach Norden zu (Aktinolith in Osoglio, Eisenaktinolith in Polmengo, bzw. Ferrotremolit in der Piottinoschlucht). Granat kommt sporadisch und als mehr oder weniger korrodierte kleine Porphyroblasten vor.

## **P<sub>C</sub> Granat-Zweiglimmerschiefer bis -gneis**

Dies ist bei weitem der häufigste Gesteinstyp in der Zentralen Zwischenlage. Er ist auch im Piottinostollen der vorherrschende Typ. Er besteht dort aus braunvioletter, häufig Granat führendem Zweiglimmerschiefer und -gneis, der stark gefältelt und verschiefert ist (GRÜTTER 1931, S. 8ff.).

Der Mineralbestand (Angaben in Vol.-%) ist nach CASASOPRA (1939, S. 575) und VOLPERS (1976, S. 37) wie folgt: Biotit (30), Quarz (30), Muskovit (15), Kalifeldspat (bis 15), Feldspat (bis 15; Oligoklas), Serizit, Granat, Staurolith, selten Disthen; akzessorisch: Apatit, Zirkon, Pyrit, Limonit, Magnetit, Turmalin, Epidot.

Die Glimmerbündel umgeben die körnige Quarz-Feldspatmasse in ausgezogenen Linsen und bestimmen die starke Schieferung und die grano-lepidoblastische Struktur. Eine Analyse einer Probe dieser Varietät ist in CASASOPRA (1939, S. 608) aufgeführt.

## **G<sub>a</sub> Leukokrater Zweiglimmer-Albitgneis**

Dieser Gesteinstyp ist selten und tritt in der frontalen Partie der Zentralen Zwischenlage (Polmengo–Piottino) und in der SE-Ecke des Kartengebiets auf. Er ist durch den Feldspatreichtum in linsigen Pseudoporphyroiden charakterisiert. Die Matrix hat eine granoblastische Struktur.

Der Mineralbestand (Angaben in Vol.-%) nach BEFFA (1996, S. 20) ist: Quarz (15–20), Plagioklas (45–60), Kalifeldspat (<5), Biotit (15–20), Serizit (5–7), Chlorit (2–3).

## Leventina-Gneis und «Dachquarzit»

### **G<sub>7L</sub> Leventina-Gneis: leukokrater granitischer Gneis mit vorwiegend flaseriger Textur**

Der Leventina-Gneis (in der Literatur auch als Leventina-Granitgneis bekannt) ist ein Metagranit (I-Typ nach BEFFA et al. 1996), der aus der metamorphen Umwandlung einer ursprünglich leukogranitischen bis trondhjemitischen variszischen Intrusion hervorgegangen ist. Nach CASASOPRA (1939, 1948a, b) herrscht im südlichen Teil (Val Riviera) der trondhjemitische Chemismus vor, während im Nordteil (Valle Leventina) der leukogranitische Chemismus überwiegt. Das Auftreten von zwei verschiedenen granitischen Komplexen ist nicht ausgeschlossen. Die Intrusion wurde mit  $325 \pm 18$  Ma ( $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ -Gesamtgesteinsalter; BEFFA et al. 1996), sowie mit 275 Ma (U/Pb-Alter an Zirkon) bzw. ca. 322–303 Ma (scheinbares  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter an Zirkon) von ALLÈGRE et al. (1974) datiert. Die Quelle des ursprünglichen Magmas ist kontrovers. Auf der Basis der  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Analysen postulieren BEFFA et al. (1996) eine magmatische Fraktionierung aus dem Mantel. MAGGINI & ANTOGNINI (2004) haben Zirkone von Proben aus dem Gotthard-Basistunnel nach der Methode von PUPIN (1980) morphologisch untersucht und kommen zum Schluss, dass der Granit kristalen Ursprungs ist.

Es gibt mehrere Varietäten des Leventina-Gneises, die sich mineralogisch und vor allem texturell unterscheiden. Im Gebiet von Atlasblatt Ambrì-Piotta sind vier der neun von CASASOPRA (1939) beschriebenen Varietäten aufgeschlossen und nachfolgend charakterisiert; eine fünfte ist nur lokal vertreten und im Massstab 1:25 000 nicht darstellbar.

Die Hauptvarietät («varietà occhjadina-porfiroide-nodulosa – tipo Faido») nach CASASOPRA (1939) ist durch vorwiegend flaserig-augige Feldspäte charakterisiert. Im Kartengebiet ist dieser Gesteinstyp jedoch nicht vorherrschend. Auf der rechten Talseite bildet er die tiefste aufgeschlossene Einheit, z. B. am unteren Piumogna-Wasserfall, gegenüber von Faido. Auf der linken Talflanke tritt er in mehreren Lagen im Bereich von Chiggiogna auf und bildet eine mächtige Lage oberhalb des Gebiets Calpiogna–Osco. Dieser Gesteinstyp besteht aus einem hellen Plagioklas-Kalifeldspat-Zweiglimmergneis, wobei die flaserig bis augigen Feldspäte in der mässig ausgebildeten Schieferung eingeregelt sind.

Der durchschnittliche Mineralbestand nach CASASOPRA (1939, S. 658), VOLPERS (1976, S. 25 ff.) und BEFFA (1996, S. 17) ist (alle Angaben in Vol.-%): Quarz (15–35), Kalifeldspat (30–45), Plagioklas (15–25; Albit-Oligoklas), Biotit und Muskovit/Serizit (10–20 bei einem Biotit-Muskovit-Verhältnis von 3:1), Chlorit (3); akzessorische Mineralien (0,5–1,5): Apatit, Zirkon, Epidot, Pyrit und Magnetit.

Lokal sind die Feldspäte idiomorph (Relikte der primären Phänokristalle) und kommen vielfach noch unregelmäßig im Gneis vor; diese porphyrische Subvarietät («varietà porfirioide scistoso-lenticolare – tipo Lavorgo» nach CASASOPRA 1939) ist selten und z.B. in den stillgelegten Steinbrüchen in Cavienna südlich von Chiggiogna aufgeschlossen. Aufgrund der beschränkten Ausdehnung und der fließenden Übergänge zur flaserig-augigen Hauptvarietät konnte die porphyrische Subvarietät auf dem Atlasblatt nicht ausgeschieden werden.

#### *Leventina-Gneis mit schiefrig-lagiger Textur*

Diese Varietät entspricht der «varietà scistoso-laminare parallela – tipo Faido» nach CASASOPRA (1939). Zusammen mit der gefältelten Varietät ist sie die am weitesten verbreitete Einheit im Kartengebiet. Der Gneis weist eine granoblastische Struktur und eine schiefrig-lagige Paralleltexur auf.

Der durchschnittliche Mineralbestand (Angaben in Vol.-%) nach CASASOPRA (1939, S. 658), VOLPERS (1976, S. 18ff.) und BEFFA (1996, S. 19) ist: Quarz (25–45), Kalifeldspat (10–35), Plagioklas (25–30; Anorthit 10), Biotit und Muskovit (10–20) bei einem Biotit-Muskovit-Verhältnis von 3:1. Akzessorische Mineralien (1,0–1,5): Apatit, Zirkon, Magnetit, Kalzit, Rutil.

Die granoblastische Struktur ist das Ergebnis der vollständigen Rekrystallisation. Die schiefrige Textur ist regelmässig (lagig). Die Glimmer variieren in ihrem Anteil und bestimmen helle bzw. dunkle Typen. CASASOPRA (1939, S. 599) erwähnt eine Analyse von einer Probe dieser Varietät aus dem Fenster Nr.4 des Piottinostollens bei Osoglio. Im Bereich unmittelbar unterhalb der Zentralen Zwischenlage von Chironico–Faido–Piottino und im Dachabschnitt ist der Gneis zunehmend mylonitisiert.

#### *Leventina-Gneis mit schiefrig-lagiger, gefältelter Textur*

Diese Varietät entspricht der «varietà scistoso-lamellare pieghettata – tipo Piottino» nach CASASOPRA (1939). Dieser Gesteinstyp ist vor allem im Nordabschnitt des Leventina-Gneises verbreitet und wurde von CASASOPRA (1939) als «tipo Piottino» entsprechend der Typlokalität in der Piottinoschlucht benannt. Die typische Fältelung des Gneises an dieser Lokalität wurde bereits im 18. Jahrhundert beobachtet und später von Alb. Heim diskutiert (s. S. 15). Der Piottino-Typ unterscheidet sich vom vorhergehenden hauptsächlich durch eine stärkere Schieferung und die gefältelte Textur, die durch eine spätere Deformationsphase (Krenulation und Zerschering) entstanden ist.

Der durchschnittliche Mineralbestand (Angaben in Vol.-%) nach CASASOPRA (1939, S. 658), VOLPERS (1976, S. 29f.) und BEFFA (1996, S. 17f.) ist: Quarz (30–45), Kalifeldspat (10–25), Plagioklas (25–45; Anorthit 10–25), Biotit und Muskovit/Serizit (10–20 bei einem Biotit-

Muskovit-Verhältnis von 3:2), Chlorit, Kalzit; akzessorische Mineralien (0,5–1,5): Apatit, Zirkon, Epidot, Zoisit, Magnetit, Pyrit. CASASOPRA (1939, S. 599) erwähnt eine Analyse dieser Varietät, die von einer Probe aus dem Strassentunnel Dazio Grande stammt.

### *Leventina-Gneis mit feinkörniger granoblastischer Struktur*

Diese Varietät entspricht der «varietà granulare fine – tipo Piottino» nach CASASOPRA (1939). Im Kartengebiet ist diese Varietät wenig verbreitet. Die grösste Ausdehnung (2 km) hat sie im tiefst gelegenen Aufschluss westlich von Chiggiogna. Das Gestein hat eine granoblastische Struktur mit isometrischer Korngrösse (0,3–0,4 mm).

Der durchschnittliche Mineralbestand (Angaben in Vol.-%) nach CASASOPRA (1939, S. 658) und VOLPERS (1976, S. 21 ff.) ist: Quarz (25–30), Kalifeldspat (30), Plagioklas (25), Biotit und Muskovit/Serizit (10–20 bei einem Biotit-Muskovit-Verhältnis von 2:1), Chlorit. Akzessorische Mineralien (0,5–1,0): Magnetit, Pyrit, Kalzit, Titanit.

## **G<sub>q</sub>      Quarzitischer Gneis bis Quarzit («Dachquarzit»)**

Das Dach des Leventina-Gneises ist von den überlagernden Gesteinen der Lucomagno-Decke bzw. der Simano-Decke durch eine diskontinuierlich auftretende, 6 bis 8 m (lokal bis zu 10 m) mächtige Lage aus hellem quarzitischem Gneis bis Quarzit getrennt. Der Kontakt zum Hangenden ist scharf, derjenige zum Liegenden jedoch graduell. Das Gestein hat eine milchig-weiße Farbe und kommt in dünnen Lagen vor, wobei die Schieferungsebene von Muskovit bzw. lokal von Muskovit-Biotit-Anreicherungen belegt ist. Der Feldspatanteil nimmt graduell nach oben ab und wird zunehmend durch Quarz ersetzt. Die obere Partie der Bank besteht daher oft aus nahezu reinem Quarzit in kompakten, fast massigen Lagen. Diese Quarzitlagen wurden früher abgebaut (s. S. 177 f.).

Der Mineralbestand schwankt sehr stark. Nach BIANCONI (1971, S. 16), VOLPERS (1976, S. 44) und BEFFA (1996, S. 21) sieht die mineralische Zusammensetzung wie folgt aus (alle Angaben in Vol.-%): Quarz (40–97), Kalifeldspat (0–35), Plagioklas (0–30), Muskovit (2–15), Biotit (0–10), Chlorit (0–3), Epidot (0–5), Kalzit (0–5), Skapolith (0–2), Turmalin (2–3). Akzessorisch: Pyrit (0–15), Apatit, Rutil, Titanit, Zirkon, opake Mineralien (jeweils 0–1).

Der Kalifeldspat weist ein diffuses bis deutliches Mikroklingitter auf. Der Plagioklas zeigt sehr feine Zwillingslamellen nach dem Albit- und/oder Periklinesgesetz. CASASOPRA (1939, S. 591) beschreibt zwei Generationen mit 12–15 % bzw. 70 % Anorthit. Die Struktur ist granoblastisch bis grano-lepidoblastisch. Die Korngrösse ist sehr fein bis fein und meistens homogen. Die Schieferung ist schwach bis mittel (in den glimmerreichen Partien). Die Genese des «Dachquarzits» ist nicht eindeutig; sie wird im Kapitel Tektonik diskutiert.

## LUCOMAGNO-DECKE

Die Lucomagno-Decke ist die tektonische Einheit mit der grössten Ausdehnung im Gebiet von Atlasblatt Ambri-Piotta. Sie erstreckt sich keilförmig über den zentralen Teil des Kartengebiets, mit der maximalen Nord-Süd-Ausdehnung (ca. 6,7 km) am östlichen Gebietsrand. Gegen Westen hin nimmt die Nord-Süd-Ausdehnung allmählich ab, und bei Sotto Nante keilt sie schliesslich aus. Mit einer Fläche von ca. 58 km<sup>2</sup> nimmt die Lucomagno-Decke rund 30 % des Kartengebiets ein.

Sowohl im Norden als auch im Süden werden die Gesteine der Lucomagno-Decke von triassischen Einheiten überlagert. Auf der rechten Talflanke des Valle Leventina keilen die Triasgesteine in Richtung Südosten rasch aus, so dass die Lucomagno-Decke im südöstlichen Abschnitt des Kartengebiets über eine Länge von ca. 1,6 km (im Gebiet Valbona, nördlich der Motta di Gribbio) zum Teil in direktem Kontakt mit Gesteinen der Gribbio-Kristallineinheit (Simano-Decke) steht und zum Teil von dieser durch den Mylonit bei Ogiöra (s. S. 152 f.) getrennt ist. Im Liegenden überlagert die Lucomagno-Decke Gesteine der Leventina-Decke. Die Kontakte sind über eine Länge von ca. 8,5 km von Rodi bis in die Nähe von Chiggiogna aufgeschlossen.

Die nachfolgenden lithologischen Beschreibungen sind hauptsächlich aus BEFFA (1996) zusammengestellt und mit einigen Details aus den Arbeiten von BEFFA (1993a, b), VOLPERS (1976), HUBER (1985) und BÖHM (1996) ergänzt. BEFFA (1996) hat eine sehr detaillierte geologische Aufnahme im Massstab 1:10 000 durchgeführt und dabei sechs Hauptgruppen von Gneisen und Schiefen mit zahlreichen Varietäten und eine Gruppe von Amphiboliten (insgesamt 22 Gesteinstypen) ausgeschieden, die mit einigen Ausnahmen auf das Atlasblatt übernommen wurden.

### **Q Serizit-Quarzgänge**

Quarzgänge sind selten, meistens 1 bis 4 m mächtig und maximal 15–20 m lang. Auf dem Atlasblatt sind drei Vorkommen eingezeichnet: westlich von Pian Töi (Koord. 2693.45/1153.93), bei Costa di Giubin (Koord. 2698.94/1154.92) und bei Brusada (Koord. 2706.10/1151.07). Die Gänge weisen eine massige Textur und eine granoblastische Struktur auf. Neben Quarz finden sich auch Serizit und Plagioklas sowie zum Teil Biotit und Turmalin.

## **A<sub>g</sub>      Massiger Granat-Biotit-Albit-Amphibolit**

Amphibolit ist zwar mengenmässig eher untergeordnet, tritt aber in zahlreichen Linsen und Zügen vor allem im nördlichen Deckenabschnitt in den leuko- und mesokraten Zweiglimmerschiefer und -gneisen auf. Er ist in der Regel wenige Meter mächtig. Das grösste Vorkommen ist 1,1 km lang, bis zu 100 m mächtig, und im Gebiet Fontanella – Costa di Giubin aufgeschlossen. Der Amphibolit ist feinkörnig, hat eine massige bis teilweise schwach schiefrige, adrige Textur (konkordante Quarzadern) und eine dunkelgrüne bis dunkelgrau-grüne Farbe. Die Struktur ist grano-nematoblastisch.

Der Mineralbestand nach BEFFA (1996, S. 31) und HUBER (1985, S. 68 und 97) ist wie folgt (Angaben in Vol.-%): Quarz (10–15), Plagioklas (15–45), Hornblende (30–68), Biotit (8–10), Granat (2–10), Epidot (5), Kalzit (1), Chlorit (1); Klinozoisit, Rutil, Apatit, Titanit, und opake Mineralien (zusammen <4) sind akzessorisch.

Unter dem Mikroskop zeigt der Amphibolit ein nematoblastisches Gefüge von nahezu idiomblastischen Hornblenden mit einem Mosaik aus Plagioklas (Oligoklas bis Andesin). Die Hornblende ist zum Teil praktisch frei von Einschlüssen; teilweise jedoch verleihen ihr Quarz- und Ilmeniteinschlüsse eine Siebstruktur. Randlich sind die Hornblendekristalle oft zerbrochen und zeigen am Kontakt mit dem Quarz-Feldspatpflaster Resorptions- und Auflösungserscheinungen. BEFFA (1993a) erwähnt zwei XRF-Analysen von diesem Gesteinstyp.

HUBER (1985, S. 67 ff.) beschreibt einen Hornblendegneis bis Amphibolit südlich von Gana Bubaira (Koord. 2704.06/1153.84/2220 m). Die Datierung der Hornblenden ergaben ein  $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ -Alter von  $69,3 \pm 1,8$  Ma. Die Hornblende ist chemisch nicht zoniert und hat eine Zusammensetzung nahe dem Endglied Tschermakit mit leicht pargasitischer Komponente.

### *Massiger Epidot führender Biotit-Amphibolit*

Diese Amphibolit-Varietät ist selten und kommt vorwiegend im südlichen Deckenabschnitt vor. Die Kohäsion dieses Gesteins ist gering und birgt ein potentielles Steinschlagrisiko. Die Textur ist massig bis bankig. Die Farbe ist dunkelgrau-olivgrün. Biotit ist makroskopisch gut sichtbar, im Gegensatz zur Hornblende, welche sehr feinkörnig ausgebildet ist. Die Struktur ist grano-nematoblastisch.

Der Mineralbestand (Angaben in Vol.-%) variiert sehr stark (nach BEFFA 1996, S. 32 und HUBER 1985, S. 73): Quarz (5–15), Plagioklas (Oligoklas-Andesin, 14–45), Biotit (10–20), Hornblende (10–65), Epidot-Klinozoisit (7–10), Disthen (1). An zwei Gesteinsproben hat BEFFA (1993a) XRF-Analysen durchgeführt.

HUBER (1985, S. 72 ff.) beschreibt einen Hornblendegneis bis Amphibolit westlich von Frodalera (Koord. 2705.65/1154.07/1950 m). Das Gestein ist deutlich gebändert, mit einer Wechsellagerung von grünschwarzen, hornblendereichen Lagen und hellen, plagioklas- und quarzreichen Lagen. Die Hornblendekriställchen in den Schieferungsebenen zeigen eine ausgeprägte Nord-Süd- und Ost-West-Orientierung. Die  $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ -Datierung der Hornblenden ergab ein Alter von  $67,5 \pm 2,3$  Ma.

### **GO<sub>0</sub> Laminierter, z. T. gefältelter Orthoklas-Mikroclin-Zweigliimmergneis**

Dieses Gestein ist fast ausschliesslich im östlichen Teil des südlichen Deckenabschnitts, am Kontakt zur Leventina-Decke, vertreten. Die Textur ist stark schiefrig bis laminiert und teilweise gefältelt. Im unteren Abschnitt ist das Gestein leicht bis mässig mylonitisiert, mit stark gestreckten Flasern (hauptsächlich aus Kalifeldspat bestehend) und mikroskopisch sichtbarer Mörtelstruktur.

Der Mineralbestand nach BEFFA (1996, S. 33; Angaben in Vol.-%) ist: Quarz (20–25), Plagioklas (15), Kalifeldspat (Orthoklas-Mikroclin, 40–45), Muskovit/Serizit (10–12), Biotit (4–5), Chlorit (2–3).

Die Genese dieses Gesteins (und der nachfolgend beschriebenen Varietät) ist nicht eindeutig. Wahrscheinlich handelt es sich um einen Orthogneis (Metagranit). Aufgrund der Zusammensetzung und der basalen Lage könnte es sich alternativ um eine Metaarkose handeln.

#### *Chloritführender Orthoklas-Mikroclin-Zweigliimmergneis mit flaseriger bis augiger Textur*

Diese Varietät des Orthoklas-Mikroclin-Zweigliimmergneises kommt im östlichsten Abschnitt des Kartengebiets (Gebiet Tengia–Molare) vor. Die Textur ist flaserig bis augig, nur selten laminiert oder mylonitisiert. Die Farbe ist hellgrau bis grünlich grau. Der Kalifeldspat ist der Hauptgemengteil der Augen und Flasern. Er ist durch perthitische Entmischung und Karlsbader Zwillinge charakterisiert.

### **P<sub>L</sub> Mesokrater porphyroblastischer Granat-Zweigliimmerschiefer bis -gneis**

Dieser Gesteinstyp ist einer der häufigsten und tritt in allen Abschnitten der Lucomagno-Decke auf. Ein bis zu 1 km mächtiger Zug erstreckt sich über eine Länge von ca. 12 km von der Westspitze der Decke bis zum Passo del Sole. Die Textur ist deutlich schiefrig und oft gefältelt. Das frische Gestein hat eine grau-grünliche Farbe, die Verwitterungsflächen sind mit einer orange-gelblichen bis bräunlichen Patina belegt. Granatporphyroblasten (Almandin bis Almandin-Grossular) sind makroskopisch sichtbar.

Der Mineralbestand nach BEFFA (1996, S. 30) und HUBER (1985, S. 90) ist (Angaben in Vol.-%): Quarz (10–15), Plagioklas (10–40), Kalifeldspat (2–7), Biotit (7–15), Muskovit/Serizit (25–60), Granat (3–15), Chlorit (2); Staurolith, Disthen und Turmalin kommen sporadisch vor.

Der Staurolith tritt in den sehr serizitreichen, nahezu quarzfreien und biotitarmen Varietäten auf. Er ist – wie der Disthen – praktisch frei von Einschlüssen, bis auf vereinzelte Rutil- (als Umwandlungsprodukt) und Ilmenitkristalle. Eine XRF-Analyse von einem Staurolith-Granat-Zweigliimmerschiefer ist in BEFFA (1993a) enthalten.

*Mesokrater Granat-Zweigliimmerschiefer bis -gneis mit grossen Granatporphyroblasten (> 5 mm Durchmesser)*

Diese Varietät des vorhergehenden Typs ist charakterisiert durch das Auftreten von sehr grossen Granatporphyroblasten (>5 mm Durchmesser). Sie ist auch unter dem Namen «Himbeergneis» bekannt. Die Varietät tritt in bis zu 100 m mächtigen und 500 m langen Bänken auf. Die Granatporphyroblasten weisen oft eine Schneeballstruktur auf.

**P Leuko- bis mesokrater Zweigliimmerschiefer bis -gneis**

Dieser Gesteinstyp ist einer der verbreitetsten in der Lucomagno-Decke und kommt vor allem im südlichen (einschliesslich der schmalen Zone auf der rechten Leventina-Talseite) und im nördlichen Abschnitt der Decke vor. Er weist eine deutlich schiefrige Textur und eine granoblastische Struktur auf.

Der Mineralbestand nach BEFFA (1996, S. 26), VOLPERS (1976, S. 57) und BÖHM (1996, S. 25) ist wie folgt (alle Angaben in Vol.-%): Quarz (20–40), Plagioklas (10–25), Biotit (15–35), Muskovit/Serizit (15–30), Granat (bis 10), Chlorit (2); akzessorische Mineralien: Epidot, Zoisit, Pyrit, Limonit, Magnetit, Apatit. Beim Plagioklas handelt es sich um Albit, selten um Oligoklas; er ist oft serizitisiert. Der Granat tritt in nahezu idiomorphen Einsprenglingen auf. Er ist vorzugsweise an die aus Quarz und Feldspat bestehenden, zwischen den Glimmerlagen liegenden Horizonte gebunden. Er weist nur sehr wenige Einschlüsse auf.

*Leuko- bis mesokrater Zweigliimmerschiefer bis -gneis, gefältelt oder lagig*

Dieses Gestein stellt eine seltene Varietät des zuvor bezeichneten Haupttyps dar und unterscheidet sich von diesem durch das Fehlen von Granat, den Reichtum an Glimmer und die Anwesenheit von hellen Quarz-Feldspat-Lagen. Er tritt im nördlichen Abschnitt der Decke auf, z.B. westlich des Passo Predèlp.

*Leuko- bis mesokrater Zweigliimmerschiefer bis -gneis mit Granat, z. T. mit Staurolith*

Dieses ist der häufigste Gesteinstyp in der Lucomagno-Decke. Er tritt hauptsächlich im zentralen Abschnitt auf. Er wird von BÖHM (1996) als «mixed gneiss (layered to banded texture)» bezeichnet und als meta-vulkanosedimentär interpretiert. Das Gestein ist oft adrig und weist eine Paralleltextrur auf. Die Bruchfarbe ist hellgrau bis graugrün, die Verwitterungsfarbe orangegebblich bis bräunlich. Die Struktur ist granoblastisch mit Granatporphyroblasten und zum Teil poikiloblastischen Feldspäten. Staurolith kommt vereinzelt vor.

Der Mineralbestand nach BEFFA (1996, S. 27) und BÖHM (1996, S. 22) ist wie folgt (Angaben in Vol.-%): Quarz (7–40), Plagioklas (20–50), Kalifeldspat (1–15), Muskovit/Serizit (5–20), Biotit (10–20), Granat (5–12), Chlorit (<1); Staurolith und Disthen treten selten auf (0–4).

*Leuko- bis mesokrater Zweiglimmerschiefer bis -gneis mit Granat und Staurolith, z. T. mit Disthen*

Diese Varietät ist wenig verbreitet und bildet in der Regel dünne Bänke mit Mächtigkeiten von bis zu 10–12 m; eine mächtigere Bank kommt westlich von Deggio vor. Charakteristisch für diese Varietät sind Disthen und Staurolith.

Der Mineralbestand (Angaben in Vol.-%) nach HUBER (1985, S. 85) und BÖHM (1996, S. 25) ist: Quarz (10–15), Plagioklas (10–40), Orthoklas (5), Biotit (5–15), Muskovit/Serizit (20–60), Granat (5–15; Almandin), Staurolith und Disthen. Akzessorisch: Turmalin, Zirkon, Ilmenit. Im Gegensatz zum Granat besitzt der Staurolith sehr viele Einschlüsse sowie Einstülpungen von Quarz und Feldspat. Der Orthoklas tritt in hellen Bändern auf und zeigt selten myrmekitische Durchwachsungen mit Albit und Quarz.

Eine weitere Varietät, die auf dem Atlasblatt nicht speziell ausgehoben ist, enthält einen höheren Glimmeranteil und Chlorit (Umwandlungsprodukt des Biotits). Diese Varietät ist im Westteil des südlichen Abschnitts der Lucomagno-Decke, vor allem im Bereich Altanca–Brugnasco, vertreten. Die Textur ist schiefrig bis lagig. Die Bruchfarbe ist graugrün bis olivgrün; die Verwitterungsflächen weisen eine orangebraune bis dunkelbraune oder olivbraune Patina auf.

*Leuko- bis mesokrater Zweiglimmerschiefer bis -gneis mit Hornblende, z. T. garbenförmig*

Diese Varietät ist selten und tritt als dünne Lagen im nördlichen Abschnitt der Decke auf. Ein kleiner Aufschluss (auf dem Atlasblatt nicht dargestellt) kommt im Flussbett der Piumogna, ca. 750 m östlich von Dalpe, vor. Die Textur ist schiefrig, gelegentlich adrig; die Bruchfarbe ist dunkelgraugrün. Die Hornblende ist makroskopisch sichtbar und teilweise garbenförmig.

Der Mineralbestand nach BEFFA (1996, S. 29) und BÖHM (1996, S. 26) ist wie folgt (Angaben in Vol.-%): Quarz (15–40), Plagioklas (30–45), Biotit (10–30), Muskovit/Serizit (0–10), Hornblende (<5–20), Klinozoisit (0–8), Chlorit (2–4).

HUBER (1985, S. 62 ff.) beschreibt eine Subvarietät (Disthen-Granat-Hornblendegneis) beim Lago dei Canali, unmittelbar südlich des Kontakts mit den Triasgesteinen der Nufenen-Piora-Frodalera-Zone (Koord. 2703.53/1154.23/2180 m).

**P<sub>a</sub> Dunkelgrauer Biotit führender Chlorit-Klinozoisit-Disthen-Granat-Serizitschiefer bis -phyllit**

Dieses Gestein und seine Varietäten sind u.a. durch Anreicherungen an Schwermineralien und kohligem Pigment (Graphit?) charakterisiert, welche die dunkelgraue bis schwarze Farbe verursachen. Möglicherweise handelt es sich um karbonische Metasedimente, wie bereits von BOSSARD (1929b) und NIGGLI et al. (1936) postuliert. Der Haupttyp besteht aus einem schwarzen Granatphyllit und

ist auf den östlichen Teil des nördlichen Deckenabschnitts begrenzt; hier bildet er einen ca. 1,1 km langen und bis zu 300 m mächtigen Zug auf beiden Seiten des Ri di Gana Rossa, südlich von Frodalera und Brönich. Der nördliche Kontakt zu den Triasgesteinen der Nufenen-Piora-Frodalera-Zone ist durch Quartärablagerungen bedeckt. Die Textur ist stark schiefrig bis phyllitisch, teilweise schwach adrig und gefältelt. Die Farbe ist dunkelgrau bis schwarz, die Verwitterungsflächen sind mit einer orangegeblichen Patina belegt. Granat und Staurolith sind makroskopisch sichtbar.

Der Mineralbestand (Angaben in Vol.-%) variiert nach BEFFA (1996, S. 38) und HUBER (1985, S. 94) relativ stark: Quarz (15–20), Plagioklas (10–12), Serizit (10–60), Biotit (3–20), Granat (5–12), Disthen (0–30), Staurolith (0–5), Chlorit (8), Klinozoisit (4–5); kohliges Pigment (1) ist akzessorisch. Nach BOSSARD (1929b) und NIGGLI et al. (1936) ist lokal auch ein hoher Magnetitgehalt typisch, der in jenen Gesteinen angereichert ist, in denen der Granat zurücktritt. Der Granat bildet in der aus Serizit und Quarz bestehenden Grundmasse bis millimetergrosse Porphyroblasten und zeigt andeutungsweise eine Internrotation. Randlich ist er in idiomorphe Chloritblättchen umgewandelt.

#### *Konglomeratlinse mit Quarzgeröllen*

Im zuvor beschriebenen Gesteinstyp sind westlich des Ri di Gana Rossa vier 120–180 m lange und bis 30 m mächtige Konglomeratlinse enthalten. Sie wurden von HUBER (1985) kartiert, aber lithologisch nicht beschrieben. CHADWICK (1968) erwähnt lediglich, dass sie kleine Nester von Disthen enthalten. BOSSARD (1929b) beschreibt sie auf dem östlich anschliessenden Gebiet von Blatt 1253 Olivone als quarzreicher Zweiglimmerschiefer bis -gneis, der makroskopisch als grauviolettbräunlicher, feinkörniger Gneis erscheint. Charakteristisch sind Quarzgerölle, welche meist elliptisch sind und häufig einen Durchmesser von 0,5–3 cm aufweisen. Turmalin tritt in bis zu 3 cm grossen, schwarzen, häufig nesterartig angehäuften Kristallen auf.

#### **P<sub>dc</sub>** *Disthen und Chlorit führender Klinozoisit-Magnetit-Biotitschiefer*

Diese Varietät tritt nur in einer 1–2 m mächtigen Lage bei Matengo (Koord. 2707.49/1148.25/1450 m) am Ostrand des Kartengebiets auf. Nach BEFFA (1996) unterlagert sie direkt den Trias-Basisquarzit der Molare-Mulde (auf Blatt 1253 Olivone). Sie unterscheidet sich vom Haupttyp vor allem durch den deutlich geringeren Anteil an Alumosilikaten (Granat und Staurolith fehlen), die Abwesenheit von Muskovit/Serizit und den sehr hohen Magnetitanteil.

Der Mineralbestand nach BEFFA (1996, S. 38) ist (Angaben in Vol.-%): Quarz (40–50), Plagioklas (10–20), Biotit (15), Disthen (2–3), Klinozoisit (8–10), Chlorit (3–4), Magnetit (10–12).

## **Gy Granitgneis mit vorwiegend augig-porphyrischer Textur, z.T. stark verschiefert**

Dieser Gesteinstyp ist zusammen mit den zwei unten beschriebenen textuellen Varietäten vor allem im zentralen Abschnitt der Lucomagno-Decke verbreitet. ETTER (1992a) interpretiert diesen Gneis als Fortsetzung des Leventina-Gneis. Diese Hypothese wird aufgrund der Geochemie und Isotopenanalysen von BÖHM (1996) verworfen. Nach diesem Autor handelt es sich um einen metasedimentären Gneis.

Der Haupttyp tritt im Zentrum der Decke auf, wo die Intensität der Deformation am geringsten war. Die Textur ist augig bis porphyrisch mit einer grobkörnigen Matrix und bis zu 7 cm grossen, länglichen Linsen bzw. ausgewalzten Augen, welche aus monomineralischen Quarzaggregaten (selten mit Albit vergesellschaftet) bestehen. Die Bruchfarbe ist blassgrau bis gräulich blau.

Der Mineralbestand nach BEFFA (1996, S. 35), BÖHM (1996, S. 24) und HUBER (1985, S. 77) ist wie folgt (Angaben in Vol.-%): Quarz (25–40), Plagioklas (25–40), Kalifeldspat (2–20), Muskovit/Serizit (12–15), Biotit (3–13), Kalzit (3). Akzessorisch (2): Staurolith, Granat, Klinozoisit, Epidot, Apatit und opake Mineralien.

### *Granitgneis mit streifig-flaseriger, z.T. laminiertes Textur*

Diese Varietät bildet in der Regel eine Hülle um den Haupttyp und unterscheidet sich von diesem durch ihre streifig-flaserige, seltener laminierte Textur, die kleineren Feldspatporphyroblasten und die feinere Korngrösse.

Der Mineralbestand nach BEFFA (1996, S. 36), BÖHM (1996, S. 24) und HUBER (1985, S. 81) ist (Angaben in Vol.-%): Quarz (25–35), Plagioklas (14–40), Kalifeldspat (3–40), Biotit (10–15), Muskovit/Serizit (8–15), Chlorit; Granat, Epidot, Klinozoisit, Allanit, Rutil, Apatit, Zirkon und opake Mineralien sind akzessorisch. Der Kalifeldspat (Orthoklas) bildet annähernd idiomorphe Kristalle, z.T. mit Karlsbader Zwillingen; er ist von Quarz und Albit-Oligoklas myrmekitisch durchwachsen. Er weist zudem Einschlüsse von idiomorphem Biotit und Muskovit auf.

### *Granitgneis mit flaseriger Textur*

Diese Varietät ist selten und kommt im Bereich zwischen Rütan und Madrano sowie bei Piora vor. Sie wird von BEFFA (1996) als Rütan-Varietät bezeichnet. Sie unterscheidet sich vom Haupttyp vorwiegend durch die flaserige, selten laminierte Textur.

Der Mineralbestand nach BEFFA (1996, S. 37) ist (Angaben in Vol.-%): Quarz (30–45), Plagioklas (25–40), Kalifeldspat (4–8), Muskovit/Serizit (10–14), Biotit (8–12), Chlorit; die Alumosilikate (Granat, Staurolith und Disthen) und die opaken Mineralien sind akzessorisch.

**GO<sub>a</sub> Hellgrauer z.T. laminiertes oder augiges Zweiglimmer-Albitgneis**

Dieser Gesteinstyp ist nahezu über die gesamte Decke verteilt. Die Mächtigkeiten betragen oft nur 2 bis 5 m, erreichen aber in einigen Lagen bis zu ca. 200 m. Das Gestein hat eine hellgraue bis fast weiße Farbe. Die Textur ist massiv bis schwach schiefrig, nur lokal ist sie laminiert bis seltener augig. Die Struktur ist granoblastisch. In einem Aufschluss ca. 350 m SSE des Lago di Cari weist der Gneis eine leicht mylonitische Textur mit einer starken Streckung der hellen Komponenten auf. Bei Pasquèi, ca. 600 m östlich von Madrano, kommt eine sehr seltene – auf dem Atlasblatt nicht ausgeschiedene – Varietät vor: Diese unterscheidet sich vom Haupttyp durch einen höheren Quarzgehalt und eine grobkörnigere, z.T. augige Textur. Nach BÖHM (1996) ist dies der einzige Gesteinstyp in der Lucomagno-Decke mit magmatischem Ursprung (S-Typ-Orthogneis). Eine Altersbestimmung (U/Pb an Zirkon) ergab ein Intrusionsalter von  $290 \pm 4$  Ma.

Der Mineralbestand nach BEFFA (1996, S. 34) und BÖHM (1996, S. 21) ist wie folgt (alle Angaben in Vol.-%): Quarz (30–55), Plagioklas (10–40), Kalifeldspat (5–25), Muskovit/Serizit (5–15), Biotit (2–15), Chlorit (0–2).

**t<sub>M</sub> Mels-Formation: Serizitquarzit, plattig bis stark verschiefert**

*Mels-Formation: quarzitischer Serizitgneis, brekziös, oft Magnetit und Pyrit führend*

**t<sub>R</sub> Röti-Formation: vorwiegend Dolomitmarmor, zuckerkörniger und brekziöser Dolomit**

**t<sub>r</sub>** *Röti-Formation: Rauwacke, oft Serizit führend, häufig brekziös*

Die triassischen Metasedimente der tektonischen Einheiten des Gebiets von Atlasblatt Ambri-Piotta sind allesamt sehr ähnlich. Die detaillierten Gesteinsbeschreibungen dieser lithologischen Einheiten sind deshalb in zusammengefasster Form auf S. 77 ff. aufgeführt.

**Altersbestimmungen**

BÖHM (1996) hat umfangreiche geochemische und geochronologische Untersuchungen durchgeführt, um die prämesozoische Entwicklung der polymetamorphen Lithologien der Lucomagno-Decke zu entziffern. Die Ergebnisse und Interpretationen werden von diesem Autor wie folgt zusammengefasst:

<sup>87</sup>Rb/<sup>87</sup>Sr-Isotopendaten an Gesamtgesteinsproben sowie die geochronologischen U/Pb-Resultate an Einzelzirkonen ergeben zusammen ein komplexes Muster primärer und sekundärer Alterskomponenten. Ein spätvariszisches Intrusionsalter von  $290 +4/-3$  Ma der Orthogneise entspricht demjenigen von gleichaltrigen S-Typ-Metagranitoiden aus der Gotthard-Decke. Dies weist auf eine gemeinsame Krustenbildung und prämesozoische Verknüpfung der penninischen

und ultrahelvetischen Kristallinsegmente hin. Assimilation kaledonischer Kruste ist durch einen 455 Ma alten Orthogneis-Zirkon dokumentiert.

Die Paragneise bestehen demgegenüber aus «Grenville»- (ca. 1015 Ma) und spätproterozoischen («panafrikanischen»/«kadamischen») Komponenten (625 und 570 Ma). Augengneis-Zirkone weisen zudem ein kaledonisches Alter von ca. 470 Ma auf. Da Augengneise ausschliesslich kaledonische und präkaledonische, jedoch keine variszischen Komponenten enthalten, muss das tektonometamorphe Ereignis, welches zur Bildung der Augengneise führte, um ca. 480–460 Ma stattgefunden haben. Zusätzlich belegen detritische Augengneis-Zirkone mit Alter von ca. 2,9–2,7, ca. 2,1–2,0 und ca. 1,0 Ga die Präsenz unterschiedlicher archaischer und proterozoischer Komponenten.

HUBER (1985) hat an Hornblenden aus Hornblendegneisen bis Amphiboliten das  $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ -Alter bestimmt. Das errechnete Alter von zwei Proben aus dem Stirnbereich der Lucomagno-Decke um ca.  $65 \pm 6$  Ma unterscheidet sich deutlich von den jungen Hornblenden aus der Quarten-Formation von Frodalera (rund 25 bis 19 Ma). Die Hornblendalter werden von HUBER (1985, S. 150f.) als Hinweis auf die Existenz einer frühalpiner Metamorphose (im Bereich der Kreide/Tertiär-Grenze) interpretiert.

#### SCOPI- UND NUFENEN-PIORA-FRODALERA-ZONE

Aufgrund der Ähnlichkeiten der beiden tektonischen Zonen und deren lithostratigraphischen Inhalt werden die Gesteine dieser Zonen nicht separat beschrieben. Die komplette Gesteinsabfolge über beide Zonen ist nachfolgend beschrieben.

- t<sub>R</sub>**      **Röti-Formation: vorwiegend Dolomitmarmor, zuckerkörniger und brekziöser Dolomit**
- t<sub>ds</sub>**      *Röti-Formation: schiefriger Dolomitmarmor, reich an Serizit bzw. Muskovit*
- t<sub>r</sub>**      *Röti-Formation: Rauwacke, oft Serizit führend, häufig brekziös*
- t<sub>y</sub>**      *Röti-Formation: Gips und Anhydrit, oft Dolomit führend*
- t<sub>Q</sub>**      **Quarten-Formation: Glimmerschiefer, z.T. mit Dolomit- und Quarzitlagen, lokal mit Granat, Hornblende, Staurolith und Disthen**
- t<sub>q</sub>**      *Quarten-Formation: Serizitquarzitlagen und -bänke, quarzitischer Zweiglimmergneis*

Die triassischen Metasedimente der tektonischen Einheiten des Gebiets von Atlasblatt Ambri-Piotta sind allesamt sehr ähnlich. Die detaillierten Gesteinsbeschreibungen dieser lithologischen Einheiten sind deshalb in zusammengefasster Form auf S. 77 ff. aufgeführt.

Über der Triasserie folgt am Südrand der Gotthard-Decke eine Serie von parautochtonen jurassischen Sedimenten, die in der Literatur auch als ultrahelvetisch bzw. als «gotthardmassivischer Lias» bezeichnet werden (s. BAUMER 1964 für nähere Betrachtungen). Aufgrund des Metamorphosegrades können zwei Grossbereiche unterschieden werden, welche nachfolgend mit den zugehörigen lithostratigraphischen Einheiten beschrieben sind.

### **Schwach metamorphe Serie der Scopi-Zone und der Nufenen-Piora-Frodalera-Zone im Valle Santa Maria**

Die mächtige jurassische Serie der Scopi-Zone und der südlich anschliessenden Synklinale von Dötra (von der lediglich ca. 500 m auf dem Kartengebiet auftreten) lässt sich lithologisch in drei Gruppen unterteilen (BAUMER et al. 1961; BAUMER 1964); stratigraphisch von unten nach oben:

1. Stgir-Formation: untere, wechselvolle Serie mit Kalk, Sandkalk, Kalktonschiefer, Tonschiefer und Quarzit; wiederum in eine basale, untere (kalkig-sandig-tonige) und eine obere (sandige) Abfolge unterteilt.
2. Inferno-Formation: mittlere, Kalk- und Kalkknotenschiefer führende Serie.
3. Coroi-Formation: obere monotone Serie von schwarzem Tonschiefer und Tonschieferquarzit. Diese Serie kommt im Kartengebiet nicht vor und ist im Gebiet der nördlich und nordöstlich anschliessenden Atlasblätter 126 Oberalppass und 136 Greina vorhanden.

Die drei Formationen lassen sich aufgrund des Fossilinhalts und vor allem aus dem lithologischen Vergleich mit dem Glarner Helvetikum stratigraphisch einordnen (s. u.). Die Gesteine sind laut BAUMER (1964, S. 61) schwach epimetamorph, mit Serizit- und Chloritoidbildung. Die nachfolgende Beschreibung ist aus BAUMER (1964) zusammengefasst.

#### **I<sub>us</sub> Stgir-Formation, unterer Teil: dunkler Ton- und Kalkschiefer, lokal mit Staurolith und Disthen / mit Granat, Disthen und Staurolith; dünnbankiger Sandkalk, Quarzit**

BAUMER (1964) hat für die Beschreibung eine «Basale Stgir-Serie» vom eigentlichen unteren Teil der Stgir-Formation unterschieden, diese jedoch nicht speziell auskartiert. Dieser basale Teil (ca. 10 bis 15 m mächtig) besteht aus dunkelbraungrauem kalkfreiem Quarzit und schwarzem siltigem Tonschiefer. Charakteristisch ist der Quarzit, der häufig die Untergrenze des Lias bildet. Aus lithologischen Analogien wird dieser basale Teil dem Frühen Jura (Hettangien) zugeordnet. Darüber folgt der eigentliche untere Teil der Stgir-Formation: eine unregelmässige Abfolge von 90–120 m mächtigen, metamorphen Sedimentgesteinen.

Die unregelmässige Abfolge deutet auf ein ursprünglich unruhiges Sedimentationsmilieu hin. Die Gesteinsabfolge des unteren Teils der Stgir-Formation enthält Tonschiefer, Kalktonschiefer, bräunlich anwitternden Kalk, dünne gelbbraun anwitternde Dolomitlagen, Sandkalk und Quarzit. Allen gemeinsam ist das dunkle Pigment, das nach BOSSARD (1925, 1929a) aus sehr fein verteiltem Graphitoid besteht. Die Abfolge weist einen flyschartigen Charakter auf; im Riale Retico (Blatt 1233 Greina) wurde eine fragliche gradierte Schichtung gefunden.

An der Basis herrscht Tonschiefer etwas vor. Eingelagert sind dünne Bänke und Linsen von z. T. oolithischem Crinoiden- und Gryphäenkalk. Sandkalk und Lumachellen gewinnen allmählich an Bedeutung; dabei treten sehr vereinzelt Korallen auf. Gegen oben steigt auch der Sandanteil, so dass kalkiger Sandstein und Quarzit auftreten. Die Ooide umfassen zwei Typen: pyritische, stark gestreckte Ooide, die makroskopisch selten zu erkennen sind, und dolomitisierete, kaum deformierte Ooide, recht gut sichtbar auf angewitterten Oberflächen.

Die meist schlecht erhaltenen Fossilien lassen keine eindeutige Altersbestimmung zu. Der untere Teil der Stgir-Formation entspricht der Prodkamm-Formation im Glarner Lias, die dem frühen Sinémurien angehört. Die Fauna sowie die Bildung von Ooiden, Echinodermen- und Schalenrührern deuten auf flacheritische Sedimentation bei gut durchlüftetem, bewegtem und normalsalinem Wasser hin. Die Anwesenheit von Pyrit und Graphitoid zeugt von reduzierenden Verhältnissen in den kalkigen und tonigen Sedimenten.

### **I<sub>6S</sub> Stgir-Formation, oberer Teil: Quarzit, grobbankiger Sandkalk, dunkler Tonschiefer**

Die Gesteine im oberen Teil der Stgir-Formation sind einiges einheitlicher als im unteren Teil. Obwohl die meisten Gesteinstypen des unteren Teils der Stgir-Formation noch vorhanden sind, prägt der vorherrschende Quarzit den Charakter des oberen Teils der Stgir-Formation. Die mittlere Mächtigkeit beträgt ca. 100 m.

Neben dem hellbraun anwitternden, meist grob gebankten Sandkalk («Lagensandkalk») und Quarzit treten dunkelgrauer und schwarzer siltiger Phyllit und grauer Kalkschiefer, z. T. mit Chloritoid, auf. Die sandig-kalkigen Einschaltungen zeichnen sich oft durch ihren Gehalt an meist schlecht erhaltenen Crinoiden und Gryphäen aus. Im oberen Teil der Abfolge nimmt der Kalksandstein eine gelbe Farbe an. Dazwischen sind dünne, grüne Quarzitlagen eingeschaltet. Eine etwa 15 m mächtige, graublaue Sandkalkabfolge schliesst die Serie nach oben ab. Darin enthalten ist eine Fossilien führende Bank mit Cardinien, Turmschnecken und Gryphäen.

Aufgrund von Fossilfunden und lithologischen Analogien mit der Spitzmeilen-Formation des Glarner Lias wird der obere Teil der Stgir-Formation dem Sinémurien s. l. zugeordnet. Eine kontinuierliche Sandschüttung (sehr wahrscheinlich von Norden her) zeigt sich für die Bildung des oberen Teils der Stgir-Formation verantwortlich. Recht abrupt wurde am Ende des Sedimentationszyklus die detritische Einschwemmung reduziert. Der Sedimentationsraum begann von da an einen euxinischen Charakter anzunehmen und wurde nur ganz kurz von detritischen Einschaltungen unterbrochen.

### **I<sub>n</sub> Inferno-Formation: Kalkschiefer, Kalkknotenschiefer**

Die Inferno-Formation kommt lediglich in der Nordostecke des Kartengebiets in der Scopi-Zone vor. Die Gesteine fallen durch ihre grauschwarze Farbe am Südhang des Pizzo del Corvo auf. Dem auffällig schwarzen Blockschutt verdanken einige Lokalitäten in diesem Gebiet ihren Namen: Gana Negra, Foppa di Negra und Passo di Gana Negra. Die insgesamt 450 bis 500 m mächtige Serie wird von unten nach oben in drei nicht immer klar abgrenzbare Gruppen gegliedert (auf dem Atlasblatt nicht ausgeschieden):

- Unterer Teil: 45–50 m mächtige Abfolge. Sie besteht aus einer Wechsellagerung von dunkelgrauem Kalk (10–20 cm mächtig) und graublauem kalkigen Zoisit-Albit-Knotenschiefer mit kleinen Belemniten.
- Mittlerer Teil: 230–240 m mächtige Serie. Sie besteht nahezu ausschliesslich aus grauschwarzem Zoisit-Albit-Knotenschiefer, der ausserordentlich viel Pyrit führt und grössere, schlecht erhaltene Belemniten (*Passaloteuthis* sp.) enthält.
- Oberer Teil: 175 m mächtige Abfolge. Sie besteht aus dunkelgrauem bis schwarzem, leicht kalkigem Zoisit-Albit-Knotenschiefer mit Crinoidenkalkbänkchen. Der Kalkgehalt nimmt nach oben stetig ab.

Die Fazies der gesamten Inferno-Formation weist auf ruhige, küstenferne, gegen oben immer stärker euxinisch werdende, Sedimentation hin. Die Inferno-Formation wird aufgrund der Fossilfunde dem Pliensbachien–Toarcien (Frühen Jura) zugeordnet.

### **Höhermetamorphe Serie der Nufenen-Piora-Frodalera-Zone**

Die posttriassischen Gesteine der Nufenen-Piora-Frodalera-Zone im Bereich des Val Piora und in der Synform von Campra sind deutlich höher metamorph als ihre östlichen Äquivalente im Valle Santa Maria. Im Bereich der Piora-Zone erstrecken sie sich über ca. 6 km im Gebiet unmittelbar östlich, nördlich und westlich des Lago Ritóm, zwischen Pian Murinascia im Osten und Valle di Büi im Südwesten bzw. Ri d' Aresc im Nordwesten. Für die Darstellung auf dem Atlasblatt wurde die Detailkartierung von BEFFA (1996) als Basis verwendet. Diese unterscheidet sich in manchen Details von der kartografischen Darstellung von BERGER & MERCOLLI (2006) und von PROBST (1980). Im Bereich Brönich–Frodalera sind die höhermetamorphen jurassischen Gesteine über eine Länge von ca. 2 km aufgeschlossen.

Die jurassischen Metasedimente werden von allen oben aufgeführten Autoren dem Frühen Jura zugeteilt. Aufgrund des höheren Metamorphosegrades und der tektonischen Verschuppung ist eine stratigraphische Korrelation mit den Gesteins-

abfolgen der Scopi-Zone nicht möglich. Die Klassifizierung erfolgt deshalb aufgrund von lithologischen Kriterien und ist nach BEFFA (1996) zusammengestellt.

**I<sub>5</sub> Stgir-Formation, undifferenziert: Kalkglimmerschiefer, quarzreicher Serizitmarmor, Granatphyllit, Disthen führender Glimmerschiefer**

Diese Einheit umfasst eine heterogene Gruppe von Metasedimenten, die möglicherweise das höhermetamorphe Äquivalent des oberen Teils der Stgir-Formation darstellen. Sie beinhaltet Kalkglimmerschiefer, alumosilikathaltigen Glimmerschiefer und quarzreichen Serizitmarmor. Die Gesteine sind gelblich bis grünlich-braun und meist schiefrig und karbonathaltig. Massige Varietäten (Marmor und Quarzit) sind selten. Lokal kommen Linsen von brekziösem Kalk oder Kalkglimmerschiefer vor.

Der Mineralbestand nach BEFFA (1996, S. 52) variiert stark und umfasst (Angaben in Vol.-%): Quarz (5–35; bei quarzitischen Varietäten bis 75), Dolomit (0–30; in Dolomitmarmor bis zu 85), Kalzit (0–20; in Kalkmarmor bis zu 85), Muskovit/Serizit (0–15), Biotit (0–20), Klinozoisit, Zoisit, Granat (in den tonreichen Gliedern), selten Disthen und Staurolith. Akzessorisch: Graphit, Zirkon, Apatit, Allanit, Turmalin, Rutil, Hämatit und Pyrit.

KRIGE (1918) beschreibt einen Echinodermenrest in einer Linse aus Serizit-Kalzitmarmor dieser Gesteinsgruppe.

*Phyllitischer Biotit-Granat-Staurolith-Serizitschiefer sowie Kalzit und Disthen führender Granat-Staurolith-Serizitschiefer, graphitarm*

Diese Einheit entspricht möglicherweise dem unteren Teil der Stgir-Formation. Sie bildet oft Wechsellagerungen mit dem Quarz, Hämatit und Serizit führenden Kalkmarmor (nachfolgend beschrieben). Sie ist hauptsächlich im östlichen Abschnitt verbreitet (Gebiet Cadagno–Mottone, östlich des Lago Ritóm). Die Gesteine sind dunkelgrau und stark schiefrig bis phyllitisch. Die Verwitterungsflächen sind grünlichgelb bis orange bzw. bräunlichorange gefärbt. Glimmer, Granat und Staurolith sind meistens makroskopisch sichtbar.

Der Mineralbestand nach BEFFA (1996, S. 52f.) umfasst (Angaben in Vol.-%): Quarz (8–17), Plagioklas (5–12), Muskovit/Serizit (44–55), Staurolith (7–14), Granat (2–7), Graphit (4–8), Biotit, Chlorit; akzessorisch: Pyrit und Hämatit (2–5), Klinozoisit, Zirkon, Apatit. Granat und Staurolith sind oft als Porphyroblasten mit Schneeballstruktur entwickelt (s. KRIGE 1918, S. 93).

*Quarz, Hämatit und Serizit führender Kalkmarmor*

Dieses Gestein kommt am Kontakt zwischen den ultrahelvetischen Metasedimenten und den penninischen Bündnerschiefern der «Bedretto-Zone» im Gebiet südlich und östlich des Camoghè und zwischen dem Passo del Camoghè und dem Lago Ritóm vor. Zwei kleine Aufschlüsse treten im Gebiet von Mötói auf, wo die Gesteine an triassische Metasedimente und teilweise ans Kristallin der

Lucomagno-Decke grenzen. Die Gesteinseinheit stellt wahrscheinlich ebenfalls höhermetamorphe Äquivalente der Stgir-Formation dar. Der Quarz, Hämatit und Serizit führende Kalkmarmor bildet bis zu 900 m lange und bis zu ca. 30 m mächtige Lagen. Die Bruchfarbe ist schwach gelblich bis weiss, die Verwitterungsfarbe gelblich bis bräunlichgelb. Die Textur ist schwach schiefrig (durch dünne Glimmerlagen definiert) bis massig.

Der Mineralbestand nach BEFFA (1996, S. 52; keine Angaben über Vol.-%) umfasst Karbonat (hauptsächlich Kalzit, selten Dolomit), Muskovit/Serizit, selten Biotit (z. T. chloritisiert), Quarz, Pyrit und Hämatit.

## **PENNINIKUM**

### **SIMANO-DECKE**

Die nördliche Frontpartie der Simano-Decke ist im südöstlichen Teil des Gebiets von Atlasblatt Ambri-Piotta aufgeschlossen. Sie wurde von BIANCONI (1971) in zwei Altkristallinmassen unterteilt: die kleinere Gribbio-Kristallinmasse im Osten und die grössere Campo-Tencia-Einheit im Westen. Im Kartengebiet besteht das Altkristallin fast ausschliesslich aus Schiefern und Gneisen sedimentären Ursprungs. Einschaltungen von möglichen Orthogneisen sind lediglich am Südrand vorhanden. Linsenartige Amphibolitzüge sind selten.

Die jüngsten Gesteine, welche den Triasquarzit unterlagern, bestehen aus konglomeratischem Quarzit bis quarzitischem Gneis, die lokal in linsenförmigen Aufschlüssen vorkommen. Sie haben sehr wahrscheinlich ein permisches bzw. permotriassisches Alter (sind also monometamorph) und werden auf S. 55 beschrieben.

#### **A           Massiger bis schwach geschieferter Amphibolit**

Der Amphibolit kommt in drei Bereichen vor, wo er in diskontinuierlichen Linsen auftritt. In der Campo-Tencia-Kristallinmasse finden sich die Amphibolitlinsen über ca. 1 km im Gebiet Pizzo Campolungo – Pizzo delle Löite verbreitet. In der Gribbio-Kristallinmasse kommt der Amphibolit einmal östlich des oberen Piumogna-Wasserfalls und einmal in der SE-Ecke des Kartengebiets, östlich der Motta di Gribbio, vor. Der Amphibolit tritt nahezu ausnahmslos als Zwischenlagen mit scharfen Kontakten in den mesokraten Gneisen auf. Lokal findet sich in der Kontaktzone ein zentimeter- bis dezimetermächtiger Biotit-Plagioklasgneis, z. T. mit Hornblende, Granat und Kalzit. Der Amphibolit hat eine dunkelgrüne bis schwarze Farbe, ist fein- bis mittelkörnig, massig bis schwach schiefrig und hat eine homogene Struktur, normalerweise mit grossen, nicht geregelten Biotitlamellen. Er enthält teilweise unregelmässige Bänder aus hellgrünem Epidot und, seltener, kleinen Granatidioblasten.

Der Mineralbestand nach BIANCONI (1971, S. 28) und ALBISETTI (1999, S. 46) umfasst (Angaben in Vol.-%): gemeine Hornblende (40–60), Plagioklas (teils serizitisiert, 15–36), Biotit (<1–8), Quarz (1–6), Epidot (1–4), Chlorit (1–6), Granat (0–10), Kalzit (0–5). Akzessorisch sind: Rutil, Titanit, Apatit, Ilmenit und opake Mineralien.

Es ist heute allgemein akzeptiert, dass der Protolith des Amphibolits ein basischer Magmatit war (EGLI 1966, BERCHTOLD 1990, ALBISETTI 1999). Von den ursprünglichen Ablagerungsstrukturen oder der initialen geochemischen Signatur ist allerdings nichts mehr erkennbar, da das Gestein in mindestens zwei Orogenesen amphibolitfaziell umgewandelt wurden. Eine Rekonstruktion der genauen Entwicklungsgeschichte ist daher fragwürdig, wenn nicht unmöglich.

### **GO<sub>b</sub> Hellgrauer Biotit-Plagioklasgneis, z. T. mit Kalifeldspat, plattig**

Dieser Gesteinstyp ist auf den zentralen südlichen Kartengebietsrand beschränkt und kommt nur in dünnen Lagen am Südufer der Leit sowie in einem bis zu 250 m mächtigen Zug zwischen der Südseite des Pizzo Campolungo und des Pizzo Lei di Cima vor. Der Gneis tritt in plattigen, dezimeter- bis metermächtigen Bänken auf. Die Farbe ist hell- bis aschgrau. Die Textur ist schwach schiefrig in der feinkörnigen und nahezu massig in der mittelkörnigen Varietät. Die Korngrösse ist homogen, und augige bzw. porphyrische Texturen sind nirgends vorhanden. Einschaltungen von kleinen Amphibolitlinsen sind relativ häufig. Lokal enthält dieser Gneis kleinste Granatidioblasten mit Atollstruktur. Ob es sich beim Gestein um einen Orthogneis (z.B. PREISWERK 1918b, S. 63f.) oder um eine Metaarkose handelt, ist fraglich; letzteres erscheint wahrscheinlicher. ALBISETTI (1999, S. 62ff.) erwähnt zwei XRF-Analysen von diesem Gesteinstyp.

Der Mineralbestand (nach BIANCONI 1971, S. 27, und ALBISETTI 1999, S. 41) umfasst (Angaben in Vol.-%): Quarz (30–55), Kalifeldspat (15–25, Mikroklin mit diffusem Gitter), Plagioklas (5–30), Biotit (1–6), Muskovit (10–25), Chlorit (2–3), Epidot; akzessorisch sind Apatit, Rutil, Titanit, Ilmenit, Zirkon und opake Mineralien.

### **G<sub>g</sub> Hellbrauner feinkörniger Granat-Zweigliimmer-Plagioklasgneis**

Dieser Paragneis stellt den häufigsten Gesteinstyp der Simano-Decke dar. Er bildet zwei Hauptzüge in der Campo-Tencia-Kristallinmasse (einen im Süden des Val Prévat über Pizzo Campolungo bis Pizzo delle Löite, den zweiten im Norden des Pizzo Varozzeira bis zum Pizzo del Lambro) und einen Zug in der Gribbio-Kristallinmasse. In Letzterer bildet der Paragneis die zentrale Haupteinheit mit einer Mächtigkeit von bis zu 800 m. Der Gneis hat eine charakteristische hellbraune Farbe, die lokal braunviolett ist («braune Gneise» in PREISWERK 1918b und NIGGLI et al. 1936). Das Gestein ist feinkörnig, weist eine schwache bis mässige Schieferung auf und enthält Biotitlagen (oft mit Querbiotiten) sowie kleinste Granate.

Der Mineralbestand nach BIANCONI (1971, S. 26) umfasst in abnehmenden Anteilen: Quarz, Plagioklas, Biotit, Muskovit, Chlorit, Granat (Almandin); akzessorisch sind Epidot, Apatit, Rutil und opake Mineralien. Die kleinen Granatidioblasten weisen eine Atollstruktur mit einem Nukleus aus Quarz oder Feldspat auf (s. auch KELLER 1968, S. 39). Eine lokale Varietät (auf dem Atlasblatt nicht ausgeschieden) enthält mikroskopisch sichtbaren Staurolith sowie, seltener, zusätzlich Disthen und schwarzen Turmalin.

### **P<sub>g</sub> Granat-Zweiglimmerschiefer bis -gneis, z. T. mit Disthen**

Der Granat-Zweiglimmerschiefer bis -gneis, welcher teilweise Disthen enthält, kommt sowohl in der Campo-Tencia- (Gebiet Val Prévât – Pizzo Campolungo – Cima del Lambro) als auch in der Gribbio-Kristallinmasse (hier in zwei Niveaus, in der Nähe der Campolungo-Trias bzw. der Trias von Rodi-Ogiòra) vor. Die Mächtigkeit beträgt normalerweise um 100–200 m und erreicht maximal ca. 300 m (nördlich der Motta di Gribbio). Dieser Gesteinstyp unterscheidet sich vom recht ähnlichen quarzreichen Glimmerschiefer bis quarzitischem Zweiglimmergneis (P<sub>q</sub>) durch einen geringeren Quarzgehalt und einen dementsprechend höheren Gehalt an Glimmer und Alumosilikaten. Daraus resultiert eine ausgeprägtere schiefrige Textur und eine dunklere Verwitterungspatina. Die Schieferungsflächen sind durch das Vorherrschen von Muskovit silbrig glänzend. Granat ist im Gestein als einzelne Porphyroblasten enthalten. Disthen tritt im typisch lamellaren Habitus, oft am Rand der hellen Quarzlinzen angereichert, auf. Teilweise kommen radialstrahlige Anreicherungen von schwarzem Turmalin vor (z. B. östlich des Pizzo Campolungo). In einigen Gebieten sind makroskopisch keine Alumosilikate sichtbar.

Der Mineralbestand nach BIANCONI (1971, S. 25) und ALBISETTI (1999) umfasst (Angaben in Vol.-%): Quarz (10–50), Muskovit (20–50), Granat (6–12), Biotit (6–10), Plagioklas (1–4), Chlorit (1–3), Disthen, Staurolith, Epidot; akzessorisch: Graphit, Turmalin, opake Mineralien, Ilmenit, Titanit, Apatit, Rutil, Zirkon. Eine Anreicherung mit Graphit von bis zu ca. 0,4 Vol.-% ist möglich. ALBISETTI (1999, S. 62 ff.) erwähnt vier XRF-Analysen von diesem Gesteinstyp.

Je nach Auftreten der Alumosilikate ergeben sich folgende vier Varietäten (nicht darstellbar im Massstab 1:25 000): mit ausschliesslich Granat; mit Granat und Disthen; mit Granat und Staurolith; mit Granat, Staurolith und Disthen.

SOLDINI (2002, S. 40) erwähnt zusätzlich das Auftreten von Andalusit, insbesondere in einem Quarzgang mit Disthen. Quarzgänge, -knauer und -linsen mit Disthen und Andalusit kommen weiter südlich (Blatt 1272 P. Campo Tencia) häufiger vor (BERCHTOLD 1990, S. 24) und sind in KELLER (1968, S. 41 ff.) eingehend beschrieben.

#### *Granat-Zweiglimmerschiefer bis -gneis mit Staurolith und Disthen*

Diese Varietät hat die gleiche mineralogische Zusammensetzung wie der Haupttyp, jedoch unterschiedliche Mengenverhältnisse (mehr Staurolith und Dis-

then und weniger Granat). Die Schieferung ist intensiver, und die Staurolith- und Disthenporphyroblasten sind bis mehrere Zentimeter gross. Diese Varietät entspricht dem klassischen Fund des Staurolith-Disthen-Glimmerschiefers im Gebiet Pizzo Forno – Alpe Sponda (KELLER, 1968), und möglicherweise enthält er ebenfalls Paragonit und Na-Muskovit (der Nachweis ist nur röntgenographisch möglich; s. KELLER 1968, S. 34). Die Vorkommen der Varietät beschränken sich auf die Gebiete südlich des Pizzo del Prévât und nördlich des Pizzo Campolungo.

#### **P<sub>q</sub> Quarzreicher Glimmerschiefer bis quarzitischer Zweiglimmergneis**

Dieser Gesteinstyp ist durch den hohen Quarzgehalt charakterisiert, der zum Teil in quarzitischen Bändern und teilweise in monomineralischen, mehreren Metern langen und konkordanten Linsen sowie in Schmitzen auftritt. Die Farbe ist hellgrau mit einer rotbraunen Patina. Das Gestein ist sehr hart und kompakt, weist eine schwache bis mässige Schieferung auf und ist fein- bis mittelkörnig. Meistens enthält das Gestein etwas Granat und zum Teil auch Staurolith und Disthen, jedoch in deutlich geringeren Mengen als die nachfolgend beschriebene Varietät. Der quarzreiche Glimmerschiefer bis quarzitischer Zweiglimmergneis bildet die Front der Campo-Tencia-Kristallinmasse, mit einer maximalen Mächtigkeit von ca. 600–700 m zwischen Pizzo del Prévât, der Nordflanke des Pizzo Campolungo und Leit. Die Mächtigkeit des quarzreichen Glimmerschiefers bis quarzitischer Zweiglimmergneises nimmt nach Westen (Alpe Zaria und Colla, Blatt 1272 Pizzo Campo Tencia) und nach Osten hin ab; am Pizzo del Lambro keilt dieser Gesteinstyp aus.

Der quarzreiche Glimmerschiefer bis quarzitischer Zweiglimmergneis bildet das Liegende des Triasquarzits bzw. der linsigen Einschaltungen aus permotriassischem konglomeratischem Gestein mit scharfem, konkordantem Kontakt. Der Übergang zu den tiefer liegenden Einheiten ist graduell und durch eine deutlichen Abnahme des Quarzgehalts charakterisiert.

#### *Quarzreicher Glimmerschiefer bis quarzitischer Zweiglimmergneis mit Granat, z. T. mit Staurolith und Disthen*

Diese Varietät entspricht dem Granat führenden Quarzit von NIGGLI et al. (1936), mit der Typlokalität beim Pizzo del Prévât. Gute Aufschlüssen, mit schön ausgebildeten Granat-, Disthen- und Staurolithporphyroblasten sowie Turmalin, finden sich zwischen Leit und der Südflanke der Alpe Campolungo.

Der Mineralbestand in Vol.-% nach BIANCONI (1971) und ALBISETTI (1999) ist: Quarz (50–75), Muskovit (15–30), Biotit (2–12), Chlorit (1–5), Epidot, Klinozoisit, selten Plagioklas; die Alumosilikate (Porphyroblasten) umfassen Granat (Almandin, 4–18), Disthen (1–14) und sporadisch Staurolith; schwarzer Turmalin, Chlorit; akzessorisch: Graphit, Apatit, Zirkon, Rutil,

Titanit, Ilmenit und opake Mineralien. Der Granat erreicht 10 mm Durchmesser und enthält im Kern oft rotierte Einschlüsse (SOLDINI 2002, S. 39). Fünf XRF-Analysen von dieser Varietät sind in ALBISETTI (1999, S. 62 f.) enthalten.

GIERÉ et al. (1996, 2011) haben Metapelite dieser Varietät in der Gegend von Leit untersucht und sehr detaillierte lithologische, thermodynamische und geochemische Daten publiziert. Grosse Turmalinkristalle zeigen eine optisch sichtbare Zonierung mit drei Abschnitten (Kern, innerer Rand und äusserer Rand), die verschiedene geochemische Zusammensetzungen aufweisen. Die Autoren erwähnen, dass ähnliche turmalinreiche Gesteine auch andernorts im Lepontin vorkommen und zwar stratigraphisch immer unmittelbar unterhalb und an der Basis der Trias-Transgression. GIERÉ et al. (1996, 2011) betrachten das Alter der Pelite als postkarbonisch und die Metapelite deshalb als monometamorph (alpin). Die Interpretation der Bildungsverhältnisse während der Metamorphose ist im Unterkapitel Alpine Metamorphose angegeben (s. S. 145).

#### **p<sub>q</sub> Konglomeratischer Quarzit bis quarzitischer Gneis**

Der konglomeratische Quarzit bis quarzitischer Gneis ist möglicherweise ein permischer Metapsammit, der gelegentlich auch als Verrucano-Äquivalent betrachtet wird. Das Gestein ist lokal kalkhaltig und kommt an mehreren Lokalitäten zwischen den altkristallinen Gesteinen und dem triassischen Basisquarzit der Simano-Decke vor. Die linsigen Einschaltungen erreichen eine maximale Mächtigkeit von 10 m. Der Kontakt zu den älteren Glimmerschiefern und zum triassischen Serizitquarzit ist immer scharf und konkordant; eine mögliche ursprüngliche Winkeldiskordanz ist nicht erkennbar.

Die Matrix ist weiss bis leicht grünlich grau, feinkörnig und schwach schiefrig. Sie enthält 1–10 cm lange, polyedrische, eiförmige bis linsige Quarzgerölle, die in der Schieferungsebene schwach ausgestreckt sind. Sie bilden zwischen 20 und 80 % des Gesteinsvolumens und sind oft in parallelen Bänken angeordnet.

Die Matrix entspricht einem quarzitischem Gneis und selten einem eigentlichen Quarzit. Sie ist u. a. durch das Fehlen von Alumosilikaten (Granat, Staurolith und Disthen) gekennzeichnet. Der Mineralbestand (nach BIANCONI 1971, S. 22) umfasst die Hauptgemengteile Quarz und Muskovit sowie die Nebengemengteile Biotit, Chlorit, Plagioklas, Alkalifeldspat, Epidot, Klinozoisit, Allanit, Kalzit, Skapolith (vermutlich der Kalkskapolith Mejonit) und Vesuvianit. Akzessorisch sind Turmalin, Rutil, Titanit, Apatit, Zirkon und opake Mineralien. Die Gerölle sind monomineralisch und bestehen aus Aggregaten von amöbenförmigen, bis zu 4 mm grossen Quarzkörnern, selten mit Muskovit-, Kalzit- und Pyriteinschlüssen. Polymineralische Gerölle (z. B. aus Quarz und Feldspat) wurden keine beobachtet.

Das Gestein ist nahezu identisch mit dem konglomeratischen Quarzit und Gneis des Molaregebiets (AMMANN 1963), für welche ein (früh)permisches Alter postuliert wurde (BOSSARD 1929a, NIGGLI et al. 1936).

- t<sub>M</sub>**      **Mels-Formation: Serizitquarzit, plattig bis stark verschiefert**
- t<sub>R</sub>**      **Röti-Formation: vorwiegend Dolomitmarmor, zuckerkörniger und brekziöser Dolomit**
- t<sub>r</sub>**      *Röti-Formation: Rauwacke, oft Serizit führend, häufig brekziös*
- t<sub>dg</sub>**      *Röti-Formation: grauer Dolomitmarmor*
- t<sub>dp</sub>**      *Röti-Formation: Phlogopit-Dolomitmarmor*
- t<sub>Q</sub>**      **Quarten-Formation: Glimmerschiefer, z. T. mit Dolomit- und Quarzitlagen, lokal mit Granat, Hornblende, Staurolith und Disthen**

Die triassischen Metasedimente der tektonischen Einheiten des Gebiets von Atlasblatt Ambri-Piotta sind allesamt sehr ähnlich. Die detaillierten Gesteinsbeschreibungen dieser lithologischen Einheiten sind deshalb in zusammengefasster Form auf S. 77 ff. aufgeführt.

#### SAN-GIORGIO-EINHEIT

Das Altkristallin der San-Giorgio-Einheit bildet einen kleinen Komplex, rund 3 km lang und bis 400 m mächtig, der südlich von Prato, zwischen Ri di Foch im Westen und Val Piumogna im Osten, aufgeschlossen ist. Der Komplex ist an der Nord- und Südflanke in Bündnerschiefer der «Bedretto-Zone» eingeschlossen und mit diesen teilweise tektonisch verschuppt. An der Westspitze ist der Komplex durch Reste seiner Sedimentbedeckung (triassischer Dolomitmarmor und Rauwacke) vom Bündnerschiefer getrennt. Am Ostende steht die San-Giorgio-Einheit in direktem tektonischen Kontakt mit dem Altkristallin von Gribbio (Simano-Decke) und ist von diesem durch die hypothetische Piumogna-Überschiebung (BIANCONI 1971) getrennt.

Die Gesteine der San-Giorgio-Einheit umfassen eine Serie von metamorphen Gesteinen, die aus psammitischen Sedimentgesteinen, zum Teil mit psephitischen oder mergeligen Zwischenlagen, und aus psammitisch-pelitischen Sedimentgesteinen entstanden sind. Der Metamorphosegrad ist durch das Auftreten der drei Alumosilikate Almandin, Disthen und Staurolith definiert und entspricht der Amphibolitfazies.

#### **P<sub>Sh</sub>**      **Biotit-Epidot-Hornblendegarbenschiefer**

Dieses Gestein tritt in Form von konkordanten Bänken mit Mächtigkeiten zwischen einigen Metern und bis zu 20 m am Nord- und Ostrand der San-Giorgio-Einheit und als tektonische Schuppen im darunter liegenden Bündnerschiefer auf. Das Gestein ist dunkelgrün und besteht vor allem aus prismatischer, garbenförmig angeordneter Hornblende (einige Millimeter bis einige Zentimeter lang) sowie aus Biotit in Form von grossen schwarzen Blättchen.

Der Mineralbestand (Angaben in Vol.-%) variiert stark; nach BIANCONI (1971, S. 31): Hornblende (5–56), Plagioklas (5–40), Quarz (3–37), Biotit (0–30), Kalzit (0–20), Skapolith (0–20), Muskovit (0–5), Chlorit (0–4), Klinkzoisit-Pistacit (1–5), Disthen (0–10), Staurolith (0–8). Akzessorisch: Turmalin, Titanit, Rutil, Apatit und opake Mineralien (jeweils <1). Beim Amphibol handelt es sich um gemeine Hornblende mit intensiver Grünfärbung und teils bläulichem Pleochroismus.

### **P<sub>Sg</sub> Leukokrater Granat-Muskovitschiefer, Staurolith führend**

Dieser Gesteinstyp tritt nur sehr lokal an der Westspitze der San-Giorgio-Einheit (östlich des Ri di Foch) auf. Das Gestein hat eine silbergraue Bruchfarbe und zeigt auf Verwitterungsflächen einen limonitischen Oberflächenbelag. Es ist feinkörnig, schwach schiefrig und enthält Granat in kleinen Idioblasten (bis zu 0,5 cm Durchmesser). Lokal kommen bis zu 1 cm lange prismatische, braune Staurolithkristalle vor.

Der Mineralbestand (Angaben in Vol.-%) variiert stark (nach BIANCONI 1971, S. 30): Quarz (7–43), Muskovit (15–30), Granat (5–35), Plagioklas (0–10), Biotit (1–15), Chlorit (0–1), Epidot (0–1), Staurolith (0–35), Disthen (0–20); akzessorisch: Turmalin (0–2), opake Mineralien (1–2), Titanit, Rutil, Apatit und Zirkon (jeweils <1).

### **P<sub>Sq</sub> Hellgrauer quarzitischer Muskovitschiefer, mit spärlichen Konglomeratlagen**

Der quarzitischer Muskovitschiefer bildet den Grossteil der San-Giorgio-Einheit. Das Gestein ist hellgrau, feinkörnig und weist eine starke, tafelige bis linsenförmige Schieferung auf. Die Schieferungsflächen sind mit silbrigen Muskovit-Blättchen belegt. Lokal sind Konglomeratlagen von bis zu einigen Metern Mächtigkeit enthalten. Die Gerölle bestehen vorwiegend aus bis zu 7 cm langen Quarzaggregaten und sind selten polymineralisch, mit Kalifeldspat, Chlorit und/oder Kalzit neben Quarz. Die Gerölle sind meistens spindel- bis linsenförmig deformiert, selten sind sie elliptisch.

Der Mineralbestand nach BIANCONI (1971, S. 29) ist wie folgt (Angaben in Vol.-%): Quarz (50–70), Muskovit (20–30), Plagioklas und Kalifeldspat (2–15), Biotit (1–5), Epidot (0–1), Chlorit (0–1), Disthen (0–5); akzessorisch: Turmalin, opake Mineralien, Rutil, Apatit und Zirkon.

#### *Hellgrauer quarzitischer Muskovitschiefer mit Biotitgarben*

Diese Varietät tritt in einer bis zu ca. 100 m mächtigen Bank an der Nordflanke der San-Giorgio-Einheit in der Faura di San Giorgio sowie in mehreren dünnen Bänken als Zwischenlagen im Bündnerschiefer der «Bedretto-Zone», zwischen Fisgiöch und Val Piumogna, auf. Die Varietät ist charakterisiert durch das Vorkommen von garbenförmigen Biotitaggregaten, die bis zu 10 cm lang und 1 cm dick sind, und untergeordnet durch das Auftreten von Granat. Die Biotitgarben liegen meistens auf den Schieferungsflächen, lokal können sie jedoch auch quer dazu beobachtet werden. Makroskopisch erinnert das Gestein stark an die klassischen Hornblendegarbenschiefer der «Tremola-Serie».

Der Mineralbestand (Angaben in Vol.-%) variiert stark; nach BIANCONI (1971, S. 30): Quarz (30–70), Plagioklas (3–30), Muskovit (1–40), Biotit (5–25), Chlorit (0–3), Epidot (0–10), Skapolith (0–5), Hornblende (0–5), Granat (0–10), Disthen (0–10), Kalzit (0–1). Akzessorisch: Turmalin, Rutil, Titanit, Apatit, Zirkon (jeweils <1) sowie opake Mineralien (1–5).

Die lanzenförmigen Aggregate des Biotits (oft mit rhombischem Querschnitt, selten mit Hornblenderelikten im Kern) und die Anhäufungen von opaken Mineralien am Rand der Pseudomorphosen (aus der Umwandlung von Hornblende zu Biotit entstanden) deuten darauf hin, dass der Biotit pseudomorph nach Hornblende ist. Granat und Disthen treten als Porphyroblasten auf.

**t<sub>r</sub>**      *Röti-Formation: Rauwacke, oft Serizit führend, häufig brekziös*

Die triassischen Metasedimente der tektonischen Einheiten des Gebiets von Atlasblatt Ambri-Piotta sind allesamt sehr ähnlich. Die detaillierten Gesteinsbeschreibungen dieser lithologischen Einheiten sind deshalb in zusammengefasster Form auf S. 77ff. aufgeführt.

## LEBENDUN-DECKE

**G<sub>L</sub>**      **Leukokrater feinkörniger Alkalifeldspatgneis (kaliumreiche Metaarkose), plattig**

Die östliche Spitze der Lebendun-Decke befindet sich am Westrand des Kartengebiets bei Varozzè (Koord. 2690.3/1150.7), ca. 800 m südwestlich der Alpe di Ravina, wo sie auskeilt. Sie besteht aus einem ca. 300 m langen und bis zu 20 m mächtigen Aufschluss aus leukokrater feinkörnigem Alkalifeldspatgneis in der östlichen Fortsetzung des mächtigen Lebendun-Zuges, der im Gebiet der Atlasblätter 68 Val Bedretto und 34 Basodino vorkommt. Im Gebiet von Blatt Basodino geht der Alkalifeldspatgneis in einen Konglomeratgneis über, weshalb GÜNTHERT (1976) den Alkalifeldspatgneis als Arkosegneis interpretiert.

## SAMBUCO-EINHEIT

Die Sambuco-Einheit nimmt den südwestlichen Teil des Gebiets von Atlasblatt Ambri-Piotta ein. Nordöstlich der Maggia und des Lago del Sambuco herrschen polymetamorphe Para- und Orthogesteine vor. Im südwestlichen Teil dominiert hingegen der Matorello-Granitgneis.

Die nachfolgenden Beschreibungen sind aus den Arbeiten von HASLER (1949), BIANCONI (1971) und GÜNTHERT (1976) entnommen. Sie sind mit Daten aus den Diplomarbeiten von RÜFFER (1990) und GUNZENREINER (1998) ergänzt, welche das Gebiet Alpe Massari bzw. Leiarozza – Valle dei Cani – Passo dei Cani im Maßstab 1:10 000 bzw. 1:2 500 kartiert und strukturell untersucht haben.

## U      **Metaultrabazit**

RÜFFER (1990) beschreibt eine ultramafische Linse bei Fornarelli, südlich des Pizzo Massari (Koord. 2695.58/1147.34/2400 m). Die Linse ist eingebettet in Amphibolit und Hornblende führenden Bändergneis. Sie ist ca. 10 m lang, 4 m breit und ihre Längsachse liegt schieferungsparallel. Sie besteht aus einem Talk-Tremolit-Antophyllit/Cummingtonit-Chlorit-Magnesit-Fels mit einer lepidoporphroblastischen Textur.

Der Mineralbestand nach RÜFFER (1990, S. 23) ist (Angaben in Vol.-%): Tremolit (50–60), Anthophyllit/Cummingtonit (2–7), Chlorit (30–40), Magnesit (2–5), Talk (2–10). Akzessorisch: Apatit, Hellglimmer, opake Mineralien.

## A      **Amphibolit und Hornblendefels**

Der eigentliche Kern der Sambuco-Einheit nordöstlich des Val Sambuco wird von Hornblendegesteinen gebildet. Der Amphibolit und Hornblendefels werden hier zusammen beschrieben. Die teilweise vergesellschafteten Hornblende führenden Gneise sind nachfolgend gesondert beschrieben. An demselben Gesteinszug können alle Übergänge von reinem Hornblendefels über Amphibolit zu Hornblendegneis beobachtet werden. Gemäss HASLER (1949, S. 105) werden Gesteine mit einem Hornblendegehalt von mehr als 80 % als Hornblendefelse bezeichnet.

Der Mineralbestand (Angaben in Vol.-%) ist nach HASLER (1949, S. 105 u. S. 110) und RÜFFER (1990, S. 25) stark schwankend: Quarz (0–20), Plagioklas (5–60), Hornblende (15–90), Biotit (0–20), Epidot (0–8), Chlorit. Akzessorisch: Apatit, Titanit, Rutil, Allanit, Klinoisit, Zirkon, Granat, Turmalin, Prehnit, opake Mineralien.

HASLER (1949, S. 109 ff.) erwähnt vier chemische Analysen von Amphibolit und eine von Hornblendit. Weitere chemische Analysen von Amphibolit und Hornblende-Plagioklasgneis finden sich in RÜFFER (1990).

BERGER et al. (2007, S. 130) interpretieren den gesamten Komplex, bestehend aus Amphibolit, Hornblendefels, Granatamphibolit und dunklem Bändergneis, als das metamorphe Äquivalent einer intrusiven Serie mit Hornblendit, Diorit, Tonalit und Granodiorit. STEINER (1984) hat ein ordovizisches Alter mittels  $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ -Referenzlinie für diese Gesteine ermittelt.

## G<sub>b</sub>      **Bändergneis i.Allg.: leukokrater feinkörniger Biotit-Plagioklasbändergneis**

Im zentralen Teil der Sambuco-Einheit, östlich des Lago del Sambuco, weist das Gestein in zwei Zonen eine intensive Bänderung auf. Die eine Zone zieht südlich des Passo Scheggia durch die Karrenfelder der Alpe Scheggia und Alpe Massari bis zum Fuss des Pizzo Massari, die andere vom Corte Vecchio der Alpe Scheggia in SSE-Richtung fast geradlinig bis Larecc und weiter (im Gebiet von Atlasblatt 73 P. Campo Tencia) bis Corte della Fontana, nördlich von Colla. Zwischen diesen beiden Zonen liegt Amphibolit und Hornblende führender Zwei-

glimmer-Plagioklasgneis. Eine klare Trennung zwischen dem Bändergneis und den ungebänderten Deckengesteinen ist nicht möglich. Eine detaillierte Beschreibung des Bändergneises findet sich in RÜFFER (1990, S. 27 ff.). Die hellen Lagen bestehen in der Regel aus einem feinkörnigen, biotitarmen Plagioklasgneis. Die dunklen Lagen des Bändergneises sind nachfolgend beschrieben und auf dem Kartenblatt speziell ausgeschieden. In einem dünnen Zug auf ca. 2400 m ü. M. bei Laghetti, südwestlich des Pizzo Massari, kommt eine lokale Varietät mit Plagioklasporphyroblasten vor, die auf dem Atlasblatt jedoch nicht dargestellt ist.

Der Mineralbestand (Angaben in Vol.-%) nach HASLER (1949, S. 116) ist: Quarz (20–40), Plagioklas (40–60), Biotit (5–10), Muskovit, Chlorit, Klinozoisit-Epidot. Akzessorisch bzw. sporadisch: Kalifeldspat, Zoisit, Apatit, Granat, Turmalin, Titanit, Rutil. Quarz und Plagioklas (im Durchschnitt Anorthit 15, invers zonar) sind feinkörnig und bilden eine gleichförmige granoblastische Struktur. HASLER (1949, S. 117) erwähnt eine chemische Analyse eines hellen feinkörnigen Biotit-Plagioklasgneises.

*Bändergneis, dunkle Lagen: Zweiglimmer-Plagioklasgneis*

Die dunklen Lagen des Bändergneises bestehen in dieser Varietät aus Zweiglimmer-Plagioklasgneis, welcher teilweise Feldspatugen enthalten kann.

*Bändergneis, dunkle Lagen: Amphibolit und Hornblende führender Gneis*

Die dunklen Lagen des Bändergneises bestehen in dieser Varietät aus Amphibolit und Hornblende führendem Gneis. Die millimeter- bis dezimetermächtigen dunklen Lagen oder Bänder sind über wenige bis hunderte von Metern zu verfolgen. Sie sind z. T. ebenlagig und teilweise mit dem Nebengestein verfälscht. Die alpine Deformation führte lokal zu Boudinage (Alpe Scheggia und Alpe Massari). Der Protolith des Bändergneises bestand hauptsächlich aus feingeschichtetem Ton, Mergel und Arkose.

BUSSIEN et al. (2011) erwähnen U/Pb-Alter (an Zirkonen) von 543–527 Ma für den «Scheggia-Diorit» und von 549–540 Ma für den «Massari-Diorit».

**GO<sub>p</sub>      Leukokrater feinkörniger Zweiglimmer-Plagioklas-  
Alkalifeldspatgneis, plattig**

Dieser helle Gneis tritt vor allem in den Randregionen der Sambuco-Einheit auf. Die Übergänge zum dunkleren Zweiglimmer-Plagioklasgneis bis Glimmerschiefer (P<sub>p</sub>) im Gebiet der Alpe di Prato – von PREISWERK (1918b) und NIGGLI et al. (1936) als «Mischgneise» bezeichnet – sind diffus. Die hellen Gemengteile bilden meist  $\frac{4}{5}$  des gesamten Mineralbestandes; daher die helle Gesteinsfarbe. Das Gestein ist feinkörnig und hat eine granoblastische bis porphyroblastische Struktur.

Der Mineralbestand nach HASLER (1949, S. 96) ist wie folgt (Angaben in Vol.-%): Quarz (15–50), Plagioklas (10–40), Kalifeldspat (5–40), Muskovit (5–10), Biotit (3–10), Chlorit, Zoi-

sit, Klinozoisit-Epidot; akzessorisch: Apatit, Rutil, Titanit, Granat, Zirkon, Turmalin, Kalzit, Allanit, opake Mineralien. Zwei chemische Analysen von diesem Gesteinstyp finden sich in HASLER (1949, S. 97f.).

Nach LABHART (2005, S. 60) wird das Gestein auf dem angrenzenden Gebiet von Atlasblatt 68 Val Bedretto als Äquivalent der kaliumreichen Metaarkose der Lebendun-Decke betrachtet und als isochemisch und isomodal mit dem Matorello-Granitgneis beschrieben.

*Leukokrater feinkörniger Zweiglimmer-Plagioklas-Alkalifeldspatgneis mit grob-flaseriger bis augiger Textur*

Der oben beschriebene plattige Zweiglimmer-Plagioklas-Alkalifeldspatgneis geht öfters in einen flaserig-augigen Gneis über und bildet zusammen mit diesem die äussere Schale der Sambuco-Einheit. Der flaserig-augige Gneis bildet Züge von stark variierender Mächtigkeit (maximal ca. 400 m östlich des Pizzo Massari) und verschiedener Länge, die teilweise im Bündnerschiefer der «Bedretto-Zone» liegen und teilweise durch Paragneise voneinander getrennt sind. Schmale Züge verkümmern lokal zu Linsen. Die Gesteinsstruktur ist porphyroblastisch bis poikiloblastisch.

Der Mineralbestand (Angaben in Vol.-%) nach HASLER (1949, S. 100) und RÜFFER (1990, S. 18) ist: Quarz (20–50), Alkalifeldspat (10–40), Plagioklas (10–50), Biotit (2–20), Muskovit (0–10), Klinozoisit-Epidot (0–5), Zoisit, Chlorit. Akzessorisch: Apatit, Titanit, Rutil, Turmalin, Granat, Allanit, Kalzit, Zirkon, opake Mineralien. Die Fläser und Augen sind 1–10 cm gross, polymikt und bestehen aus einem feinkörnigen Gewebe von Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas. Hin und wieder treten grössere Karlsbader Zwillinge auf. Der Alkalifeldspat zeigt häufig eine relik-tische Mikroklingitterung. Er ist deutlich albitisiert, was oft zu schachbretalbitartigen und anti-perthitischen Verwachsungen führte. Die Fläser und Augen sind meist von groben schwarzen Biotitfläsern umhüllt.

STEINER (1984) datierte Augengneise aus der Gegend der Alpe Scheggia. Die berechnete  $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ -Referenzlinie ergibt ein vorherzynisches Gesteinsalter von 409 Ma. KÖPPEL et al. (1981) ermittelten ein U/Pb-Alter an Zirkonen aus einer Gesteinsprobe nordöstlich des Poncione di Braga (Blatt 1271 Basodino) von rund 400 Ma. Nach BUSSIEN et al. (2011) weist der Augengneis von Sasso Nero (Atlasblatt 34 Basodino) ein U/Pb-Alter an Zirkon von 480–470 Ma, derjenige des Pizzo Massari von 467–464 Ma auf. Aus einer Augengneisprobe der Alpe Scheggia bestimmte STEINER (1984) zudem ein Zirkonspaltspuralter von  $12,0 \pm 0,7$  Ma bzw. ein Apatitspaltspuralter von 6,7 Ma. Diese Alter datieren die postmetamorphe Abkühlung auf  $230 \pm 50^\circ\text{C}$  bzw.  $120 \pm 20^\circ\text{C}$ .

GÜNTHERT (1976) und LABHART (2005, S. 60) interpretieren den grobflaserigen Augengneis als polymetamorphen feinklastischen Psephitgneis bis grobklastische Metaarkose bzw. als Äquivalent des feinen Konglomeratgneises der Lebendun-Decke. RÜFFER (1990) und GALLI et al. (2007, S. 55) hingegen interpretieren die plattige und grobflaserig-augige Varietät des leukokraten feinkörnigen Zweiglimmer-Plagioklas-Alkalifeldspatgneises aus dem westlich angrenzenden Gebiet von Naret (Atlasblatt 68 Val Bedretto) als Orthogneis (metamorpher

Granit bis Granodiorit). RÜFFER (1990) erwähnt eine auffallende mineralogische und strukturelle Ähnlichkeit mit dem Ganna-Gneis der Campo-Tencia-Einheit (Simano-Decke).

**P<sub>p</sub> Dunkelbrauner feinkörniger Zweiglimmer-Plagioklasgneis bis Glimmerschiefer, dünnplattig bis schiefrig**

Der dunkelbraune Zweiglimmer-Plagioklasgneis bis Glimmerschiefer ist im Gebiet des Atlasblattes der charakteristischste Paragneis der Sambuco-Einheit. PREISWERK (1918a) führte aufgrund der Verwitterungsfarbe für dieses Gestein den Namen «brauner Gneis» ein. Mit zunehmendem Glimmergehalt und mengenmässiger Abnahme von Plagioklas geht der Gneis in Glimmerschiefer über.

Der Mineralbestand nach HASLER (1949, S. 84), RÜFFER (1990, S. 20) und GUNZENREINER (1998, S. 28) ist wie folgt (Angaben in Vol.-%): Quarz (10–60), Plagioklas (5–50), Kalifeldspat (2–7), Biotit (7–30), Muskovit (2–35), Granat (2–20), Disthen (1–15), Staurolith (1–7), Hornblende, Zoisit, Klinozoisit-Epidot, Chlorit. Akzessorisch: Turmalin, Graphit, Apatit, Titanit, Rutil, Ilmenit, Zirkon, opake Mineralien. Die Korngrösse des Quarzes schwankt zwischen 0,1 und 1 mm. Der Plagioklas hat einen durchschnittlichen Anorthitgehalt von 25 %, wobei viele Plagioklaskörner invers zonar sind (Extremwerte: An 20 im Kern bzw. An 35 am Rand). RÜFFER (1990, S. 20) hat in lepidoblastischen Hellglimmeranhäufungen Paragonit röntgenografisch nachgewiesen. Die Struktur ist granoblastisch bis porphyroblastisch bzw. lepidoblastisch. HASLER (1949, S. 84) erwähnt zwei chemische Analysen von diesem Gestein.

KÖPPEL et al. (1981) und KÖPPEL (1993) bestimmten das U/Pb-Alter an Zirkonen aus typischen Proben des Ostufers des Lago del Sambuco mit 350–300 Ma (Diskordia-Schnittpunkte). STEINER (1984) interpretiert ein Hellglimmer-<sup>87</sup>Rb/<sup>87</sup>Sr-Alter von 35 Ma als den Höhepunkt der alpinen Metamorphose. Es wird allgemein akzeptiert, dass das Gestein Metasedimente darstellt, die aus arkoseartigen sandig-tonigen bis tonigen Ablagerungen entstanden sind. GÜNTHERT (1976) interpretiert diesen Gesteinstyp als natriumreiche Metaarkose.

*Dunkelbrauner feinkörniger Zweiglimmer-Plagioklasgneis bis Glimmerschiefer, mit Granat*

Granat ist als akzessorischer Gemengteil im Zweiglimmer-Plagioklasgneis bis Glimmerschiefer immer vorhanden. Auf der Karte wurde die Varietät mit Granat speziell ausgeschieden, wenn der Granatgehalt etwa 5 Vol.-% übersteigt. Grössere Vorkommen treten im Bereich Poncione di Tremorgio – Valle dei Cani sowie am Pizzo di Sassello auf. Die Granatkörner sind nur schwach idiomorph, einschlussarm und von blassrötlicher Farbe. Turmalin ist hauptsächlich auf den Glimmerschiefer des Poncione di Tremorgio beschränkt.

GUNZENREINER (1998, S. 29ff.) hat Profile über zonare und nicht zonare Granate chemisch untersucht. Bei den zonaren Granaten ist der Kernbereich mit Ca und Mn deutlich angereichert bzw. an Mg verarmt. Der Kern ist poikiloblastisch und enthält sehr kleine Einschlüsse von Rutil, Ilmenit und Plagioklas. Der

markante Wechsel in der Zusammensetzung deutet auf einen ebenfalls markanten Wechsel der Metamorphosebedingungen hin: In einer ersten Phase (vermutlich präalpin) wurden die poikiloblastischen Kerne gebildet, und in einer zweiten Phase (alpin) entstanden der Granatrand und neue, nicht zonierte Granate.

*Dunkelbrauner feinkörniger Zweiglimmer-Plagioklasgneis bis Glimmerschiefer, mit Staurolith und Disthen*

In den schiefrigen Randpartien tritt der Disthen als hellblaue 1 bis 2 cm lange, stängelige Kristalle auf. Er ist oft polysynthetisch verzwilligt und von Quarzeinschlüssen skelettartig durchwoben. Der Staurolith tritt meist in Verbindung mit dem Disthen auf. Seine Porphyroblasten sind ebenfalls von einem Quarzskelett durchzogen. Die wichtigsten Vorkommen des dunkelbraunen feinkörniger Zweiglimmer-Plagioklasgneis bis Glimmerschiefers mit Staurolith und Disthen befinden sich am Pizzo Massari und bei Zotta am Ostufer des Lago del Sambuco.

*Dunkelbrauner feinkörniger Zweiglimmer-Plagioklasgneis bis Glimmerschiefer, hornblendereich*

Der hornblendereiche Zweiglimmer-Plagioklasgneis bis Glimmerschiefer bildet mit den übrigen Amphibolgesteinen, in die er übergeht, den Kern der Sambuco-Einheit östlich des Lago del Sambuco. Grössere Vorkommen befinden sich östlich des Pizzo Massari, bei der Alpe Cara, am Lago di Prato und vor allem im Gebiet Alpe Sassello – Ri di Scheggia.

*Dunkelbrauner feinkörniger Zweiglimmer-Plagioklasgneis bis Glimmerschiefer, mit Hornblendeknötchen und -augen*

Bei dieser Varietät handelt es sich um einen hornblendereichen Zweiglimmer-Plagioklasgneis bis Glimmerschiefer mit Hornblendeporphyroblasten, die makroskopisch als kleine Knötchen (Durchmesser 3–20 mm) hervortreten. Die Hornblendeknötchen können zu eigentlichen flaserigen Augen anwachsen, die von Biotit umhüllt werden. Das mächtigste Vorkommen dieses Gesteinstyps findet sich zwischen Piattelli del Piatto und Fornà (Alpe di Scheggia).

**G<sub>γM</sub> Matorello-Granitgneis: grobkörniger granitischer bis quarzdioritischer Alkalifeldspat-Oligoklasgneis mit Biotitnestern**

Der Matorello-Granitgneis tritt in der SW-Ecke des Kartengebiets im Kern der Sambuco-Einheit auf. Der granitische bis quarzdioritische Alkalifeldspat-Oligoklasgneis wird als ursprünglich kalkalkalischer Plutonit interpretiert. Das Gestein ist grobbankig, grobkörnig und enthält schwarze Nester aus Biotit, die ihm sein typisch grobfleckiges Aussehen verleihen (nidoblastische Struktur). Er tritt in dezimeter- bis mehrere dekametermächtigen Lagen – seltener inselförmig – und stets konkordant zum Nebengestein auf. Das Fehlen von Intrusivkontakten

kann nach STEINER (1984) entweder eine Folge der alpinen Deformation sein (Verwischen der primären Intrusivkontakte) oder durch tiefliegende Intrusionskontakte im heutigen Erosionsniveau erklärt werden. Der einzige bekannte Intrusionskontakt (Apophyse in Augengneis) wurde von F. Keller (schriftl. Mitt. 2012) südlich des Pizzo di Röd (Koord. 2690.49/1144.67/2500 m; Blatt 73 P. Campo Tencia) kartiert.

Der Mineralbestand (Angaben in Vol.-%) ist nach HASLER (1949, S. 103) wie folgt: Quarz (30–50), Plagioklas (10–40), Alkalifeldspat (10–30), Biotit (10–20), Muskovit (0–5), Apatit, Chlorit. Akzessorisch: Rutil, Titanit, Klinozoisit, Epidot, Allanit, Turmalin, opake Mineralien.

Idiomorphe Zirkone aus dem Matorello-Granitgneis des Westufers des Lago del Sambuco lieferten ein annähernd konkordantes herzynisches U/Pb-Alter von 300 Ma, das als Bildungsalter interpretiert wird (ALLÈGRE et al. 1974, KÖPPEL et al. 1981). BUSSIEN et al. (2011) erwähnen U/Pb-Alter von 304–300 Ma, die in Proben aus dem NW-Sektor der Sambuco-Einheit (Blatt 1271 Basodino) bestimmt wurden. Die Isotopenverhältnisse des Rb/Sr-Systems weisen auf eine komplette Rekristallisation während der alpinen Metamorphose hin. Das Alter einer Rb/Sr-Gesamtgesteinsisochrone im Matorello-Granitgneis von  $60 \pm 11$  Ma datiert eine tektonische Phase (STEINER 1984). Die Genese des Magmas der Matorello-Intrusion ist kontrovers. Nach GÜNTHERT et al. (1976, 1996) ist das Magma das Produkt der syntektonischen herzynischen Ultrametamorphose von Paragneisen. Auf der Grundlage von Feldbeobachtungen kommen hingegen GALLI et al. (2007, S. 57) zum Schluss, dass es sich um eine spätherzynische Primärintrusion eines I-Typ-Granits handelt. Die letztere Interpretation trifft höchstwahrscheinlich zu. Die Intrusionsmechanismen werden von BUSSIEN et al. (2011) als Multi-Pulsed-Intrusionen von verschiedenen differenzierten Schmelzen beschrieben, die mit späten Aplit-, Pegmatit- und wenigen Lamprophyrgängen enden.

### **P<sub>qg</sub> Quarzreicher Glimmerschiefer bis quarzitischer Zweiglimmergneis, mit Granat**

Der quarzreiche Glimmerschiefer bis quarzitischer Zweiglimmergneis mit Granat bildet einen ca. 3 km langen, 20 bis 60 m mächtigen Zug, der sich vom Valle dei Cani über die Leiarozza, Passo dei Cani, nördlich der Alpe Pianascio bis Briolent an der Südgrenze des Kartengebiets erstreckt. Bereits HASLER (1949, S. 93 ff.) hatte Quarzit und Glimmerquarzit in mächtigen Zügen im südöstlichen Teil der Sambuco-Einheit kartiert. Er beschreibt eine Varietät mit makroskopisch sichtbarem Granat, Staurolith, Disthen und Turmalin am Passo del Cane.

Nach GUNZENREINER (1998, S. 26) ist dieser Gesteinstyp u.a. durch eine grössere Menge von bis zu mehreren Zentimetern dicken Quarzknuern und -lagen charakterisiert. Oft liegen sie als Scharniere in D<sub>1</sub>-Falten vor. Ob es sich bei den Knuern um deformierte Konglomeratgerölle handelt, ist unklar. GUNZENREINER (1998) postuliert ein permokarbone Alter für den quarzreichen Glimmerschiefer bis quarzitischen Zweiglimmergneis. Aufgrund der Vorkommen

dieser Gesteinseinheit an der Basis der Triasserie oder in tektonischem Kontakt zu Kalkglimmerschiefern der «Bedretto-Zone» erscheint ein permisches Alter für diese lithologische Einheit plausibel.

Der Mineralbestand (Angaben in Vol.-%) nach GUNZENREINER (1998, S. 26) ist: Quarz (10–50), Muskovit (10–55), Biotit (3–40), Plagioklas (2–13), Kalifeldspat (2–8), Granat (1–20), Disthen (1–15), Staurolith (1–4). Akzessorisch: Ilmenit, Rutil, Turmalin, Apatit, Klinozoisit, Graphit. Die Granate können bis zu 8 mm gross sein. Turmalin kommt in Nestern vor.

### **P<sub>m</sub> Muskovit-Graphitschiefer, Granat und Turmalin führend**

Unter dieser Einheit werden drei Gesteinstypen zusammengefasst, die aufgrund der linsigen Ausbildung und der geringen Mächtigkeiten auf dem Atlasblatt nicht einzeln darstellbar sind (BIANCONI 1971, S. 32 ff.; GUNZENREINER 1998):

*Grauer Muskovit-Quarzit, Biotit führend:* Dieses Gestein wird von HASLER (1949, S. 95 ff.) als permokarboner dunkelgrauer Glimmerquarzit beschrieben. Nach BIANCONI (1971, S. 34 f.) bildet der Biotit führende graue Muskovit-Quarzit linsige, bis zu 10 m mächtige Einschaltungen zwischen dem Granat und Turmalin führenden Muskovit-Graphitschiefer (s. u.) und den Triasgesteinen im Gebiet Leiarozza – Passo del Cane. Der Quarzit hat eine graue Farbe und ist schwach schiefbrig. GUNZENREINER (1998) korreliert diesen Gesteinstyp mit dem Basisquarzit der Trias. Aufgrund der mineralogischen Zusammensetzung und der Mächtigkeit postuliert BIANCONI (1971, S. 35) jedoch ein permisches Alter für diese Einheit.

Der Mineralbestand nach BIANCONI (1971, S. 34) und GUNZENREINER (1998, S. 23) ist wie folgt (Angaben in Vol.-%): Quarz (50–70), Muskovit (20–45), Biotit (2–3), Granat (0–20), Kalzit (0–5), Kalifeldspat (0–3), Plagioklas (0–3), Chlorit (0–1), Epidot und Allanit (1). Akzessorisch: Apatit (1), Rutil, Turmalin, Klinozoisit, Disthen, Staurolith, Zirkon (<1), Pyrit (<1).

*Quarzitischer Konglomeratgneis:* Bereits HASLER (1949, S. 95) beschreibt eine lokal auftretende Varietät des grauen Muskovit-Quarzits mit eiförmigen Quarzanreicherungen, die er als permokarboner Konglomeratgneis interpretiert. BIANCONI (1971, S. 34) wiederum postuliert ein permisches Alter des quarzitären Konglomeratgneises. Die Vorkommen sind auf wenige metermächtige Linsen beschränkt. Die «Gerölle» sind monomikt und bestehen aus hellen, gestreckten Quarzaggregaten (bis 2 cm Durchmesser).

Der Mineralbestand nach BIANCONI (1971, S. 34; Angaben in Vol.-%) ist: Quarz (85), Muskovit (15), Biotit und Klinozoisit (je <1). Akzessorisch (jeweils <1): Turmalin, Rutil, Pyrit-Limonit, Zirkon.

*Muskovit-Graphitschiefer, Granat und Turmalin führend:* Dieser Schiefer kommt in linsigen Aufschlüssen zwischen dem Valle dei Cani, der Leiarozza und dem oberen Teil des Val Barbugheira vor. Das dunkelgraue Gestein ist feinschiefrig und enthält lokal Granatporphyroblasten (bis 6 mm Durchmesser). Eine Varietät enthält Disthen (bis zu 2 cm lang, nahezu schwarz aufgrund der Graphiteinschlüsse; so genannter Rhaeticit) und Staurolith neben Granat.

Der Mineralbestand (Angaben in Vol.-%) ist nach BIANCONI (1971, S. 33) und GUNZENREINER (1998, S. 24) stark schwankend: Quarz (30–75), Muskovit (15–50), Graphit (2–10), Granat (0–10), Turmalin (1–2) sowie (jeweils <1) Staurolith, Epidot, Biotit, Chlorit. Akzessorisch sind Rutil (1–2), Ilmenit (0–2), Zirkon (<1). Der makroskopisch schwarze Turmalin zeigt einen zonaren Aufbau mit einem hellen grasgrünen Kern und einem olivgrünen Rand; zwischen Kern und Rand gibt es einen Graphitsaum. Ähnliche Erscheinungen sind von Turmalinen aus dem quarzreichen Glimmerschiefer bis quarzitischen Zweiglimmergneis mit Granat der Simano-Decke bekannt.

Der Granat und Turmalin führende Muskovit-Graphitschiefer entspricht dem Gestein, das im Molaregebiet unterhalb der Triasdolomite auftritt und chronostratigraphisch dem Karbon zugeordnet wird (BOSSARD 1929a, S. 56; NIGGLI et al. 1936, S. 40; AMMANN 1963, 1965). Aus Analogiegründen kann für den Granat und Turmalin führenden Muskovit-Graphitschiefer ebenfalls ein karbonisches Alter angenommen werden (BIANCONI 1971, GUNZENREINER 1998).

- t<sub>M</sub>**        **Mels-Formation: Serizitquarzit, plattig bis stark verschiefert**  
**t<sub>R</sub>**        **Röti-Formation: vorwiegend Dolomitmarmor, zuckerkörniger und brekziöser Dolomit**  
**t<sub>r</sub>**        *Röti-Formation: Rauwacke, oft Serizit führend, häufig brekziös*  
**t<sub>Q</sub>**        **Quarten-Formation: Glimmerschiefer, z. T. mit Dolomit- und Quarz-  
 zitlagen, lokal mit Granat, Hornblende, Staurolith und Disthen**

Die triassischen Metasedimente der tektonischen Einheiten des Gebiets von Atlasblatt Ambri-Piotta sind allesamt sehr ähnlich. Die detaillierten Gesteinsbeschreibungen dieser lithologischen Einheiten sind deshalb in zusammengefasster Form auf S. 77 ff. aufgeführt.

#### «BEDRETTO-ZONE»

Die Gesteine der «Bedretto-Zone» wurden von PREISWERK (1918b, S. 25) als penninische Bündnerschiefer der «Synklinalzone Bedretto–Tremorgio» kartiert. Später wurde diese Zone in «Bedretto-Zone» (z. B. LABHART 2005) umbenannt. Die lithologischen Einheiten der «Bedretto-Zone» stellen monometamorphe Umwandlungsprodukte von jurassischen Mergeln und Kalken mit spärlichen Einlagerungen von Tonen (kalkfreie Phyllite), Sandsteinen (Quarziten, Arkosen) und Konglomeraten dar. Der extrem rasche Gesteinswechsel dieser Serie, sowohl lateral aber hauptsächlich vertikal, lässt sich im Massstab des Atlasblattes nur andeuten.

PROBST (1980) hat die «Bedretto-Zone» paläogeografisch neu gegliedert und interpretiert (Fig. 2). Die Neugliederung von PROBST (1980) ist in LABHART (2005, S. 12 ff.) zusammengefasst. Sie wurde – ohne Verifizierung – mit wenigen sprachlichen Änderungen von BERGER & MERCOLLI (2006) in der Geologischen Spezialkarte 127 Tectonic and Petrographic Map of the Central Lepontine Alps übernommen.

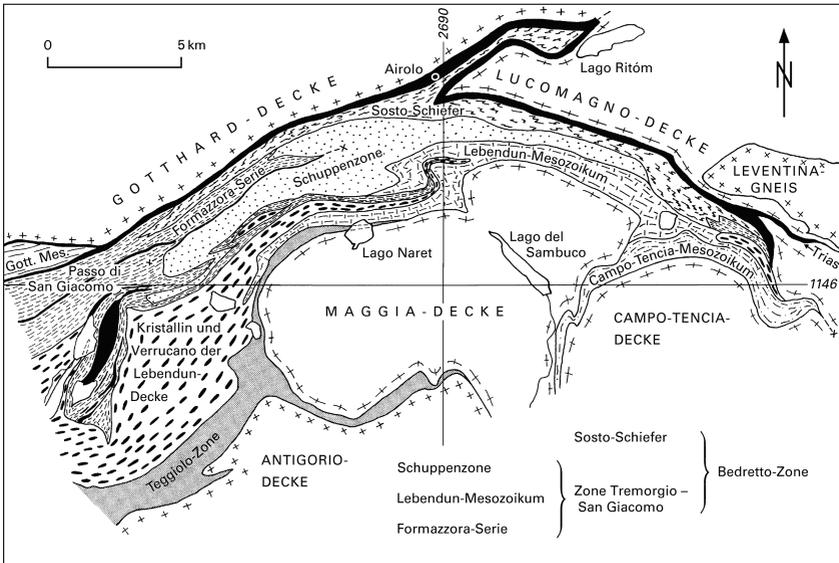


Fig. 2: Geologisch-tektonische Kartenskizze Val Bedretto – Leventina. Aus BOLLI et al. (1980).

Die Neugliederung von PROBST (1980) konnte bei der Erstellung des Atlasblattes nicht nachgewiesen werden. An den postulierten Grenzen sind keine lithologischen Wechsel beobachtbar. Zudem fehlen in PROBST (1980) konkrete Unterscheidungskriterien für die vorgeschlagene Gliederung. Aus diesen Gründen wurde die Neugliederung im Atlasblatt und den zugehörigen Tafeln nicht übernommen. Die Gliederung der Gesteine der «Bedretto-Zone» erfolgte deshalb nach rein lithologischen Kriterien. Dennoch wird hier der Vollständigkeit halber noch vor den eigentlichen Gesteinsbeschreibungen der «Bedretto-Zone» die von PROBST (1980) vorgeschlagene Gliederung im Gebiet des Atlasblattes zusammengefasst.

### Gliederung der «Bedretto-Zone» nach PROBST (1980)

In seiner Arbeit unterteilt PROBST (1980) die «Bedretto-Zone» im Gebiet von Atlasblatt Ambri-Piotta von Norden nach Süden in die Sosto-Schiefer und die Zone Tremorgio – San Giacomo:

#### *Sosto-Schiefer*

Als Sosto-Schiefer werden die Kalkglimmerschiefer in der Piora-Zone westlich des Lago Ritóm (erstmalig von GANSSER & DAL VESCO 1964 erkannt) sowie die

bis 1000 m breite Zone im unteren Abschnitt der rechten Flanke des Valle Leventina, welche im Gebiet des Val Piomogna auskeilt, angesehen. Der Sosto-Schiefer besteht fast ausschliesslich aus einer monotonen Abfolge von Kalkglimmerschiefer. Paläogeografisch wird er den oberen tiefpenninischen Decken des Wallis-Trogs zugeordnet und stammt von der Adula-Schwelle; er ist von Süden über den «nordpenninischen Bündnerschiefer» (Zone Tremorgio – San Giacomo) aufgeschoben und darin eingemuldet worden. Sein Alter wird als Später Jura bis Kreide angegeben.

### *Zone Tremorgio – San Giacomo*

Die Gesteine zwischen dem Sosto-Schiefer und der Sambuco-Einheit sowie der Simano-Decke werden als «nordpenninischer Bündnerschiefer» zusammengefasst und der Sedimenthülle der unteren tiefpenninischen Decken («Subpenninikum» nach MILNES 1974) des europäischen Kontinentalrandes zugeordnet. Diese Zone wird wiederum in drei Serien gegliedert, von Norden nach Süden:

- «Formazzora-Serie»: Im Gebiet von Atlasblatt Ambri-Piotta umfasst die «Formazzora-Serie» die Kalkglimmerschiefer und Granatphyllite, die zwischen dem Sosto-Schiefer im Norden und der San-Giorgio-Einheit im Süden liegen. Die Serie ist bis zu 500 m mächtig. Nach Osten keilt sie aus, und nach Westen hin ist sie mit den Sosto-Schiefern verzahnt. Diese Serie wurde von der Lebendun-Decke, der San-Giorgio-Einheit und der nachfolgend beschriebenen Schuppenzone überfahren.
- Schuppenzone: Die Schuppenzone entspricht der ca. 1000 m mächtigen Serie aus monotonen Kalkglimmerschiefern am Westrand des Kartengebiets, die gegen Osten allmählich dünner wird und im Gebiet des Vallone del Sasso del Büro auskeilt. Innerhalb der Schuppenzone konnte PROBST (1980) drei Züge charakteristischer, jedoch diskontinuierlicher Blocklagen ausscheiden.
- Lebendun-Mesozoikum: Als Lebendun-Mesozoikum werden die mit dem Kristallin der Lebendun-Decke verbundenen Metasedimente bezeichnet. Im Kartengebiet entspricht das Lebendun-Mesozoikum der bis zu 1400 m mächtigen Serie zwischen der Sambuco-Einheit, der San-Giorgio-Einheit und der Triaszone von Campolungo. Die Serie umfasst meist basaler Granat-Glimmerschiefer und Quarzit, die von einer mächtigen Serie von Kalkglimmerschiefer überlagert sind.

Die idealisierten Normalprofile der drei Serien sind in Figur 3 dargestellt. Paläogeografisch bildet die Zone Tremorgio – San Giacomo die direkte südliche Fortsetzung der ultrahelvetischen Gesteine des Frühen Juras (PROBST 1980). Das Alter dieser Bündnerschiefer ist denn auch vorwiegend frühjurassisch. PANTIĆ & GANSSER (1977) haben in Proben der Formazzora-Serie 5 km nordwestlich des Passo San Giacomo (Blatt 1251 Val Bedretto) jedoch palynologische Reste des Späten Juras entdeckt (s. auch BOLLI et al. 1980).

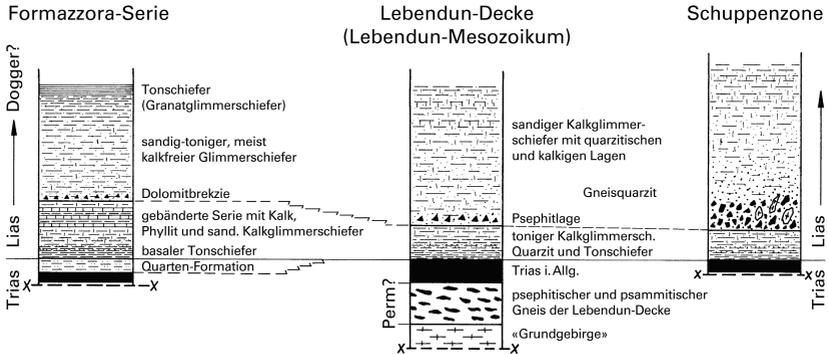


Fig. 3: Idealisierte Normalprofile der tektonischen Einheiten der Zone Tremorgio – San Giacomo. Aus PROBST (1980).

Der schematische Aufbau des penninischen Bündnerschiefers in Bezug zu den Triaszonen und den Kristallinmassen ist in Figur 4 für das südöstliche Gebiet des Atlasblattes dargestellt.

### **M Kalkmarmor, quarzreicher Marmor mit Plagioklas und Glimmer, z.T. mit dünnen Disthen, Granat und Staurolith führenden meta-pelitischen Zwischenlagen**

Kalkmarmor und quarzreicher Marmor mit Plagioklas und Glimmer treten im Gebiet von Atlasblatt Ambri-Piotta relativ verbreitet auf. Sie sind meist in den basalen Bereichen des Kalkglimmerschiefers konzentriert und stehen im Gebiet der Sambuco-Einheit oft in direktem (tektonischem) Kontakt mit Kristallinschuppen. Die Marmorlagen können im Extremfall bis zu 1,5 km Länge und eine Mächtigkeit von bis zu ca. 200 m erreichen.

- Kalkmarmor: Der Kalkmarmor ist bläulich grau, selten hellrosa mit schwarzen Bändern mit Glimmer- und Graphitanreicherungen. Das Gestein ist massig bis schwach schiefrig, mittel- bis grobkörnig und an der Oberfläche nahezu unverwittert. Oft sind die einzelnen Mineralkörner mit Spatreflexen bereits makroskopisch sichtbar.

Der Mineralbestand nach BIANCONI (1971, S. 177) umfasst (Angaben in Vol.-%): Kalzit (94–99), Quarz (0–2), Muskovit/Serizit (0–2), Plagioklas (0–1; 30–62% Anorthit), Kalifeldspat (0–1), Chlorit (0–1), Epidot (<1), Biotit (<1). Akzessorisch sind: Graphit, Pyrit, Apatit, Titanit. Kalzit schliesst alle anderen Mineralien ausser Plagioklas ein. Zwei chemischen Analysen von Kalkmarmor ergaben, dass das Gestein kein Magnesium enthält; das Karbonat besteht demnach aus reinem Kalzit (BIANCONI 1971, S. 165 f.).

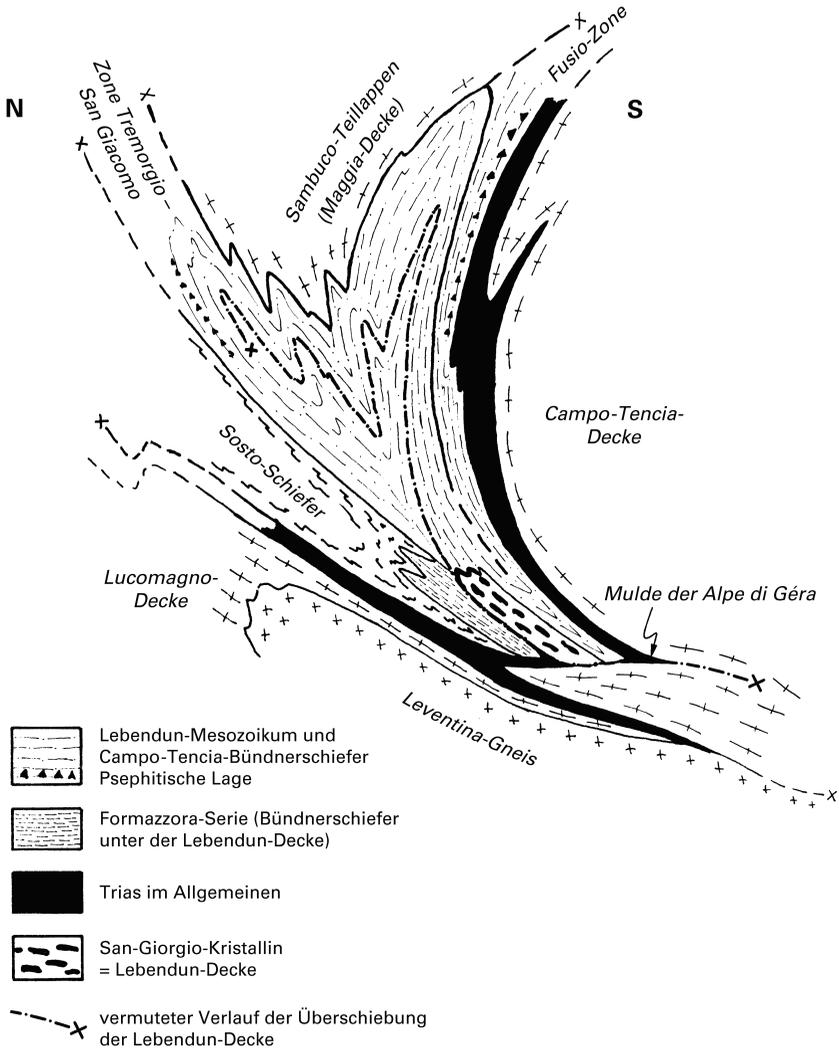


Fig. 4: Schematischer struktureller Aufbau der «Campolungo-Muldenzone». Aus PROBST (1980).

- Quarzreicher Marmor mit Plagioklas und Glimmer, z. T. mit dünnen Disthen, Granat und Staurolith führenden metapelitischen Zwischenlagen: Diese Varietät ist feinschiefrig-lagig, gelblich grau bis blauschwarz und hat eine graue bis dunkelbraune Verwitterungsfarbe. Die Gesteinsoberfläche zeigt häufig ein herausgewittertes schwammartiges Skelett aus Quarz. Muskovit und Granat sind z. T. lageweise verteilt; die übrigen Alumosilikate sind mikroskopisch klein. Die glimmerreichen Partien stellen den Übergang zum Kalkglimmerschiefer dar.

Der Mineralbestand nach BIANCONI (1971, S. 178f.) variiert stark und umfasst (Angaben in Vol.-%): Kalzit (50–88), Quarz (6–44), Plagioklas (0–2; 45–65 % Anorthit), Muskovit/Serizit (3–7), Biotit (0–6), Chlorit (0–1), Epidot (0–2), Zoisit (0–1); laut GÜNTHERT (1976) zusätzlich Disthen, Granat und Staurolith (keine Angaben über Vol.-%). Akzessorien: Graphit (0–1), Pyrit (0–1), Ilmenit, Rutil, Titanit, Apatit, Turmalin (jeweils <1). Quarz ist oft in dünnen Linsen konzentriert.

Der Protolith des Kalkmarmors und des quarzreichen Marmors mit Plagioklas und Glimmer, z. T. mit Alumosilikat führenden metapelitischen Zwischenlagen bestand aus reinem Kalk bzw. sandigem Kalk mit Tonzwischenlagen. Das Alter des Gesteins ist unklar, da eindeutige Kriterien, wie z. B. Fossilfunde oder absolute Altersbestimmung, fehlen. PREISWERK (1918b), NIGGLI et al. (1936, S. 9) und HASLER (1949, S. 66) stufen den Kalkmarmor als triassisch ein. Andere Autoren erwägen, dass es sich zumindest teilweise um ein Gestein der Bündnerschiefer-Serie handeln könnte (BURCKHARDT 1942, S. 119ff.; GÜNTHERT 1954, S. 12ff.). GUNZENREINER (1998, S. 32f.) deutet den grobkörnigen Kalkmarmor als spättriassisch und zählt die restlichen Kalkmarmore zum Bündnerschiefer. BIANCONI (1971) postuliert schliesslich ein jurassisches Alter, welches auch für die Darstellung auf dem Atlasblatt übernommen wurde.

## **S Kalkglimmerschiefer, z. T. quarzreich, mit Quarz- und Kalzitlagen**

Dieser Gesteinstyp ist bei weitem der häufigste in der «Bedretto-Zone» und erreicht eine scheinbare Mächtigkeit von ca. 2 km im Gebiet zwischen dem Valle Leventina und Tremorgio. Es handelt sich um eine feine Wechsellagerung aus hauptsächlich bräunlich grauen Kalzit- und Glimmerschieferlagen und graublauen, feinkörnigen bis dichten, stets unreinen, linsigen Marmorlagen. Seltener treten auch Zwischenlagen aus kalkfreiem Glimmerschiefer und kalkhaltigem Quarzit auf. Die Übergänge zu quarzreichem Marmor sind oft fliessend. Die Korngrösse ist fein bis mittel (lokal sehr fein bzw. grob), die Textur schwach bis stark schiefrig und oft gefältelt. Die Schieferungsflächen sind von Biotit- und/oder Serizitblättchen belegt.

Der Mineralbestand nach BIANCONI (1971, S. 181), GÜNTHERT (1976), HASLER (1949, S. 70) und BEFFA (1996, S. 55) variiert stark und umfasst (Angaben in Vol.-%): Kalzit (20–65), Quarz (10–50), Plagioklas (0–25; 20 bis 70 % Anorthit), Kalifeldspat (0–8), Biotit (1–20), Mus-

kovit/Serizit (1–25), Chlorit (0–5), Epidot-Klinozoisit (0–12). Akzessorische Mineralien umfassen: Graphit (0–2), Apatit, Turmalin, Zirkon, Rutil, Titanit, opake Mineralien (hauptsächlich Pyrit, selten Ilmenit). Der Plagioklas ist in einer für die Kalkglimmerschiefer charakteristischen Form entwickelt, nämlich in grossen Porphyroblasten mit Albitzwillingslamellen, oft phantombzw. amöbenartig und sehr reich an Einschlüssen. RÜFFER (1990, S. 9) erwähnt das Auftreten von bis zu 4 mm langen Aktinolithrossetten im Kalkglimmerschiefer der «Massari-Teilmulde».

Eine Varietät führt schieferungsparallele Quarz- und Kalzitnester sowie -lagen, die bis zu ca. 30 % des Gesteins ausmachen können. Diese Varietät tritt vor allem im Gebiet nördlich und östlich des Pizzo Tremorgio und im Umfeld des Lago Tremorgio auf. Die linsigen Lagen weisen eine Mächtigkeit zwischen 1 und 5 cm auf und sind meistens 2 bis 50 cm (selten mehrere Meter) lang. Der Kalzit ist grobkörnig und bräunlich gefärbt, der Quarz ist farblos. PREISWERK (1918b, S. 47) interpretiert diese Varietät als Sekretionsprodukt, ohne nähere Angaben zu machen. HASLER (1949, S. 73) interpretiert sie als Umwandlungsprodukt von Unregelmässigkeiten im Protolith, gekoppelt mit spätalpiner Stoffmigration. BURCKHARDT (1942, S. 133) deutet die Kalzitlinsen als mögliche Fossilreste. Sehr wahrscheinlich handelt es sich um die Produkte der In-situ-Rekristallisation von Kalzit und Quarz der Grundmasse mit gleichzeitiger mechanischer Abstossung des Pigments während der Metamorphose.

### *Kalkglimmerschiefer, z. T. quarzreich, mit Quarz- und Kalzitlagen, Skapolith führend*

Skapolith wurde bereits von PREISWERK (1917) im Kalkglimmerschiefer beim Ri di Foch gefunden und dokumentiert. In seiner Arbeit über Skapolithfunde in den Schweizer Alpen beschreibt PREISWERK (1917) einen einzelnen Aufschluss im «Riale Fog» (heute: Ri di Foch) südwestlich von Mascengo. Der Aufschluss befindet sich unmittelbar über den Triasgesteinen, welche die Westspitze der San-Giorgio-Einheit bilden. BIANCONI (1971) konnte in der Fortsetzung von diesem Aufschluss eine bis zu ca. 100 m mächtige Schicht aus Skapolith führendem Kalkglimmerschiefer im Einzugsgebiet des Ri di Foch auskartieren.

Der Skapolith führende Kalkglimmerschiefer ist bräunlich grau, fein- bis mittelkörnig und schwach bis mässig schiefrig. Auf den Bruchflächen ist der Skapolith in Form von milchig-weissen Körnern und Knötchen zu erkennen. Lokal ist das Gestein reich an hellen schieferungsparallelen Quarz- und Kalzitlinsen.

Der Mineralbestand nach BIANCONI (1971, S. 185f.) ist wie folgt (Angaben in Vol.-%): Kalzit (6–44), Quarz (20–30), Skapolith (6–20), Biotit (10–25), Muskovit/Serizit (2–20), Chlorit (0–1), Epidot (0–12) und Plagioklas (1–7; 20 bis 90 % Anorthit); Akzessorien: Pyrit (1–2), Turmalin, Apatit, Zirkon, Rutil und Titanit (jeweils <1).

Der Skapolith kommt gleich wie der Plagioklas in Form von amöbenförmigen, bis zu 3 mm grossen Xenoblasten mit zahlreichen Einschlüssen (Sieb- bis Skelettstruktur) vor. Die Interferenzfarben zweiter Ordnung indizieren das Vorherrschen des mejonitischen Glieds. Dies wird von der chemischen Analyse von PREISWERK (1917, S. 183) an einem Einzelkristall bestätigt. Der Skapolith hat ungefähr die Zusammensetzung 0,2 Sulfat-Marialith (bzw. Silvialith) ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 3\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ) und 0,8 Mejonit ( $\text{CaCO}_3 \cdot 3\text{CaAlSi}_2\text{O}_8$ ); Chlor-Marialith fehlt fast ganz.

Der Skapolith entsteht aus der Umwandlung von Plagioklas; es sind alle Übergänge von intaktem Plagioklas bis hin zu vollkommen skapolithisiertem Plagioklas beobachtbar. Der Umwandlungsprozess ist möglicherweise spätmeta-morph und mit einer pneumatolitisch-hydrothermalen Aktivierung von  $\text{SO}_4$  (und untergeordnet Cl) verbunden. Das  $\text{SO}_4$  bzw. das Cl könnten aus dem Protolith selber oder aber aus Fluiden von der unmittelbar darunter liegenden Rauwacke (mit Gips/ Anhydrit als  $\text{SO}_4$ -Quelle) stammen. Die Paragenese Skapolith-Kalzit-Plagioklas-Klinozoisit ist nach KUHN (2004) und KUHN et al. (2005) diagnostisch für die mittlere Amphibolitfazies.

*Granatphyllit bis -glimmerschiefer, z.T. mit Staurolith und Disthen*

Der Granatphyllit bis -glimmerschiefer, z.T. mit Staurolith und Disthen, umfasst die Gesteine der Bündnerschiefer, die keinen (bzw. nur sehr wenig) freien Kalzit enthalten und die aus Glimmer, Quarz und verschiedenen Alumosilikaten bestehen. Das Gestein tritt häufig an bzw. nahe der Basis des Kalkglimmerschiefers auf. Entsprechend der Verteilung der Alumosilikate können vier Varietäten unterschieden werden (auf dem Atlasblatt aus Massstabsgründen jedoch nicht ausgeschieden):

- Zweiglimmer-Plagioklas-Granatphyllit bis -schiefer: Dies ist die Hauptvarietät. Das Gestein ist violettgrau bis -schwarz, sehr feinkörnig (<0,1 mm) und führt Biotit- und Granatporphyroblasten. Der Zweiglimmer-Plagioklas-Granatphyllit bis -schiefer ist sehr widerstandsfähig, nahezu unverwittert und bildet deshalb oft markante Geländestufen. Die Textur ist mässig bis stark schiefrig und häufig gefältelt. Der Granat bildet hellrote bis schwarze idiomorphe, bis zu 1 cm grosse Porphyroblasten. Die Mächtigkeit variiert zwischen dünnen Zwischenlagen im Kalkglimmerschiefer und ca. 100 m östlich des Lago Tremorgio. Das Ausgangsgestein des Zweiglimmer-Plagioklas-Granatphyllit bis -schiefers bestand aus einer Wechsellagerung von millimetermächtigen Lagen aus Ton, mergeligem Ton und Sand.

Der Mineralbestand nach BIANCONI (1971, S. 188), GÜNTHERT (1976) und GUNZENREINER (1998, S. 13) variiert stark und umfasst (Angaben in Vol.-%): Quarz (0–42), Plagioklas (3–42; 23 bis 70 % Anorthit), Granat (2–30), Muskovit/Serizit (0–80), Biotit (1–30), Epidot (1–10), Zoisit/Klinozoisit (0–5), Chlorit (0–1), Kalzit (0–20); akzessorisch sind: Graphit (0–2), Pyrit und Ilmenit (0–1), Turmalin, Rutil, Titanit, Zirkon, Apatit (jeweils <1). Beim Granat handelt es sich um Almandin. Er ist reich an Einschlüssen, die alle Mineralien ausser Plagioklas umfassen. Selten ist der Granat während bzw. nach der Kristallisation um  $40^\circ$  bis  $60^\circ$  rotiert (Schneeballstruktur).

- Zweiglimmer-Plagioklasphyllit bis -schiefer: Diese Varietät ist selten und tritt lediglich im Gebiet um den Lago Tremorgio auf. Sie unterscheidet sich von der Hauptvarietät durch das Fehlen von Granat und einen höheren Quarzgehalt.

- Zweiglimmer-Plagioklas-Granatphyllit bis -schiefer, mit Disthen und/oder Staurolith: Diese Varietät ist ebenfalls selten und ist am besten in einem ca. 1 km langen und bis zu ca. 80 m mächtigen Zug an der Südwestflanke der Bündnerschiefer-Einschaltung in der Sambuco-Einheit nordwestlich des Pizzo Massari («Massari-Teilmulde») aufgeschlossen. Disthen und Staurolith sind meistens nur unter dem Mikroskop sichtbar; Ausnahmen treten nördlich des Passo Scheggia und im Valle dei Cani auf: hier erreicht der Disthen 2 cm Länge und weist eine dunkelgraue Färbung auf. Texturell und strukturell ähnelt die Varietät der zuvor beschriebenen Hauptvarietät, bis auf den höheren Anteilen an Porphyroblasten, die das Gestein etwas massiger erscheinen lassen.

#### *Fossilfund im Granatphyllit im Ri di Foch*

In einer Probe aus Zweiglimmer-Granat-Plagioklasphyllit aus dem Ri di Foch, südwestlich von Mascengo (Koord. 2700.15/1148.08/1300 m), wurden unter dem Mikroskop Fossilreste in Form von Echinidenstacheln und -platten (s. Fig. 5) entdeckt (BIANCONI 1965, S. 580 ff.). Die Echinidenfunde liegen in der Scheitelzone einer Kleinfalte, wo sie wahrscheinlich während der alpinen Metamorphose im Druckschatten vor stärkerer Deformation geschützt wurden. Die Fossilreste umfassen:

- Echinidenstacheln: Die Stacheln sind in der Faltenachse orientiert. Die Stachelquerschnitte sind undeformiert, haben Durchmesser zwischen 0,1 und 0,3 mm und weisen 16 bzw. 18 Radialsepten auf, die oft in einen Zentralkanal münden. Das ursprüngliche Material (Kalzit) wurde während der alpinen Metamorphose durch Muskovit und Biotit, selten durch Quarz, verdrängt. Die Septen sind meist durch schwarzes Pigment (mikrometergroße Graphitkügelchen) markiert, während der Zentralkanal pyritisiert ist.
- Echinidenplatten: Es handelt sich in der Regel um pyritisierte viereckige Fragmente (bis zu 4 x 2 mm gross) mit der für Echiniden typischen netzartigen Struktur, wobei die Poren (rund 0,01 mm Durchmesser) mit Biotit, Muskovit und Quarz gefüllt sind. Die Pyritisierung fand wahrscheinlich bereits während der Diagenese des Sediments statt. Einige Fragmente sind ganz in Granat- oder Biotitporphyroblasten eingeschlossen, ohne Deformationsanzeichen.

HIGGINS (1964) beschreibt ähnliche Fossilreste in einem Disthen, Staurolith und Graphit führenden Granatphyllit aus der «Bedretto-Zone» östlich des Pizzo dei Cavagnoli (Atlasblatt 34 Basodino). Das schwarze Pigment besteht nach diesem Autor hauptsächlich aus Pyritkügelchen von <1 µm Durchmesser.

Die Fossilreste haben kaum stratigraphischen Wert, da die Anzahl der Radialsepten nicht charakteristisch für eine bestimmte Spezies ist. Aufgrund der begrenzten Anzahl von Radialsepten und des Auftretens eines Zentralkanals könnte es sich um eine Spezies der Gruppe der *Aulodonta* handeln, die im Frühen Jura sehr häufig sind. Über den Gehalt an Fossilien im Bündnerschiefer siehe BOLLI & NABHOLZ (1959) u. a.

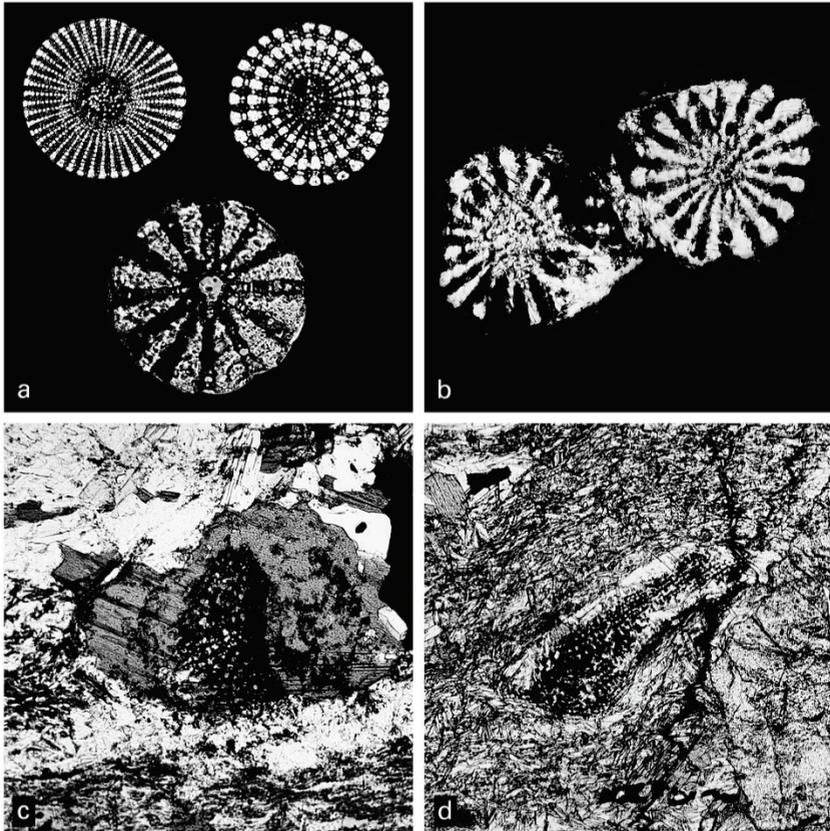


Fig. 5: Dünnschliffphotografien von rezenten Echinidenstacheln und Fossilresten im Granatphyllit des Ri di Foch (aus BIANCONI 1965). (a) Querschnitte rezenter Echinidenstacheln (Venezuela, Sammlung Bolli; Durchmesser 0,3–0,4 mm) und (b) fossiler Echinidenstacheln des Ri di Foch. Die Radialsepten und die Grundmasse erscheinen schwarz aufgrund des hohen Pigmentanteils und der Dünnschliffdicke von 1 mm; Durchmesser des grössten Stachels 0,35 mm. (c) Bruchstück einer Echinidenplatte, die vollständig in einem Biotitporphyroblast (Länge 0,8 mm) eingeschlossen ist. Die für Echiniden typische gitterartige Struktur ist gut erkennbar. (d) Bruchstück einer Echinidenplatte (Länge 0,5 mm) mit gitterartiger Struktur im Kontakt zu einem Granatporphyroblast.

*Schiefriger Quarzit bis quarzreicher Phyllit, z. T. Granat führend*

Der schiefrige Quarzit bis quarzreiche Phyllit, z. T. Granat führend, kommt hauptsächlich im Bereich nahe der Basis des Kalkglimmerschiefers vor, oft vergesellschaftet mit Granatphyllit. Reiner Quarzit tritt nicht auf. Im Gebiet südlich

der Alpe di Ravina erreicht der schiefrige Quarzit bis quarzreiche Phyllit eine Mächtigkeit von bis zu 100 m und kann über eine Distanz von gut 1 km verfolgt werden. Das Gestein ist hellgrünlich grau und wittert bräunlich bis gelblich an; lokal kann eine schwammartige Oberflächenstruktur infolge der Lösung von Kalzit beobachtet werden. Die Textur ist mässig bis stark schiefrig, und die Schieferungsflächen sind mit silbrigem Muskovit/Serizit belegt.

Der Mineralbestand nach BIANCONI (1971, S. 193) umfasst (Angaben in Vol.-%): Quarz (65–90), Muskovit/Serizit (1–25), Biotit (0–3), Kalzit (0–8), Plagioklas (0–1; 26 % Anorthit), Skapolith (0–5), Granat (0–10), Staurolith (0–1), Hornblende (0–3), Epidot (1–10), Chlorit (0–2). Akzessorisch sind: Pyrit und Limonit (1–2), Ilmenit, Turmalin, Titanit, Rutil, Apatit, Zirkon (jeweils <1). Quarz und Kalzit sind selten in hellen schieferungsparallelen Linsen konzentriert. Der unreine Quarzit ist durch eine Wechsellagerung von dünnen Quarz-Muskovit/Serizit-Lagen und noch dünneren Lagen aus hauptsächlich Muskovit/Serizit, Biotit, Granat, Staurolith, Turmalin, Kalzit und wenig Quarz charakterisiert, die sich aus tonig-mergeligen Sedimenten gebildet hat.

#### *Metaarkose bis Gneis, ± Kalzit, Plagioklas, Klinozoisit-Epidot*

Dieses braune feinkörnige, stark schiefrige, z. T. gefältelte Gestein lässt den Arkosecharakter erst unter dem Mikroskop erkennen. Schieferige Varietäten können in fast massige übergehen. Bei höherem Kalkgehalt zeigt das Gestein eine löchrige Oberflächenstruktur mit einer hellgrauen Verwitterungsfarbe. Lokal führt es rötlich braune, idioblastische Granate. Der rekristallisierte Zement besteht aus Quarz, Kalzit, Albit, Kalifeldspat und Glimmer in stark variierenden Anteilen. Die Komponenten werden von Quarzit und Dolomit gebildet. Die Metaarkose geht in Zweiglimmer-Alkalifeldspatgneis bzw. -augengneis und Zweiglimmer-Plagioklasgneis über (GÜNTHERT 1976, LABHART 2005).

Das grösste Vorkommen dieses Gesteins erstreckt sich nordöstlich des Sasso della Boggia (Koord. 2690.00/1151.46) über eine Distanz von ca. 1 km. Kleinere Linsen befinden sich bei Crenn (Koord. 2691.33/1151.64) und nordöstlich des Pizzo Piano d'Ört (Koord. 2697.34/1149.66/2045 m).

#### *Polymiktes Konglomerat*

Das polymikte Konglomerat stellt nach GÜNTHERT (1976) die östlichsten Schüttungen des Vespero-Pesciüm-Deltas dar. Der Zement des polymikten Konglomerats besteht aus hellem Kalkglimmerschiefer mit feinen Lagen von Kalk- und Dolomitmarmor und ist z. T. gefältelt. Die alpin ausgewalzten, zentimeter- bis dezimetergrossen Komponenten bestehen aus Marmor, Quarzit oder Glimmerschiefer der «Bedretto-Zone», wie das Pesciüm-Konglomerat auf dem westlich angrenzenden Gebiet von Atlasblatt 68 Val Bedretto. Das Pesciüm-Konglomerat ist selten auch als Brekzie ausgebildet (LABHART 2005, S. 53 ff.). PROBST (1980, S. 23) interpretiert das psephitische Gestein weniger als Küstenkonglomerat, sondern vielmehr als Brekzie, die sich infolge tektonischer Bewegungen entlang von Bruchzonen an Schwellenrändern gebildet hat (Slope-Brekzie).

Das polymikte Konglomerat ist im Gebiet des Blattes Ambri-Piotta nur in zwei linsenförmigen Lagen bei Costone südöstlich von Nante (Koord. 2691.01/1152.02 und 2691.25/1152.04) aufgeschlossen. PROBST (1980, S. 36) erwähnt (ohne Angabe der genauen Lage) eine Blocklage zwischen Passo Campolungo und Pizzo Meda, die stark gelängte, bis zu 10 cm grosse Quarzit- und Dolomitkomponenten enthält.

## TRIASSISCHE METASEDIMENTE

(Helvetische–penninische Einheiten)

Die sedimentäre Hülle der helvetischen bis penninischen Deckenkerne (Altkristallin bzw. Grundgebirge) umfasst monometamorphe, alpin überprägte früh-mesozoische Serien. Zum Grossteil werden diese Serien durch triassische Metasedimente gebildet. Die lithostratigraphische Ausbildung der triassischen Metasedimente ist in den tektonischen Einheiten im Gebiet des Atlasblattes jedoch so ähnlich, dass eine Unterscheidung in helvetische, ultrahelvetische und penninische Serien (bzw. autochthone, parautochthone und allochthone Serien) nicht möglich ist. So verläuft beispielsweise die Grenze zwischen den autochthonen und parautochthonen Sedimentgesteinen der Gotthard-Decke nach BAUMER (1964, S. 13) «[...] meistens im Inneren der sehr plastischen Rauwacken der mittleren Trias [...]. Es ist deshalb sehr schwer, genau anzugeben, wo innerhalb der karbonatischen Trias jeweils der bedeutende Bewegungshorizont liegt, an welchem die parautochthone Serie über der Unterlage gegen Norden vorgeschoben worden ist». Die auf dem Atlasblatt eingezeichneten Überschiebungen innerhalb der karbonatischen Trias sind deshalb rein hypothetisch und nicht weiter belegt.

Eine Unterteilung in ultrahelvetische und penninische Serien ist erst ab dem Jura sinnvoll und begründet, wie von BERGER et al. (2007, S. 127) vermerkt. Erst ab dieser Periode kann von einem eigentlichen paläogeografisch europäischen Randbereich gesprochen werden, der vom Briançonnais durch den Wallis-Trog getrennt ist (s. Fig. 6).

Die triassischen Metasedimente werden traditionell aufgrund ihrer Analogie mit den Serien der helvetischen Decken in drei lithostratigraphische Einheiten unterteilt (s. u. a. BERGER et al. 2007, S. 128):

- Quarzit (Metapsammit): Äquivalent der Mels-Formation (Frühe Trias);
- Dolomitmarmor und Metaevaporit: Äquivalent der Röti-Formation (Mittlere Trias);

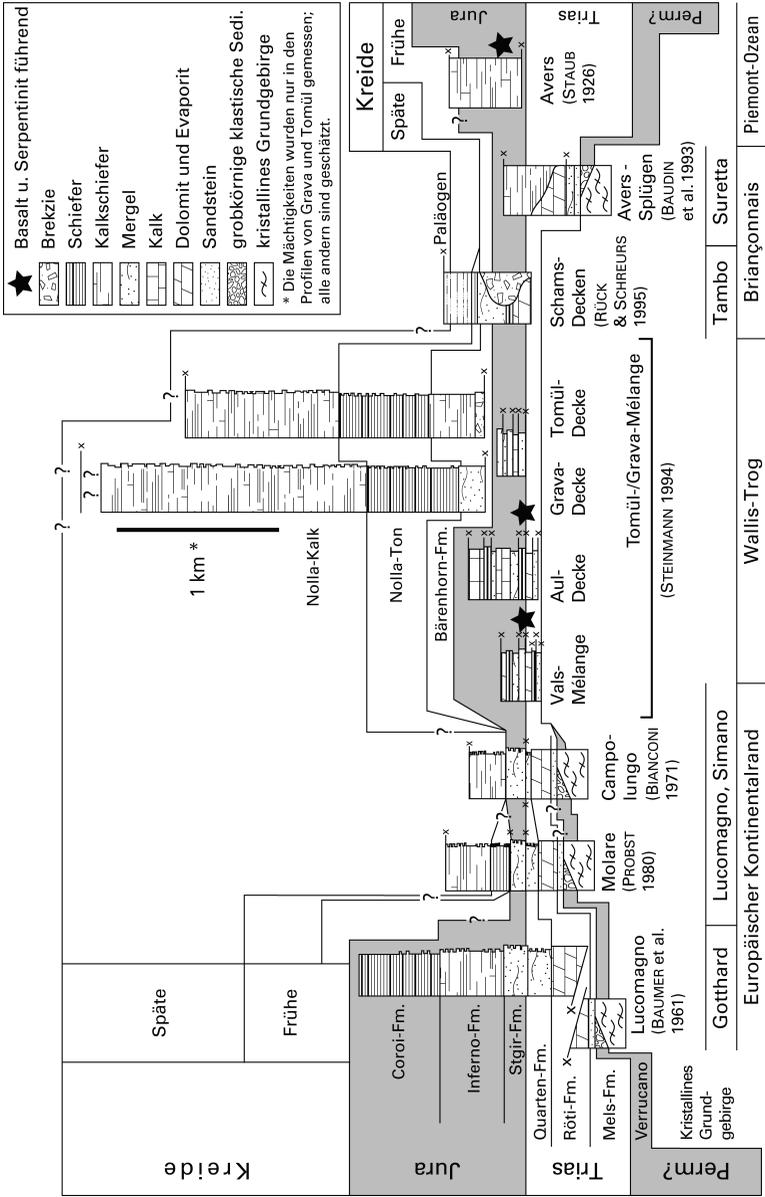


Fig. 6: Stratigraphische Zusammenfassung der permischen und mesozoischen Einheiten der Zentralen Lepontinischen Alpen. Aus BERGER et al. (2007).

- Wechsellagerung von Quarzit, Metapelit und dünnen Dolomitzwischenlagen: Äquivalent der Quarten-Formation (Späte Trias).

Diese dreiteilige Sequenz wird als einsetzende marine Transgression interpretiert, wie sie für die germanotype Trias charakteristisch ist. Im Gebiet des Atlasblattes konzentrieren sich die triassischen Metasedimente (z. T. als unterer Teil der mesozoischen Einheiten) auf die nachfolgend beschriebenen Zonen (von Norden nach Süden):

- Scopi-Zone: Die Scopi-Zone überlagert im Norden die Gotthard-Decke und wird ihrerseits in der NE-Ecke des Kartengebiets von der südlich anschließende Nufenen-Piora-Frodalera-Zone überlagert. Die Grenze zwischen der Scopi- und der Nufenen-Piora-Frodalera-Zone ist rein hypothetisch und nicht lithologisch begründet. Die Scopi-Zone beinhaltet neben den triassischen Gesteinen auch frühjurassische allochthone Metasedimente. Im Vergleich zur Nufenen-Piora-Frodalera-Zone sind die ultrahelvetischen jurassischen Serien der Scopi-Zone sehr viel mächtiger.
- Nufenen-Piora-Frodalera-Zone: Die Nufenen-Zone, die Piora-Zone und die Frodalera-Zone wurden auf dem Atlasblatt zu einer Einheit, der Nufenen-Piora-Frodalera-Zone, zusammengefasst. Eine Abgrenzung der einzelnen Zonen ist problematisch. Die Nufenen-Zone wird als ultrahelvetischer Komplex am Südrand der Gotthard-Decke betrachtet (LABHART 2005) und tritt westlich von Airolo im Gebiet von Atlasblatt 68 Val Bedretto auf. Die Trennung zur östlich anschließenden Piora-Zone ist willkürlich und kann rund 300 m östlich von Airolo definiert werden, wo die Lucomagno-Decke gegen Westen auskeilt. Die Piora-Zone trennt die Gotthard-Decke im Norden von der Lucomagno-Decke im Süden. Diese Zone enthält neben den triassischen Serien auch ultrahelvetische jurassische Gesteine. Im Gebiet westlich des Lago Ritóm liegt ein grösserer Rest penninischer jurassischer Sedimentgesteine (Grava-Decke; s. Tektonische Karte des Gebiets von Atlasblatt Ambri-Piotta und Umgebung 1:100 000, Taf. I) über der Piora-Zone. In der nordöstlichen Ecke des Kartengebiets geht die Piora-Zone ohne klare Grenze in die Frodalera-Zone über.
- Triaszone von Rodi–Ogiòra (nach BIANCONI 1971): Diese Zone ist im Westteil zwischen Ambri-Sotto und Fiesso spärlich aufgeschlossen und bildet die Basis des Bündnerschiefes der «Bedretto-Zone». Im Bereich Prato–Ogiòra ist kein Kalkglimmerschiefer mehr vorhanden, und die Triaszone bildet östlich von Prato die Trennung zwischen der darunter liegenden Lucomagno-Decke und dem darüber liegenden Altkristallin von Gribbio (Simano-Decke). In diesem Bereich wird die Triaszone mächtig und trennt sich in einen nördlichen und einen südlichen Zug auf. Der nördliche Zug keilt bei

Ogiòra aus, der südliche Zug reicht bis an die Cascata della Piumogna und wird z. T. als separate Zone (Triaszone von Pianmez) bezeichnet (s.u.).

- Triaszone von Pianmez (nach BIANCONI 1971): Der südliche Zug der Triaszone von Rodi–Ogiòra (von Prato bis zu der Cascata della Piumogna) wird auch als Triaszone von Pianmez bezeichnet. Diese Zone trennt das darunter liegende Altkristallin von Gribbio (Simano-Decke) vom darüber liegenden Altkristallin der San-Giorgio-Einheit, wobei zwei Kalkglimmerschieferlagen der «Bedretto-Zone» zwischengeschaltet sind.
- Triaszone von San Giorgio (nach BIANCONI 1971): Das Altkristallin der San-Giorgio-Einheit ist nur an seiner Westspitze vom Kalkglimmerschiefer der «Bedretto-Zone» durch triassischen Dolomitmarmor und Rauwacke getrennt. Es sei hier vermerkt, dass die östliche Spitze der Lebendun-Decke, die sich am Westrand des Kartengebiets befindet und die häufig mit der San-Giorgio-Einheit korreliert wird, in direktem Kontakt mit dem Kalkglimmerschiefer steht, ohne Trennung durch triassische Metasedimente.
- Triaszone von Campolungo: Der Nordrand des Altkristallins der Campo-Tencia-Einheit (Simano-Decke) ist von der Triaszone von Campolungo überlagert, die durch grossmassstäbliche Verfaltungen eine scheinbare Mächtigkeit von bis zu 300 m erreicht. Nach der Interpretation von RÜTTI (2003) und RÜTTI et al. (2005) stellt die Triaszone von Campolungo die Südflanke der als Mogno-Synform bezeichneten komplexen Triaszone dar.
- Triaszone von Pizzo Meda – Cimetta Briolent (nach BIANCONI 1971): Das Altkristallin der Sambuco-Einheit ist nur an deren Ostfront vom Kalkglimmerschiefer der «Bedretto-Zone» durch eindeutig triassische Gesteine getrennt. Die Triasgesteine wurden im Detail von BIANCONI (1971) und GUNZENREINER (1998) kartiert. Sie treten in zwei geografischen Gruppen unmittelbar westlich des Pizzo Meda auf: a) Leiarozza – Valle dei Cani im Nordosten, und b) Pianascetti – Cimetta Briolent (Pkt. 2172 m ü. M.) im Südwesten. Diese Triaszone bildet nach der oben erwähnten Interpretation von RÜTTI (2003) und RÜTTI et al. (2005) die Nordflanke der Mogno-Synform.
- Massari-Teilmulde (nach RÜFFER 1990): Das Altkristallin der Sambuco-Einheit enthält in seiner Nordostflanke eine etwa 3,5 km lange, Nordwest–Südost streichende und rund 100 m mächtige Zone, die sogenannte Massari-Teilmulde. Sie besteht fast ausschliesslich aus jurassischem Kalkglimmerschiefer mit spärlichen Resten von Triasgesteinen.

### **Mels-Formation («Mels-Sandstein»)**

Die Gesteine der Frühen Trias umfassen mehr oder weniger reine Quarzite, die als Produkte der alpinen Metamorphose aus einem psammitischen bis (lokal) arkoseartigen Protolith hervorgegangen sind. Die Mels-Formation fehlt in den mesozoischen Hüllen der Lebendun-Decke und der San-Giorgio-Einheit, ansonsten ist sie an der Basis aller mesozoischen Zonen vertreten, wenn auch z.T. nur sporadisch. Am Südrand der Gotthard-Decke kommen sechs, am Nordrand der Lucomagno-Decke lediglich vier im Massstab 1:25 000 kartierbare Aufschlüsse vor (maximal 15 m lang und bis zu 3 m mächtig). Am Südufer des Lago Ritóm sind grössere quarzitisches Komplexe aufgeschlossen, die aber nicht mit Sicherheit der Frühen Trias zugeordnet werden können (s.u.). Am besten aufgeschlossen ist die Mels-Formation an der Basis der Triaszone von Campolungo. In diesem Gebiet lässt sich der Basisquarzit über weite Strecken verfolgen. Seine Mächtigkeit schwankt zwischen 1 und 10 m und beträgt in der Regel rund 3 m.

#### **t<sub>M</sub> Mels-Formation: Serizitquarzit, plattig bis stark verschiefert**

Das häufigste Gestein der Mels-Formation ist der Serizitquarzit. Der Serizitquarzit ist meist feinkörnig, weiss bis silbrig-weiss und gewöhnlich plattig. Die serizitreichen Partien sind stark verschiefert und durch eine Wechsellagerung von millimetermächtigen reinen Quarzbändern und Serizitlagen charakterisiert. Neben Quarz und Serizit können makroskopisch Pyrit und schwarzer Turmalin, lokal auch Magnetit, beobachtet werden. Die Struktur ist granoblastisch bis lepidoblastisch.

Der Mineralbestand nach BIANCONI (1971, S. 103 ff.) umfasst (Angaben in Vol.-%): Quarz (55–96), Serizit/Muskovit (3–40), Plagioklas (0–5; Andesin), Kalifeldspat (0–1), Biotit (0–5), Chlorit (0–4) und Epidot (0–2). Die Akzessorien umfassen: schwarzer Turmalin (0–2), opake Mineralien (0–3), Rutil, Titanit, Zirkon, Apatit und Vesuvianit (alle <1). GUNZENREINER (1998, S. 23) erwähnt das häufige Auftreten von Granat (5–20 Vol.-%) im Muskovitquarzit der Triaszone von Pizzo Meda – Cimetta Briolent. Der Granat ist bis 1 cm gross und tritt auch in bis 15 cm grossen Knollen als Agglomerat auf, worin er bis 2 cm Durchmesser erreicht.

Eine lokale Varietät unterscheidet sich vom Haupttyp durch den vergleichsweise hohen Gehalt an Kalifeldspat (bis 20 Vol.-%; wahrscheinlich ein Übergangsglied zwischen Orthoklas und Mikroklin) und das spärliche Auftreten von Kalzit (0–1 Vol.-%) (BIANCONI 1971, S. 104 f.). Eine weitere Varietät ist durch höhere Kalzitgehalte (bis 10 Vol.-%) charakterisiert. Der Kalzit ist interstitiell zwischen den Quarz- und Hellglimmerkörnern vorhanden, oder er bildet feine gitterförmige Aggregate (BIANCONI 1971, S. 105 f.). Durch Verwitterung wurde in dieser Varietät oberflächlich Kalzit gelöst, was zu einer löcherigen (schwammartigen) Oberflächenstruktur führte. BEFFA (1996, S. 40) beschreibt eine schiefrige bis mylonitische Varietät, die durch den höheren Plagioklasgehalt (15–20 Vol.-%) charakterisiert ist. Diese Varietät kommt am Südufer des Lago Ritóm vor, wo sie mit dem brekziösen, oft Magnetit und Pyrit führenden quarzi-

tischen Serizitgneis vergesellschaftet ist. Die chronostratigraphische Zuordnung dieser Varietät ist jedoch nicht eindeutig (s. u.).

BIANCONI (1971, S. 106ff.) dokumentiert 10 bis 20 cm lange, linsenförmige Aktinolithaggregate, die am Kontakt zwischen dem Phlogopit-Dolomitmarmor und dem Quarzit sowie als Einschlüsse im Quarzit rund 60 m SSE des Passo Campolungo auftreten. Der Kontakt mit dem Dolomitmarmor ist durch einen dünnen Reaktionssaum von Kalzit belegt. Der Aktinolith wird als Produkt der metamorphen Reaktion zwischen Quarz aus dem Quarzit und eisenreichem Dolomit, ähnlich der Bildung von Tremolit in den Dolomitmarmoren (s. S. 90ff.), interpretiert. Eine Analyse des Aktinoliths ist in BIANCONI (1971, S. 170) enthalten. Der Aktinolith unterscheidet sich vom Tremolit durch einen höheren FeO-Anteil und niedrigere CaO- und MgO-Gehalte.

*Quarzitischer Serizitgneis, brekziös, oft Magnetit und Pyrit führend*

Diese Varietät kommt nur im Kontakt zu den jüngeren Kristallingesteinen der Lucomagno-Decke vor. Der einzige Aufschluss befindet sich am Südufer des Lago Ritóm bei Canariscio di Campo. Der keilförmige Aufschluss ist ca. 150 m lang und bis zu 60 m breit (Koord. 2695.9/1154.7/1860 m). Das Gestein ist grauweiss, mittel- bis grobkörnig und schwach schiefbrig. Pyrit und Magnetit sind makroskopisch sichtbar.

Der Mineralbestand nach BEFFA (1996, S. 41) umfasst (Angaben in Vol.-%): Quarz (40–50), Plagioklas (20–25; Oligoklas), Muskovit/Serizit (20–30), Biotit (0–3). Akzessorisch sind opake Mineralien (1–8; Magnetit und vorwiegend Pyrit), Chlorit, Apatit, Zirkon, Kalzit, Epidot und Turmalin.

Nach BEFFA (1996) ist die chronostratigraphische Zuordnung des brekziösen, oft Magnetit und Pyrit führenden quarzitären Serizitgneises nicht eindeutig. Es könnte sich bei diesem Gestein auch um einen permischen Metapsammit oder um eine quarzitative Phase der obersten Altkristallineinheiten der Lucomagno-Decke handeln. Die relativ grosse Ausdehnung spricht eher gegen ein triassisches Alter.

### **Röti-Formation («Röti-Dolomit»)**

Die Röti-Formation umfasst die karbonatischen und evaporitischen Gesteine der Mittleren Trias. Aufgrund der Zerschering, Verschuppung und Verfaltung schwankt die scheinbare Mächtigkeit der Röti-Formation im Gebiet des Atlasblattes sehr stark zwischen wenigen Metern und rund einem Kilometer in der Scopi-Zone, südlich des Lukmanierpasses.

#### **t<sub>R</sub> Röti-Formation: vorwiegend Dolomitmarmor, zuckerkörniger und brekziöser Dolomit**

In dieser Gesteinsgruppe werden die karbonatischen Gesteine der Mittleren Trias im Allgemeinen zusammengefasst. Die Gruppe umfasst vorwiegend Dolomitmarmor, zuckerkörnigen sowie brekziösen Dolomit.

Der häufigste Gesteinstyp ist der weisse Dolomit bis Dolomitmarmor (da es sich um ein metamorph rekristallisiertes Gestein handelt, ist nur der Begriff Dolomitmarmor, unabhängig von der Korngrösse, korrekt; in der Literatur wird jedoch häufiger der Begriff Dolomit gebraucht). Eine detaillierte Beschreibung dieses Gesteins aus der Triaszone von Campolungo findet sich in BIANCONI (1971, S. 122 ff.).

Eine wichtige Varietät bildet der zuckerkörnige Dolomitmarmor (feinkörnige, kohäsionslose Varianten werden auch «Mehldolomit» genannt). Der Begriff zuckerkörniger Dolomitmarmor beschreibt die kristalline Struktur des Gesteins und das nahezu vollständige Fehlen einer Kohäsion zwischen den Dolomitkörnern, so dass das Gestein in der Verwitterungszone in eine weisse zuckerartige Masse zerfällt. Der Dolomitmarmor weist eine massive bis schwach schiefrige Textur auf.

Der Mineralbestand nach BIANCONI (1971, S. 123) umfasst (Angaben in Vol.-%): Dolomit (87–99), Kalzit (0–5), Quarz (0–3), Muskovit (1–5); sporadisch: Kalifeldspat (0–2), Phlogopit (0–2), Chlorit (0–3), Fluorit (0–1), Tennantit (0–1); akzessorisch sind Pyrit und Limonit (<1) sowie Rutil (<1). Die Korngrösse des Dolomits schwankt zwischen 0,1 und 0,7 mm und beträgt durchschnittlich 0,3 bis 0,4 mm.

Die Dolomitkristalle sind oft isometrisch und weisen sechs Flächen auf (bienenwabenartiges Muster). Die Grenzflächen sind eben, was zu der sehr schwachen bis ganz fehlenden Kohäsion führt. Diese Beobachtungen werden von SCHAAD & PFIFFNER (1994), SCHAAD (1995a), AMBERG INGENIEURBÜRO (1997) und HERWEGH & PFIFFNER (1999) auch für den zuckerkörnigen Dolomitmarmor der Piora-Zone bestätigt. Diese Autoren führen das spezielle Gefüge auf zwei Prozesse zurück: erstens auf eine primäre statische Rekristallisation während der alpinen Metamorphose und zweitens auf Spröddeformation, die nach der alpinen Metamorphose stattgefunden hat. Diese führte zur Kataklasierung des Dolomitgesteins, zur Brekzierung der Schichten und zur Auflockerung der Kornverbände.

Zwei Eigenschaften des Dolomitmarmors wurden bereits im 18. Jahrhundert beschrieben:

- PINI (1790) beschreibt das Wirtsgestein des Tremolits als «pietra arenosa calcaria fosforescente» (sandig-kalkiges, phosphoreszierendes Gestein). Das Gestein entwickelt bei schwachem Erhitzen bzw. beim Schlagen mit Eisen eine rote Phosphoreszenz. Der Dolomit wurde als eigenständiges Karbonatgestein erst ein Jahr später von DE DOLOMIEU (1791) erkannt und wiederum ein Jahr später von DE SAUSSURE (1792) analysiert und zu Ehren von D. de Dolomieu als «dolomie» benannt.
- FLEURIAU DE BELLEVUE (1792) beschreibt die Elastizität des Dolomitmarmors («marbre élastique du Saint-Gothard»), wobei der Autor in der gleichen Abhandlung präzisiert: «J'ai trouvé ce marbre dans la Val-Levantine à sept heures de marche de l'hospice du Saint-Gothard, dans la montagne de Campo-Longo, sur les confins de la Val-Maggia.»

Eine Varietät besteht aus weissem, zuckerkörnigen Phlogopit führendem Dolomitmarmor. Er weist lokal dünne schieferungsparallele Phlogopitschnüre auf. Der Phlogopitanteil erreicht bis zu ca. 10 %. Mit zunehmendem Phlogopitgehalt nimmt die Schieferungsintensität zu. Diese Varietät stellt den Übergang zum eigentlichen Phlogopit-Dolomitmarmor (s. S. 88ff.) dar.

Eine zweite Varietät besteht aus weissem, zuckerkörnigem Dolomitmarmor mit Adern und Linsen aus mittel- bis grobkörnigem Dolomit, Kalzit und Quarz, die zum Teil von gut kristallisierten Mineralien begleitet sind. Diese Mineralien, in erster Linie der weisse und der grüne Tremolit, sind im Bereich zwischen Alpe Cadonighino und Passo Campolungo konzentriert und haben den dortigen Dolomitmarmor seit den ersten Beschreibungen durch PINI (1786, 1790) und HÖPFNER (1789) berühmt gemacht.

Chemische Analysen des weissen Dolomitmarmors (ohne freien Kalzit) aus der Triaszone von Campolungo sind in Tabelle 2 zusammengestellt. Die Ergebnisse zeigen, dass der Dolomit nicht die stöchiometrische Zusammensetzung ( $\text{CaCO}_3$  und  $\text{MgCO}_3$  je 50 Mol.-%), sondern einen schwachen  $\text{CaCO}_3$ -Überschuss (im Dolomitgitter) mit der Formel  $\text{Ca}_{51}\text{Mg}_{49}(\text{CO}_3)_{100}$  aufweist.

Neben dem Dolomitmarmor und dem zuckerkörnigen Dolomit ist der brekziöse Dolomit (mit Dolomitkomponenten) mit schwankenden Kalzitgehalten ein häufiger Gesteinstyp der Mittleren Trias. Der brekziöse Dolomit ist oft mit Rauwacke vergesellschaftet und hauptsächlich in der Nufenen-Piora-Frodalera- und in der Scopi-Zone verbreitet. Das Gestein ist feinkörnig, hat eine gelblich weisse bis hellgelbe Bruchfarbe und orangegelbe bis braune Verwitterungsflächen. Die Struktur ist kompakt, teils zuckerkörnig, oft aber zellenartig oder löchrig bis brekziös.

Der Mineralbestand des brekziösen Dolomits ist nach BEFFA (1996, S. 46; Angaben in Vol.-%): Dolomit (65–85), Kalzit (0–4), Serizit/Muskovit (3–10), Talk (0–8), selten chloritisierter Biotit (0–4), häufig Gips (2–15) und Anhydrit (0–5); die Akzessorien umfassen Wollastonit, Brucit und opake Mineralien (Hämatit und Pyrit, 0–3).

Eine Besonderheit des Dolomitgesteins der Röti-Formation besteht im Auftreten von endolithischen Mikroorganismen in einem schmalen Band wenige Millimeter unterhalb der Erdoberfläche. HORATH & BACHOFEN (2009) haben endolithische Mikroorganismen in Dolomitmarmoren der Piora-Zone mit verschiedenen Techniken untersucht und die Anwesenheit von eukaryotischen Algen, Cyanobakterien und grünen phototrophen Bakterien festgestellt. Daraus ziehen die Autoren den Schluss, dass diese schmale Zone einem nahezu geschlossenen Mikro-Ökosystem mit einer Vielzahl von physiologisch aktiven Spezies darstellt.

**t<sub>ds</sub>**      *Schiefriger Dolomitmarmor, reich an Serizit bzw. Muskovit*

Eine schiefrige und glimmerreiche Varietät des Dolomitmarmors wird von BEFFA (1996, S. 47f.) aus der Piora-Zone beschrieben. Sie kommt in drei konkordanten Hauptzügen vor:

**Tab. 2: Chemische Zusammensetzung des weissen Dolomitmarmors aus der Triaszone von Campolungo. Nach BIANCONI (1971).**

	Mittelwerte von 30 Proben		davon 17 «reine» Dolomitmarmore	
	Gew.-%	Mol.-%	Gew.-%	Mol.-%
CaCO <sub>3</sub>	53,6	52,1	53,4	51,0
MgCO <sub>3</sub>	41,7	42,9	43,5	49,0
unlöslich	4,7		3,1	

- Val Canaria – Lago di Tom: ca. 3,2 km lang und bis 100 m mächtig, z. T. direkt im Kontakt mit Gesteinen der «Tremola-Serie»;
- Pian Murinascia: ca. 300 m lang und bis zu 40 m mächtig, z. T. in Kontakt mit Rauwacke;
- Alpe Carorescio – östlich Pizzo Columbe: ca. 3,6 km lang und bis zu 150 m mächtig, in Kontakt mit Rauwacke.

Ein schiefriger und glimmerreicher Dolomitmarmor ist auch aus der Triaszone von Campolungo bekannt (BIANCONI 1971, S. 126f.), dort jedoch von geringer Ausdehnung und deshalb auf dem Atlasblatt nicht dargestellt. Diese Varietät ist durch hohen Serizit/Muskovit-Gehalt gekennzeichnet. Der hohe Glimmeranteil führte zu einer stärker ausgeprägten Schieferung und einer Auslängung der Dolomitkörner. Lokal enthält der serizit- bzw. muskovitreiche schiefrige Dolomitmarmor dünne konkordante Bänder aus grauem Dolomitmarmor. Selten enthält er einzelne Phlogopitschnüre.

Der Mineralbestand nach BIANCONI (1971, S. 126) und BEFFA (1996, S. 47) umfasst (Angaben in Vol.-%): Dolomit (60–90), Kalzit (1–10), Quarz (1–10), Serizit/Muskovit (5–15), Plagioklas (<1), Chlorit (0–4). Die Akzessorien umfassen Pyrit (0–2), Rutil (0–1), Apatit (0–1) und Graphit (0–1).

#### **t<sub>dg</sub>**      *Grauer Dolomitmarmor*

Der graue Dolomitmarmor ist in der Triaszone von Campolungo sehr häufig. Weitere Vorkommen befinden sich in den Triaszon von Pizzo Meda – Cimetta Briolent und, höchst selten, von Rodi-Ogiöra (Riale di Tremorgio bei Rodi-Fiesso, Koord. 2699.35/1149.51/1040 m). Detaillierte Beschreibungen des grauen Dolomitmarmors und dessen vier Varietäten (auf dem Atlasblatt nicht separat ausgewiesen) sind in BIANCONI (1971, S. 128 ff.) enthalten.

Der graue Dolomitmarmor bildet parallele und regelmässige Lagen, einige Zentimeter bis ein Dezimeter mächtig, mit mässiger bis starker Schieferung. Die

Schieferungsebenen sind von silbrigem Muskovit/Serizit belegt. Die Farbe ist hell- bis dunkelgrau, oft streifenartig. Die Korngrösse ist typischerweise sehr fein, im Durchschnitt um 0,08 mm.

Der Mineralbestand (Angaben in Vol.-%) nach BIANCONI (1971, S. 129 f.) umfasst: Dolomit (70–97), Kalzit (0–8), Muskovit/Serizit (0–7), Chlorit (0–11), Plagioklas (0–2), Kalifeldspat (0–1); akzessorisch sind: Graphit (0–1), Rutil, Apatit, brauner Turmalin (jeweils <1) und Pyrit (0–2). Der Graphit tritt in mikrometeregrossen Kügelchen auf, die z.T. in den Dolomitmörnern eingeschlossen und teilweise an deren Korngrenzen konzentriert sind. Er ist nie im Kalzit eingeschlossen. Die Dolomitmörner sind gestreckt und die Hellglimmer parallel angeordnet, was die deutliche Schieferung ausmacht.

Chemische Analysen des grauen Dolomitmarmors (ohne freien Kalzit) aus der Triaszone von Campolungo sind in Tabelle 3 zusammengestellt. Die Ergebnisse zeigen – wie im Fall des weissen Dolomitmarmors – dass der Dolomit nicht die stöchiometrische Zusammensetzung ( $\text{CaCO}_3$  und  $\text{MgCO}_3$  je 50 Mol.-%), sondern einen schwachen  $\text{CaCO}_3$ -Überschuss (im Dolomitgitter) mit der Formel  $\text{Ca}_{51,1}\text{Mg}_{48,9}(\text{CO}_3)_{100}$  (praktisch identisch mit der des weissen Dolomitmarmors) aufweist. ALBISETTI (1999, S. 67 f.) hat den Graphitgehalt einiger Dolomitmarmore analysiert. Während der weisse Dolomitmarmor lediglich um 0,4 Vol.-% Graphit enthält, weist der graue Dolomitmarmor Graphitgehalte zwischen ca. 1,4 und 1,8 Vol.-% auf. Die vier Varietäten des grauen Dolomitmarmors sind nachfolgend kurz beschrieben:

- Grauer zuckerkörniger Dolomitmarmor: Diese Varietät ist sehr selten und kommt lediglich in der Triaszone von Campolungo (zwischen Lambro und Passo Campolungo) vor. Sie unterscheidet sich vom weissen zuckerkörnigen Dolomitmarmor lediglich durch das Auftreten von Graphit (ca. 1 Vol.-%), der die hellgraue Farbe bestimmt, und durch die feinere Korngrösse. Die intergranulare Kohäsion der isometrischen, polygonalen Dolomitmörner ist bei Anwesenheit von Kalzit (bis 6 Vol.-%) bzw. wenn die Dolomitmörner eine etwas heterogenere Korngrösse aufweisen, leicht erhöht.
- Grauer Dolomitmarmor mit Adern und Linsen aus Dolomit, Kalzit, Quarz, z.T. mit braunem Turmalin oder Disthen: Diese Varietät entspricht dem weissen zuckerkörnigen Dolomitmarmor mit Adern und Linsen aus mittel- bis grobkörnigem Dolomit, Kalzit und Quarz, enthält zusätzlich aber noch Graphit (1–2 Vol.-%). Der Graphit bestimmt die z. T. dunkelgraue Farbe und macht die sehr feine Körnung des Dolomits aus. Die Adern und Linsen sind bis zu 5 cm mächtig, enthalten keinen Graphit und sind deshalb weiss; sie sind grobkörnig und meistens schieferungsparallel. Der Kontakt mit der Dolomitmatrix ist scharf und oft durch einen fast schwarzen, extrem feinkörnigen Dolomitsaum (im Extremfall beträgt die Korngrösse 0,015 mm) markiert. Der Dolomitsaum enthält bis zu 1 cm lange, z. T. durchsichtige Kristalle von braunem Turmalin oder, seltener, bis 4 cm lange Disthenkristalle. Diese Varietät kommt nur in der Triaszone von Campolungo (zwischen

**Tab.3: Chemische Zusammensetzung des grauen Dolomitmarmors aus der Triaszone von Campolungo. Nach BIANCONI (1971).**

	Mittelwerte von 21 Proben		davon 16 «reine» Dolomitmarmore	
	Gew.-%	Mol.-%	Gew.-%	Mol.-%
CaCO <sub>3</sub>	53,5	52,7	52,8	51,1
MgCO <sub>3</sub>	41,0	47,3	42,5	48,9
unlöslich	5,5		4,7	

Lambro und Alpe Pianascio) vor. Aufschlüsse, die reich an braunem idiomorphem Turmalin sind, befinden sich bei Costello, 500 bis 800 m westlich der Alpe Campolungo.

- Grauer Phlogopit führender Dolomitmarmor: Diese Varietät ist ähnlich dem grauen Phlogopit-Dolomitmarmor (s. S. 88ff.), unterscheidet sich von diesem jedoch durch einen geringeren Gehalt an Phlogopit (1–5 Vol.-%). Der Kalifeldspat, der mit dem Phlogopit vergesellschaftet ist, enthält lokal reichlich Graphiteinschlüsse im Kern, während der äussere Rand graphitfrei und klar ist. Diese Varietät ist relativ häufig und über die gesamte Triaszone von Campolungo vorhanden. In der Triaszone von Pizzo Meda – Cimetta Briolent kommt sie nur selten vor, und in den weiteren Triaszonon fehlt der graue Phlogopit führende Dolomitmarmor ganz.
- Gebänderter Dolomitmarmor: Diese Varietät kommt in der Triaszone Pizzo Meda – Cimetta Briolent sowie der Triaszone von Campolungo vor. Typische Aufschlüsse befinden sich im Bereich des Passo Cadonighino<sup>2)</sup>. Der gebänderte Dolomitmarmor zeigt eine schieferungsparallele Wechsellagerung von dünnen (0,5 mm bis 5 cm mächtigen), verschiedenfarbigen Dolomitmarmorlagen, die von dunkel- bis hellgrau und weiss reichen und so ein zebraartiges Muster ergeben. Die Korngrösse in den dunklen, graphitreichen Lagen ist extrem fein (0,03–0,05 mm) und nimmt mit abnehmendem Graphitgehalt zu (0,15–0,3 mm in den weissen Dolomitlagen). Wahrscheinlich widerspiegelt die Bänderung eine ursprünglich sedimentäre Wechsellagerung von Lagen mit verschiedenem Gehalt an toniger organischer Substanz, wobei sich das kohlige Pigment während der Metamorphose in schieferungsparallele Bänder angehäuft hat (BOLLI & NABHOLZ 1959).

<sup>2)</sup> Auf der topografischen Karte 1:25 000, Stand 2006, fälschlicherweise als Passo Vanit angegeben.

**t<sub>dp</sub>**      *Phlogopit-Dolomitmarmor*

Der Phlogopit-Dolomitmarmor kommt in zwei kleinen Aufschlüssen in der Triaszone von Rodi–Ogióra nordwestlich von Rodi vor. Das Hauptverbreitungsgebiet liegt in der Triaszone von Campolungo. Hier treten in der karbonatischen Trias zwei kartierbare Horizonte von Phlogopit-Dolomitmarmor auf (BIANCONI 1971, S. 109ff.):

- Der untere Horizont bildet die Basis der karbonatischen Trias und überlagert den Quarzit der Frühen Trias. Seine Mächtigkeit schwankt stark zwischen 5 und 30 m.
- Der obere Horizont unterlagert die Rauwacke, die den oberen Abschnitt der karbonatischen (bis evaporitischen) Trias bildet. Die Mächtigkeit des Phlogopit-Dolomitmarmors variiert hier zwischen 1 und 13 m.

BIANCONI (1971) beschreibt einen Haupttyp und fünf lokal auftretende, auf dem Atlasblatt nicht darstellbare lithologische Varietäten. Beim Haupttyp handelt es sich um den gelblichen Phlogopit-Dolomitmarmor, der im Durchschnitt ca. 10 bis 15 % Phlogopit enthält. Der Phlogopit bildet dünne, schieferungsparallele bernsteinfarbene Schichten. Charakteristisch ist die braune bis graubraune Verwitterungsfarbe des Gesteins.

Der Mineralbestand nach BIANCONI (1971, S. 109f.) umfasst (Angaben in Vol.-%): Dolomit (30–87), Kalzit (2–30), Phlogopit (5–30), Muskovit/Serizit (0–10), Plagioklas (0–7), Bytownit, Kalifeldspat (0–3; Mikroklin), Tremolit (0–1), Chlorit (0–1), Vermiculit (0–1), Epidot (0–1) und Graphit (0–1); akzessorisch sind Rutil (0–1), Titanit (0–1), Apatit (0–1), Zirkon (0–1), brauner Turmalin (0–2) und opake Mineralien (0–3). Der feinkörnige Kalzit bildet einen Reaktionsraum um die Phlogopitlagen. Der Phlogopit zeigt den typischen Pleochroismus (von honigbraun zu hellgelb) und ist reich an Einschlüssen. Er ist oft diaphoretisch in Chlorit, selten in Vermiculit umgewandelt.

Der Phlogopit ( $\text{KMg}_3[\text{AlSi}_3]\text{O}_{10}[\text{OH}]_2$ ) wurde während der alpinen Metamorphose gebildet. Er entstand aus einem ursprünglichen Sediment aus Dolomit und kaliumreichem Ton. Bei der metamorphen Umwandlung wurde das Magnesium (aus dem Dolomit) im Phlogopit eingebaut, und das überschüssige Kalzium kristallisierte als Kalzitsaum um die neu gebildeten Phlogopitbänder. Die metamorphe Reaktion resultierte in einer schwachen Dedolomitisierung des Protoliths, wie im Falle des Tremolits (s. S. 90f.).

Chemische Analysen des Phlogopit-Dolomitmarmors (mit freiem Kalzit) aus der Triaszone von Campolungo sind in Tabelle 4 zusammengestellt. Der Gehalt an unlöslichem Material (hauptsächlich Phlogopit) ist hoch und schwankt in den einzelnen Proben zwischen 6,3 und 50,9 Gew.-%. Der hohe  $\text{CaCO}_3$ -Überschuss gegenüber  $\text{MgCO}_3$  widerspiegelt sich im freien Kalzit. Die fünf lithologischen Varietäten sind nachfolgend kurz charakterisiert:

- Grauer Phlogopit-Dolomitmarmor: Diese Varietät ist selten und tritt vor allem in der Triaszone von Campolungo im grossen Aufschluss am Osthang

**Tab. 4: Chemische Zusammensetzung des Phlogopit-Dolomitmarmors aus der Triaszone von Campolungo. Die Angaben entsprechen Mittelwerten von 19 analysierten Gesteinsproben. Nach BIANCONI (1971).**

	<b>Gew.-%</b>	<b>Mol.-%</b>
<b>CaCO<sub>3</sub></b>	<b>48,1</b>	<b>58,1</b>
<b>MgCO<sub>3</sub></b>	<b>29,9</b>	<b>41,9</b>
<b>unlöslich</b>	<b>22,0</b>	

des Pizzo del Lambro und südlich des Passo Campolungo auf. Sie unterscheidet sich vom Haupttyp lediglich im Graphitgehalt (<1 Vol.-%), der als mikrometergrosse Einschlüsse in den Dolomitmörnern oder an den Korngrenzen auftritt und die graue Farbe verursacht.

- Phlogopit-Dolomitmarmor mit Tremolitaggregaten: Diese Varietät ist selten und kommt in vereinzelt Aufschlüssen in den Triaszonen von Campolungo (Alpe Pianascio), vom Pizzo Meda – Cimetta Briolent (Leiarozza) und Rodi-Ogiòra (Casanova und Cornone) vor. Die Varietät ist durch das Auftreten von nadel- bis asbestförmigen, bis zu 1 cm grossen Aggregaten von weissem Tremolit (1–10 %) charakterisiert. Die Aggregate sind meistens von Phlogopitbändern umgeben. Zwischen den Phlogopit- und den Kalzitkörnern tritt selten Skapolith auf (<1 Vol.-%).
- Phlogopitreicher Karbonatschiefer: Diese Varietät umfasst das Karbonatgestein, das sehr reich an Phlogopit (>30 bis 50 Vol.-%) ist. Dem hohen Phlogopitgehalt entspricht ein hoher Kalzitgehalt (bis 40 %) und ein deutlich geringerer Dolomitgehalt (<30 %). Die Varietät tritt in bis zu einigen Metern langen Linsen, meistens im gelblichen, seltener im grauen Phlogopit-Dolomitmarmor auf. Aufschlüsse finden sich in den Triaszonen von Campolungo (südlich Passo Campolungo, Alpe Pianascio) und vom Pizzo Meda – Cimetta Briolent (Leiarozza). Die Varietät enthält Skapolith (0–4 %), der möglicherweise aus der partiellen Umwandlung von basischem Plagioklas entstanden ist.
- Wechsellagerung von Phlogopit-Dolomitmarmor und Quarzit: Auch diese Varietät kommt in den Triaszonen von Campolungo (südlich Passo Campolungo) und von Pizzo Meda – Cimetta Briolent (Leiarozza) vor. Die Wechsellagerung von dünnen Lagen aus Phlogopit-Dolomitmarmor und Quarzit ist maximal 1 m mächtig und ca. 2 m lang. Die Feldverhältnisse lassen darauf schliessen, dass die Wechsellagerung tektonischen Ursprungs sein könnte.

- Gelblicher Phlogopit führender Dolomitmarmor mit Kalzitnetz: Diese Varietät kommt ausschliesslich in der Triaszone von Rodi–Ogiòra vor. Die besten Aufschlüsse befinden sich im aufgelassenen Steinbruch von Cornone (Koord. 2702.65/1148.35/1230 m). Das Gestein hat eine ockergelbe Farbe, ist fein- bis mittelkörnig, sehr kompakt und weist eine schwache Schieferung auf. Es wird von einem orangefarbenen Kalzitnetz durchzogen und zeigt eine feinflöchrige Verwitterung, ähnlich der Rauwacke. Diese Varietät stellt möglicherweise ein Übergangsglied zwischen Phlogopit-Dolomitmarmor und Rauwacke dar.

### *Tremolit-Dolomitmarmor*

Sowohl der weisse als auch der graue Dolomitmarmor enthält oft Tremolit (auch Grammatit genannt) als gesteinsbildenden Neben- und z.T. sogar als Hauptgemengteil. In diesen Fällen bildet der Tremolit-Dolomitmarmor schieferungsparallele Bänke, die teilweise einige Meter Mächtigkeit erreichen und über mehrere Aufschlüsse verfolgt werden können. Auf dem Atlasblatt wurde jedoch auf eine Darstellung verzichtet, da diese Bänke im Gegensatz zum Phlogopit-Dolomitmarmor keine deutlichen stratigraphischen Horizonte darstellen. Es sei hier vermerkt, dass bereits DE GIMBERNAT (1804) das erste geologische Profil durch den Campolungo gezeichnet und «dolomita y tremolita» ausgeschieden hatte. Ebenfalls 1804 beschrieb H.C. Escher von der Linth (in BIANCONI & ANTOGNINI 2013) als erster im Detail den Dolomitmarmor und die darin enthaltenen Tremolitvorkommen des Gebiets zwischen Alpe Cadonighino und Passo Campolungo.

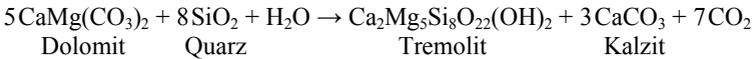
BIANCONI (1971, S.137ff.) beschreibt drei Varietäten des Tremolit-Dolomitmarmors:

- Weisser zuckerkörniger Dolomitmarmor mit prismatischem weissem, selten grünem Tremolit;
- Weisser zuckerkörniger Dolomitmarmor mit radialstrahligen Aggregaten aus weissem Tremolit;
- Grauer Dolomitmarmor mit prismatischem grauem Tremolit.

Die drei Varietäten sind hauptsächlich in der Triaszone von Campolungo (über die gesamte Ausdehnung im Kartengebiet) vertreten und kommen in den Triaszonon von Pizzo Meda – Cimetta Briolent sowie von Rodi–Ogiòra nur selten vor. In den anderen Triaszonon fehlen sie fast ganz. KRIGE (1918, S.124f.) erwähnt ein Vorkommen nördlich des Pizzo Columbe, das er allerdings dem unteren Bündnerschiefer zuschreibt, was fraglich ist. Ein Tremolit-Karbonat-Biotitschiefer grenzt an die Rauwacke beim Passo Columbe, südöstlich des Lago dei Campanitt. Der farblose Tremolit kommt in Form von radialstrahligen und verfilzten Aggregaten vor. Beim blassbräunlichen Biotit dürfte es sich um Phlo-

gopit handeln. Damit vergesellschaftet ist ein Tremolit-Karbonat-Plagioklas-Biotit-Chloritschiefer. PETERS (1998) hat das gelegentliche Auftreten von Tremolit in den Dolomiten aus den Erkundungsbohrungen Bs 4.2 und Bs 4.3 durch die Piora-Zone festgestellt, die vom Sondierstollen Polmengo aus vorgetrieben wurden (s. S. 183 f. u. Profil 2b, Taf. II).

In der Triaszone von Campolungo gehören die prismatischen Tremolitkristalle einer ersten Generation (Phase 1) an und sind synkinematisch. Sie liegen in der Hauptschieferungsebene ( $S_1$ ) ohne bevorzugte Orientierung und wurden vor der zweiten Deformationsphase ( $D_2$ ) gebildet. Sie sind von einem Saum aus mittel- bis grobkörnigem bläulichem Kalzit umgeben, der z.T. bereits makroskopisch sichtbar ist. Dieser entstand während der metamorphen Bildung des Tremolits aus Dolomit und Quarz entsprechend folgender Reaktion:



Dabei wird aus dem Dolomit nur ein Teil des Kalziums gebraucht, und der Überschuss bildet Kalzit, der als Saum um den Tremolit vorkommt. Aus dieser Reaktion resultieren drei Paragenesen (s. auch TROMMSDORFF 1966, S. 434f.):

- Tremolit-Dolomit-Kalzit (die weitaus häufigste Paragenese);
- Tremolit-Quarz-Kalzit (selten);
- Tremolit-Kalzit-Dolomit-Quarz (sehr selten).

Oft ist der Tremolit teilweise oder ganz zu Talk umgewandelt. TROMMSDORFF (1966) postuliert eine primäre prograde alpinmetamorphe Entstehung des Talks, die bei steigenden Temperaturen und  $\text{CO}_2$ -Partialdruck von der des Tremolits gefolgt wird. Die Beobachtungen in der Triaszone von Campolungo belegen nach BIANCONI (1971, S. 144) und MERCOLLI (1980, 1982) jedoch eindeutig, dass der Talk in einer späten, diaphoretischen Phase aus dem Tremolit entstanden ist, wobei im Extremfall reine Pseudomorphosen von Talk vorliegen.

Der oben genannte weisse zuckerkörnige Dolomitmarmor mit radialstrahligen Aggregaten aus weissem Tremolit wurde eingehend von MERCOLLI (1979, 1980, 1982) und MERCOLLI et al. (1987) in den Aufschlüssen bei Costello, 600 m bis 1 km westlich der Alpe Campolungo, untersucht. Aus den Untersuchungsergebnissen leitet MERCOLLI (1979, 1982) folgende Entwicklung ab:

1. Bildung (sedimentär, diagenetisch oder hydrothermal) der Quarzkonzentrationen und der Fluor-Anreicherungen im dolomitischen Sediment.
2. Synkinematische Kristallisation von prismatischem Tremolit in den Quarz führenden Schichten des Dolomitmarmors während des thermischen Maximums der alpinen Metamorphose und Boudinage der Quarzknauer parallel der Hauptschieferung.

3. Während der Rückfaltung der Stirnregion der Simano-Decke (D<sub>4</sub> in GRUJIC & MANCKTELOW 1996; «northern backfolds» in STECK 2008) werden die Quarzknauer in der Achsenebeneschieferung remobilisiert. Die dadurch resultierende Entlastung führt zur Mobilisierung und Entmischung der fluiden Phase (CO<sub>2</sub>-reiche und hochkonzentrierte NaCl-Lösung). Unter dieser Bedingung entstehen die Reaktionssäume mit den radialstrahligen Tremoliten um die Quarzknauer und -linsen.
4. Dank dem Zufluss einer erneuten fluiden Phase mit niedrigerem CO<sub>2</sub>-Gehalt kann die diaphoretische Talkkristallisation mit Bildung der Pseudomorphosen nach Tremolit einsetzen.
5. Kristallisation einer späteren (seltenen) Talkgeneration aus einer vermutlich mit CH<sub>4</sub> verdünnten fluiden Phase.
6. Abschluss der diaphoretischen Phase in Zusammenhang mit den wässrigen Einschlüssen.

Aus dem Mg-Gehalt des Kalzits im Gleichgewicht mit Dolomit wird eine Temperatur für die Bildung der Reaktionssäume von rund 500°C abgeleitet. Die thermo-barometrischen Daten aus den Fluideinschlüssen ergeben ebenfalls eine Bildungstemperatur von 500°C bei rund 2 kbar. Dieser Druck ist zu niedrig für das Temperaturmaximum der alpinen Metamorphose in der Region (s. S. 138ff.). Die Druckbedingungen stehen möglicherweise im Einklang mit der Exhumation der Gesteinseinheiten während der oben genannten nördlichen Rückfaltung, gekoppelt mit einer langsameren Wiedereinstellung des thermischen Gleichgewichts (Thermal Relaxation). MEGGIOLARO et al. (2011) haben Tremolit-Kalzitgänge in Dolomitmarmoren der metasedimentären Einheiten Baceno und Tèggiolo, im Liegenden bzw. Hangenden der Antigorio-Decke auf italienischem Gebiet, untersucht und kommen zu einem ähnlichen Ergebnis. Die Bildung der Tremolit-Kalzitgänge fand bei Temperaturen zwischen 450 und 490°C und einem minimalen Druck von 2–3 kbar statt, während der Exhumation und Abkühlung der Deckeneinheiten vor ca. 15–14 Ma und des Übergangs zu sprödem Verhalten.

#### *Fossilfunde in den Dolomitmarmoren*

In Dolomitmarmoren der Triaszone von Campolungo wurden von BIANCONI (1965) an zwei Lokalitäten fossile Tierreste (Crinoidenstielglieder) entdeckt:

- Makroskopisch sichtbare Fossilreste in einem rund 1,4 x 1 m grossen und 6 cm hohen Aufschluss aus grauem Dolomitmarmor, ca. 50 m südöstlich des Passo Campolungo (Koord. 2697.42/1146.86/2340 m).
- Mikroskopisch sichtbare Crinoidenreste in einer 2 m mächtigen Bank aus Phlogopit-Dolomitmarmor an der Basis der karbonatischen Trias bei Fontane (Koord. 2698.00/1147.08/2160 m).

An beiden Lokalitäten wurden einzelne Crinoidenstielglieder mit Durchmessern zwischen 1 und 10 mm, im Durchschnitt ca. 4 mm, gefunden. Die Crinoiden-Stielglieder bestehen immer aus einem einzelnen Dolomitekristall, z.T. mit rhombischen Spaltflächen und seltenen mit Pyrit-, Graphit- und Quarzeinschlüssen im Randbereich. Der Zentralkanal ist klar sichtbar; er ist mit feinen Dolomitkörnern gefüllt. Die Crinoidenstielglieder sind nicht näher bestimmbar; gemäss R. Trümpy (pers. Mitt. 1965) zeigen sie jedoch Ähnlichkeiten mit *Encrinurus casianus*, welche im Ladinien vor allem in den Westalpen weit verbreitet war.

**t<sub>r</sub>**      *Rauwacke, oft Serizit führend, häufig brekziös*

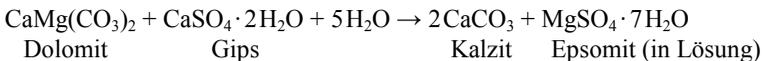
Mit Ausnahme der Triaszone von Pizzo Meda – Cimetta Briolent und der Scopi-Zone, wird die Serie der karbonatisch(-evaporitischen) Trias in allen Triaszonon durch Rauwacke abgeschlossen. Die Mächtigkeit der Rauwacke kann kaum geschätzt werden, da sie vermutlich zum grossen Teil durch tektonische Prozesse verdickt wurde. In der Nufenen-Piora-Frodalera-Zone beträgt sie bis zu 300 m, in der Triaszone von Campolungo bis 50 m. Das Gestein ist u. a. durch die extrem schwankenden Anteile der zwei Hauptgemengteile Kalzit und Dolomit (jeweils 15 bis 80 Vol.-%) gekennzeichnet. Im Haupttyp, der dolomitischen Rauwacke, ist Kalzit vorherrschend. Das Gestein ist massig, feinkörnig und weist eine gelborange Farbe auf. Es ist schwach porös und wird deshalb in der Literatur oft als «tuffartig» bezeichnet. Zum Teil ist die Rauwacke schwach verschiefert, wobei die Schieferungsebenen von Phlogopit, Vermiculit, Muskovit/Serizit oder silbrigem Talk belegt sind.

Der Mineralbestand (Angaben in Vol.-%) der dolomitischen Rauwacke ist extrem schwankend und umfasst nach BIANCONI (1971, S. 146): Kalzit (15–80), Dolomit (2–75), Quarz (0–10), Phlogopit (0–13), Muskovit/Serizit und Talk (0–20), Plagioklas (0–2), Chlorit (0–2), Vermiculit (0–2). Akzessorisch sind: Disthen (0–3), Rutil, Apatit, brauner Turmalin und Pyrit/Limonit (alle <1). Der Kalzit (sehr feinkörnig bis feinkörnig) bildet eine kontinuierliche Netzstruktur, welche die weiteren Mineralien umschliesst; letztere weisen eine intensive mechanische Verformung auf. Nach BEFFA (1996, S. 47) enthält die Rauwacke der Nufenen-Piora-Frodalera-Zone bis zu 15 Vol.-% Gips und Anhydrit.

In Zonen mit intensiver tektonischer Beanspruchung kommt laminierte Rauwacke vor. Sie tritt lediglich in der Triaszone von Campolungo auf. Sie ist gekennzeichnet durch eine feine Wechsellagerung von dünnen Schichten bestehend aus a) Kalzit, b) Kalzit, Dolomit und Phlogopit, c) Muskovit/Serizit, Talk(?) und Quarz. Lokal ist eine Zellenstruktur entwickelt. Die kataklastischen Einflüsse sind in dieser Varietät besonders intensiv. Die Quarz- und Dolomitkörner sind zerklüftet und zerbrochen und die Glimmer gewellt und zerbrochen. Sehr oft weist die Rauwacke eine Zellenstruktur auf, wobei die Zellen aus weissem Dolomit und untergeordnet Kalzit bestehen. In anderen Fällen weist sie eine brekziöse Struktur auf. Diese Varietäten sind weit verbreitet und stellen den Übergang zum brekziösen Dolomit dar. Bei der Zellenrauwacke sind die Zellen in der Regel 1

bis 2 cm gross und mit weissem zuckerkörnigem Dolomit gefüllt; die Zellwände sind 2 bis 3 mm dick und bestehen aus Kalzit. Die Textur ist massig, selten schwach schiefbrig, dort wo die Zellen in parallelen Bänken orientiert sind. Bei der brekziösen Rauwacke ist die Matrix hellgelb bis orange, feinkörnig und besteht hauptsächlich aus Kalzit mit Vermiculitnestern, zudem ist sie reich an Muskovit/Serizit und Talk. Die Komponenten sind vorwiegend eckig und zwischen 0,5 und 80 cm (im Extremfall 1 m), meistens jedoch 2 bis 3 cm gross und bestehen aus zuckerkörnigem Dolomitmarmor, selten aus Phlogopit-Dolomitmarmor. BEFFA (1996, S. 47) erwähnt Komponenten aus hornblendehaltigen Gneisen in der Nufenen-Piora-Frodalera-Zone. Das volumetrische Verhältnis Matrix zu Komponenten schwankt stark, wobei die Komponenten bis zu 70 % ausmachen können. Eine weitere Varietät besteht aus Tremolit und Phlogopit führender dolomitischer Rauwacke. Diese Varietät ist selten und wurde lediglich in der Triaszone von Rodi-Ogiöra (z.B. bei Prato) beobachtet. Sie ist immer mässig schiefbrig; die Schieferungsebenen sind von Phlogopitblättchen, z.T. in bläulich-grünen Vermiculit umgewandelt, und seltener von kleinen radialstrahligen Aggregaten aus weissem Tremolit (bis zu 1 cm lang) belegt. Der Mineralbestand ist ähnlich demjenigen des Haupttyps, mit dem Zusatz von Tremolit (1–8 %).

Die Genese der Rauwacke wurde von BRÜCKNER (1941) systematisch untersucht. Nach diesem Autor besteht das ursprüngliche Sediment aus einem Dolomit, der mehr oder weniger reich an Gips oder Anhydrit und von dünnen tonigen Lagen durchzogen war. Bei der Rauwackebildung aus diesem ursprünglichen Sediment erfolgt als erste Reaktion die Umwandlung von Anhydrit zu Gips unter einer Volumenzunahme von 57–61 %. Die Volumenzunahme hat wiederum zur Folge, dass im Anhydrit eingeschlossenes Material (v. a. Dolomit) zermalmt wird. Die eigentliche Rauwackebildung erfolgt nach folgender Reaktion:



Aus obiger Reaktion – die einer Dedolomitisierung entspricht – ergibt sich, dass aus einem Protolith (irrelevant ob prä- oder postmetamorph) mit mehr Dolomit als Anhydrit eine Rauwacke entsteht, die ebenfalls mehr Dolomit als Anhydrit aufweist (z.B. Zellenrauwacke und brekziöse Rauwacke). Aus einem Protolith mit mehr Anhydrit als Dolomit bildet sich dementsprechend eine Rauwacke mit einem Anhydritüberschuss (bzw. Gips an der heutigen Oberfläche). Nach BRÜCKNER (1941) erfolgt die Dedolomitisierung unter dem Einfluss von Oberflächenwasser. Es handelt sich demnach um einen rezenten (und z.T. noch wirksamen) Alterationsprozess. Es gibt einige Beispiele, wo diese Interpretation in Tunnelbauten im oberen Tessin beobachtet werden kann. So tritt nach DAL VESCO (1964a) in Gebieten mit oberflächlich anstehenden Rauwackeschichten in

den darunter liegenden Stollen Gips führender Dolomitmarmor auf (Cambleo-Stollen der Maggia-Werke in der Triaszone von Fusio–Mogno und Soja-Stollen der Blenio-Werke).

Dieser Prozess wurde als «spätes Verwitterungsprodukt» (JEANBOURQUIN 1988, S. 511), bzw. als «Verkarstung von evaporitischen Ausgangsgesteinen» (SCHAAD 1995b, S. 74ff.) interpretiert. SCHAAD (1995a) hat die obige Genese grundsätzlich bestätigt; er bezeichnet den Prozess ebenfalls als «Verkarstung von Gips» und postuliert dessen Alter als Quartär. Daraus ergibt sich, dass die Rauwacke mit der alpinen Abschertektonik nichts zu tun hat. «Es waren vielmehr die evaporitischen Vorgänger der Rauwacken, welche eine wichtige Rolle als Abscherhorizonte bei Deckenbewegungen und als inkompetente Schichten bei Faltung gespielt haben.» Diese Hypothese von SCHAAD (1995a) wird von HERWEGH & PFIFFNER (1999, S. 85) bestätigt. Als Abscherhorizonte dienten Anhydritlagen, weil diese Gesteine eine sehr geringe Fließfestigkeit besitzen.

**t<sub>v</sub>**      *Gips und Anhydrit, oft Dolomit führend*

Im karbonatischen Horizont der Nufenen-Piora-Frodalera- und der Scopi-Zone sowie der Gotthard-Decke treten mehrere Gips- und Anhydritvorkommen auf (von Westen nach Osten):

- Gipsvorkommen bei Raviroì, 300 m südlich des Bahnhofs von Airolo, an der rechten Talflanke (Koord. 2690.30/1153.28/1120–1160 m): ca. 600 m lang und mit einer scheinbaren Mächtigkeit von 100 m; im Süden steht der Gips in Kontakt mit Rauwacke.
- Gipsvorkommen bei Cassina, 700 m nördlich von Valle (Koord. 2691.15/1154.50/1350–1400 m): ca. 600 m lang und bis 140 m mächtig; im Westen ist der Gips in Kontakt mit Rauwacke, im Osten mit Glimmerschiefer der Quarten-Formation.
- Das grösste Vorkommen von Gips und Anhydrit liegt im Val Canaria (Koord. 2692.2/1154.5/1250–1900 m), weist eine scheinbare Mächtigkeit (NE–SW) von ca. 1,2 km auf und kann im Streichen über ca. 2,3 km, davon 1,5 km östlich der Garegna, bis Ce di Fuori verfolgt werden. Die Ausdehnung in vertikaler Richtung nach oben über das Niveau der Garegna beträgt maximal 500 m. Die Ausdehnung in die Tiefe ist nicht bekannt. Unzählige Dolinen sind über das Gips- und Anhydritvorkommen verteilt. Begrenzt werden die Gips- und Anhydritvorkommen durch Rauwacke und Gesteine der «Bedretto-Zone».

Erkundungsarbeiten (z.B. subhorizontale Bohrung; s. S. 186) zeigten u.a., dass nur oberflächlich zerklüfteter und wasserführender Gips ansteht. Diese Gipsschicht bedeckt geschlossen den Anhydrit und ist zwischen 6 und 30 m

mächtig. Die Grenze Gips zu Anhydrit ist unscharf. Abpressversuche zeigten, dass der Anhydrit ab ca. 50 m wasserundurchlässig ist (JÄCKLI 1941, 1976, 1979).

- Im Gebiet zwischen Alpe Pertusio (Brennoschlucht) und Foppone, ca. 1 km südlich des Lukmanierpasses, ist weisser grobkörniger Gips an zwei Stellen aufgeschlossen. Das grössere Vorkommen (in der Brennoschlucht) ist 500 m lang und 80 m mächtig (Koord. 2704.70/1156.67/1830–1890 m). Ein weiterer, deutlich kleinerer Aufschluss liegt bei der Alpe Casaccia. Alle diese Vorkommen stehen in Kontakt zum Zellendolomit.
- Aus den Erkundungsbohrungen Bs 4.2 und Bs 4.3, die von der Front des Polmengostollens durch die Piora-Zone vorgetrieben wurden (s. S. 183 f. u. Profil 2b, Taf. II), haben PETERS (1998) und HERWEGH & PFIFFNER (1999) eine Wechsellagerung von anhydrit- und dolomitreichen Lagen (mit Magnesit) und solchen, die reich an Glimmermineralien sind, beschrieben. Der Gipsgehalt ist gering und vor allem an die Adern in den glimmerreichen Lagen gebunden, wo das Wasser eindringen konnte.
- Beim Vortrieb des Gotthard-Basistunnels wurde lediglich die oben genannte Wechsellagerung von anhydritreichen mit dolomitreichen Lagen, beide marmorartig umkristallisiert, angetroffen.

Der Gips ist massig bis leicht gebankt, grobkörnig und hat eine weisse bis gelblich weisse Farbe. Er enthält kleine dolomitreiche Linsen und honigbraune Phlogopitblättchen.

Der Mineralbestand des Gipses nach BEFFA (1996, S. 48) ist extrem schwankend und umfasst (Angaben in Vol.-%): Gips (30–75), Dolomit (5–25), Muskovit/Serizit, Phlogopit und Talk (10–25); akzessorisch sind Chlorit und Limonit. Die Struktur ist heterogen: In einer feinkörnigen Matrix aus Gips, Dolomit, Hellglimmer und Talk sind bis zu 1 cm grosse Gipskristalle enthalten, die immer entlang der Spaltbarkeitsflächen zerbrochen sind. Der Anhydrit ist homogen und massig mit Korngrössen zwischen 2 und 4 mm. Nach JÄCKLI (1976, 1979) treten als Nebengemengteile Phlogopit und Chlorit sowie als Akzessorien Magnesit, Dolomit, Gips und Pyrit auf.

Der Anhydrit ist in der Tiefe wasserundurchlässig, im Gegensatz zum Gips, der hoch wasserdurchlässig ist. Sobald Anhydrit mit Wasser in Kontakt kommt, wandelt er sich in Gips um, der nur unterhalb von ca. 50°C stabil ist. Deswegen ist an der Oberfläche immer Gips und nie Anhydrit aufgeschlossen. Gesteinsflächen von Anhydrit werden mit einer Gipskruste überzogen und verhindern eine weitere Hydratation der unterliegenden Anhydritmassen.

In FABBRO (1998a, S. 16) ist die komplexe Umwandlung von Anhydrit ( $\text{CaSO}_4$ ) zu Gips ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) in Abhängigkeit der Salinität der wässrigen Lösungen, der Temperatur und des Drucks beschrieben. Die Umwandlung geht sehr langsam voran (maximal ca. 1 cm/a) und ist mit einer Volumenzunahme von 57 bis 61 % verbunden.

### Quarten-Formation

Die Späte Trias umfasst im Gebiet von Atlasblatt Ambri-Piotta das metamorphe Äquivalent der Quarten-Formation; sie wird auch als «phyllitische Trias» bezeichnet. Sie ist vor allem in der Nufenen-Piora-Frodalera- und in der Scopi-Zone weit verbreitet (von Cassina oberhalb von Valle im Westen bis östlich des Lukmanierpasses im Osten), wo sie im Gebiet nördlich und östlich des Lago Ritóm wahrscheinlich aufgrund von tektonischen Repetitionen und Verschuppungen mit Kalkglimmerschiefer scheinbare Mächtigkeiten von bis zu ca. 500 m erreicht. BAUMER (1964, S. 35) erwähnt eine wahre Gesamtmächtigkeit von 90 bis 100 m. Im östlichen Bereich sind die klassischen Aufschlüsse von Granat-Hornblendegarbenschiefer bei Frodalera (Koord. 2706.86/1154.14/1760 m) erwähnenswert, welche der Frodalera-Zone den Namen verliehen. Spärliche, diskontinuierliche und viel dünnere Schichten kommen in den Triaszonen von Campolungo (ALBISETTI 1999) und von Pizzo Meda – Cimetta Briolent (GUNZENREINER 1998) sowie am Südrand der Gotthard-Decke vor. In den weiteren Triaszonen sind Gesteine der Späten Trias nicht bekannt.

Die Protolithen der Gesteine der Späten Trias waren dolomitisch-mergelige bis tonig-sandige Sedimente, mit einem sehr geringen Gehalt an kohligem Pigment. Beim Fehlen von dolomitischen Zwischenlagen ist eine Unterscheidung von ähnlich aussehenden Schiefen und Gneisen der Kristallinkerne oft sehr schwierig und subjektiv. Die Gesteine der Quarten-Formation enthalten sehr wahrscheinlich keine Fossilien. NICKEL (1960) beschreibt zwar einen fraglichen Belemniten aus den Frodalera-Gneisen (er fand in einem Biotit-Granatgneis bei Frodalera einen in der Richtung der tektonischen Lineation eingeregelt Stängel aus reinem, grobkristallinem Quarz, 5 cm lang und bis zu 1,2 cm im Durchmesser). Nach BAUMER (1964, S. 35) handelt es sich jedoch eher um eine tektonisch abgerollte Leiste von sekretionärem Quarz.

#### **t<sub>Q</sub>      Quarten-Formation: Glimmerschiefer, z. T. mit Dolomit- und Quarzitlagen, lokal mit Granat, Hornblende, Staurolith und Disthen**

Die meisten Gesteinstypen der Späten Trias sind als Glimmerschiefer der Quarten-Formation zusammengefasst. Die lateralen und vertikalen lithologischen Variationen sind zu kleinmassstäblich, als dass sie im Massstab 1:25 000 ausgedrückt werden könnten. Der Grossteil der Gesteine wird von schiefrigen alumosilikatreichen Typen gebildet, die oft quarzreiche Bänke sowie linsenförmige Dolomiteinschlaltungen im Zentimeterbereich enthalten. Der Glimmerschiefer der Quarten-Formation weist meistens eine schiefrige und selten eine phyllitische Textur auf. Die Farbe variiert von grau zu grünlich grau bis dunkelgrünlich grau. Die Lepidoblasten und die Nematoblasten sind meistens in der Hauptrichtung der alpinen Lineation orientiert.

Der Mineralbestand nach BEFFA (1996, S. 49) ist extrem schwankend und umfasst (Angaben in Vol.-%): Quarz (15–40), Plagioklas (2–20; Albit bis Oligoklas), Serizit (4–30), Muskovit (0–15), Biotit (0–12), Chlorit (0–4), Disthen (0–20), Staurolith (2–15), Granat (0–10; Almandin bis Grossular), Hornblende (0–12), Epidot/Klinozoisit (2–20), Dolomit (0–25). Akzessorien: Apatit, Zirkon, Rutil, grüner Turmalin, Leukoxen, Siderit, opake Mineralien (0–4; Hämatit, Pyrit, Magnetit). Disthen hat oft einen graphiteichen Kern (Rhaeticit), ebenso Klinozoisit. Granat tritt oft in Form von teilrotierten Porphyroblasten auf. BEFFA (1993a) erwähnt drei XRF-Analysen von diesem Gesteinstyp aus der Piora-Zone. Die drei Proben stammen aus der Gegend des Motto Giubin, östlich des Lago Ritóm.

Das klassische Profil bei Frodalera (in der gleichnamigen Zone) ist in HUBER (1985, S. 33 ff.) mit Daten aus FREY (1969) beschrieben. Neben grauem Glimmerschiefer, dolomitreichen Schichten, Quarzit, Biotitfels und Granat-Biotitfels treten sehr hornblendereiche Gesteine (Granat-Hornblendefels bis -garbenschiefer) auf. HUBER (1985, S. 47 ff.) beschreibt detailliert den Granat-Biotit-Hornblendefels von Frodalera, aus dem Hornblende und Biotit für Altersbestimmungen separiert wurden.

Der Mineralbestand (Angaben in Vol.-%) ist wie folgt: Die Matrix (40) besteht aus einem Gemisch von Quarz, Plagioklas, Disthen, Klinozoisit, Turmalin, Kalzit, Rutil und Titanit. Die Porphyroblasten umfassen Hornblende (30; ca. 5 cm lange und 1 cm breite grünschwarte Stängel), Granat (10; grossularreicher Almandin, isometrische Körner von ca. 0,5 bis 1,5 cm Durchmesser), Biotit (15; 3 bis 5 mm lange Blätter) und Disthen (5; spindelförmig, durchspiess alle übrigen Komponenten). Granat und Hornblende weisen eine Siebstruktur auf. Die Hornblende hat eine Zusammensetzung nahe dem Endglied Tschermakit mit leicht paragasitischer Komponente (HUBER 1985, S. 107) und unterscheidet sich somit kaum von den Hornblenden aus den Gesteinen der Lucomagno-Decke.

In den Triaszonen von Pizzo Meda – Cimetta Briolent und von Campolungo umfasst die Quarten-Formation die zwei folgenden Gesteinstypen (nach GUNZENREINER 1998 und ALBISETTI 1999; von BIANCONI 1971 als Basis der Kalkglimmerschiefer interpretiert):

- Epidot-Zweiglimmerschiefer bis -gneis: Das Gestein ist schwach bis stark schiefrig und reich an dünnen Quarzlagen, die mit solchen aus Glimmern (hauptsächlich Biotit) wechsellagern. Die Farbe ist braunviolett.
- Granat-Hornblendegarbenschiefer bis -gneis: Dieser Gesteinstyp ist selten. Spärliche Aufschlüsse sind auch westlich des Kartengebiets (Blatt 1251 Val Bedretto) bekannt: im Gebiet des Poncione di Vespero (PREISWERK 1918b, S. 48: «mesozoische Hornblendegarbenschiefer») und westlich der Alpe di Cristallina (BURCKHARDT 1942, S. 127: «Chänopoditführende Glimmerschiefer und Phyllite»).

**t<sub>q</sub>**      *Serizitquarzitlagen und -bänke, quarzitischer Zweiglimmergneis*

Dieser Gesteinstyp tritt meistens als oberstes Glied der spätriadischen Abfolge auf. Grössere Vorkommen in der Nufenen-Piora-Frodalera-Zone treten am Föisc (westlich des Lago Ritóm), zwischen Lago Ritóm und Lago di Tom, süd-

lich des Motto Giubin und bei Pos Carorescio auf. Dieser Typ unterscheidet sich vom Haupttyp der Quarten-Formation hauptsächlich durch die höheren Quarzgehalte und die Gneistextur. Die Farbe ist grauweiss bis gelblichgrau. Hauptgemengteile sind Quarz, Dolomit, Muskovit/Serizit, Disthen, selten Staurolith; Klinozoisit ist untergeordnet; akzessorisch sind opake Mineralien (Hämatit und Pyrit).

### ***Altersbestimmungen***

An Hornblende und Biotit aus dem Granat-Biotit-Hornblendefels von Frodaler (Koord. 2706.82/1154.16/1770 m) hat HUBER (1985)  $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ -Alter von  $24,0 \pm 0,8$ ,  $19,7 \pm 1,7$  und  $14,9 \pm 0,3$  Ma bestimmt. Das  $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ -Biotitalter von  $14,9 \pm 0,3$  Ma stellt ein Abkühlungsalter dar und entspricht der letzten Phase der alpinen Metamorphose (HUBER 1985). Dies steht im Einklang mit dem  $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ -Biotitalter von  $16,7 \pm 1,6$  Ma, welches aus einer Gesteinsprobe von Acquacalda ermittelt wurde (JÄGER et al. 1967). Die geologische Interpretation der Hornblendalter ist schwierig. Das höhere Alter von  $24,0 \pm 0,8$  Ma (an Einzelkristallen ermittelt) entspricht wahrscheinlich dem Bildungsalter der Hornblende, während das jüngere Alter von  $19,7 \pm 1,7$  Ma (aus mehreren Hornblendekristallen ermittelt) möglicherweise ein Mischalter darstellt, oder auf eine spätere Überprägung hinweist, bei der ein verjüngender Resorptionsvorgang stattgefunden hat (HUBER 1985).

## **QUARTÄR**

Das Gebiet von Atlasblatt Ambri-Piotta enthält eine Vielzahl von quartären Formen und Ablagerungen, die nachfolgend beschrieben sind. Für detaillierte quartärgeologische und geomorphologische Untersuchungen im Kartengebiet wird auf die Arbeiten von BINGGELI (1961), MARI (1996), BLEULER (1998), OTZ (1998), SCAPOZZA (2008), SCAPOZZA & FONTANA (2009), SCAPOZZA & MARI (2010), MARI et al. (2012) und HIPPE et al. (2014) verwiesen.

### **Spätes Pleistozän**

#### **q<sub>4m</sub> Letzteiszeitliche Moräne**

Grosse Flächen des Kartengebiets sind von letzteiszeitlicher Moräne bedeckt. Die höchsten Vorkommen in Zusammenhang mit den grossen Talgletschern liegen im Bereich von 2100 bis 2200 m ü. M. Dies entspricht der in SCHLÜCHTER

(2009) angegebenen Eishöhe des Tessingletschers im Gebiet des oberen Valle Leventina. Nach SCHLÜCHTER (2009) wurde der Tessingletscher während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM) vor ca. 22–19 ka durch wesentliche Eiszuflüsse aus dem Norden alimentiert. Eisströme aus den Eisdomen über dem Goms und der Surselva bildeten einen grossen Plateaugletscher im Gebiet von Andermatt, welcher nach Süden über den Gotthardpass ausfloss. Eine Transfluenz über den Lukmanierpass brachte zusätzlich Eis aus der Surselva in den Süden und nährte vor allem den Brennogletscher. Zeugen dieser Nord-Süd-Transfluenz sind u. a. Rundhöcker am Lukmanierpass. Rundhöcker sind an einigen anderen Stellen zahlreich vorhanden, so bei Selva Secca, ost-südöstlich des Lago Ritóm, am Monte Piottino und um die Seelein der Leit.

Einige Moränenvorkommen enthalten Anhäufungen von grossen (bis haus-hohen) Blöcken. Diese Gebiete stellen möglicherweise eine grobblockige Moränenablagerung oder Reste eines Bergsturzes dar, der auf den damaligen Gletscher niedergegangen ist. Die zwei grössten Vorkommen befinden sich bei Gana Bubaira (Koord. 2704.2/1154.4/2150 m) und zwischen Bolle und Gana östlich von Dalpe (Koord. 2703.4/1147.6/1000–1200 m).

### *Moränenwälle*

Eine Gliederung der Moränenwälle nach Gletscherstadien war im Gebiet des Atlasblattes nicht möglich. Einzig im Gebiet bei Dalpe kann mit grosser Wahrscheinlichkeit angenommen werden, dass es sich um Moränenwälle des Gschnitz-Stadiums handelt. BEFFA (1996) versuchte, die Moränenwälle des Tessingletschers der linken Talflanke des Valle Leventina nach Höhenstufen zu gliedern, jedoch ohne aussagekräftige Resultate zu erhalten. Detaillierte Studien, wie sie für die Gotthardregion (RENNER 1982) oder das Valle di Blenio (SCAPOZZA & FONTANA 2009) vorliegen, fehlen für das Gebiet des Atlasblattes.

### **Seeablagerung mit Warven**

In einem Rutschgebiet oberhalb von Ogiòra wurden in einem temporären Aufschluss (Koord. 2704.63/1147.09/1130 m) lakustrische Sedimente mit «Warven» gefunden (mündl. Mitt. M. Antognini 2005; Fig. 7). Der Aufschluss mit einer Grösse von 2,5 x 3 m wurde durch einen Murgang im Jahre 2004 freigelegt. Die beobachteten Seesedimente bestanden aus einer nahezu horizontalen Wechsellagerung von grauen Tonschichten (2–3 mm mächtig) und bräunlich grauen siltig-tonigen Lagen (7–8 mm mächtig). <sup>14</sup>C-Datierungen von Insektenresten aus den Seeablagerungen mit Warven lieferten keine brauchbaren Resultate (mündl. Mitt. M. Antognini 2006). Möglicherweise stehen die Seeablagerungen mit War-



Fig. 7: Seeablagerungen mit Warven oberhalb von Ogiöra. Foto M. Antognini, 2004.

ven in Zusammenhang mit den spätglazialen Gletscherschwankungen bei Dalpe (Moränenwälle Piana Selva und Pian d'Ört) und der Bildung von zwischenzeitlichen Eisrandseen.

#### **q<sub>m</sub> Lokalmoräne (?Egesen-Stadium)**

Die Moränenablagerungen oberhalb von 2100–2200 m.ü.M. sind in den meisten Fällen Lokalgletschern zuzuschreiben, die bereits zurzeit des LGM existierten und im Spätglazial reaktiviert wurden. Die Gebiete mit solchen Lokalmoränen beschränken sich deshalb auf die höchstgelegenen Regionen des Atlasblattes, die während des LGM aus den grossen Eismassen der Haupttalgletscher herausragten. Es sind dies die zwei grossen Gebirgszüge zwischen dem Valle Leventina und dem Val Piora (Poncione Pro do Rodùc – Pizzo del Sole – Pizzo di Campello) und dem Valle Leventina und dem Val Sambuco (Pizzo di Corno – Pizzo Massari – Pizzo Campolungo) sowie die Gipfelregion in der Nordwestecke des Kartengebiets (Posmeda–Giübin).

In einigen nordexponierten Karmulden sind gut definiert Lokalmoränenwälle auch in tieferen Regionen vorhanden (z.B. südlich der Alpe di Ravina). Die Lokalmoränenwälle sind in der Regel gut erhalten, und das Moränenmaterial unterscheidet sich von den letzteiszeitlichen Moränenablagerungen vor allem durch einen grösseren Blockbesatz.

### **Fossile Blockgletscher**

Im Gebiet des Atlasblattes wurden insgesamt 49 Blockgletscher kartiert und in eisfreie (fossile) Blockgletscher und solche mit einem Eiskern (aktive und inaktive, s. S. 103) unterteilt. Das Verhältnis fossiler/aktiver bzw. inaktiver Blockgletscher ist praktisch gleich. Der Grossteil der Blockgletscher findet sich auch im Kataster der Blockgletscher der Tessiner Alpen von SCAPOZZA & MARI (2010) wieder.

Die fossilen Blockgletscher kommen über das Kartengebiet verbreitet in Höhenlagen zwischen 1900 und 2300 m ü. M. vor, an einigen wenigen südexponierten Lagen reichen sie bis in eine Höhe von 2500 m ü. M. Charakteristisch für die fossilen Blockgletscher ist die Wellen-Mulden-Morphologie der reliktschen Blockgletscheroberfläche, die nach dem Abschmelzen des Eises entstanden ist. Zudem sind die fossilen Blockgletscher, insbesondere deren steile Front, stark von Vegetation bewachsen. Die fossilen Blockgletscher überlagern meist Lokalmoränenmaterial und entwickelten sich wahrscheinlich in der Endphase der Lokalglazialer in der Übergangszeit vom Spät- ins Postglazial aus diesen heraus. SCAPOZZA & FONTANA (2009) und SCAPOZZA & MARI (2010) vermuten, dass sich die fossilen Blockgletscher bereits etwas früher, am Ende der Ältesten Dryas (14–13 ka BP) und im Bølling-Interstadial (13–12 ka BP), gebildet haben.

## **Holozän**

### **q<sub>rm</sub> Neoglaziale Moräne**

Neoglaziale Moränenablagerungen (sensu PORTER & DENTON 1967) kommen nur in den höchsten nordexponierten Lagen vor. Die grössten Vorkommen liegen nördlich des Pizzo Massari, wo noch ein letztes kleines Firnfeld vorhanden ist. Weitere kleinere holozäne Moränenablagerungen finden sich am Pizzo Campolungo, nördlich des Pécianett und des Pizzo del Sole sowie am Sellapass. Die neoglazialen Moränenablagerungen bilden typische Toteislandschaften, die vegetationsfrei oder nur sehr spärlich bewachsen sind. Markante neoglaziale Moränenwälle sind in den Gebieten nördlich des Pizzo Massari bzw. des Pécianett vorhanden. Das Alter der neoglazialen Moränen ist unbestimmt. Die frische Erscheinung und der geringen Vegetationsbewuchs der meisten neoglazialen Moränenwälle deuten aber auf eine Bildung während der Kleinen Eiszeit hin. Dies belegen auch Vergleiche mit den ersten topografischen Kartengrundlagen: Obwohl

in der Erstausgabe der Siegfriedkarte von 1871 nur ein einziger kleiner Gletscher in der Karmulde des Pizzo Massari eingezeichnet ist, belegen die Folgeausgaben nach 1920 kleinere Gletscher in nahezu allen Gebieten mit neoglazialer Moräne.

### *Moränenbastion*

Die einzige Moränenbastion befindet sich nördlich des Pizzo del Sole, wo das überschüttete neoglaziale Moränenmaterial eine nahezu 100 m hohe Bastion bildet. Die Schüttung der Moränenbastion dauerte möglicherweise bis in die Spätphase der Kleinen Eiszeit.

### **Blockgletscher**

Blockgletscher stellen zungenförmige, gefrorene Schuttmassen dar, die sich im aktiven Zustand gravitativ, d. h. gletscherähnlich hangabwärts bewegen. Im Gebiet des Atlasblattes wurden 25 aktive bzw. inaktive Blockgletscher erfasst. Eine Unterscheidung zwischen aktiven Blockgletschern (enthalten Eis und sind in Bewegung) und inaktiven Blockgletschern (besitzen zwar noch einen Eiskern, bewegen sich aber nicht mehr) wurde nicht gemacht.

Blockgletscher sind ein Indikator der periglazialen Höhenstufe. Die Vorkommen der Blockgletscher im Gebiet des Atlasblattes beschränken sich vorwiegend auf die nordexponierten Hänge unterhalb der steilabfallenden Gipfelzonen zwischen dem Valle Leventina und dem Val Piora bzw. dem Valle Leventina und dem Val Sambuco. Durchschnittlich liegen die Blockgletscher in Höhenlagen zwischen 2300 und 2500 m ü.M., wobei die tieferliegenden Blockgletscher mehrheitlich inaktiv und die Blockgletscher im Bereich zwischen 2400 und 2700 m ü.M. meist aktiv sind. Diese Verteilung stimmt mit Befunden über die Verbreitung der Permafrostgebiete in dieser Region überein. Nach VALENTI (2006) tritt im Obertessin Permafrost sporadisch oberhalb von 2300 m ü.M. (je nach Hanglage und Exposition) und kontinuierlich oberhalb von 3000–3500 m ü.M. auf. Nach SCAPOZZA & MARI (2010) ist der Permafrost oberhalb von 2350 bis 2400 m ü.M. diskontinuierlich, während die durchschnittliche Höhe der aktiven/inaktiven Blockgletscher im Tessin mit 2470 m ü.M. angegeben wird.

MARI et al. (2012) stellen die ersten Ergebnisse vor, die von der Gruppe «Permafrost Ticino» erzielt wurden. Die Beobachtungen umfassen die kontinuierliche Messung der Temperatur der Bodenoberfläche und der jährlichen horizontalen Bewegungen der Terrainoberfläche. Beim Blockgletscher am Ganoni di Schenadüi im Val Cadlimo wurde 2006–2011 eine geringe Erwärmung nachgewiesen. Die durchschnittlichen Bewegungen sind mit 0,1–0,2 m pro Jahr sehr gering. Die Geschwindigkeiten im östlichen Teil des Blockgletschers sind höher als im westlichen Teil, was sich in wellenartigen Blockwülsten im frontalen Abschnitt äussert.

### **Hanginstabilitäten (Rutschmassen, Sackungsmassen und zerrüttete Sackungsmassen)**

Auf dem Gebiet von Atlasblatt Ambri-Piotta gibt es zwei Regionen, die grossflächig instabile Hänge aufweisen und entsprechend als Gefährdungszonen eingestuft werden (SUPSI 2004a). Die beiden Gebiete umfassen weite Teile des Val Canaria und die Nordflanke des Valle Leventina, insbesondere im Abschnitt zwischen Quinto und Chiggiogna. Die Gebiete sind Teil des umfangreichen Inventars der Hanginstabilitäten des Kantons Tessin. Detaillierte Analysen der instabilen Regionen, basierend auf Luftbildinterpretationen, sind in AMBROSI (2007) und AMBROSI & STROZZI (2008) enthalten. Nachfolgend werden einige der wichtigsten Gebiete mit Rutsch- und Sackungsmassen (inkl. Felsrutschmassen) sowie zerrütteten Sackungsmassen beschrieben. Die Fels- und Bergsturzablagerungen werden gesondert ab S. 107 behandelt.

#### *Val Canaria*

Beide Talflanken des Val Canaria weisen instabile Hänge auf, die vor allem mit den Triasgesteinen und zum Teil auch mit den Gesteinen der «Tremola-Serie» in Verbindung stehen. Die instabilen Zonen sind in zwei Karten im Massstab 1:10 000 ausgewiesen (SUPSI 2009, 2010).

#### *Sackungsmasse Orello – I Dragoni*

Die Westflanke des Val Canaria unterhalb der Poncioni di Pontino ist ab Orello bis zum westlichen Kartengebietsrand oberhalb von Airolo tiefgründig bewegt (NATOLINO 1993, OPPIZZI 1994, SUPSI 2004a, GRAMIGNA 2006). Der Hang besteht vorwiegend aus steil nach Norden einfallenden Gesteinen der «Tremola-Serie». Aufgrund von zwei Bohrungen schätzt OPPIZZI (1994) die Mächtigkeit der instabilen Zone auf bis zu 200 m. Unmittelbar westlich des Kartengebietsrandes fand in dieser Zone am 28. Dezember 1898 der Bergsturz von Sasso Rosso, oberhalb Airolo, statt (Blatt 1251 Val Bedretto; s. z.B. FABBRO 1998b, VALENTI 1998). Die Sackungsmasse findet ihre nordöstliche Fortsetzung in der inaktiven Felsrutschung von Orello–Canaria, für welche mittels Reflektions- und Refraktionsseismik eine Gleitfläche in 100–140 m Tiefe bestimmt wurde (GRAMIGNA 2006).

#### *Zerrüttete Sackungsmasse von Rütan dei Sassi*

Diese zerrüttete Sackungsmasse im Gebiet der Sackungsmasse Orello – I Dragoni ist das Produkt einer jungen Felsrutschung, welche ausführlich von BEFFA (1993a), ANTOGNINI et al. (1995, 1996), GRAMIGNA (2006) und SENO & THÜRING (2006) beschrieben wurde. Sie liegt an der Westflanke des Val Canaria bei Rütan dei Sassi und umfasst ein Volumen von ca. 8 Millionen Kubikmeter.

Die Abrissnische liegt in den stark zerklüfteten Gesteinen der «Tremola-Serie». Die Rutschfläche selber befindet sich in Gesteinen der Trias (Dolomit, Rauwacke, Gips) und des Kalkglimmerschiefers. Die Felsrutschung ereignete sich in der Periode zwischen Spätherbst 1991 und Sommer 1992. Die Hauptbewegungen ereigneten sich von Mai bis Juni 1992 mit bis zu 50 cm pro Tag; nachfolgend wurden Bewegungen von noch rund einem Zentimeter pro Monat registriert. Die Ursachen der Felsrutschung sind komplex und umfassen eine Kombination von Hakenwurf in den Gesteinen der «Tremola-Serie» im Abrissbereich, Hydratation von Anhydrit zu Gips (mit Volumenzunahme), Lösung von Gips durch Wasser, Wasserinfiltration im stark zerklüfteten Abrissbereich und am Fels-Lockergestein-Kontakt, die starke Schneeschmelze im Frühjahr 1992 sowie fluviale Erosion des Hangfusses durch die Garegna.

### *Nordflanke des Valle Leventina*

Die Nordflanke des Valle Leventina zwischen Quinto und Chiggiogna stellt das grösste zusammenhängende Gebiet von gleitenden Massenbewegungen dar. Für die Erfassung der zahlreichen Hanginstabilitäten in dieser Region wurden die Arbeiten von BONNARD et al. (1990), BEFFA (1996), NOVERRAZ et al. (1998) und der SUPSI (2004a, 2007, 2009) konsultiert und durch eigene Luftbildinterpretationen ergänzt. Das grosse Gebiet wird durch tiefgründige Sackungsmassen (bzw. Felsrutschungen) gebildet, die teilweise stark zerrüttet sind und oberflächliche Rutschmassen enthalten. Die Abrissränder und Gleitflächen liegen vorwiegend in Gesteinen der Lucomagno-Decke, in den tieferen Regionen teilweise in Gesteinen der Leventina-Decke.

### *Sackungsmasse Quinto–Lurengo*

Diese 3,2 km lange und bis 2,5 km breite Sackungsmasse bewegte sich im Zeitraum von 1919 bis 1990 relativ langsam mit 3–6 mm pro Jahr (BEFFA 1996). Im unteren Teil bei Quinto ist jedoch ein Sackungskompartiment enthalten, das infolge von Starkniederschlägen im November 2002 reaktiviert wurde. Dieser aktivere Teil diente danach als Beispiel zur Erarbeitung von empirischen Modellen zur Definition von kritischen Niederschlagsmengen zur Auslösung von Hanginstabilitäten (THÜRING & MONTI 2005, SALVADÈ et al. 2007).

### *Zerrüttete Sackungsmasse von Osco und Sackungsmasse Calpiogna*

Die Hanginstabilitäten bei Osco und Calpiogna sind seit Anfang des 20. Jahrhunderts bekannt, wurden aber erstmals von DAL VESCO (1970) richtig interpretiert. Weitere Beschreibungen finden sich in BONNARD et al. (1990), NOVERRAZ et al. (1998), AMBROSI (2007), AMBROSI & STROZZI (2008) und STROZZI et al. (2013).

Die durchschnittliche Hangneigung beträgt  $27^\circ$ . An der Oberfläche treten vor allem Quartärablagerungen (Moränenmaterial und Hangschutt) mit vereinzelt, stark zerrütteten Gesteinspaketen auf. In den fluviatilen, bis 100 m tief eingeschnittenen Erosionsrinnen sind die versackten Felspartien aufgeschlossen. Die Gleitflächen liegen in beiden Fällen tief, in der zerrütteten Sackungsmasse von Osco in ca. 200 m, in der Sackungsmasse von Calpiogna ca. 300 m tief. Unterhalb der Abrissränder sind Nackentälchen häufig (Uomo del Prùch, All'Uomo, Pian Cavallo). Sie werden von AMBROSI et al. (2006), USTASZEWSKI & PFIFFNER (2008), USTASZEWSKI et al. (2008) und PFIFFNER (2009) als gravitative Brüche im Abschnitt unmittelbar oberhalb der aktiven Rutschmassen interpretiert (s. S. 147f.).

Die postglazialen Bewegungen wurden nach DAL VESCO (1970) und BONNARD et al. (1990) von der Erosion des Hangfusses durch den Tessin ausgelöst, wobei die ungefähr hangparallel verlaufenden Schieferungsflächen und glimmerreicheren Zwischenlagen des Leventina-Gneises im unteren Bereich die Bildung von Gleitflächen ermöglichten. Als zusätzlicher Faktor wird von DAL VESCO (1970) die Anwesenheit eines subvertikalen, WNW–ESE streichenden Kluftsystems angesehen. Die darüber liegenden Gesteine der Lucomagno-Decke rutschten zum Teil über dem darunter liegenden Leventina-Gneis ab, was die versackten Partien von Gesteinen der Lucomagno-Decke in tiefer gelegenen Regionen (z. B. 1220 m ü. M. bei Vigera) erklärt.

Die *zerrüttete Sackungsmasse von Osco* liegt im aktivsten instabilen (Felsrutschungs-)Gebiet. Die bisherigen Untersuchungen sind in AMBROSI et al. (2006) zusammengefasst. Die langfristigen durchschnittlichen Verschiebungen betragen rund 5 cm/a im oberen Abschnitt, ca. 2 cm/a im mittleren Abschnitt und etwas über 1 cm/a im unteren Abschnitt (Osco, Vigera, Freggio). Die Vertikalbewegungen betragen rund 5 bis 7 mm/a im mittleren Bereich bzw. zwischen 2,5 und 4,5 mm/a im unteren Bereich. In den Jahren 1987–1988 und 1993–1994 wurden die Bewegungen am Fuss der Instabilität durch Starkniederschläge beschleunigt und erreichten zwischenzeitlich Werte von 18–25 cm/a. Die Starkniederschläge vom August 1987 resultierten in einem Hochwasser, das einem 500-Jahre-Ereignis entspricht, und nach Schätzungen das Bett des Tessin durch die resultierende Erosion um mindestens 10 m tiefer legte. Dies reaktivierte eine lokale sekundäre Rutschzone (BONNARD et al. 1990). 1993–1994 verursachten die erhöhten Bewegungsbeträge beträchtliche Schäden. So erfuhr z. B. die Brücke der Kantonsstrasse über den Tessin (Koord. 2702.34/1149.58/793 m), mit einem Widerlager in der Massenbewegung und einem im ungestörten Leventina-Gneis, bedeutende Differentialbewegungen (horizontale Brückenbogenverkürzung um 106,5 mm in der Periode 1993–1994) und musste entsprechend repariert und gesichert werden.

Die *Sackungsmasse von Calpiogna* befindet sich in einem weit weniger aktiven Gebiet. Die Verschiebungen betragen durchschnittlich 0,5 bis 1 cm/a; lediglich im oberen Abschnitt sind sie etwas höher, jedoch mit 2–5 cm/a immer noch gering.

Obwohl die Massenbewegungen von Osco und Calpiogna im untersten Abschnitt gewöhnlich sehr langsam sind (0,4 bis 1,1 cm/a), birgt diese Region eine potentielle Gefahr, die im Extremfall ernsthafte Folgen haben könnte (Abdämmung des Tessin mit anschliessendem Dambruch und katastrophalen Überschwemmungen im Abstromgebiet). Aus diesem Grunde wird das Gebiet kontinuierlich überwacht.

### **Fels- bzw. Bergsturزابlagerungen**

An zahlreichen Orten kommen über das ganze Kartengebiet verstreut Fels- bzw. Bergsturزابlagerungen vor. Oft findet sich für diese Gebiete, die fast ausschliesslich aus grobem Blockschutt bestehen, bereits einen Hinweis in der topografischen Karte: Gana oder Sgrüssa sind Bezeichnungen für Bergsturz im lokalen Dialekt. Nicht überall wo diese Dialektnamen vorkommen, handelt es sich aber um Fels- bzw. Bergsturزابlagerungen. Nachfolgend sind einige gut dokumentierte Fels- bzw. Bergsturزابlagerungen beschrieben:

- Sgrüssa del Lambro, Ostflanke des Pizzo del Lambro: Mehrere Abrissnischen unmittelbar südöstlich des Pizzo del Lambro befinden sich im quarzreichen Glimmerschiefer bis quarzitischen Zweiglimmergneis mit Granat der Simano-Decke, nahe des Kontakts zu den triassischen Metasedimenten. Das Bergsturzmaterial bildet zu einem grossen Teil den gemischten Schuttkegel bei Piumogna. Nach FRANSIOLI (2002) ereigneten sich die ersten dokumentierten Bewegungen 1890–1891, und das erste grössere Sturzereignis fand am 14. August 1894 statt. Weitere Felsstürze ereigneten sich periodisch nach Starkniederschlägen. Das letzte grössere Sturzereignis war im September 1987.
- Ruina di Ce, Ostflanke des Val Canaria: Nach LAVIZZARI (1863) ereignete sich der Bergsturz im April 1846. Der Abrissrand befindet sich im Kalkglimmerschiefer der «Bedretto-Zone»; die Abrissnische ist von Airola aus gut sichtbar.
- Sotto Corte, Ostflanke des Val Canaria: Der Bergsturz bei Sotto Corte war bereits Anfang des 19. Jahrhunderts aktiv (FABBRO 1998a). Das bedeutendste Sturzereignis erfolgte im Oktober 2009. Dabei lösten sich ca. 300 000 Kubikmeter Gips und Anhydrit und stürzten zu Tal (Fig. 8). Der Bergsturz und die umfangreichen Überwachungsmassnahmen sind in AMBROSI et al. (2010, 2012) – dort jedoch unter der Bezeichnung Bergsturz von Ce – beschrieben. Beim Ereignis von 2009 wurde die Garegna mit Bergsturzmaterial überdeckt und der Wasserfluss verändert (s. S. 158). Das Bergsturzgebiet von Sotto Corte birgt ein beträchtliches Risikopotential: Ein grösserer Bergsturz könnte einen temporären Damm bilden, der bei zunehmendem Wasserdruck bersten könnte. In der Folge hätte eine katastrophale



Fig. 8: Bergsturزابlagerung des Sturzereignisses bei Sotto Corte von 2009. Foto M. Antognini, 2009.

Flut ein enormes Zerstörungspotential für die wichtigen Infrastrukturachsen im Valle Leventina (AMBROSI et al. 2012). Die Genese des Bergsturzes von Sotto Corte wird in FABBRO (1998a) und AMBROSI et al. (2010, 2012) diskutiert. Hauptursachen sind Spannungsentlastungen (Umwandlung von Anhydrit zu Gips) mit Kluftbildung und Lösung von Gips durch Niederschlagswasser, Starkniederschläge und Schneeschmelze, Karsterscheinungen und die Erosion des Hangfusses durch die Garegna.

### **Schneehaldenmoränenwälle**

Schneehaldenmoränenwälle bilden sich am äusseren Rand von Schneefeldern, die bis weit in den Sommer hinein Bestand haben. An der Front des Schneefeldes wird Schutt abgelagert, welcher gravitativ über das Schneefeld transportiert wurde. Die Schneehaldenmoränenwälle im Gebiet des Atlasblattes liegen zwischen 2200 und 2500 m ü.M., häufig an nordexponierten Hängen oder geschützten Lagen mit geringer Sonneneinstrahlung. Ein gut ausgebildeter Schneehaldenmoränenwall befindet sich westlich des Pizzo Tom (Koord. 2694.50/1155.89).

### **Hangschuttkegel, Hangschuttschleier, Hangschutt**

Ausgedehnte Flächen des Kartengebiets sind mit Hangschutt bedeckt. Weite Teile der steilabfallenden Hänge unterhalb von Felswänden sind mit Hangschuttschleiern überzogen. Hangschuttkegel treten untergeordnet am Fuss von Felsrinnen auf. Unstrukturierter Hangschutt kommt vorwiegend in den tieferliegenden Regionen vor und besteht vielfach aus nur über kurze Distanz transportiertem, feinkörnigerem Verwitterungsschutt und Moränenmaterial.

### **Gemischte Schuttkegel: Bach-, Murgang- Lawinen- und Hangschutt**

Die meisten gemischten Schuttkegel werden durch Bach-, Murgang- und Hangschutt gebildet. Im Valle Santa Maria kommen zwischen dem Lukmanierpass und Acquacalda vier grosse gemischte Schuttkegel vor. Einer davon liegt am Fuss des Vallone di Casaccia. Er bildet den Kegel (Radius ca. 500 m) eines klassischen Wildbachkomplexes (BINGGELI 1961) mit halbtrichterförmigem Erosionstrichter (der sich 300 m tief in den Triasgesteinen der Talflanke eingeschnitten hat) im Einzugsgebiet und einem ca. 700 m langen Ablaufkanal. In dieser aktiven Zone werden regelmässig grosse Sedimentmengen umgelagert. Aus diesem Grunde wird die Lukmanierpassstrasse im aktiven mittleren Kegelabschnitt durch eine Galerie geführt.

An einigen Orten verfrachten periodisch wiederkehrende Lawinenabgänge Material aus dem Einzugsgebiet der gemischten Schuttfächer in deren Ablagebereich. Ein Beispiel eines lawinengeprägten gemischten Schuttfächers liegt im Schüttungsgebiet des Ri del Dragone zwischen Airolo und Valle.

Ein gemischter Schuttkegel mit aussergewöhnlich hohem Anteil an Sturzblöcken und Felssturzmaterial befindet sich bei Piumogna am Fuss der Ostflanke des Pizzo del Lambro. Die Alphütten und das Kirchlein San Giovanni (aus dem 17. Jahrhundert), die im untersten Kegelbereich liegen, wurden z.T. völlig zerstört oder sind nur noch als Ruinen vorhanden.

### **Bachschuttkegel**

Im Gebiet von Atlasblatt Ambri-Piotta kommen grosse Bachschuttkegel ausschliesslich an den Talflanken des Valle Leventina vor. Von Piotta bis Rodi bilden sie vorwiegend einzelne Fächer, während sie zwischen Polmengo und Chiggiogna lateral ineinander übergehen und eine zusammenhängende Sedimentschürze formen. Die grossen Bachschuttkegel im Valle Leventina sind heute alle vegetationsbedeckt und in den Regionen Rodi-Fiesso und Faido siedlungs-technisch relevant. Kleinere, aktivere Bachschuttkegel kommen vereinzelt über das Gebiet des Atlasblattes verstreut vor, so z.B. am Passo dell'Uomo oder bei Campo Solario.

### Sümpfe und Torfmoore

Im Kartengebiet kommen zahlreiche Sumpf- und Mooregebiete vor. Als Torfmoor wurden in der Regel Übergangsmoore erfasst, die den Übergang zwischen Flach- und Hochmooren darstellen. Die übrigen Feuchtgebiete wurden als Sumpf ausgewiesen. Die Sumpf- und Mooregebiete liegen hauptsächlich in Mulden im Moränenmaterial. In wenigen Fällen liegen sie in felsigen, vom Gletscher modellierten Depressionen (z.B. Pinett, rund 700 m südlich des Lago Ritóm). Rund die Hälfte der Feuchtgebiete liegt in Höhen zwischen 1900 und 2000 m ü. M., die andere Hälfte liegt in niedrigeren, weit variableren Höhenlagen verteilt. Eine Besonderheit stellen schwimmende Wiesen im Torfmoor am Motone di Garzonera (Koord. 2694.08/1150.76) dar (COTTI et al. 1990). Insgesamt sind 18 Sumpf- und Mooregebiete im Gebiet des Atlasblattes von nationaler oder kantonaler Bedeutung.

Die Palude della Bedrina (Koord. 2702.47/1148.78) ist das am besten geschützte (VETTERLI 2003) und untersuchte Übergangsmoor (ZOLLER 1960, TORONI 1964, KÜTTEL 1977, ZOLLER & SELLDORF 1988, COTTI et al. 1990). Es besteht aus drei separaten Übergangsmooren, die sich im Zuge der Verlandung von kleinen Seen mit tonigen Böden gebildet haben. Das Normalprofil ist nach COTTI et al. (1990) wie folgt, von oben nach unten:

- Torfmoos (*Sphagnum* sp.) – ca. 20 cm;
- Seggentorf – ca. 250 cm;
- Torfmoos – ca. 80 cm;
- halbverfauter Schlamm (tonige Gytja) – 80 cm;
- blauer Ton – bis zu 1,5 m.

Dank dem sehr guten Erhaltungszustand der im Torf eingeschlossenen Baumpollen konnte eine detaillierte Chronostratigraphie aufgestellt werden (Tab. 5).

Detaillierte pollenanalytische und geochronologische Untersuchungen der Palude della Bedrina und zur Problematik der «Piottino-Schwankung» (Jüngere Dryas) sind in BASTIN (1980) und KÜTTEL (1997) enthalten.

### Rezente Alluvionen

Grosse Alluvialebenen prägen das Valle Leventina. Kleinere Vorkommen von rezenten Alluvionen finden sich entlang des Brenno und kleineren Bachläufen (z.B. Ri dei Calcestri) sowie als Füllungen von einzelnen, kleinräumigen glazigenen Becken (z.B. Alpe Campolungo).

Die Talfüllungen des Valle Leventina werden randlich von Bachschuttfächern überlagert und sind in weiten Teilen durch künstliche Aufschüttungen bedeckt. Durch widerstandsfähige Gesteine der Lucomagno- und Leventina-Decke

**Tab. 5: Chronostratigraphische Gliederung der letzten 16 ka BP, basierend auf Baumpollenanalysen aus dem Torf der Palude della Bedrina. Aus COTTI et al. (1990).**

Spätglazial	seit 15,8 ka BP	Rückzug des Eises der Letzten Eiszeit
	12,4 – 11,8 ka BP	Rückkehr der Birke, der Gemeinen Kiefer und der Arve
	11,8 – 10,3 ka BP	Erneuter Gletschervorstoss, Bildung der Moräne von Piottino
Endglazial	10,3 – 9,5 ka BP	«Piottino-Schwankung» (ca. 10 ka BP); Rückkehr der Laub- und der thermophilen Bäume
	9,5 – 6,0 ka BP	Wiederbewaldung mit Laubmischwald und Rückkehr der Weisstanne
Postglazial	6,0 – 5,0 ka BP	Rückkehr der Eiche, der Buche und der Fichte

in der Stalvedro- bzw. Piottinoschlucht sind die Talfüllungen in drei Abschnitte gegliedert. Der westlichste Abschnitt bei Airolo ist im Gebiet des Atlasblattes komplett mit Ausbruchmaterial des Gotthard-Bahntunnels bedeckt. In den beiden anderen Abschnitten sind die Alluvialebenen mehrere Kilometer lang und einige hundert Meter breit. Das Gefälle beträgt 1,3 % im mittleren Abschnitt und 2 % im östlichen Abschnitt. Über die Mächtigkeit der Beckenfüllungen sind keine Angaben vorhanden. Aufgrund von Bohrungen liegt die Felsoberfläche im Bereich der grösseren Alluvialebenen jedoch mehr als 45 m unter Terrain. Im mittleren und östlichen Abschnitt wurden in Bohrungen lakustrische Sedimente angetroffen. Die Oberfläche der lakustrischen Sedimente liegt im mittleren Abschnitt zwischen 926 und 956 m ü.M. bei Ambri bzw. Dazio Grande. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 8 und 24 m. Im östlichen Abschnitt und dessen südöstlicher Fortsetzung nach Lavorgo bis zum Bergsturz von Chironico erstrecken sich die lakustrischen Sedimente über eine Länge von ca. 5 km (davon ca. 2,7 km im Gebiet von Blatt Ambri-Piotta) mit einer Mächtigkeit von 22–30 m. Die Oberfläche der lakustrischen Sedimente liegt hier im Bereich zwischen 626 und 642 m ü.M. In einer Bohrung bei Cavienna, ca. 220 m südlich des Kartengebiets (Koord. 2706.92/1145.79), wurden in den lakustrischen Sedimenten in einer Tiefe von 38 m Holzreste gefunden. <sup>14</sup>C-Datierungen dieser Holzreste ergaben Alter zwischen 15 und 13,5 ka cal BP, was gleichzeitig einem Minimalalter des Bergsturzes von Chironico gleichkommt (ANTOGNINI & VOLPERS 2002).

### **Künstlich verändertes Gelände**

Bedeutende künstliche Umgestaltungen des Geländes erfolgten einerseits für den Bau von grossen Sportplätzen (bei Faido und westlich von Madrano) sowie im Rahmen der Grossbaustelle Faido des Gotthard-Basistunnels im Gebiet von Polmengo.

### **Künstliche Auffüllungen, Aufschüttungen**

Künstliche Auffüllungen und Aufschüttungen sind in Zusammenhang mit den zahlreichen Stollen- und Tunnelbauten, dem Ausbau der Gotthard-Hauptverkehrsachsen (Eisenbahn und Autobahn) und zum Schutz vor Naturgefahren entstanden. Nachfolgend sind einige der Standorte aufgelistet:

- Airolo: Ausbruchmaterial des Südlozes des Gotthard-Bahntunnels (1872–1882).
- Vigna und Croce, zwischen Airolo und Valle (Koord. 2690.6/1154.1): ca. 300 m langer Schutzdamm vor Lawinen und Blockstürzen aus dem Einzugsgebiet des Ri del Dragone, 2005 erbaut.
- Ponte della Vicinanza, Polmengo di Sopra und bei Vignascia: drei grössere Aufschüttungen (z.T. wahrscheinlich temporär, mit der Möglichkeit eines späteren Rückbaus als Baustoffe) von Ausbruchmaterial aus dem Teilabschnitt Faido des Gotthard-Basistunnels.

## TEKTONIK

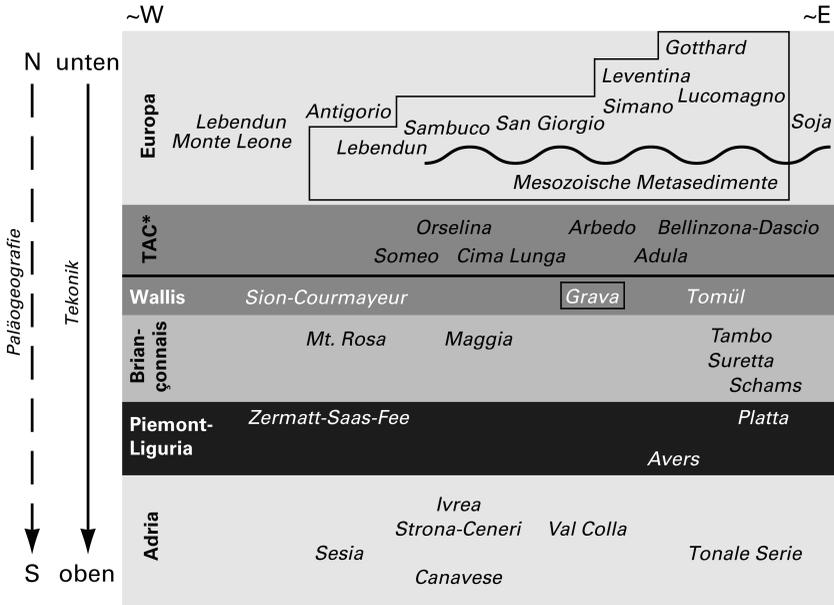
### Einführung

Das Atlasblatt Ambri-Piotta liegt an der Nordwestecke der Geologischen Spezialkarte 127 Tectonic and Petrographic Map of the Central Lepontine Alps von BERGER & MERCOLLI (2006) und am Südrand der Geologischen Spezialkarte 128 Structural Map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps von PFIFFNER et al. (2010). Die entsprechenden Erläuterungen sind in BERGER et al. (2007) und PFIFFNER (2011) veröffentlicht. Diese Karten stellen den aktuellen Kenntnisstand der Region dar und zeigen die Interpretation der tektonischen Gegebenheiten nach den neusten wissenschaftlichen Konzepten. Obwohl mehrere Aspekte dieser Arbeiten noch kontrovers sind, werden die tektonischen Verhältnisse im Gebiet des vorliegenden Atlasblattes weitgehend nach diesen Arbeiten beschrieben. Zudem wird auf die darin enthaltene, umfangreiche Literatur hingewiesen.

In Figur 9 sind die im Kartengebiet auftretenden tektonostratigraphischen Einheiten im Gesamtkontext der zentralen Lepontinischen Alpen dargestellt.

Zu diesen Einheiten kann folgendes gesagt werden:

- Mit Ausnahme der Grava-Decke werden alle tektonischen Einheiten im Gebiet des Atlasblattes paläogeografisch dem europäischen Kontinentalrand zugeteilt. Die Kerne bestehen aus polymetamorpher kontinentaler Kruste (Altkristallin) und sind mit Resten von mesozoischen Sedimenten verknüpft.
- Die Grava-Decke wird dem Wallis-Trog zugerechnet. Das Meeresbecken des Wallis-Trogs trennte im Späten Jura den europäischen Kontinent im Norden vom Mikrokontinent des Briançonnais im Süden. Die Grava-Decke wird im Kartengebiet nicht als eigenständige Decke ausgeschieden (s. S. 66ff.) und ist nur auf der Tektonischen Karte des Gebiets von Atlasblatt Ambri-Piotta und Umgebung 1:100 000 (Taf. I) dargestellt.
- Eine wesentliche Neuinterpretation bei BERGER et al. (2007) ist die Auftrennung der Maggia-Einheit in die Sambuco-Einheit (bisher «Sambuco- und Rodi-Teillappen») im Norden und die Maggia-Decke (entspricht der Maggia-Querzone) im Süden. Die Sambuco-Einheit wird dem Südrand Europas und die Maggia-Querzone der Briançonnais-Schwelle zugerechnet. Das Nordende letzterer Einheit liegt etwa 5 km südlich der Grenze zum Gebiet von Atlasblatt 73 P. Campo Tencia. STECK (2008) und STECK et al. (2013) unterscheiden ebenfalls die Sambuco-Einheit und die Maggia-Querzone, interpretieren diese jedoch als Klippen und ordnen beide Einheiten paläogeografisch dem europäischen Kontinentalrand zu.



\*TAC: tectonic accretion channel (tektonischer Akkretionskanal)

Fig. 9: Tektonostratigraphische Einheiten im Gebiet von Blatt Ambri-Piotta (schwarz umrahmt) im Kontext der zentralen Lepontinischen Alpen. Nach BERGER et al. (2007).

Die Einheiten, die mit dem Wallis-Trog in Verbindung stehen, werden als Nordpenninikum oder Unterpenninikum bezeichnet. MILNES (1974) hat die penninischen Einheiten in Untere und Obere Penninische Einheiten unterteilt und die Bezeichnung «subpenninischer Komplex» für den darunter liegenden Bereich eingeführt, welcher die Verbindung zwischen den penninischen und den helvetischen Einheiten darstellt. TRÜMPY (1980) hat diesen Bereich als «infrapenninische Einheiten» bezeichnet. Nach PFIFFNER et al. (2010) und PFIFFNER (2011) stellen diese Einheiten (Lucomagno- und Leventina-Alt-kristallin) das kristalline Substrat der süd- und ultrahelvetischen Sedimente dar.

Im strukturellen Sinn werden die Einheiten als Decken (liegende Falten, Recumbent Folds) betrachtet. Diese bestehen – vereinfacht ausgedrückt – aus einem Kern aus Orthogneis, einem Mantel aus Paragneis und einer Hülle mesozoischer Metasedimente. Die mesozoischen Metasedimente werden als die trennenden Elemente der Decken betrachtet. Aufgrund der unklaren Kriterien für die Definition und Abgrenzung der einzelnen Decken schlug WENK (1956) die Be-

zeichnung «Lepontinische Gneissregion» vor, welche die oben genannten Decken der europäischen Domäne zusammenfasst. Von MILNES (1974) wurde die Bezeichnung der nördlichen Steilzone (Northern Steep Belt) eingeführt. Diese Zone ist durch ein steiles Einfallen der Schieferung charakterisiert und umfasst den nördlichen Teil der Lucomagno- und den südlichen Teil der Gotthard-Decke. Die Steilstellung dieser Zone ist jünger als die Deckenbildung (s.u.). Die Zone verläuft ungefähr in Ost-West-Richtung und bildet den Nordrand der Tessiner Kulmination («Tessinkulmination» nach PREISWERK 1921; nach MERLE et al. 1989 auch «Tessiner Dom» bzw. «Tessiner Subdom» genannt); der Südrand wird durch die südliche Steilzone (Southern Steep Belt), früher auch als «Wurzelzone» bezeichnet, an der Grenze zu den Südalpen gebildet. Die Grenze zur westlich gelegenen Toce- (oder Simplon-)Kulmination wird durch die Nord–Süd streichende Maggia-Querzone (Maggia Steep Zone) eingenommen. Die Interpretation dieser Zone ist kontrovers (s. hierzu GRUJIC & MANCKTELOW 1996, MAXELON & MANCKTELOW 2005, BERGER et al. 2007, STECK 2008, STECK et al. 2013). Im Gebiet des Atlasblattes umfasst die Tessiner Kulmination die tektonischen Einheiten Leventina, Lucomagno, Simano, San Giorgio, Sambuco und das Lebindun-Ostende.

Eine Übersicht der wichtigsten Syn- und Antiformen im Gebiet des Atlasblattes ist in Figur 10 gegeben.

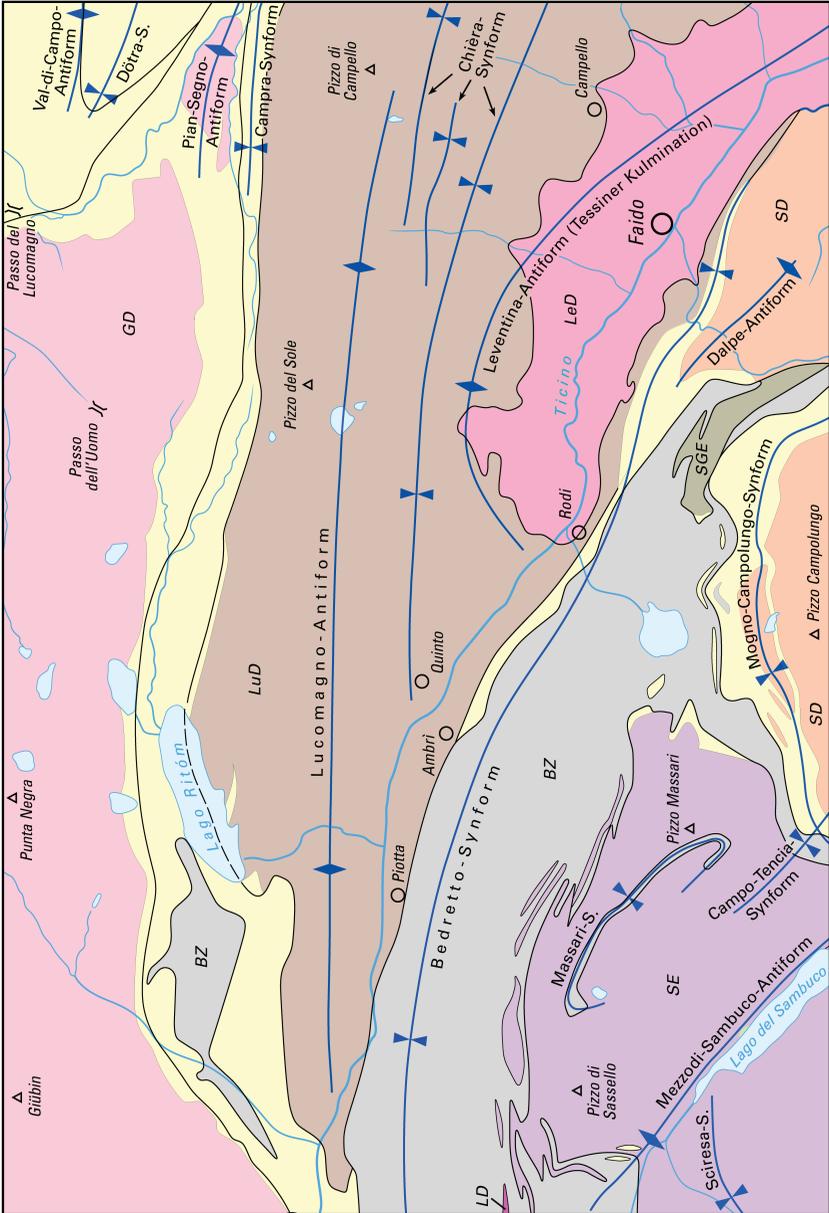
## **Tektonische Einheiten**

Die helvetischen, ultrahelvetischen und penninischen Decken des Lepontins bestehen aus präalpinem Grundgebirge und lokal aus dessen sedimentärer Bedeckung. Das Grundgebirge umfasst in der Regel drei Gruppen:

- Polymetamorphes Kristallin, d. h. Gesteine, die von zwei oder mehr orogenen Zyklen erfasst wurden: hauptsächlich migmatitische Gneise, metasedimentäre Gneise (Paragneise) und Amphibolite.
- Ältere frühpaläozoische Metagranitoide.
- Jüngere spätpaläozoische Metagranitoide.

### ***Gotthard-Decke***

Der Südrand der Gotthard-Decke nimmt die NW-Ecke des Kartengebiets ein und stellt das nördlichste und zugleich tiefste tektonische Element des Gebiets dar. Die Gotthard-Decke ist auf das nördlich angrenzende Aar-Massiv aufgeschoben und wird deshalb als Decke und nicht mehr als Massiv betrachtet (z. B.



BERGER et al. 2007). MERCOLLI et al. (1994a, b) haben die präalpine Evolution des polyzyklischen Grundgebirges basierend auf der Detailkartierung von STEIGER (1962) modellartig beschrieben und die folgenden vier Einheiten aufgestellt:

- Grundgebirgseinheit des «Proto-Gotthards» (prä-Mittelordovizium): Diese Einheit wurde von den Protolithen des Streifengneises intrudiert. Die Grundgebirgseinheit umfasst Gesteine, die von mindestens drei orogenen Zyklen erfasst wurden (Ordovizium, Karbon und Tertiär, d. h. panafrkanisch, variszisch und alpin). Die alpine Metamorphose (untere Amphibolitfazies) hat in diesem südlichen Bereich der Gotthard-Decke die früheren Mineralparagenesen stark überprägt. Im Gebiet des Atlasblattes kommen folgende Einheiten vor: Sorescia-Gneis, Corandoni-Zone und «Giubine-Serie». NUNES & STEIGER (1974) haben Alter für verschiedene Gneistypen der Grundgebirgseinheit ermittelt, die den präoberordovizischen Ursprung der sedimentären und magmatischen Protolithe bestätigen. Spätere metamorphe Ereignisse sind durch permokarbone Alter belegt.
- Streifengneis: Der Streifengneis entstand aus spätordovizischen Granitoiden. Seine Zusammensetzung variiert von Granit über Granodiorit bis Quarzmonzonit. Die charakteristische Streifung der leukokraten Bänder (millimeter- bis zentimetermächtig) stammt aus der starken Deformation der ursprünglich grobkörnigen Textur der Granitoide; porphyrische Bereiche wurden zu Augengneisen deformiert. Altersbestimmungen ergaben ein kaledonisches Alter zwischen 453–419 Ma (s. S. 24). Diese Altersbestimmungen bestätigen das relative Alter aus den Feldbeobachtungen: Die Granitoide sind in ältere metamorphe Einheiten intrudiert und wurden später ihrerseits von variszischen Granitoiden durchdrungen.
- Mittelpaläozoische Metasedimente (Silur–Devon): Diese Metasedimente umfassen eine heterogene Serie aus Gneis, Glimmerschiefer bis -phyllit, teils Hornblende führend, und untergeordnet Quarzit sowie Marmor. Diese heterogene Gesteinsabfolge wurde von STEIGER (1962) als «Tremola-Serie» mit drei Zonen (Pontino-Zone, Sasso-Rosso-Zone und Nelva-Zone; s. S. 26) definiert. Nach STEIGER (1962) wurden die Protolithe (Sedimente und untergeordnet basische Tuffe) von zwei metamorphen Ereignissen (beide untere Amphibolitfazies) erfasst: der variszischen Metamorphose und der späteren

---

Fig. 10: Strukturgeologische Übersichtskarte von Blatt Ambri-Piotta mit den relevanten Syn- und Antiformen. Schwarze Linien markieren den Verlauf von Schuppen- und Deckengrenzen. Triassische Metasedimente (inkl. Nufenen-Piora-Frodalera- und Scopi-Zone) sind in Gelb dargestellt. Tektonische Einheiten von Norden nach Süden: GD = Gotthard-Decke; LuD = Lucomagno-Decke; LeD = Leventina-Decke; BZ = «Bedretto-Zone»; LD = Lebendun-Decke; SGE = San-Giorgio-Einheit; SE = Sambuco-Einheit; SD = Simano-Decke.

alpinen Überprägung. Entsprechend postulierte STEIGER (1962) ein mittelpaläozoisches Mindestalter für die Protolithe.

- Spät- bis postvariszische Granitoide: Die spät- bis postvariszischen Granitoide enthalten die zwei Intrusivkörper des Cristallina-Granodiorits und des Medel-Granits (s. S. 29ff.). Sie schneiden diskordant die Ost–West streichenden Einheiten der älteren lithostratigraphischen Einheiten. Altersbestimmungen an Zirkonen ergaben Intrusionsalter von  $305 \pm 25$  Ma für den Protolith des Cristallina-Granodiorits (GRÜNENFELDER 1963) und von  $290 \pm 20$  Ma für den Protolith des Medel-Granits (GRÜNENFELDER 1962).

Eine Übersicht der Altersbestimmungen an Gesteinen der Gotthard-Decke ist in SCHALTEGGER (1994) enthalten.

Das Kristallin des Südrandes der Gotthard-Decke und die angrenzenden mesozoischen Metasedimente zeigen ein nordwärtiges Einfallen (s. Profile 1 u. 2, Taf. II). Sie bilden den Südteil der bereits an der Wende vom 18. zum 19. Jahrhundert beobachteten Fächerstruktur der Gotthard-Decke (z.B. schön dargestellt auf der «Lamina 1» von DE GIMBERNAT 1804).

### *Mesozoische Bedeckung*

Wie im Unterkapitel Triassische Metasedimente (S. 77ff.) dargelegt, ist eine Trennung der autochthonen von den parautochthonen Serien am Südrand der Gotthard-Decke schwierig. Im Bereich des Atlasblattes fehlt die autochthone Bedeckung fast vollständig. Diese wurde nach BAUMER (1964, S. 62) durch den Vorschub der Lucomagno-Decke von der ultrahelvetischen (parautochthonen) Sedimenthülle abgeschert und nach Norden verdrängt. Der Abscherhorizont muss im Inneren der evaporitischen Triasgesteine gelegen haben.

Reste von autochthoner Bedeckung sind an wenigen Lokalitäten durch das Auftreten des Serizitquarzits der Mels-Formation im Kontakt zum Kristallin der Gotthard-Decke nachgewiesen (z.B. Alpe Croce und an der Ostflanke des Val Canaria).

### *Leventina-Decke*

Der Kern der Tessiner Kulmination (auch als Leventina-Antiform bezeichnet, z.B. MAXELON & MANCKTELOW 2005) wird über eine Länge von rund 35 km zwischen Rodi-Fiesso im Nordwesten und Claro im Südosten von der Leventina-Decke eingenommen. Dies ist die tektonisch tiefste Einheit, die entlang des Valle Leventina und des Val Riviera aufgeschlossen ist. Der nordwestlichste Abschnitt der Leventina-Decke reicht ca. 8 km ins Gebiet des Atlasblattes hinein. Er besteht aus Leventina-Gneis, einem leukokraten granitischen Gneis mit verschiedenen textuellen Variationen. Die granitische Intrusion ist variszischen Alters (s. S. 35).

Die Schieferung streicht NW–SE und fällt generell mit 10–25° nach Südwesten ein. An der Nordfront beträgt das Einfallen 30–45°. Die Untergrenze des Leventina-Gneises ist nicht bekannt. Bei den von HISS (1975) beschriebenen Anhydritlinsen aus der Bohrung Biaschina, nordwestlich von Giornico, handelt es sich nicht um die Untergrenze der Leventina-Decke, sondern um Zwischenlagen im Granitgneis.

Die Textur des Leventina-Gneises ist im tiefsten Bereich vorwiegend flasefrig und weist selten porphyrtartige Partien auf. Mit zunehmender Höhe zum Dach hin nimmt die Intensität der alpinen Deformation zu, und entsprechend ändert die Textur zu einer schiefbrig-lagigen Ausprägung. Die schiefbrig-lagige Varietät ist im frontalen Bereich (westlich des Valle di Freggio) zudem gefältelt (s. auch S. 36). Im bis zu 200 m mächtigen Dachbereich führte die duktile Deformation zudem zur Mylonitisierung (s. S. 152f.). Einzelheiten zur alpinen tektonometamorphen Entwicklung der Leventina-Decke sind in RÜTTI et al. (2008) enthalten.

#### *«Dachquarzit» und Kalzitmarmor*

Der «Dachquarzit», das stratigraphisch höchste Element der Leventina-Decke, wurde u. a. von BOSSARD (1925) und NIGGLI et al. (1936) als Metaquarzit der Frühen Trias interpretiert. Gemäss diesen Autoren bildet der Quarzit zusammen mit dem Marmor von Freggio (s. S. 33) die mesozoische Trennung zwischen der Leventina- und der Lucomagno-Decke bzw. zwischen der Leventina- und der Simano-Decke (STECK et al. 2013). NIGGLI et al. (1936) postulierten einen magmatischen Ursprung des Quarzits – als ultrasaures Differentiationsprodukt. Gemäss I. Mercolli (schriftl. Mitt. 2013) ist eine magmatische Differentiation aufgrund des hohen Quarzgehalts jedoch nicht möglich und der graduelle Übergang vom Leventina-Gneis zum «Dachquarzit» möglicherweise als Verwitterungsprofil zu deuten. Die deckentrennende Funktion des Quarzits ist fraglich. BIANCONI (1971), MILNES (1976) und ETTER (1992a) vertreten die Meinung, dass die Leventina- und Lucomagno-Einheit eine einzelne Decke – die Lucomagno-Leventina-Decke – bilden, wobei der Leventina-Gneis den Orthokern und die Lucomagno-Schiefer und -Gneise die Parahülle im klassischen Sinne darstellen. PREISWERK et al. (1934) führten die Bezeichnung Lucomagno-Leventina-Decke bereits in der tektonischen Kartenskizze 1:750 000 in der Geologischen Spezialkarte 116 Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Blenio-Tal ein. Ob die Leventina- und Lucomagno-Einheit zusammen eine Decke formen oder ob sie getrennte Decken bilden, kann nicht abschliessend beantwortet werden, da die Untergrenze der Leventina-Gneise nicht bekannt ist. Gegen eine Lucomagno-Leventina-Decke sprechen die teilweise intensiven Mylonitisierungserscheinungen (Anzeichen für Deckengrenzen) im Übergangsbereich von der Leventina- zur Lucomagno-Decke (s. S. 152f. sowie Atlasblatt 73 P. Campo Tencia u. KELLER 1968) und von der Leventina- zur Simano-Decke weiter im Süden (RÜTTI et al. 2005).

Als ein anderes deckentrennendes Element zwischen der Leventina- und der Lucomagno-Decke wurde der Kalzitmarmor (s. S. 32f.) betrachtet (BOSSARD 1925, S. 506, 1929b S. 68, NIGGLI et al. 1936, S. 50, PREISWERK et al. 1934). Die Genese der Kalzitmarmorlinsen innerhalb des Leventina-Gneises ist umstritten. BIANCONI (1971, S. 16) vermutet, dass es sich um das Ergebnis autometasomatischer Prozesse im granitischen Magma handelt (Karbonatisierung infolge einer nennenswerten Zufuhr von Kohlensäure, im Sinne von BARTH et al. 1960). Nach ETTER (1992a) sind die Linsen als karbonatische Einschaltung, wie sie auch anderswo im Leventina-Gneis und in den penninischen Decken vorkommen, zu interpretieren und haben keinen deckentrennenden Charakter.

### *Zentrale Zwischenlage von Chironico–Faido–Piottino*

Die Bedeutung der Zentralen Zwischenlage von Chironico–Faido–Piottino ist umstritten. In der Geologischen Spezialkarte 116 Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Blenio-Tal (PREISWERK et al. 1934) ist sie als «basische Zone» im Granitgneis ausgeschieden. Sie teilt den Leventina-Gneis in zwei subhorizontale Bereiche. CASASOPRA (1939, S. 574ff.) ist der erste, der die Zentrale Zwischenlage von Chironico–Faido–Piottino beschreibt. Er bezeichnet das obere Paket als «Lobo di Gribbio» und betrachtet es als parautochthon. Die Zwischenlage trennt das obere, parautochthone Paket vom unteren, autochthonen Leventina-Gneis. In der Literatur hat die Zwischenlage kaum Beachtung gefunden. Sie ist fast ausschliesslich auf der rechten Talseite aufgeschlossen, wo sie eine Mächtigkeit von ca. 80 bis 120 m aufweist. Sie besteht hauptsächlich aus Granatglimmerschiefer bis -gneis (ähnlich den Granat führenden Schiefen und Gneisen der Lucomagno- und der Simano-Decke) und untergeordnet aus Zweiglimmer-Albitgneis, Amphibolit und Muskovitquarzit. Aufgrund der stratigraphischen Lage postuliert CASASOPRA (1953, S. 511) ein prämesozoisches Alter für diesen Quarzit, den er eindeutig zu den Deckengesteinen zählt. Die Mylonitisierung ist lediglich im südlichen Abschnitt (Val d'Osadigo, Chironico–Gribbiasca, Blätter 1272 P. Campo Tencia und 1273 Biasca) charakteristisch, während sie nach Norden allmählich verschwindet (CASASOPRA 1939, S. 578).

KELLER (1968, S. 13) bezeichnet die Zentrale Zwischenlage als «Grenzzone zwischen Leventina-Gneisskörper und Campo-Tencia-Masse». Auf dem Atlasblatt 73 P. Campo Tencia (KELLER et al. 1980) wird sie als «Verschiefterte Paragneisse mit tektonischen Linsen der überfahrenen Einheit (Dach des Leventina-Gneisses)» ausgeschieden. Beide Interpretationen sind zumindest für die Vorkommen im Gebiet des vorliegenden Atlasblattes nicht zutreffend, da der Leventina-Gneis über der Zentralen Zwischenlage Mächtigkeiten von 200 bis 400 m aufweist und die Gesteinsabfolge der Leventina-Decke stets mit dem «Dachquarzit» abschliesst. Es handelt sich also um eine echte «Zwischenlage».

Unbestritten ist, dass es sich bei der Zwischenlage um eine präalpine Paraseerie (mit basischen Einschlüssen) des Grundgebirges handelt. Strukturell stellt sie möglicherweise eine flachliegende, nach Westen offene, isoklinale Synform innerhalb des Leventina-Gneises dar, wie von CASASOPRA (1939, S. 677) postuliert. Aufgrund der Erkenntnisse aus dem Gotthard-Basistunnel (Profil 2, Taf. II) und dem Zugangstollen Faido (Profil 3, Taf. II) wird die Zwischenlage als eine von mehreren, z.T. hypothetischen, flachliegenden Synformen von Lucomagno-Alt-kristallin interpretiert, welche «Loben» von Leventina-Gneis trennen (s. Profile 3 u. 4, Taf. II). Bei dieser Interpretation schliesst die Synform der Zentralen Zwischenlage ungefähr entlang der Achse des Valle Leventina bzw. nordöstlich davon. Die Faltenachse streicht Nordwest–Südost, und die Achsenebene fällt schwach nach Südwesten ein. Die Bildung hätte demnach in der Deformationsphase  $D_1$  (s. S. 134ff.) als Folge einer nach West–Südwest gerichteten Transversalüberschiebung stattgefunden, wie bereits von CASASOPRA (1939, S. 692) vermutet. Eine ähnliche Struktur ist aus dem Gebiet von Bosco/Gurin bekannt (s. MERLE et al. 1989, Fig. 9), wo eine Verdoppelung des Antigorio-Gneises mit einer nach Westen gerichteten Überschiebung erklärt wird.

### *Lucomagno-Decke*

Die Lucomagno-Decke liegt über der Leventina-Decke und ist die tektonische Einheit mit der grössten Ausdehnung im Kartengebiet. Im Norden wie auch im Süden werden die Gesteine der Lucomagno-Decke von den Formationen der ultrahelvetischen und penninischen Trias überlagert. An der rechten Talflanke des Valle Leventina dünnen die Triasgesteine und die der Lucomagno-Decke (Alt-kristallin von Prato-Cornone nach BIANCONI 1971) nach Südosten aus. Danach steht die Lucomagno-Decke im südöstlichsten Abschnitt des Kartengebiets (im Gebiet Valbona, nördlich der Motta di Gribbio) zum Teil in direktem Kontakt mit Gesteinen der Simano-Decke und wird zum Teil von diesen durch den Mylonit bei Ogiöra (s. S. 152f.) getrennt. Auf der linken Talseite sind die basalen Gneise der Lucomagno-Decke über eine Länge von rund 5 km und über eine Mächtigkeit von bis zu ca. 400 m leicht bis mässig mylonitisiert.

Es wird allgemein angenommen, dass die Protolithe der Gesteinseinheiten des polyzyklischen Grundgebirges ein proterozoisches Alter aufweisen (s. S. 45f.). Die schwach bogenförmige Schieferung (von Westen nach Osten: Streichen WSW–ENE, E–W, WNW–ESE) zeigt im südlichen Abschnitt ein leichtes N- bis NNE-geneigtes Einfallen, entsprechend der Lage auf der N- bis NNE-Flanke der Leventina-Antiform. Im nördlichen Abschnitt wird das Einfallen durch die Chièra-Synform steilgestellt bis überkippt. Diese Struktur wurde von MILNES (1976) erkannt und später von ETTER (1992b) im Detail untersucht. Es handelt sich um

eine Rückfaltung der Deformationsphase  $D_4$ , wobei die Nordflanke mit steil nordwärts einfallender Schieferung der nördlichen Steilzone (Northern Steep Belt) von MILNES (1976) entspricht.

### *Mesozoische Bedeckung*

Reste autochthoner Sedimentbedeckung sind nur sehr vereinzelt vorhanden (z.B. bei Pos Carorescio) und teilweise unter Tage in Sondierbohrungen oberhalb des Gotthard-Basistunnels, wie auch im Basistunnel selbst, nachgewiesen (s. Profil 2b, Taf. II). Der Grossteil der sedimentären Bedeckung wird durch allochthone mesozoische Sedimente gebildet. An der nördlichen Front der Lucomagno-Decke sind es die Gesteine der Nufenen-Piora-Frodalera- und der Scopi-Zone, welche die Abgrenzung zur Gotthard-Decke darstellen. Im südlichen Teil bilden die Metasedimente der Triaszone von Rodi-Ogiòra die Trennung zwischen der Lucomagno-Decke und der «Bedretto-Zone» bzw. der Simano-Decke. Vollständige Profile durch die Triaszone von Rodi-Ogiòra sind nur zwischen Pian d'Òrt und Ogiòra aufgeschlossen. In diesem Gebiet existiert ein symmetrischer Aufbau mit Serizitquarzit der Mels-Formation am Kontakt zu Kristallingesteinen der Lucomagno- bzw. der Simano-Decke, gefolgt von verschiedenen Dolomitmarmoren und Rauwacke (z.T. brekziös) im Zentrum (s. BIANCONI 1971, S. 42 ff.). Dieser Aufbau erscheint zunächst als Synklinale bzw. Synform mit einer nach Südosten einfallenden Achsenebene. Wahrscheinlicher ist jedoch, dass es sich um zwei getrennte Triasserien handelt: eine normale Serie über der Lucomagno-Decke und eine überkippte Serie, die unter der Simano-Decke zu liegen kam. Die Simano-Decke wurde möglicherweise entlang einer Überschiebungsfäche innerhalb der Rauwacke, welche sich zwischen den beiden Serien befindet, auf die Lucomagno-Decke geschoben. Eine indirekte Bestätigung dieser Interpretation ist der Übergang der auskeilenden triassischen Metasedimente in die südöstlich anschliessende Mylonitzone bei Ogiòra (s. S. 152 f.).

### *Scopi-Zone*

Die Scopi-Zone stellt die frontale Partie einer von Süden an die Gotthard-Decke angeschobene Sedimentplatte dar. Sie bildet mit dem Pizzo del Corvo die höchste Erhebung auf dem Gebiet von Atlasblatt Ambri-Piotta. Die mächtige mitteltriassische bis frühjurassische Gesteinsabfolge zeigt generell ein steiles nordwärtiges Einfallen, wobei die Stgir-Formation stark disharmonisch verfault ist (s. BAUMER 1964, Profil 1, Taf. II). Strukturell wird die Scopi-Zone der Deformationsphase  $D_4$  zugeordnet. Nach WIEDERKEHR et al. (2008) ist die Scopi-Zone Teil des Subpenninikums. PFIFFNER et al. (2010) und PFIFFNER (2011) interpretieren die Scopi-Zone jedoch als ehemalige Sedimentbedeckung der ultrahelvetischen Lucomagno-Leventina-Decke.

### *Nufenen-Piora-Frodalera-Zone*

Die Nufenen-Piora-Frodalera-Zone grenzt in der NE-Ecke des Kartengebiets südlich an die Scopi-Zone und bildet westlich davon über das gesamte Gebiet die Trennung zwischen der Gotthard- und der Lucomagno-Decke. Die Abgrenzung zwischen den autochthonen und parautochthonen Serien ist schwierig und nirgends klar dokumentiert. Die bevorzugten Abscherhorizonte liegen in der Rauwacke und bildeten sich vor allem in deren evaporitischem Vorgänger, dem Anhydrit (HERWEGH & PFIFFNER 1999, S. 85). Die Abgrenzung zwischen den einzelnen Zonen (Nufenen-Zone, Piora-Zone, Frodalera-Zone) ist ebenfalls problematisch, da keine Unterscheidungskriterien definiert oder im Feld makroskopisch sichtbar sind. Die ungefähre Grenze zwischen der Piora-Zone und der westlich angrenzenden Nufenen-Zone kann bei Bosco di Ravirò gesetzt werden, wo die Lucomagno-Decke nach Westen auskeilt. Im Osten geht die Piora-Zone vermutlich im Gebiet von Laraset in die Frodalera-Zone über. Den weitaus grössten Teil der Nufenen-Piora-Frodalera-Zone macht die Piora-Zone aus. Diese erstreckt sich über ca. 15 km von West nach Ost und wurde im Rahmen des Gotthard-Basistunnelbaus bezüglich ihrer Tiefenausdehnung und lithologischen Zusammensetzung eingehend untersucht.

### *Erkundung der Piora-Zone im Untergrund*

Die Piora-Zone wurde während der Projektierung und vor dem Ausbruch des Gotthard-Basistunnels anhand von mehreren Bohrungen erkundet. Es wurde befürchtet, dass wasserführender zuckerkörniger Dolomit im Gotthard-Basistunnel auftritt und bei der mächtigen Überlagerung und entsprechend hohem Druck zu schwerwiegenden technischen Problemen führen könnte.

Die Tiefbohrung Gana Bubaira (1964–1965 durchgeführt) lieferte noch keine klaren Ergebnisse (s. S. 181). Die Bohrung musste aus technischen Gründen rund 50 m oberhalb des Tunnelniveaus abgebrochen werden. Das Auftreten der Piora-Zone auf Tunnelniveau konnte weder bestätigt noch ausgeschlossen werden. Es wurde prognostiziert, dass die Piora-Zone nördlich der Tiefbohrung verläuft und steil nach Norden einfällt (DAL VESCO 1965) und dass sie im steilen Nordschenkel der Chièra-Synform liegt (ETTER 1992a). Diese Prognosen erwiesen sich als grundsätzlich korrekt (s. Profil 2, Taf. II). Der Vortrieb des Sondierstollens Polmengo und die Bohrungen, die aus dessen Front ausgeführt wurden, brachten weitere Erkenntnisse (s. S. 183f.). Auf dem Niveau des Sondierstollens trat u. a. zuckerkörniger Dolomit in einer wassergesättigten, schwimmenden und unter hydrostatischem Druck stehenden Einheit auf. Bei den nach unten geneigten Bohrungen wurde festgestellt, dass auf dem Niveau des Gotthard-Basistunnels kein zuckerkörniger Dolomit mehr auftritt, sondern eine Wechselagerung von kompaktem Dolomit und grobkörnigem Anhydrit ohne Wasser und

mit einer effektiven Mächtigkeit von ca. 90 m. Die Grenze dieser zwei Zonen muss ca. 200 m oberhalb des Niveaus des Gotthard-Basistunnels liegen und wird mit einem hypothetischen, wasserundurchlässigen «Gipshut» erklärt (s. Profile 2 u. 2b, Taf. II). Die Befunde der Sondierungen wurden durch den problemlosen Vortrieb des Gotthard-Basistunnels durch die Piora-Zone (mit einer scheinbaren Mächtigkeit von rund 150 m) in beiden Tunnelröhren weitgehend bestätigt.

Die Untersuchungen haben gezeigt, dass die Piora-Zone keine einfache Synklinalzone ist, wie auch von SCHMID (1998) vermerkt. Bereits die seismischen Untersuchungen (FREI & PFIFFNER 1991, Fig. 2) hatten darauf hingedeutet, dass sich das steile, nach Norden gerichtete Einfallen der Piora-Zone bis unter das Tunnelniveau fortsetzt. Dies deutet darauf hin, dass die Metasedimente der Piora-Zone eine Deckentrennung zwischen der Gotthard- und der Lucomagno-Decke darstellen. Insbesondere die Anhydritanteile reduzierten die Festigkeit dieses Sedimentpaketes während der alpinen Gebirgsbildung. Als Folge wirkte die Piora-Zone als Abscher- und Gleithorizont bei der Überschiebung des Lucomagno-Alt-kristallins auf das Gotthard-Alt-kristallin. SCHMID (1998, S. 4) definiert «[...] die Piora-Zone als nach Norden einfallende und infolge Rückfaltung überkippter Deckentrenner zwischen der Leventina-Lucomagno- und der Gotthard-Decke. Die Rückfaltung der Stirn beider Decken, inklusive des Deckentrenners (d. h. der Piora-Zone), erfolgte erst nach dem Höhepunkt der lepontinischen Metamorphose, vermutlich im Frühen Miozän».

Die Geologie der Piora-Zone ist in ANTOGNINI (2012) zusammengefasst und die Geschichte ihrer langen geologischen und mineralogischen Erforschung in BIANCONI & PEDUZZI (2012) beschrieben.

### *Simano-Decke*

Die nördliche Partie der Simano-Decke ist im südöstlichen Teil des Kartengebiets aufgeschlossen. Sie reicht von der Motta di Gribbio im Osten bis zur Alpe Zaria im Westen und baut u. a. den Gebirgszug des Pizzo Campolungo auf. BIANCONI (1971) hat die Simano-Decke in deren nördlichen Frontbereich in zwei Alt-kristallin-Einheiten unterteilt:

- Gribbio-Einheit: Die Gribbio-Einheit macht den tieferen, östlichen Teil der Simano-Decke aus und reicht bis zur Piumogna-Überschiebung im Val Piumogna. Sie bildet die Dalpe-Antiform (s. Fig. 10), die im Norden (im Liegenden) durch die Triaszone von Rodi–Ogiòra und den Mylonit bei Ogiòra von den Metasedimenten der darunter liegenden Lucomagno-Decke getrennt ist. Im südöstlichsten Abschnitt steht sie in direktem Kontakt mit dem Leventina-Gneis. Im Süden ist die Gribbio-Einheit von der darüber liegenden Campo-Tencia-Einheit durch Bündnerschiefer, die San-Giorgio-Einheit

und die Triaszone von Campolungo getrennt. Die Triaszone von Campolungo keilt rund 1 km südlich des Kartengebietsrandes bei Nedi (Blatt 1272 P. Campo Tencia) aus.

- Campo-Tencia-Einheit: Die Campo-Tencia-Einheit bildet den westlichen Teil der Simano-Decke und bildet in ihrem Frontbereich den Kern der Prévât-Synform (eine synformale Antiklinale). Die äusseren Bereiche der Synform werden vorwiegend von mesozoischen Gesteinen der Triaszone von Campolungo gebildet. Weiter im Süden geht die Campo-Tencia-Einheit in die NW–SE gerichtete Campo-Tencia-Synform über, welche während der Deformationsphase  $D_3$  gebildet wurde (GRUJIC & MANCKTELOW 1996, RÜTTI 2003).

Die Campo-Tencia-Einheit wurde im Gebiet zwischen der Triaszone von Campolungo und dem Pizzo Campolungo bzw. bis zum Lago di Morghirolo (Blatt 1272 P. Campo Tencia) von ALBISETTI (1999) und SOLDINI (2002) detailliert kartiert. In beiden Arbeiten wird das Altkristallin in der Prévât-Synform (zwischen der Trias von Campolungo und dem schmalen Triaszug vom Piz Prevadin – Leit) der Sambuco-Einheit (als «Maggia-Decke» bezeichnet) zugeteilt und lediglich das Altkristallin südlich des Piz Prevadin der Campo-Tencia-Einheit zugerechnet. Die Trennung wird aufgrund von kaum nachvollziehbaren lithologischen Unterschieden begründet. Diese Unterscheidung wurde ursprünglich von GRUJIC & MANCKTELOW (1996) vorgeschlagen. Sie wurde inzwischen jedoch bereits wieder verworfen (MAXELON 2004, MAXELON & MANCKTELOW 2005). Wie geochemische Analysen in ALBISETTI (1999, S. 62 ff.) zeigen, sind die Paragesteine der zwei vermeintlich getrennten tektonischen Einheiten geochemisch sehr ähnlich und weisen keine signifikanten Unterschiede auf.

Beide Einheiten der Simano-Decke bestehen fast ausschliesslich aus Metasedimenten (Glimmerschiefer und -gneis mit Granat, Staurolith und Disthen; im stratigraphisch höchsten Abschnitt quarzreich bis quarzitisch). Einschaltungen von möglichem Orthogneis sind nur im äussersten Südtail vorhanden. Linsige Amphibolitzüge (metamorphe basische Sills) sind selten. Nach BERGER et al. (2007) ist das Vorherrschen der Metasedimente im Nordteil ein Hinweis dafür, dass die Simano-Decke möglicherweise in zwei Teile getrennt ist: in einen nördlichen Frontbereich (den «Campo-Tencia-Lappen» nach NIGGLI et al. 1936), bestehend aus metasedimentären Gneisen und Schiefern, und in einen südlichen Bereich – ausserhalb des Kartengebiets gelegen – mit weit verbreiteten Metagranitoiden (Verzasca-Gneis, Atlasblatt 73 P. Campo Tencia). Der südliche Bereich mit kaledonischen bis variszischen Intrusionsalter (ALLÈGRE et al. 1974, KÖPPEL et al. 1981) wurde nach BERGER et al. (2007) über den nördlichen Frontbereich überschoben.



*Mesozoische Bedeckung: Triaszone von Pianmez*

Der südliche Triaszug im Gebiet östlich von Prato entspricht der mesozoischen Bedeckung der Gribbio-Einheit und wird in BIANCONI (1971) als Triaszone von Pianmez bezeichnet. Diese Zone ist ca. 1,8 km lang und trennt an ihrem südlichen Ende (beim oberen Piumogna-Wasserfall) das Altkristallin der Gribbio vom darüber liegenden Altkristallin der San-Giorgio-Einheit. An ihrem Westrand wird die Triaszone von Pianmez von Kalkglimmerschieferlagen überlagert und so vom Altkristallin von San Giorgio getrennt.

*Mesozoische Bedeckung: Triaszone von Campolungo*

Der Nordrand des Altkristallins von Campo Tencia ist von der Triaszone von Campolungo überlagert, die durch Verfallung eine scheinbare Mächtigkeit von bis zu ca. 300 m erreicht. Die Serie ist lokal von linsenförmigem, quarzitischem Metakonglomerat (vermutlich permischen Alters) unterlagert. Die Normalserie im Kerngebiet zwischen Pizzo del Lambro und Alpe Pianascio umfasst die Mels-, Röti- und Quarten-Formation und ist in BIANCONI (1971, S. 171 und Fig. 62) detailliert beschrieben.

Der komplexe, tektonische Aufbau der Triaszone von Campolungo ist an der spektakulären Dolomitfalte mit einem Kern aus Rauwacke zwischen Passo und Alpe Campolungo sichtbar (Fig. 11). Diese auffällige Faltenstruktur beschäftigte die Gelehrten des 19. und frühen 20. Jahrhunderts (z.B. DE DOLOMIEU 1801, VON FRITSCH 1873, S. 139 u. Fig. 20, Taf. IV, FRAAS 1892, S. 56). PREISWERK (1919 Fig. 1 u. Profile I, II u. III) interpretierte die Campolungofalte als «überkippte Tauchfalte» und erkannte somit als erster, dass der tektonische Bau des Campolungogebiets aus überkippten Faltenstrukturen («synformale Antiklinalen») – Synformen und «antiformale Synklinalen» – Antiformen) besteht.

Anhand von Detailkartierungen konnte BIANCONI (1971, S. 220 ff. und Taf. III) die tektonische Interpretation verfeinern. Das am besten aufgeschlossene und dokumentierte Profil zwischen Piz Prevadin und Pizzo Meda (BIANCONI 1971, Profil 4, Taf. III) enthält einen Komplex von vier Syn- und vier Antiformen. Die zwei südlichen Synformen (am Pizzo del Prèvat und unmittelbar südlich des Passo Campolungo) weisen einen Kern aus Campo-Tencia-Altkristallin auf. Der Kristallinkern der südlichsten Synform bildet einen ca. 2,3 km langen Keil, der an beiden Enden in die Luft austreicht; der Kristallinkern erreicht im Gebiet von Leit eine scheinbare Mächtigkeit von rund 500 m. Der Kern der Anti-

---

Fig. 11: Darstellung der triassischen Aufschlüsse im Gebiet zwischen Alpe und Passo Campolungo mit der spektakulären Campolungofalte. Aus BIANCONI (1971).

formen besteht meistens aus Rauwacke. Im Profil durch den Passo Cadonighino ist der Kern einer Antiform mit aufgeschlossenem Kalkglimmerschiefer belegt. Nach BIANCONI (1971, S. 223f.) ist der Verfallungsstil durch das Auftreten von Überschiebungsflächen in den Rauwackehorizonten zusätzlich beeinflusst; daraus resultierten zerscherte Falten.

Neuere Studien erkennen im klassischen Profil des Passo Campolungo fünf alpine Deformationsphasen (D<sub>1</sub> bis D<sub>5</sub>; s. S. 134ff.), wobei D<sub>2</sub> als wichtigste Phase angesehen wird und zur Faltenbildung führte (GRUJIC & MANCKTELOW 1996, Fig. 3a, b). Nach diesen Autoren handelt es sich um Sekundärstrukturen der Campolungo-Synform, welche heute als Mogno-Synform bekannt ist und mit der Molare-Synform korreliert wird (RÜTTI 2003, RÜTTI et al. 2005). Die Sekundärstrukturen werden von MAXELON (2004, S. 48f. und Fig. 17) und MAXELON & MANCKTELOW (2005, S. 199) als Parasitärfaalten erklärt. Am oberen Schenkel der Mogno-Synform bildeten sich demnach während der Deformationsphase D<sub>2</sub> kleinere komplexe Parasitärfaalten. Die schematische Entwicklung der Parasitärfaalten ist in Figur 12 dargestellt. Die Falten, die während der Deformationsphase D<sub>2</sub> gebildet wurden, entsprechen den vier Syn- und Antiformen von BIANCONI (s.o.). Daraus resultiert, dass die Sambuco- und die Simano-Einheiten denselben, um die Mogno-Synform herum verfalteten, tektonostratigraphischen Horizont darstellen und sie deshalb derselben Deckeneinheit s. str. angehören. Diese Interpretation stimmt mit BERGER et al. (2007) überein.

### *San-Giorgio-Einheit*

Die San-Giorgio-Einheit nimmt ein kleines Gebiet nördlich der Alpe Cadonigo zwischen dem Ri di Foch und der Piumogna ein. Der Grossteil der San-Giorgio-Einheit ist im Bündnerschiefer der «Bedretto-Zone» eingeschlossen und mit diesem teilweise tektonisch verschuppt. An der Westspitze bilden kleine Vorkommen triassischer Metasedimente die Grenze zur «Bedretto-Zone», und im Südwesten stellt die Triaszone von Campolungo die Abgrenzung zur Simano-Decke dar. Die östliche Begrenzung ist problematisch: westlich und östlich der Piumogna stehen Altkristallingesteine der San-Giorgio-Einheit bzw. der Simano-Decke an. BIANCONI (1971) vermutet deshalb, dass die zwei tektonischen Einheiten von einer Nord-Süd verlaufenden Überschiebung getrennt werden und eine Triaszone fehlt.

PREISWERK (1917) hat Ähnlichkeiten zwischen den metamorphen psammitischen bis pelitischen Sedimentgesteinen der San-Giorgio-Einheit und solchen der «Tremola-Serie» festgestellt und später die San-Giorgio-Einheit dem «Campotencia-Lappen» zugeordnet (PREISWERK 1918b, S. 61). Andere Autoren korrelieren die San-Giorgio-Einheit mit dem Lebendun-Soja-Altkristallin der Soja-Schuppe (EGLI 1966, S. 78ff.), oder der Lebendun-Decke (BURCKHARDT 1942,

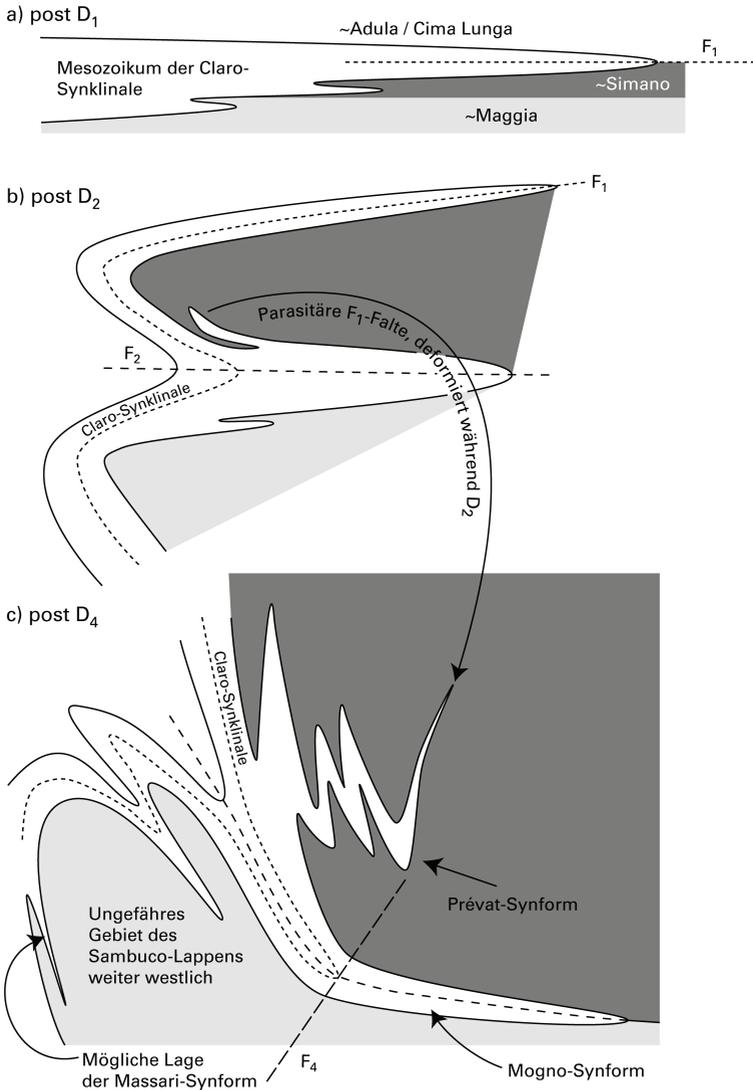


Fig. 12: Schematische Skizze der strukturellen Entwicklung zwischen der Front der Simano-Decke und der Sambuco-Einheit. Die komplizierte Faltenstruktur der Prévat-Synform entstand während der Deformationsphase  $D_2$ , ist aber massstabsbedingt nur in der Vergrößerung (c) dargestellt. Die Profile streichen ungefähr Nord-Süd. Aus MAXELON & MANCKTELOW (2005).

S. 141ff.; STAUB 1958, Taf. III). Weiter wurden von AMMANN (1963, 1973) lithologische Ähnlichkeiten mit einem permischen quarzreichen Chlorit-Plagioklasgneis mit Garbenstrukturen aus der Nara-Einheit beschrieben.

Das Alter der Kristallingesteine von San Giorgio ist unklar. Aufgrund der triassischen Bedeckung an der Westfront müssen die Kristallineinheiten prätriasisch sein. BERGER et al. (2007, S. 129) vermuten, dass es sich um klastische permische Serien des «Verrucano-Typs» (wie in der Soja-Schuppe) handelt, die dem Späten Paläozoikum der europäischen Domäne zugeordnet werden. Die Gesteine stellen demnach den Übergang zwischen polyzyklischem Grundgebirge und den Karbonatserien des Frühen Mesozoikums dar. Nach dieser Interpretation sind die klastischen Metasedimente monometamorph und nur von der alpinen Orogenese überprägt.

#### *Mesozoische Bedeckung*

Das Altkristallin von San Giorgio wird einzig an seiner Westspitze, im steilen Einschnitt des Ri di Foch, von einer 3 bis 20 m mächtigen Triasserie überlagert. Die Serie wird von BIANCONI (1971) als Triaszone von San Giorgio bezeichnet. Sie umfasst Dolomitmarmor und Rauwacke. PREISWERK (1917) erwähnt das Auftreten von Triasquarzit im Hangenden des Altkristallins bei Fisgiöch. Der Triasquarzit ist in der Geologischen Spezialkarte 116 Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Blenio-Tal (PREISWERK et al. 1934) dargestellt. BIANCONI (1971) konnte dieses Vorkommen jedoch nicht bestätigen; wahrscheinlich handelt es sich um quarzitischen Muskovitschiefer des Altkristallins.

#### *Lebendun-Decke*

Die östlichste Spitze der Lebendun-Decke reicht knapp 500 m in das Gebiet des Atlasblattes hinein, bevor sie auskeilt. Der einzige Aufschluss bei Varozzè (Koord. 2690.3/1150.7) besteht aus Metaarkose, die mit dem Kalglimmerschiefer der «Bedretto-Zone» verschuppt ist. Das Alter der Gesteine der Lebendun-Decke ist kontrovers. RODGERS & BEARTH (1960) interpretierten die Lebendun-Metakonglomerate und -psammite als flyschartige mesozoische Sedimente, die über dem Bündnerschiefer abgelagert wurden. Diese Interpretation wurde in der Geologischen Karte der Schweiz 1:500 000 (BWG 2005a) leicht modifiziert übernommen, während in der Tektonischen Karte der Schweiz 1:500 000 (BWG 2005b) die Lebendun-Decke als «kristalliner Deckenkern» betrachtet wird. Diese zweite Interpretation beruht vor allem auf der Arbeit von WENK & GÜNTHERT (1960), die aufgrund von Feldbefunden (Normalserie: Lebendun-Metasedimente – Triasquarzit und -dolomitmarmor – Bündnerschiefer) ein prätriasisches – möglicherweise permokarbones – Alter postulierten. Aufgrund der Parallelisierung mit der San-Giorgio-Einheit und der Soja-Schuppe erscheint ein permokarbones Alter plausibel. JOOS (1967) interpretiert die Lebendun-Decke als mächtige

Rückfaltung einer hauptsächlich psephtischen Serie, deren ursprünglicher Sedimentationsraum von einem spätpaläozoischen Ablagerungstrog am Südrand der Gotthard-Decke gebildet wurde. Für weitere Details zur paläogeografischen Stellung der Lebendun-Decke sei auf die Arbeit von GALLI et al. (2007) verwiesen.

### ***Sambuco-Einheit***

Die Sambuco-Einheit ist in der SW-Ecke des Gebiets von Atlasblatt Ambri-Piotta aufgeschlossen und baut den Gebirgszug zwischen Pizzo Massari und Pizzo di Corno auf. Östlich der Maggia und des Lago del Sambuco kommen vorwiegend polymetamorphe Para- und Orthogesteine vor. Auf der gegenüberliegenden Talflanke dominieren hingegen der Matorello-Granitgneis und Orthogneise. Mit wenigen Ausnahmen wird das Altkristallin der Sambuco-Einheit von den Gesteinen der «Bedretto-Zone» überlagert. Einzelne Schuppen der Sambuco-Einheit – bis zu 1,5 km lang und 300 m mächtig – finden sich innerhalb der «Bedretto-Zone» vor allem im Gebiet zwischen Pizzo Meda und Pizzo di Corno.

Der Kernbereich der Sambuco-Einheit wird durch einen Komplex, bestehend aus Amphibolit, Hornblendefels und dunklem Bändergneis, charakterisiert. Er wird von BERGER et al. (2007, S. 130) als das metamorphe Äquivalent einer ordovizischen Intrusivserie mit Hornblendit, Diorit, Tonalit und Granodiorit interpretiert. Darüber folgen Orthogneise und dunkelbrauner Zweiglimmer-Plagioklasgneis bis Glimmerschiefer. Die stratigraphisch höchsten Gesteinseinheiten der Sambuco-Einheit bilden quarzreiche Gesteine (ähnlich den höchsten Einheiten des Campo-Tencia-Altkristallins) und ein permokarboner Muskovit-Graphitschiefer. Der Matorello-Granitgneis, das dominante Gestein im Gebiet westlich der Maggia, stellt möglicherweise eine spätvariszische Intrusion dar, die während der alpinen Metamorphose komplett rekristallisierte (s. S. 63f.).

Traditionell wurde die Sambuco-Einheit zur Maggia-Decke gerechnet und als «Sambuco-Teillappen» bezeichnet. Der «Sambuco-Teillappen» markierte den östlichen, der «Rodi-Teillappen» den westlichen Teil der beiden löffelartigen Gebilde im nördlichen Bereich der Maggia-Decke. Die tektonostratigraphische Zuordnung der beiden Teillappen ist kontrovers. GRUJIC & MANCKTELOW (1996), RÜTTI (2003), MAXELON (2004), MAXELON & MANCKTELOW (2005) sowie GALLI et al. (2007) ordnen sie der Maggia-Decke zu, die zusammen mit der Simano-Decke eine tektonische Einheit (tektonostratigraphischer Horizont Maggia-Simano) bildet. BERGER et al. (2007) betrachten die beiden Teillappen als eine eigenständige Einheit (Sambuco-Einheit), die der paläogeografisch europäischen Domäne angehört. Die Sambuco-Einheit ist demnach von der weiter südlich gelegenen Maggia-Decke getrennt, welche von BERGER et al. (2007) der Briançonnais-Schwelle zugeordnet wird. Siehe zu diesem kontroversen Aspekt auch STECK (2008), BUSSIEN et al. (2011) und STECK et al. (2013).

*Mesozoische Bedeckung: Triaszone von Pizzo Meda – Cimetta Briolent*

Das Altkristallin der Sambuco-Einheit ist nur an der Südostfront durch eindeutig triassische Gesteine vom Bündnerschiefer der «Bedretto-Zone» getrennt. Diese triassischen Gesteine werden von BIANCONI (1971) auf Basis ihrer geografischen Verbreitung als Triaszone von Pizzo Meda – Cimetta Briolent bezeichnet. Die Triaszone ist in zwei Züge unterteilt: Leiarozza – Valle dei Cani im Nordosten und Pianascetti – Cimetta Briolent (Pkt. 2172 m ü.M.) im Südwesten. Diese entspricht der Triaszone der Nordflanke der Mogno-Synform. Die triassischen Einheiten wurden im Detail von BIANCONI (1971) beschrieben und von GUNZENREINER (1998) strukturgeologisch interpretiert. Die wesentlichen Charakteristiken sind:

- Im Gegensatz zur Triaszone von Campolungo kann aufgrund von starker tektonischer Zerschering und Verschuppung keine Normalserie aufgestellt werden. Die Verschuppung ist insbesondere im Gebiet Leiarozza ausgeprägt.
- Der permische Muskovit-Graphitschiefer weist stark schwankende Mächtigkeiten zwischen 0,5 und 25 m auf. Der Quarzit der Mels-Formation fehlt oft. Die Röti-Formation besteht aus Dolomitmarmor mit zahlreichen Varietäten; die Rauwacke hingegen fehlt komplett. Lateral diskontinuierlich kommen Metasedimente der Quarten-Formation vor.
- Die Quarten-Formation ist teilweise im basalen Bündnerschiefer eingeschuppt.
- An der Grenze zum Kalkglimmerschiefer tritt oft ein grobkörniger Kalzitmarmor auf. Das Alter des Kalzitmarmors ist fraglich (s. S. 69 ff.).
- In den westlichen Profilen (Passo und Valle dei Cani) treten Syn- und Antiformen der Deformationsphase D<sub>2</sub> auf, die lateral kaum korreliert werden können.
- Im Profil des Passo dei Cani ist eine nahezu spiralförmige Dolomitstruktur aufgeschlossen (s. BIANCONI 1971, Fig. 33, 36). PREISWERK (1920) vergleicht sie mit dem «Fließen des Dolomites wie flüssiges Magma». Diese Struktur wurde von GUNZENREINER (1998) als komplexe Interferenz von Falten der Deformationsphasen D<sub>1</sub>, D<sub>2</sub> und D<sub>3</sub> interpretiert.

**«Bedretto-Zone»**

Die «Bedretto-Zone» stellt die höchste tektonische Einheit im Kartengebiet dar. Sie bildet weite Teile der rechten Talflanke des Valle Leventina in der Fortsetzung der mächtigen Vorkommen des Val Bedretto. Die Bündnerschiefer wurden von PREISWERK (1918b) der «Synklinalzone Bedretto–Tremorgio» zugeord-

net, welche später in «Bedretto-Zone» umbenannt wurde (z.B. LABHART 2005). In welchem Kontext die Bündnerschiefer der «Bedretto-Zone» zu der nordöstlich gelegenen Grava-Decke stehen, ist unklar. PROBST (1980) erkennt im nördlichen Teil der «Bedretto-Zone» die Sosto-Schiefer der südwestlichen Grava-Decke. Ein Nachweis dieses Befunds wurde bisher aber nicht erbracht. Möglicherweise kann das isolierte Bündnerschiefervorkommen westlich des Lago Ritóm, welches den triassischen Metasedimenten der Nufenen-Piora-Frodalera-Zone aufliegt, aufgrund seiner Lage als Rest der Grava-Decke angesehen werden (s. Tektonische Karte des Gebiets von Atlasblatt Ambri-Piotta und Umgebung 1:100 000, Taf. I).

Innerhalb der Sambuco-Einheit treten Gesteine der «Bedretto-Zone» in der steilstehenden Massari-Teilmulde auf (RÜFFER 1990, S. 11 ff. und Fig. 2.5A). Es handelt sich um eine Synform der Deformationsphase  $D_2$ , die sich über eine Länge von ca. 3,5 km von Cascina di Lago bis zum Südfuss des Pizzo Massari erstreckt und eine maximale Mächtigkeit von rund 150 m erreicht (s. Fig. 10). An der südöstlichen Spitze der Massari-Teilmulde steht der Bündnerschiefer teilweise in Kontakt mit zentimetermächtigen Lagen aus stark tektonisierten Resten von Triasgesteinen (s. S. 80).

## TEKTONOMETAMORPHE ENTWICKLUNG

### Präalpine Entwicklungsgeschichte

Die präalpinen Metamorphosen sind in den Karten von FREY et al. (1999) und HANDY & OBERHÄNSLI (2004) zusammengestellt. Im Nordteil des Kartengebiets wurden die Gesteine der «Tremola-Serie» und jene nördlich davon – Streifengneis und Grundgebirgseinheiten des «Proto-Gotthards» – von mindestens zwei präalpinen Gebirgsbildungszyklen geprägt (z.B. MERCOLLI et al. 1994b, LABHART 2005, NIGGLI et al. 2008, VÖGELI et al. 2013). Die Gesteine wurden jedoch nachträglich bei der alpinen Gebirgsbildung wieder weitgehend umgewandelt. Eine Unterscheidung zwischen präalpinem und alpinem Mineralbestand ist schwierig, da der Grossteil der Minerale während der alpinen Metamorphose rekristallisiert ist oder sich neu gebildet hat.

Im Südteil des Gebiets von Atlasblatt Ambri-Piotta sind Anzeichen von präalpinen Orogenesen nur reliktsch vorhanden. Altersbestimmungen ( $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$  am Gesamtgestein sowie U/Pb an Zirkon) von Altkristallineinheiten der Lucomagno-Decke (1015, 625, 570 und 470 Ma; s. S. 45f.) und der Sambuco-Einheit (480–400 Ma; s. S. 61) zeugen von präalpinen Orogenesen. Zudem wurden möglicherweise polymetamorphe Granate in Metapeliten der Simano-Decke gefunden (S. 145). Die Datendichte der präalpinen Befunde ist jedoch zu gering, als dass eine systematische Entwicklungsgeschichte abgeleitet werden könnte.

### Alpine Entwicklungsgeschichte

#### *Alpine Deformationsentwicklung*

Die Alpen entstanden durch die Kollision zwischen dem europäischen Kontinent und der adriatischen Mikroplatte. Die alpine Deformationsentwicklung der zentralen Lepontinischen Alpen wird seit den Arbeiten von MILNES (1974, 1976) mit modernen strukturgeologischen Methoden intensiv untersucht. Für umfassende Zusammenstellungen und Literaturangaben über die bisherigen Untersuchungen, die Teile des Kartengebiets einbeziehen, sei auf die Arbeiten von GRUJIC & MANCKTELOW (1996), MAXELON (2004), MAXELON & MANCKTELOW (2005), RÜTTI et al. (2008) und STECK (2008) verwiesen. Eine Korrelationstabelle der inhomogenen Nomenklatur der Deformationsphasen findet sich in GRUJIC & MANCKTELOW (1996, S. 496). Dabei werden u.a. die Arbeiten von CHADWICK (1965, 1968; Lucomagnogebiet), SIBBALD (1971; Val Piora), MILNES (1974, 1976; zentrale Lepontinische Alpen), PROBST (1980; Bündnerschiefer des nördlichen Penninikums), SIMPSON (1982; nördlicher «Lappen» der Maggia-Decke)

und THAKUR (1973; nördliche penninische Zone und südliche Gotthard-Decke) berücksichtigt. Eine weitere Gegenüberstellung der unterschiedlich benannten Deformationsphasen (u. a. für die Gotthard- und Grava-Decke sowie die Piora-Frodalera- und Scopi-Zone) ist in VÖGELI et al. (2013, S. 120) enthalten. Obwohl einige Autoren bis zu sieben Deformationsphasen beschreiben (z. B. STECK 2008), sind gegenwärtig drei alpine Hauptdeformationsphasen (hier als  $D_1$ ,  $D_2$  und  $D_4$  bezeichnet) akzeptiert. Nachfolgend sind die drei Hauptdeformationsphasen kurz charakterisiert und die Strukturen von zwei weniger penetrativen Deformationsphasen ( $D_3$  und  $D_5$ ) erwähnt. Die wichtigsten Syn- und Antiformen im Gebiet von Blatt Ambri-Piotta sind in der Strukturkarte (Fig. 10) dargestellt.

Wie in PFIFFNER (2009) zusammengefasst, wurden zuerst die Sedimente des Wallis-Trogs von ihrem kristallinen Substrat abgeschert, nach Norden verfrachtet und aufeinander gestapelt ( $D_1$ ). In einem zweiten Schritt wurde das Kristallin von der Unterkruste abgeschert und ebenfalls nach Norden geschoben und aufgestapelt ( $D_2$ ). Diese Vorgänge begannen im Südpenninikum im Mittleren Eozän, setzten sich diachron nach Norden fort und erfassten das Helvetikum im Oligozän. In der Region von Blatt Ambri-Piotta begann dieser Zyklus im Späten Eozän und reichte bis ins Oligozän. Eine dritte Hauptdeformationsphase ( $D_4$ ) fand im Miozän statt und ist durch eine Rückfaltung mit Steilstellung des Südrandes der Gotthard-Decke und der Stirn der Lucomagno-Decke verknüpft (Chièra-Phase).

Während der ältesten Hauptdeformationsphase ( $D_1$ ) bildeten sich Isoklinalfalten in allen Massstäben mit einer achsenebenenparallelen Foliation. Die  $D_1$ -Strukturen sind meist nur noch reliktsch in Falten und Schieferungen erkennbar, so zum Beispiel in der schiefbrig-lagigen, gefältelten Varietät des Leventina-Gneises, wo die Fältelung nach RÜTTI (2003, Fig. 2.3b) eine Interferenz von  $D_1$  und  $D_2$  darstellt.  $D_2$  war die bedeutendste Deformationsphase in den zentralen Lepontinischen Alpen. Die Deformationsphase  $D_2$  zeichnet sich für die meisten heute sichtbaren Strukturen verantwortlich. Während  $D_2$  bildeten sich gross- und kleinmassstäbliche Isoklinalfalten (s. Fig. 12) mit penetrativer Schieferung und Streckungslinearen in Südost-Nordwest-Richtung. Dabei wurden die älteren Strukturen weitgehend verwischt. Die regional vorherrschende Schieferung im gesamten Lepontinischen Dom geht auf die Deformationsphase  $D_2$  zurück (z. B. WENK 1955). Ebenfalls in diese Phase gehören die Bildung der Mogno-(Campolungo-), der Massari- und der Prèvat-Synform. Die jüngste der drei Hauptdeformationsphasen ( $D_4$ ) hatte u. a. grossräumige synformale Verbiegungen und eine Steilstellung (Bildung der nördlichen Steilzone) der älteren Strukturen zur Folge. Die bekannteste Rückfaltung dieser Phase bildet die komplexe Chièra-Synform (ETTER 1992b), welche durch die Rücküberschiebung des Aar-Massivs und der Gotthard-Decke entstanden ist (MARQUER 1990). Weitere Strukturen der Chièra-Phase stellen die Val-di-Campo- und die Pian-Segno-Antiform sowie die Dötra- bzw. Campra-Synform in der Nordostecke des Kartengebiets dar.

Die Deformationsphasen D<sub>3</sub> und D<sub>5</sub> haben weniger penetrative Strukturen hinterlassen. Während D<sub>3</sub> formten sich offene und aufrechte Falten, welche schräg zur Hauptstressrichtung des Orogens verlaufen (GRUJIC & MANCKTELOW 1996). Hierzu gehören die Leventina- und die Mezzodi-Antiform sowie die Campo-Tencia-Synform. Die Deformationsphase D<sub>5</sub> manifestiert sich im Gebiet des Atlasblattes nur noch geringfügig mit kleinräumigen Chevron- und Kinkfalten. Anzeichen von D<sub>5</sub> finden sich in Strukturen der Triaszone von Pizzo Meda – Cimetta Briolent (GUNZENREINER 1998).

### *Alpine Metamorphose*

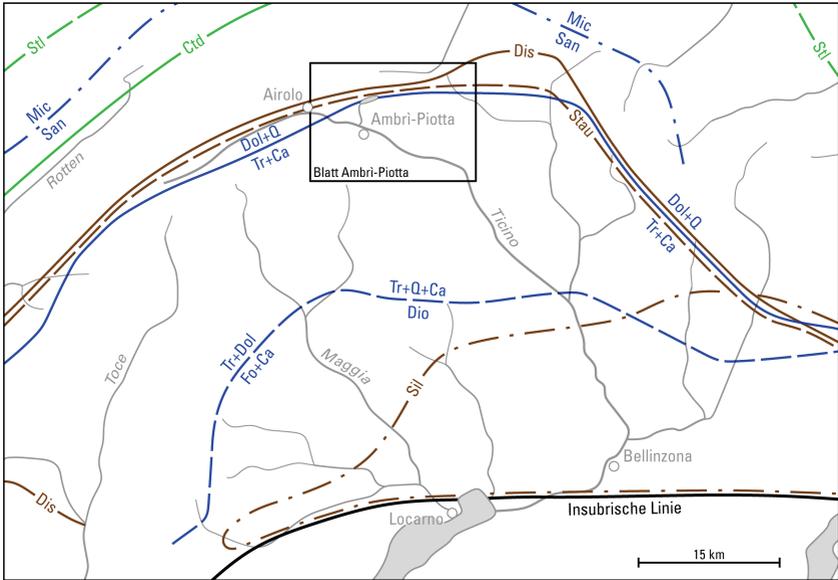
Die Intensität der alpinen Metamorphose nimmt im Gebiet des Atlasblattes von Norden (obere Grünschieferfazies) nach Süden (Amphibolitfazies) zu (u.a. FREY et al. 1974, 1999, ENGI et al. 2004 sowie darin angegebene Literatur). Nachfolgend sind die einzelnen Aspekte der alpinen Metamorphose erläutert.

#### *Mineralzonen und Mineralparagenesezonen*

Einige alpine Mineralzonen und Mineralparagenesezonen sind in Figur 13 nach TROMMSDORFF (1966, 1980) und ENGI et al. (2004) dargestellt. Dabei wurden auch die Daten von NIGGLI (1960, 1970) und NIGGLI & NIGGLI (1965) berücksichtigt. Die Zonengrenzen widerspiegeln die Lage des Lepontinischen Wärmedoms. Ein ähnliches Bild ergibt die Verteilung des Anorthitgehalts im Plagioklas sowohl in der Paragenese Kalzit-Plagioklas (WENK 1962) als auch in der Paragenese Hornblende-Plagioklas in Amphiboliten (WENK & KELLER 1969). Bereits aus diesen Arbeiten ist bekannt, dass die Grenzen der Mineralzonen die tektonostratigraphischen Grenzen diskordant schneiden.

Die bedeutendste Zonengrenze mit den Mineral- und Paragenesegrenzen Disthen-in, Staurolith-in, Auftreten von Tremolit und Kalzit (aus Dolomit und Quarz) verläuft im nördlichen Teil von Blatt Ambri-Piotta, ungefähr entlang der Linie Airolo – Lukmanierpass/Alpe Pertusio (Fig. 13). Diese Grenze entspricht annähernd dem erstmaligen Auftreten von Skapolith führenden Paragenesen in den mesozoischen (karbonatischen) Gesteinen, wie bereits von TROMMSDORFF (1966) erwähnt (KUHN 2004 und KUHN et al. 2005 geben dafür fälschlicherweise eine ca. 8 km weiter südlich gelegene Grenze an).

Die oben genannte Grenze definiert die Trennung zwischen der Grünschieferfazies im Norden und der Amphibolitfazies im Süden (im Allgemeinen: Chloritoid-aus/Staurolith-Disthen-in) und wurde u.a. von FREY (1967) beschrieben. Sie wurde in der Gegend des Lukmanierpasses von FOX (1975, Fig. 2) anhand von metapelitischen Proben aus basalen Gesteinen der Stgir-Formation untersucht. Dabei wurden vier in Figur 14 dargestellte Mineralzonierungen beobachtet. Die Zonen mit Staurolith (ohne Granat; Zonen 2 u. 3) stimmen gut mit der Staurolith-



Ungefähre Grenzen des ersten Auftretens (in) bzw. des Austretens (aus) von:

— — — — — Stl	Stilpnomelan-aus (Stl)	————— Dis	Disthen-in (Dis)
————— Ctd	Chloritoid-in (Ctd)	- - - - - Stau	Staurolith-in (Stau)
		- · - · - · - Sil	Sillimanit-in (Sil)

Ungefähre Mineralparagenesegrenzen:

————— Dolomit + Quarz (Dol + Q)		————— Skapolith-in
————— Tremolit + Kalzit (Tr + Ca)	≈	
————— Tremolit + Quarz + Kalzit (Tr + Q + Ca)	≈	————— Tremolit + Dolomit (Tr + Dol)
————— Diopsid (Dio)		————— Forsterit + Kalzit (Fo + Ca)
————— Mikroklin (Mic)		
————— Sanidin (San)		

Fig. 13: Übersicht über einige alpine Mineralzonen und Mineralparagenesezonen in den Lepontinischen Alpen. Zusammengefasst nach TROMMSDORFF (1966, 1980) und ENGI et al. (2004).

Isograde von NIGGLI (1970) überein. Nach FOX (1975) fallen die beschriebenen Isograden mit mindestens 35° nach Norden ein. Dies belegt die bereits genannte Diskordanz zu den tektonostratigraphischen Grenzen.

In der Zone südlich der Grünschiefer-Amphibolitfazies-Grenze treten in den Metapeliten die für die Amphibolitfazies typischen Paragenesen, wie z. B. Muskovit-Biotit-Stauroolith-Granat, Muskovit-Biotit-Stauroolith-Disthen und Muskovit-Biotit-Stauroolith-Disthen-Granat auf. Dazu kommen immer Quarz und lokal Plagioklas oder Turmalin vor. Der Granat ist vielfach almandinreich (KELLER 1968, RÜTTI 2003, S. 51, FOX 1975, S. 556).

Basierend auf der Rekristallisation von Feldspäten im Medel-Granit und im Crystallina-Granodiorit setzt MERZ ARREAZA (1989) den Übergang von der Grünschiefer- zur Amphibolitfazies weiter im Norden, rund 3 km nördlich des Lukmanierpasses. Diese Grenze fällt mit der Kalifeldspat-Diskontinuität von Tief- zu Hoch-Mikroclin der präalpinen Kalifeldspäte der undeformierten Granitproben zusammen.

#### *Druck- und Temperaturbedingungen sowie Deformationsphasen*

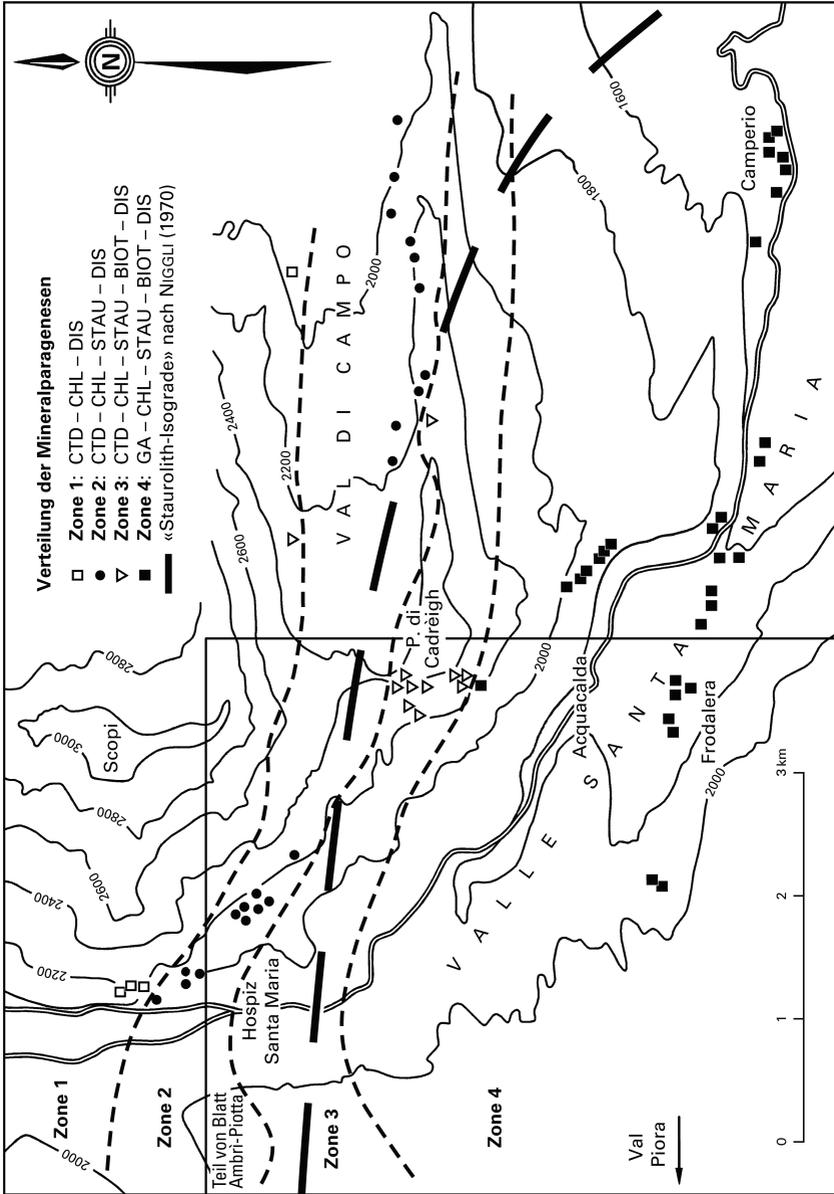
Nach ENGI et al. (2004, S. 160) kann die alpinmetamorphe Entwicklung in den Zentralalpen auf Basis von petrographischen und geochronologischen Untersuchungen in drei diskrete Phasen unterteilt werden:

- Hochdruck-Metamorphose (Eozän): Relikte der alpinen Eklogitfazies treten im zentralen Lepontin lediglich in tektonischen Mélange-Einheiten auf, z. B. in der Cima-Lunga-Einheit (Cima di Gagnone) und in der Mergoscia-Arbedo-Zone (Alpe Arami). Die Druck- und Temperaturbedingungen erreichten in der Zeit von vor 55–35 Ma ca. 32 kbar und bis zu 840°C (BROUWER et al. 2005). Solche Relikte sind im Gebiet des vorliegenden Atlasblattes nicht bekannt.

WIEDERKEHR et al. (2008) haben das Auftreten von reliktschem Fe-Mg-Karpholit im nordöstlichen Lepontin unmittelbar östlich der Kartengebietsgrenze in den Metasedimenten des unterpenninischen Bündnerschiefers der Grava-Decke (Sosto Schiefer) und der subpenninischen Peidenner Schuppenzone beschrieben. Dieses Mineral ist typisch für die Hochdruck-Tieftemperatur-Metamorphose der Blauschieferfazies (350–400°C und 12–14 kbar). Gemäss WIEDERKEHR et al. (2009) fand diese Metamor-

---

Fig. 14: Mineralzonierung der metapelitischen Gesteine des Lukmanierpassgebiets, basierend auf vier Mineralparagenesen (aus FOX 1975). CTD = Chloritoid; CHL = Chlorit; DIS = Disthen; STAU = Stauroolith; BIO = Biotit; GA = Granat. Die Angabe von Chlorit ist zweideutig, da nicht zwischen primärer und retrograder Bildung unterschieden wird. Der markierte Bildausschnitt entspricht der Nordostecke von Blatt Ambri-Piotta.



phase vor 43–41 Ma statt. Sie erfolgte somit während der Deformationsphase  $D_1$  (frühe Subduktion) und geht mit der Abscherung der Sedimente des Wallis-Trogs einher.

- Barrow-Metamorphose (Oligozän–Miozän): Die Barrow-Metamorphose begann im Zusammenhang mit der Deckenbildung im Oligozän und erreichte im Gebiet von Blatt Ambri-Piotta im Miozän amphibolitfaziale Bedingungen. Die Isolinien dieser Metamorphose schneiden die Kristallindecken. Die Metamorphose ist demnach jünger als die Bildung der Kristallindecken und somit post- $D_2$  und überdauerte teilweise gar die Deformationsphase  $D_3$ . Die Isothermen und Isobaren dieser Hauptphase der alpinen Metamorphose sind in Figur 15 dargestellt. Sie entsprechen Bedingungen nahe  $T_{\max}$  und  $p(T_{\max})$  und definieren den Lepontinischen Wärmedom (HANDY & OBERHÄNSLI 2004). Aus dieser Darstellung geht hervor, dass im Gebiet des Atlasblattes ein Druck zwischen 5,5 und 6,5 kbar und Temperaturen zwischen 550 und 600 °C herrschten, was nach OBERHÄNSLI & GOFFÉ (2004) dem Übergang von der unteren (8–12 kbar / 450–600 °C) und der mittleren Amphibolitfazies (5–13 kbar / 500–650 °C) entspricht. Die Überprägung fand diachron statt, wobei die thermische Spitze in der südlichen Steilzone vor ca. 28 Ma (mittleres Oligozän), im zentralen Teil des Lepontins vor 26–21 Ma (spätes Oligozän bis Frühes Miozän) und im nördlichen Teil des Lepontins erst vor 20–18 Ma erreicht wurde (ENGI 2011).  
Diese Druck-Temperatur-Abschätzungen stimmen mit spektroskopischen Untersuchungen von WIEDERKEHR et al. (2011) überein, welche die Kristallinität des organischen Materials der Metasedimente (überwiegend Bündnerschiefer) nordöstlich des Kartengebiets zur Bestimmung der maximalen Temperaturen während der alpinen Metamorphose untersucht haben. Im Grenzbereich zum Gebiet von Blatt Ambri-Piotta zwischen Lukmanierpass und Pian Segno wurden maximale Temperaturen zwischen 520 und 570 °C ermittelt. Die Barrow-Metamorphose wurde durch die Kontinentalkollision verursacht. Für eine Diskussion der möglichen Wärmequellen des Lepontinischen Doms siehe WIEDERKEHR et al. (2008, S. 148 ff.). Die beobachtete Erwärmung des nördlichen Lepontinischen Doms kann als Kombination von Krustenverdickung am Ende der Subduktionsphase und der radiogenen Wärmeproduktion der gestapelten lepontinischen Gneisdecken (kontinentale Kruste) interpretiert werden.
- Retrograde Entwicklung: In der spätrogenen alpinen Phase war die Metamorphose weniger tiefgreifend und der Metamorphosegrad niedriger (Grünschieferfazies). Die Metamorphose war retrograd und von hydrothermalen Fluiden begleitet. Während dieser Phase fanden die Exhumierung der peninischen Decken und die entsprechende Abkühlung des Wärmedoms statt.

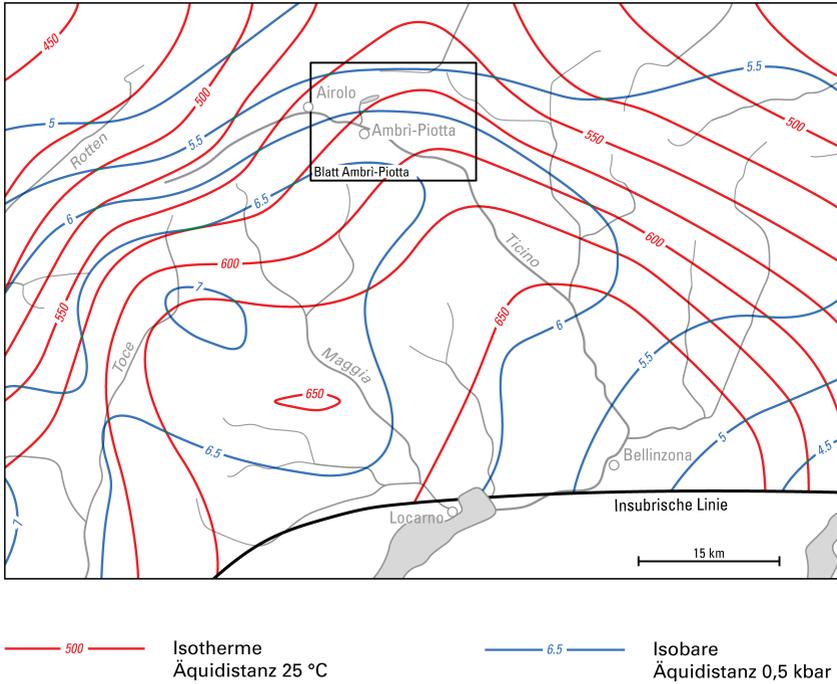


Fig. 15: Karte der modellierten Isothermen und Isobaren der alpinmetamorphen Überprägung des Barrow-Typs in den Lepontinischen Alpen. Die Isolinien entsprechen den Bedingungen nahe  $T_{\max}$  und  $p(T_{\max})$ . Nach ENGI et al. (2004).

Die Exhumierung wurde von Abschiebungen kontrolliert, die sich zeitgleich mit den grossen Rücküberschiebungen ereignet haben (HANDY & OBERHÄNSLI 2004, S. 217). Nach LUCCHINI (1998, 2002) und SHARP et al. (2005) begann die Bildung von hydrothermaleem Quarz bei Temperaturen von ca. 450°C zwar während der Barrow-Metamorphose im Frühen Miozän, der Grossteil der hydrothermalen Quarze bildete sich jedoch in der spät-orogenen Phase. Im Späten Miozän (vor 8–6 Ma) betrug die Temperatur noch ca. 150°C.

In Tabelle 6 sind die verfügbaren Daten der Druck- und Temperatur-Bedingungen während der alpinen Metamorphose im Gebiet von Atlasblatt Ambri-Piotta und Umgebung zusammengefasst. Die einzelnen Daten stimmen mit den zuvor beschriebenen Metamorphosephasen und den darin enthaltenen Druck- und Temperaturangaben überein.

Tab. 6: *Druck- und Temperaturbedingungen während der alpinen Metamorphose im Gebiet des Atlasblattes Ambr-Piotta und der näheren Umgebung.*

p/T [kbar]/[°C]	Deformationsphase	Bemerkungen	Methode	Region/Lokalität	Referenz
6/600	k.A.			Atlasblatt Ambr-Piotta allgemein	FREY et al. (1980)
k.A./550 – 575	syn-/post-D <sub>2</sub>	thermisches Maximum	multi-equilibri	nördliche Leventina	ENGI et al. (1995)
9 – 11/ca. 500 7 – 8/k.A. 6 – 7/600 – 650	D <sub>1</sub> D <sub>2</sub> D <sub>2</sub> /D <sub>3</sub>	Metamorphosemaximum	stabile Mineralparagenesen in Metapeliten	Simano-Decke Leventine-Decke nördliche Leventina	RÜTTI (2003) RÜTTI et al. (2006)
5 – 7/2:550 8 – 10/2:550	D <sub>2</sub>		Si (pfr) Werte in Helliglimmer	Leventine- Granitgneis	RÜTTI (2003) RÜTTI et al. (2008)
9 – 11/450 – 540 4,9 – 6/540 – 560 k.A. k.A.	D <sub>1</sub> D <sub>2</sub> D <sub>3</sub> D <sub>4</sub>	Bildung von Dls u. Phengit Gr-St-Dls und Gr-St-Bio in S <sub>2</sub> Helligl. u. Bio, Crenulations- schieferung S <sub>3</sub> Sprödeformation u. Klüfte	k.A.	nördliche Lucomagno-Decke	WABER (1986)
7,5/643	D <sub>2</sub> /D <sub>3</sub> (?)	p (T <sub>max</sub> )	thermobarometrische Berechnungen der Fluidgleich- gewichte in Turmalin	Metapelite Capanna dei Leit	GIERÉ et al. (1996)
6,5/550 8,1/630 8,5/660 5,5/587	D <sub>1</sub> (?) D <sub>2</sub> D <sub>3</sub> post-D <sub>3</sub>	Ring in Granat, innerer Rand in Turmalin Hauptbildung von Granat Bildung von Dierthen Bildung von Staurolith u. Biotit	p/T Pseudosection Modellierung	Metapelite Capanna dei Leit	GIERÉ et al. (2011)
<8/650	k.A.	Metapelite, Quarten-Formation (Frodalera)	Modellierung mit Perpele_X und p/T Average	Brönich	SCHENKER (2008)
k.A./520 – 570	k.A.	Metapelite, Scopi-Zone, Paldener Schuppen	Kristallinität von organischem Material (Raman-Spektroskopie)	Lulmenier – Plan Segno	WIEDERKEH et al. (2011)

p/T [kbar]/[°C]	Deformationsphase	Bemerkungen	Methode	Region /Lokalität	Referenz
5/2-460	k.A.	Skapolith-in	Modellierung mit THERMOCALC	Lepontin	KUHN et al. (2006)
5-7/545 - 600 Je nach XCO <sub>2</sub>	k.A.	Persengese Skapolith- Pfiglioklas-Kalkfeldspat	Modellierung mit THERMOCALC	Lepontin	KUHN (2004)
k.A./400 - 680	spät-D <sub>2</sub> /D <sub>3</sub>	Mylonite im Deck des Leventine-Granitgneis	Mikrostrukturen in Quarzdeformationen	Grumo - Giornico Valle Laventina	TIMAR-GENG et al. (2004)
2/500	post-D <sub>2</sub> /D <sub>4</sub> (?)	Kalzitäume um Tremolit im Dolomitmarmor	Mg-Gehalt in Kalzit in Gleichgewicht mit Dolomit/Thermobarometrie in Flüssigkeitseinschlüssen	Trias, Costello westlich der Alpe Campolungo	MERCOLI (1982)
1,5 - 3,3/500	post-D <sub>2</sub> /D <sub>4</sub> (?)	Kalzitäume um Tremolit im Dolomitmarmor	Mg-Gehalt in Kalzit in Gleichgewicht mit Dolomit/Thermobarometrie in Flüssigkeitseinschlüssen	Trias, Passo Cadonighino	WALTHER (1983)
k.A./534	k.A.	11 Proben vom Tremolit führenden Marmoren	Mg-Gehalt in Kalzit in Gleichgewicht mit Dolomit	Trias, Mogno - Fusio	BERCHTOLD (1990)
k.A./230±50 k.A./120±20	postmetamorphe Abkühlung	Augengneis und Matorello-Granitgneis	Zirkonspaltspuren Apatitspaltspuren	Alpe Scheggia Lago del Sambuco	STEINER (1984)
k.A./450 k.A./150	20 - 18 Ma 8 - 6 Ma	Bildung des hydrothermalen Quarzes	Flüssigkeitseinschlüsse	Lepontin	SHARP et al. (2005) LUCCHINI (1998, 2002)

k.A.: keine Angabe

### ***Zeitliche Entwicklung***

Die publizierten Altersangaben der alpinen Deformationsphasen und deren Korrelation mit dem Metamorphosegrad (Druck- und Temperaturbedingungen sowie Mineralbildungen) sind nachfolgend für das Gebiet des Atlasblattes und dessen Umgebung zusammengefasst (nach dem Schema von RÜTTI 2003).

#### *Frühe Hochdrucküberprägung (bis Spätes Eozän)*

Im Gebiet von Blatt Ambri-Piotta sind keine Hochdruckparagenesen bekannt. Sollte es welche gegeben haben, wurden diese von den späteren Phasen überprägt (ENGI et al. 2004, WIEDERKEHR et al. 2008).

#### *Spätes Eozän bis Oligozän (40–35 Ma) – Deformationsphase D<sub>1</sub>*

In der westlichen Simano-Decke herrschten in diesem Zeitabschnitt Drucke von 9–11 kbar vor, und die Temperatur erreichte ca. 500°C. Die stabile Mineralparagenese in aluminiumreichen Metapeliten ist gegeben durch Granat-Chlorit-Zoisit-Quarz ± Disthen; Chloritoid und Paragonit sind als Einschlüsse in Granat zu finden.

#### *Frühes Oligozän (prä-Bergell, 35–30 Ma) – Deformationsphase D<sub>2</sub>*

Während dieser Periode bildete sich die Hauptschieferung aus. In der westlichen Simano-Decke werden Bedingungen von 7–8 kbar und ca. 650°C für D<sub>2</sub> angegeben (RÜTTI 2003). In Metapeliten kam es zu synkinematischen Bildungen von Biotit, Muskovit, Disthen, Granat und Staurolith. Die stabile Mineralparagenese ist: Muskovit-Biotit-Plagioklas-Quarz-Staurolith-Granat ± Disthen. Charakteristisch sind Granate mit S-förmigen Einschlüssen (Schneeballstruktur), die häufig in den Altkristallineinheiten der Lucomagno-Decke (BEFFA 1996) und in der Simano-Decke (BIANCONI 1971, RÜFFER 1990, ALBISETTI 1999, SOLDINI 2002) vorzufinden sind. In den Dolomitmarmoren bildete sich während dieser Periode eine erste Tremolitgeneration.

#### *Spätes Oligozän (syn- bis post-Bergell, 30–25 Ma) – Deformationsphase D<sub>3</sub>*

Im südlichen Teil des Lepontinischen Doms (südliche Steilzone) wurde das Maximum der alpinen Metamorphose wahrscheinlich zwischen D<sub>2</sub> und D<sub>3</sub> erreicht. In der westlichen Simano-Decke lag der Druck im Bereich von 6–8 kbar und die Temperaturen zwischen 650 und 700°C. Die stabile Mineralparagenese in aluminiumreichen Metapeliten ist Biotit-Muskovit-Quarz-Plagioklas-Granat-Staurolith-Disthen. Die Alumosilikate Andalusit, Disthen und Sillimanit wurden teilweise auch während der Deformationsphase D<sub>3</sub> neu gebildet und so kommen

oft zwei Wachstumsgenerationen vor. In den metapelitischen Gesteinen entstanden helizitische Poikiloblasten von Plagioklas, Granat, Staurolith, Disthen, Zoisit und Klinozoisit, während sich in den Marmoren Porphyroblasten von Tremolit und Skapolith bildeten. Im Granat (z.B. südlich von Bulbrinch, Koord. 2702.24/1146.96) beobachtete RÜTTI (2003) präalpine Kerne und beschreibt entsprechend eine mehrphasige Metamorphose. Die präalpine Bildung der Granate ist aber umstritten (HERMANN & RUBATTO 2010, GIERÉ et al. 2011). Im Gebiet des Passo del Sole haben BERG et al. (2013) rotierte Granatporphyroblasten in Metapeliten der Lucomagno-Decke unmittelbar am Kontakt zu triassischen Metasedimenten untersucht. Die Granate bildeten sich während der Metamorphose des Barrow-Typs, was mit Lu/Hf-Altersbestimmung der Granate und Bildungsalter von  $25,4 \pm 0,3$  Ma bestätigt wurde. STEIGER & DEUTSCH (1984) ermittelten  $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ -Alter an Hornblenden von 29–23 Ma.

#### *Miozän (25–15 Ma) – Deformationsphase D<sub>4</sub>*

Im nördlichen Teil des Lepontinischen Doms erfolgte der amphibolitfazielle Metamorphosehöhepunkt vor 20–18 Ma (ALLAZ 2008, JANOTS et al. 2009, WIEDERKEHR et al. 2009). MADONNA et al. (2008) und SCHENKER (2008) geben für die Metapelite von Frodalera und Brönich maximale Druck- und Temperaturwerte von 8 kbar bzw. 650°C an. Ab ca. 17 Ma markiert die retrograde grünschieferfazielle Metamorphose den Beginn der Exhumierung und gleichzeitig die Abkühlung der penninischen Decken. Das Biotitabkühlungsalter im Gebiet des Atlasblattes beträgt 17–15 Ma (Karte Alpine tectonometamorphic ages, HANDY & OBERHÄNSLI 2004) bzw. 17–16 Ma ( $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ -Alter an Biotit aus Leventina-Gneis, KÖPPEL & GRÜNENFELDER 1975). Höhermetamorphe Mineralbildungen wurden durch grünschieferfazielle Bildungen ersetzt, z.B. Chlorit ersetzt Granat sowie Biotit, und Talk bildet sich anstelle von Tremolit. Die Bildung der Tremolitaggregate in den Dolomitmarmoren von Costello werden ebenfalls diesem Zeitabschnitt zugerechnet (MERCOLLI 1979, 1982).

#### *Miozän bis heute (post-D<sub>4</sub> und D<sub>5</sub>)*

Seit dem Mittleren Miozän wird die fortschreitende Exhumierung von Spröddeformationserscheinungen begleitet. Es kommt u.a. zur Bildung von Ultrakataklasiten, Pseudotachyliten und Kluftmineralien. Diese jüngste Entwicklung ist durch diverse Altersbestimmungen belegt: 20–6 Ma – Bildung des hydrothermalen Quarzes (LUCCHINI 1998, 2002, SHARP et al. 2005), 15,5–14,5 Ma –  $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ -Alter an Kluftmineralien der südlichen Gotthard-Decke (PERETTI et al. 1981), 12,7–12,0 und 6,9–6,7 Ma – Spaltspuralter an Zirkonen bzw. Apatiten aus Matorello-Granitgneis und Augengneis der Alpe Scheggia, Sambuco-Einheit (STEINER 1984), 11–9 Ma –  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ -Alter aus Pseudotachyliten des Leponti-

nischen Doms (ALLANIC et al. 2006), 10–3,7 Ma – Spaltspuralter an Apatiten aus Pseudotachyliten im Dach des Leventina-Gneises im Gebiet von Grumo–Giornico (TIMAR-GENG et al. 2004), 9,5–7,1 Ma –  $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ -Alter an Illiten aus Kakiriten im Gotthard-Basistunnel (ZWINGMANN et al. 2010). Mittlere Hebungsraten von 0,5 km/Ma wurden anhand von (U-Th)/He-Alterbestimmungen ermittelt, wobei für die Zeit zwischen 16 und 14 Ma erhöhte Hebungsraten von 0,7 km/Ma berechnet wurden (GLOTZBACH et al. 2010, JANOTS & RUBATTO 2014).

## Störungszonen

### *Klüftung*

Eine systematische Aufnahme der Gesteinsklüftung liegt nicht vor. Vom nördlichen Teil des Kartengebiets beschreibt BEFFA (1993a, S. 44) in der Gotthard-Decke und der südlich angrenzenden Piora-Zone zwei Klüftsysteme, die ungefähr NW–SE und NE–SW verlaufen. Dies wurde auch im Gebiet der Alpe di Pontino von NATOLINO (1993) bestätigt. Entlang der Spur des Gotthard-Basistunnels hat SCHNEIDER (1991) in einem 5 km breiten Streifen die Klüftsysteme untersucht und folgende Systeme festgestellt: ENE–WSW, E–W und ESE–WNW. RÜTTI (2003, S. 24) beschreibt die gleichen drei Systeme aus der Leventina- und der Simano-Decke. Im Gebiet zwischen der Piora-Zone und dem Leventina-Gneis bestimmte ETTER (1992a) in der weiteren Umgebung des Gotthard-Basistunnels fünf Klüftsysteme, die zum Teil konjugiert sind. Die drei wichtigsten Systeme sind nachfolgend beschrieben.

- K1 ist die vorherrschende Klüftung. Sie streicht Nord–Süd und fällt steil gegen Westen ein. Der mittlere Klüftflächenabstand variiert zwischen 0,5 und 3 m. Die Klüftflächen sind meist eben und glatt ausgebildet, die Öffnungsweite liegt zwischen 0 und 3 mm. Selten ist ein Chloritbelag vorhanden.
- Das Klüftsystem K2 streicht ungefähr Ost–West und fällt mit 80° nach Norden ein.
- Das System K3 ist ENE-WSW-gerichtet und fällt mit 40° nach SSE ein. Möglicherweise spielte dieses Klüftsystem bei der Ausbildung der Gleithorizonte der grossen Felsrutschungen von Osco und Calpiogna eine entscheidende Rolle.

Aus dem Gotthard-Basistunnel selbst beschreibt ETTER (2006, S. 142) zwei nahezu senkrechte Klüftsysteme aus der Multifunktionsstelle Faido: K1, WSW-ENE-orientiert und K2 mit einem Streichen NW–SE. Die Klüfte dieser Klüftsysteme sind häufig mit Chlorit und/oder Quarz belegt.

### *Quarzgänge*

Kluftfüllungen aus hydrothermalem Quarz kommen im Kartengebiet selten vor. Die wenigen Quarzgänge sind meist relativ klein und im Masstab des Atlasblattes nicht darstellbar. Die Quarzgänge enthalten gewöhnlich Plagioklas und Serizit, selten führen sie Biotit und Turmalin. Einzelne Quarzgänge wurden in der Vergangenheit in kleinen Steinbrüchen abgebaut (s. S. 177f.). Grössere Quarzgänge finden sich an drei Stellen innerhalb von Gesteinen der Lucomagno-Decke:

- Alpe di Cari (Koord. 2706.10/1151.05), Streichen E–W, ca. 180 m lang und bis zu 50 m mächtig;
- Costa di Giubin (Koord. 2698.25/1154.93), Streichen NW–SE, ca. 120 m lang und bis zu 20 m mächtig;
- Pian Töi (Koord. 2693.45/1153.92), Streichen E–W, ca. 120 m lang und bis zu 25 m mächtig.

### **Brüche, Verwerfungen**

Spröde Deformationserscheinungen sind aufgrund der stark verwitterten Gesteine der Störungszonen nur schlecht aufgeschlossen. In vielen Fällen führte die fluviatile Erosion entlang von Brüchen zur Runsenbildung mit entsprechender Schuttbedeckung. Brüche sind dadurch oft nur indirekt als Rinnen erkennbar (SCHNEIDER 1991).

Auf dem Atlasblatt wurden neben den im Gelände beobachteten Bruchzonen auch Lineamente eingezeichnet, die aufgrund von Orthofotos oder dem digitalen Höhenmodell identifiziert werden konnten. Zwei Bruchsysteme sind in den Gneisen und Schiefen der Gotthard-Decke erkennbar: ein NNW–SSE bis NW–SE streichendes System und senkrecht dazu ein NE–SW streichendes System. An der Südwestflanke des Valle Leventina schneiden sich die Seitenbäche in ENE–WSW und WNW–ESE streichenden Bruchzonen tief in der morphologischen Steilstufe des Leventina-Gneises ein. Im Zuleitungsstollen des Kraftwerks Piottino wurden von GRÜTTER (1931, S. 5 ff.) elf Bruchzonen mit Rutschharnischen und Gesteinsmehlfüllungen (bis 1 m mächtig; möglicherweise z.T. Kakirite) aufgenommen und als «Verschiebungsklüfte» bezeichnet. In einem Fall konnte ein horizontaler Bewegungssinn festgestellt werden.

### *Neotektonische Brüche*

Als neotektonische Brüche werden Störungen bezeichnet, die seit dem letzten eiszeitlichen Maximum aktiv sind und somit ein postglaziales Alters haben (USTASZEWSKI & PFIFFNER 2008). Nach USTASZEWSKI & PFIFFNER (2008) werden drei Typen von neotektonischen Brüchen unterscheiden: rein tektonische Störungen (extrem selten), gravitative Brüche und Composite Faults (s.u.).

Aktive neotektonische Brüche rein tektonischer Natur sind im Kartengebiet nicht bekannt. ETTER (1992a) hat mehrere rezente Brüche im Bereich südlich des Pizzo Predelp und des Pizzo Campello auskartiert. Es handelt sich dabei um gravitative Brüche in Zusammenhang mit den tiefgründigen gravitativen Prozessen (deep-seated gravitational slope deformations) der Felsrutschungen von Osco und Calpiogna (USTASZEWSKI & PFIFFNER 2008, Fig. 6, USTASZEWSKI et al. 2008, Fig. 3b, PFIFFNER 2009, Fig. 7-13a, 7-14), ohne tektonische Komponente (s. auch S. 105 ff. u. AMBROSI et al. 2006).

Zahlreiche neotektonische Brüche sind im Gebiet des westlich anschliessenden Atlasblattes 68 Val Bedretto (LABHART 2005, S. 67, HAFNER et al. 1975) vorhanden. Dort werden ältere Moränen durch talparallele, steile Brüche versetzt. Die steil einfallenden Brüche verursachen markante Gegensteigungen, welche meist über mehrere hundert Meter verfolgt werden können. Untersuchungen von USTASZEWSKI & PFIFFNER (2008) sowie von USTASZEWSKI et al. (2008) haben gezeigt, dass diese Störungen durch eine Kombination von tektonischen und gravitativen Prozessen sowie von postglazialen isostatischen Ausgleichsbewegungen (Entlastung infolge Abschmelzen der Talgletscher) gebildet wurden. Sie werden von diesen Autoren als Composite Faults (Brüche mit zusammengesetzten Ursachen) bezeichnet. Solche Brüche wurden von USTASZEWSKI et al. (2008, Fig. 1) am Westrand des Kartengebiets im Gebiet von Pian Töi und Piano Verde am Südhang des Föisc kartiert.

### ***Kakirite und Kataklasite***

Kakirite und Kataklasite (nach HEITZMANN 1985) sind an der Oberfläche nur selten erkennbar. In Stollenbauten sind sie jedoch optimal aufgeschlossen. Während des Baus des Gotthard-Basistunnels wurden in der Multifunktionsstelle (MFS) Faido und südlich davon im Leventina-Gneis mehrere kataklastische bis kakiritische Störungszonen angefahren (s. Profil 2, Taf. II). Die bedeutendste Störungszone bildet diejenige im Bereich der MFS Faido. Die Zone quert im Gebiet des Atlasblattes über weite Strecken die Lucomagno-Decke und setzt sich südöstlich davon fort. Diese Störungszone wurde von ETTER (2006) als «Kakirit von Faido» bezeichnet. Obwohl in dieser Zone teilweise auch kataklastische Bereiche vorkommen, wird in der nachfolgenden Beschreibung basierend auf ETTER (2006) der Begriff Kakirit als Kombination von Kataklasit und Kakirit verstanden.

#### *«Kakirit von Faido»*

Beim Bau der Querkaverne, die in der Fortsetzung des Zugangsstollens Polmengo – MFS Faido liegt, wurde eine 10 bis 50 m breite, steilstehende, NW–SE streichende Störungszone angefahren, die den Tunnel und die MFS Faido in einem äusserst ungünstigen Winkel von 10° schneidet. Dies führte zu massiven

bautechnischen Behinderungen und entsprechend aufwendigen technischen Massnahmen (AMBERG 2006).

Die einzelnen Störungen fallen mit 60–70° gegen Nordosten ein. Den wenige Meter mächtigen Kernbereich der Störungszone bildet ein Kakirit, der aus grauem Gesteinsmehl mit quarzreichen Gesteinsbrocken besteht. Im Gesteinsmehl wurden neu gebildete Tonminerale festgestellt (Smektit, Fe-Chlorit und Illit). Die dekametermächtigen Randzonen sind ebenfalls von Spröddeformationen geprägt. Diese umfassen zahlreiche dünne (1–20 µm mächtige), mit Tonmineralien belegte Haarrisse im Abstand von 5–20 mm, welche zur Bildung eines kataklastischen Gneises sowie einer intensiven Klüftung führten.

Die Strukturen sind in Figur 16 dargestellt und umfassen neben der metamorphen Gneisschieferung und zwei Klufsystemen (K1 und K2) noch zwei Kakiritsysteme:

- *Kk1; W–E streichende Kakirite*: Dieses System wird durch wenige Zentimeter mächtige Kakirite gebildet, die K1-Klüfte reaktivierten. Aufgrund der Einfallrichtung können zwei Systeme unterschieden werden: Kk1a mit südlichem Einfallen von 70° und Kk1b mit steilem Einfallen nach Norden. Die Orientierung und die Versatzrichtung dieses Systems zeigen – neben einer Hebung der Nordseite – eine vertikale Verkürzung und eine Dehnung in Nord-Süd-Richtung.
- *Kk2; NW–SE streichende Kakirite*: Diese Kakirite reaktivierten K2-Klüfte. Sie können ebenfalls in zwei Untersysteme gegliedert werden: Kk2a, das vorherrschende System mit teilweise metermächtigen Kakiriten (grosse Störungen in der MFS Faido), einem Einfallen von ca. 70° nach Nordosten und dextralen Bewegungen sowie Kk2b, deutlich untergeordnet und mit weniger mächtigen Kakiriten entlang steil nach Südwesten einfallenden Störungen mit sinistralen Bewegungssinn. Dieses Systems hat eine Hebung der Südwestseite zur Folge, was mit einer vertikalen Verkürzung und einer NE-SW-Dehnung einhergeht.

Beide Systeme reaktivierten Schwächezonen, die durch die Hauptklufsysteme K1 und K2 angelegt wurden. Deshalb wird die Ausbildung der beiden Kakiritsysteme von ETTER (2006) mit der spätorogenen Hebung und Aufwölbung der Zentralalpen in Verbindung gebracht. ZWINGMANN et al. (2010) postulieren eine junge, orogenparallele Dehnung als Ursache der Kakiritsysteme (s. S. 150f.).

*Ausdehnung an der Oberfläche*: Der «Kakirit von Faido» lässt sich im Kartengebiet oberflächlich über eine Gesamtlänge von gut 12 km verfolgen. Er erstreckt sich ab dem Ostufer des Lago Ritóm (Koord. 2696.94/1155.55) über die Südufer der Laghi di Chièra und Predelp bis zum Ostrand des Kartengebiets südöstlich von Molare (Koord. 2707.50/1148.58). Nach R. Lucchini (schriftl. Mitt.

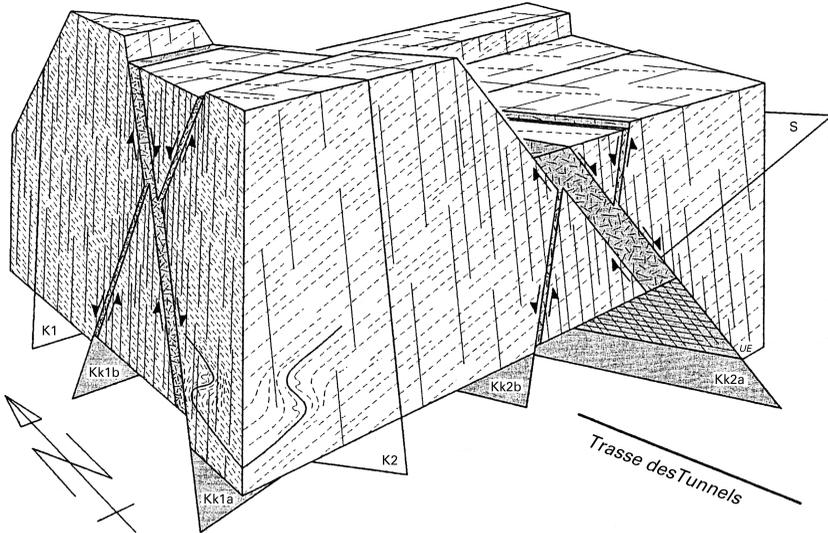


Fig. 16: Blockdiagramm mit den beobachteten Strukturen im «Kakirit von Faïdo» bei der Multifunktionsstelle Faïdo im Gotthard-Basistunnel. Die grauen Flächen markieren die unterschiedlichen Kakiritsysteme. Aus ETTER (2006).

2011) kann diese Struktur weiter nach Osten bis zur Cima di Ganna Rossa östlich von Acquarossa (Blatt 1253 Olivone) verfolgt werden. Somit hat die Störungszone eine Gesamtlänge von mindestens 24 km.

Im Gebiet des Atlasblattes befinden sich die besten Aufschlüsse im westlichen Abschnitt zwischen dem Lago Ritóm und den Laghi di Chièra. Hier wurden zentimetermächtige Kakirite an neun Lokalitäten beobachtet. Die Störungszone streicht  $320\text{--}330^\circ$  und fällt mit  $60^\circ$  nach Nordosten ein (TGTAf 2006). Im östlichen Abschnitt, zwischen den Laghi di Chièra und Molare sind die Aufschlussbedingungen schlecht. In diesem Abschnitt wurde die Störungszone geophysikalisch mittels Very-Low-Frequency-Messungen nachgewiesen (VOLPERS 2006).

*Altersbestimmungen:* ZWINGMANN et al. (2010) haben im Basistunnel zwischen dem Südportal bei Bodio und der MFS Faïdo Tonproben (Lehm bzw. Verwerfungston; Fault Gouge) aus Kakiriten im Leventina-Gneis entnommen. Vier Proben stammen aus dem Abschnitt des vorliegenden Atlasblattes, zwei davon aus dem Bereich der MFS Faïdo. Die beprobten Störungszone streichen ca. NW–SE und sind bis zu 20 m mächtig. Die Lehmlagen sind 5 cm bis 2 m dick, und die authigenen Tonminerale bestehen hauptsächlich aus Illit und Kaolinit.

Die Polytypen des Illits weisen auf eine Bildungstemperatur von 100–200°C hin (Bildungsbereich diagenetisch bis untere Anchizone). Altersbestimmungen an Illiten ergaben  $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ -Alter für die zehn Proben von 9,5–7,1 Ma (Spätes Miozän).

*Bergschlag und Mikroeben:* Ab April 2003 wurden in der MFS Faido Bergschläge registriert, die wahrscheinlich mit plötzlichen, schlagartigen Entspannungen des Gebirges in Zusammenhang mit den Störungszonen stehen (RÖTHLISBERGER 2006). Später wurde bemerkt, dass die Bergschläge zeitgleich vom Schweizerischen Erdbebendienst (SED) registriert worden sind (BAER et al. 2007). Daraufhin liess die AlpTransit Gotthard AG vom SED ein provisorisches seismisches Überwachungsnetz mit acht oberflächlichen Messstationen im Umkreis der MFS Faido und zwei Messstationen im Tunnel installieren. Die Messstationen zeichneten pro Monat zwei bis drei Mikroeben mit einer Lokalbebenmagnitude ( $M_L$ ) von bis zu 1,9 auf, die an der Oberfläche jedoch nicht wahrgenommen wurden.

Am 25. März 2006 ereignete sich auf der Baustelle ein Bergschlag, der in den umliegenden Gemeinden als Mikroeben und als lauter Knall wahrgenommen wurde. Die Magnitude erreichte eine Stärke von 2,4  $M_L$ . Während an der Oberfläche keine Schäden registriert wurden, kam es im Tunnelinnern zur Bildung einiger Risse und kleineren Abplatzungen der Spritzbetonschale (NEAT 2006). Kontrollsprengungen im Tunnel haben die Vermutung bestätigt, dass die Hypozentren der Mikroeben in der unmittelbaren Nähe der Hauptkakiritzone liegen und in Zusammenhang mit den Bergschlägen stehen (BAER et al. 2007).

Die verfeinerte Analyse und Interpretation der seismischen Daten (KISSLING & REHBOCK-SANDER 2007) hat ergeben, dass die Bergschläge im Gotthard-Basistunnel ihre Ursache in Spannungsumlagerungen in unmittelbarer Tunnelnähe haben. Mikroeben jedoch ereignen sich an Bruchflächen, die sich in wenigen 100 m Entfernung von der Oströhre befinden und parallel zu der im Tunnel angeordneten Kakiritzone verlaufen. Nach Abschluss der Ausbrucharbeiten nahmen die Bergschläge rasch ab, die Anzahl und Stärke der Mikroeben hingegen ging nur langsam zurück.

Im Jahr 2010 wurden noch 36 Mikroeben mit Magnituden zwischen 0,2 und 1,5  $M_L$  in der Pioragegend registriert. Ihre Epizentren lagen im Bereich der Trasse des Basistunnels (DEICHMANN et al. 2011). 2011 wurden wiederum 46 Mikroeben mit Magnituden zwischen 0,2 und 1,8  $M_L$  in der Pioraregion registriert. Die Epizentren stimmten auch da innerhalb von einigen hundert Metern mit der derzeitigen Trasse des Basistunnels überein (DEICHMANN et al. 2012). Die Migration der Epizentren in Richtung Norden widerspiegelt das Fortschreiten der Tunnelbrust. 2012 wurden im Gebiet zwischen dem Lukmanierpass und dem Valle Leventina noch vier sehr schwache Mikroeben mit Magnituden  $\leq 1,0 M_L$  registriert (DIEHL et al. 2013).

### *Mylonite und Mylonitisierungserscheinungen*

Die duktilen Scherzonen sind in der Regel älter als die zuvor beschriebene Spröddeformation. Ihre Bildung reicht teilweise ins Miozän zurück und geht mit der Deformationsphase D<sub>4</sub> einher. Mylonitisierungserscheinungen verschiedener Intensitäten treten diskontinuierlich an der Basis der Lucomagno-Decke, in der Dachpartie des Leventina-Gneises und in der Mylonitzone bei Ogiòra auf. Die einzelnen Mylonitisierungserscheinungen sind nachfolgend erläutert:

- Lucomagno-Decke: Der laminierte, z.T. gefälte Orthoklas-Mikroklin-Zweigliimmergneis und dessen Chlorit führende Varietät sind an der Basis der Lucomagno-Decke über eine Länge von rund 5 km und über eine Mächtigkeit von bis zu ca. 400 m leicht bis mässig mylonitisiert.
- Mylonitzone bei Ogiòra: Die duktile Scherzone bei Ogiòra ist die einzige im Gebiet von Atlasblatt Ambri-Piotta auskartierte Mylonitzone. In den Geologischen Spezialkarten 81 Geologische Karte des oberen Tessin und Maggia-Gebietes (PREISWERK 1918a) und 116 Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Blenio-Tal (PREISWERK et al. 1934) wird eine linsenförmige Schicht aus «graphitischen, quarzreichen Schiefen» dargestellt, die in den Legenden als «vermutlich Karbon» bezeichnet wird. PREISWERK (1918b, S. 56) deutete diese Schicht zunächst als Karbon – in Analogie zu einer ähnlichen Schicht bei Matengo – erwähnt später aber, dass es sich auch um eine mylonitische Bildung handeln könnte (NIGGLI et al. 1936, S. 10), was von anderen Autoren bestätigt wurde (z.B. BIANCONI 1971). Die Mylonitzone ist rund 580 m lang und in vier Bacheinschnitten im steilen Hang zwischen Ogiòra und Valbona aufgeschlossen (zwischen Koord. 2705.16/1146.92 und 2705.64/1146.64). Ihre Mächtigkeit erreicht ca. 20 m im Zentrum. Sie steht nicht in Kontakt mit Rauwacken der Trias, sondern liegt in der östlichen Fortsetzung der Triaszone von Rodi–Ogiòra, die ca. 100 m westlich davon auskeilt. Die Mylonitzone ist vom Dach des Leventina-Gneises durch eine nach Osten schmaler werdende Lage von leuko- bis mesokraterem Zweigliimmerschiefer bis -gneis der Lucomagno-Decke getrennt und wird von hellbraunem feinkörnigen Granat-Zweigliimmer-Plagioklasgneis der Simano-Decke überlagert. Makroskopisch erinnert das Gestein wegen der sehr starken Schieferung, der linsigen Textur und der grau-violetten Farbe in der Tat an Metasedimente des Karbons, das Graphitpigment fehlt jedoch vollkommen.

Aus den mikroskopischen Beobachtungen von BIANCONI (1971, S. 19f.) wird abgeleitet, dass die ursprünglichen Metasedimente aus mindestens zwei verschiedenen Gesteinstypen bestanden haben: a) Plagioklas führender Biotitgneis und b) Granat, Staurolith und Disthen führender Glimmerschiefer.

fer. Die Mylonitisierung hat wahrscheinlich den Kontaktbereich zwischen den Metasedimenten der Lucomagno-Decke und denen der darüber liegenden Simano-Decke erfasst, wobei die dazwischen liegenden Triasgesteine in diesem Bereich völlig ausgequetscht wurden.

- Leventina-Decke: Auf der rechten Talseite des Valle Leventina ist der obere Bereich der schiefrig-lagigen Varietät des Leventina-Gneises unmittelbar unterhalb der zentralen Zwischenlage von Chironico–Faido–Piottino (CASASOPRA 1939, S. 571), vor allem aber im Dachabschnitt des Gneises, zunehmend mylonitisiert (CASASOPRA 1939, S. 666, RÜTTI 2003, RÜTTI et al. 2008). Nach RÜTTI et al. (2005) ist die Schieferung des Mylonits engständig und Scherbänder sind häufig. Die Scherbänder zeigen einen Top-to-NW-Schersinn und werden der Deformationsphase  $D_1$  bzw.  $D_2$  zugeordnet. Im südöstlichsten Kartengebiet liegt die Simano-Decke direkt über der Leventina-Decke. Auch in diesem Bereich ist die Dachpartie des Leventina-Gneises mylonitisiert (RÜTTI 2003). Diese Mylonitzone entspricht wahrscheinlich der Einheit «Verschieferte Paragneisse mit tektonischen Linsen der überfahrenen Einheit (Dach des Leventina-Gneisses)» im Gebiet von Atlasblatt 73 P. Campo Tencia (KELLER et al. 1980). Weiter im SSE im Gebiet von Blatt 1273 Biasca wurde ebenfalls auf der rechten Talseite eine 200–250 m mächtige und ca. 9 km lange Mylonitzone (zwischen Val Osadigo und Val d’Ambra) im Dach des Leventina-Gneises auskartiert (RÜTTI 2003). Aufgrund von Untersuchungen der Quarztexturen und der Mikrostrukturen konnten TIMAR-GENG et al. (2004) zeigen, dass die Mylonitisierung unter Temperaturbedingungen von 400 bis 630°C und in der späten  $D_2$  bis  $D_3$  Deformationsphase und folglich zeitgleich mit der Bildung der Maggia-Querzone und des Tessiner Subdoms stattgefunden hat. Es sei an dieser Stelle erwähnt, dass innerhalb dieser Zone mehrere Pseudotachylite vorkommen. Sie wurden erstmals von IROUSCHEK & HUBER (1982) beschrieben. Nach TIMAR-GENG et al. (2004) handelt es sich um eine Reaktivierung der Mylonitzone unter spröden bis spröd-plastischen Verhältnissen sowie unter retrograden Temperaturbedingungen und einem WNW gerichteten Schersinn. Spaltspurendatierungen an Apatiten ergaben Alter von 10 bis 3,7 Ma.

Aus den obigen Betrachtungen ergibt sich ein komplexes Bild mit duktilen Scherzonen und einem Top-to-NW-Schersinn sowohl im Dach des Leventina-Gneises als auch im Dach der darüber liegenden Lucomagno-Decke am Kontakt zur Simano-Decke. Gleiches gilt im Bereich der auskeilenden Lucomagno-Decke, wo die Simano-Decke direkt der Leventina-Decke aufliegt. Im letzteren Fall erfolgten die wichtigsten Bewegungen wahrscheinlich im Dach der Lucomagno-Decke, wo die deckentrennende Triaszone ausgequetscht wurde.

## HYDROGEOLOGIE

### Karstphänomene

#### *Dolinen*

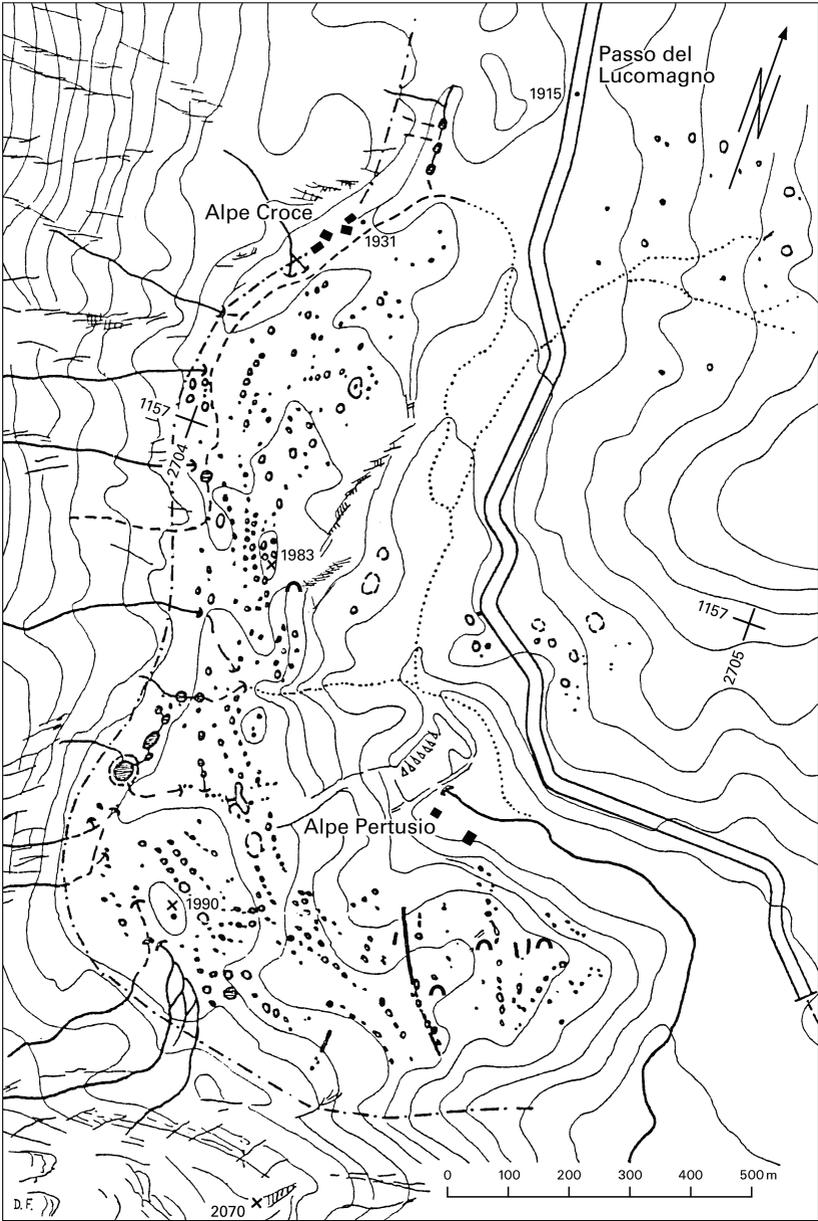
Dolinen sind in den Triasgesteinen der Nufenen-Piora-Frodalera- und der Scopi-Zone weit verbreitet. In den restlichen Triaszonon im Gebiet von Atlasblatt Ambri-Piotta kommt lediglich eine einzige Doline bei Vidresch (Koord. 2701.96/1148.27) zwischen Prato Leventina und Cornone vor.

In der Nufenen-Piora-Frodalera- und der Scopi-Zone treten neben vereinzelt Dolinen und kleineren Dolinengruppen vier Abschnitte auf, die z.T. sehr grosse Anhäufungen von Dolinen, eigentliche Dolinenfelder, enthalten. Nachfolgend sind die vier Gebiete aufgelistet (von Westen nach Osten):

- Ostflanke des Val Canaria: Gipskarst mit teilweise extrem hoher Dolinendichte. Der Gips ist stellenweise von einer dünnen Moränenschicht bedeckt. Die Dolinen sind über eine Länge von rund 1,6 km (zwischen Koord. 2691.9 und 2693.5) über den Gipskörper verteilt. Sie weisen einen maximalen Durchmesser von 15 m und eine maximale Tiefe von 5 m auf. Detailbeschreibungen sind in FABBRO (1998a) und BERNASCONI (1980) enthalten.
- Pian Giubin bis westlich Pizzo Columbe: Dieses Dolinenfeld erstreckt sich über eine Länge von ca. 3,1 km (zwischen Koord. 2698.85 und 2701.95) in einem Gebiet mit Rauwacke und Kalzit führendem Dolomitmarmor, teilweise mit dünner Moränenbedeckung. In diesem Abschnitt tritt auf einem kleinen Hügel (Koord. 2699.52/1155.39/2050 m) eine Doline besonders in Erscheinung; sie trägt den Namen Calderoni di Piora (cauderon det Piora im lokalen Dialekt, in der korrekten Einzahl), was so viel bedeutet wie «der grosse Piora-Kessel».
- Östlich Pizzo Columbe bis Piano dei Canali: Zahlreiche Dolinen verteilen sich hier über eine Länge von ca. 1,7 km (zwischen Koord. 2703.0 und 2704.7) in einem Gebiet aus Rauwacke und Kalzit führendem Dolomitmarmor; z.T. unter dünner Moränenbedeckung. Die Dolinen sind meistens sehr klein, eine weist jedoch einen Durchmesser von ca. 100 m auf.
- Alpe Croce bis Alpe Pertusio: Dolomitzug südlich des Lukmanierpasses mit z.T. extremer Dolinendichte über einer Länge von ca. 1,5 km (zwischen Koord. 1157.50 und 1156.05). Es handelt sich hierbei um das klassische Doli-

---

Fig. 17: Karsterscheinungen im Gebiet Alpe Croce – Alpe Pertusio (aus COTTI & FERRINI 1958). Äquidistanz der Höhenkurven: 20 m; ausgezogene Linien: permanente Bäche; gestrichelte Linien: intermittierende Bäche; strichpunktierte Linie: Streifengneis/Dolomit-Kontakt; feine Kreise: Dolinen; Halbkreise: Höhlen.



nenfeld von Pertusio, das eine Fläche von rund 1 km<sup>2</sup> aufweist (s. Fig. 17). BINGGELI (1961) hat die Trichterdolinen in drei Typen unterteilt: Versickerungsdolinen, Schluckdolinen und Einsturzdolinen. Die Mehrzahl weist einen Durchmesser von unter 5 m auf und ist weniger als 2 m tief; nicht selten erreichen die Dolinen aber einige Dekameter Durchmesser. Oft sind sie mit Wasser gefüllt, in einigen Fällen sogar permanent.

Das Dolinenfeld von Pertusio ist von einem Dutzend Bäche durchzogen, die den Osthang des Scai (Streifengneis) nach Osten hin entwässern. Die Bäche versickern in den Dolinen, im Durchschnitt rund 100 m östlich des Kristallin/Dolomit-Kontakts (COTTI & FERRINI 1958). Die grösste Dolinendichte kommt im westlichen Abschnitt vor, wo der Dolomit in seiner geringsten Mächtigkeit über dem Streifengneis der Gotthard-Decke liegt (s. Fig. 17). Hier beträgt die Dichte nach BINGGELI (1961) über 100 Dolinen pro Hektare. Die Dolinen scheinen hauptsächlich von einem NW–SE streichenden Kluftsystem kontrolliert zu sein.

### ***Höhlen***

Die Karsterscheinungen in den karbonatischen und evaporitischen Triasgesteinen umfassen auch einige Höhlen. Im Karstgebiet Alpe Croce – Alpe Pertusio liegen drei Höhlen ca. 300 m südlich der Alpe Pertusio, eine weitere Höhle befindet sich bei Stabbio Vecchio (s. Fig. 17). Eine der Pertusio-Höhlen ist mindestens 300 m lang und 47 m tief (MARI 1996).

### ***Versickerungsstellen, Karstquellen und Wiederaustritte von unterirdischen Bachläufen***

Die oben beschriebenen Karsterscheinungen sind hydrografisch mit Versickerungsstellen von Bächen (so genannten «Schwinden» oder Infiltrationsstellen), Resurgenz- bzw. Karstquellen und den dazwischen liegenden (oft undefinierten) unterirdischen Wasserläufen verbunden. Einige solcher Karstsysteme sind nachfolgend nach Regionen gegliedert beschrieben:

#### *Valle Santa Maria*

Alpe Croce – Alpe Pertusio: Das Gebiet Alpe Croce – Alpe Pertusio wird weitgehend unterirdisch entwässert. Die Bäche, welche von der Ostflanke des Scai herunterfliessen, versickern im Dolomitstreifen nahe des Kontakts zum Streifengneis (s. Fig. 17). Sie speisen die Sammelresurgenz von Pertusio (nach BINGGELI 1961, eine echte «source vaclusienne»), welche die eigentliche Quelle des Flusses Brenno darstellt (Koord. 2704.56/1156.60/1825 m). Der Name Pertu-

sio, pertüs im Dialekt, stammt aus dem mittelalterlichen Lateinwort *pertusium*, was «Loch im Fels, durchstossener Fels» bedeutet. Die Entfernung zwischen den Versickerungsstellen und der Resurgenz ist nicht grösser als 600–700 m, und der Höhenunterschied beträgt rund 140 m (COTTI & FERRINI 1958). Das gesamte Einzugsgebiet der Quelle beträgt nach MARI (1996) rund 3,7 km<sup>2</sup> bzw. nach OTZ (1998) 2,4 km<sup>2</sup> und umfasst nur die Westflanke des Tales. Der Südwesthang des Scopi entwässert in Richtung Val di Campo, wie in Markierungsversuchen 1995 und 1996 nachgewiesen wurde (OTZ et al. 2003). Die Abflussmenge der Quelle weist die für Karstquellen typische hohe Schwankungen auf: In den Jahren 1957/58 betrug das Minimum 12 l/s, das Maximum 1310 l/s und die mittlere Durchflussmenge 140,5 l/s (BINGGELI 1961). Nach MARI (1996) beträgt die langjährige mittlere Durchflussmenge 165 l/s. Färbversuche an verschiedenen unterirdischen Wasserläufen im Jahr 1944 ergaben Durchlaufgeschwindigkeiten zwischen 0,15 und 3 m/min.

Wie Wasseranalysen der Pertusio-Karstquelle zeigen (BINGGELI 1961, MARI 1996), handelt es sich nicht, wie oft erwähnt, um ein Sulfatwasser. Der Sulfatgehalt in der Grössenordnung von 100 mg/l ist vergleichsweise gering. Auch die ermittelten Werte für Karbonat-, Kalzium- und Gesamthärte des Wassers sind relativ niedrig. Demnach werden nur geringe Mengen an Gips und Dolomit im unterirdischen Wasserweg gelöst. Es sei hier angemerkt, dass der Brenno weiter im Abstrom, bei Pian Segno, deutlich höhere Sulfatkonzentrationen (ca. 610 mg/l) enthält. Die hohen Konzentrationen stammen aus dem Eintrag des von Westen kommenden Nebenbachs Ri di Lareccio, welcher die karbonatisch-evaporitische Trias (einschliesslich Rauwacke) über eine Länge von ca. 3 km entwässert.

### *Val Canaria*

Gemäss FABBRO (1998a, S. 41 ff.) infiltrieren beträchtliche Wassermengen in der Grössenordnung von 60–90 l/s aus dem Val Piora ins Val Canaria (180–250 l/s nach HALDIMANN & OTZ 1999). Diese Wassermengen lösen ca. 850–900 m<sup>3</sup> Gips und Dolomit pro Jahr, vermutlich in Form von Karstkanälen, was wesentlich zur Bildung von Hanginstabilitäten im Val Canaria beiträgt (s. S. 107f.). Nachfolgend sind einige karsthydrologische Phänomene im Einzugsgebiet des Val Canaria beschrieben:

- Valle di Büi: Der Riale di Büi wird von unterirdischem Wasser aus Verlusten des Lago Ritóm gespeist (FABBRO 1998a, OTZ et al. 2003). Der Bach verläuft im Valle di Büi ungefähr im südlichen Kontaktbereich von Gips und Rauwacke und versickert teilweise nahe Tecc (Koord. 2692.32/1154.24/1530 m). Das versickerte Wasser speist die drei Karstquellen, die rund 750 m weiter im Abstrom liegen und auf einer Höhe von ca. 1250 m bei Frasnè di Dentro entspringen (FABBRO 1998a).

Wasseranalysen dieser Karstquellen zeigen sehr hohe Kalziumsulfatkonzentrationen zwischen ca. 1000 und 1400 mg/l, was auf eine merkliche Lösung von Gips (und vermutlich Anhydrit) im unterirdischen Wasserlauf hinweist.

- Sotto Corte: Der Bergsturz von 2009 zwang die Garegna im Ablagerungsbe-  
reich des Bersturzes zu einem unterirdischen Wasserverlauf. Die Versicke-  
rungsstellen liegen bei Koord. 2692.07/1154.83/1330 m am Fuss der linken  
Talseite. Ein Wiederaustritt liegt in der Garegna ca. 200 m im Abstrom bei  
Koord. 2691.94/1154.64/1280 m; hier exfiltriert jedoch nur ca.  $\frac{1}{8}$  des ge-  
samten Abflusses von bis zu 700 l/s. Die restlichen  $\frac{7}{8}$  treten weitere 300 m  
talabwärts (Koord. 2691.70/1154.35/1250 m) bei Frasnè di Dentro aus. Die  
Entwicklung des unterirdischen Gewässerlaufs der Garegna ist in FABBRO  
(1998a) im Detail beschrieben.
- Laghetto dell'Alpe: Dieser kleine See – auch als Lago di Alpe di Lago be-  
kannt – besitzt keinen oberirdischen Abfluss. Der See liegt in einer glazige-  
nen Senke mit Moränenmaterial auf 2010 m ü. M. Mittels Tracerversuche  
konnte FABBRO (1998a) nachweisen, dass der See z. T. mit Wasser aus Ver-  
lusten des Lago di Tom gespeist wird. Dies, zusammen mit seiner Lage am  
Kontakt zwischen triassischen Metasedimenten und den Bündnerschiefer,  
erklärt den hohen Kalzium- (23 mg/l) und Sulfatgehalt (9 mg/l) des Wassers,  
wobei eine Aufkonzentration durch Evaporation in den Sommermonaten  
nicht auszuschliessen ist. FABBRO (1998a) konnte weiterhin nachweisen,  
dass der See die Quelle bei Pian Partüss (Koord. 2693.51/1155.76/1840 m),  
rund 500 m im Nordwesten gelegen, speist.

### *Val Piora*

- Lago di Tom: Die südliche Hälfte des Sees liegt im Dolomitmarmor der Pio-  
ra-Zone. Der abschliessende Felsriegel besteht ebenfalls aus Dolomitmar-  
mor. Der See entwässert unterirdisch durch einen Versickerungstrichter ca.  
40 m südöstlich der am Seeufer gelegenen Alphütte. Die Resurgenz liegt im  
Dolomitmarmor, ist rund 130 m südwestlich des Seeufers entfernt und nur  
wenige Meter niedriger als der Seespiegel. Wie zuvor erwähnt, speist sein  
unterirdischer Wasserlauf zum Teil den Laghetto dell'Alpe.
- Lago di Dentro: Dieser See entwässert zwar unterirdisch, aber nicht infolge  
von Lösungsphänomenen, da er in Gneis und Schiefer der Corandoni-Zone  
und im Sorescia-Gneis liegt. Die unterirdische Entwässerung erfolgt sehr  
wahrscheinlich entlang von Klüftzonen. Der unterirdische Wasserlauf ist  
nur ca. 160 m lang und speist eine gefasste Quelle südlich des Felsriegels  
(Koord. 2699.82/1156.03/2280 m).

*Färbversuche:* Umfangreiche Färbversuche wurden zwischen 1993 und 1997 im Val Piora durchgeführt (DR. H. JACKLI 1994, HALDIMANN & OTZ 1999, OTZ et al. 2003). Die Untersuchungen wurden im Rahmen der Erkundungsarbeiten für den Gotthard-Basistunnel durchgeführt und hatten zwei Ziele: a) Die Erkundung der hydraulischen Verbindungen zwischen dem Oberflächenwasser in der Piora-Zone und dem so genannten «Piora-Aquifer» und b) die Untersuchung der möglichen Verbindungen zwischen dem Wasser dieses Aquifers und dem damals im Planungsstadium befindlichen Basistunnel, vor allem im Bereich der Piora-Zone. Die Ergebnisse sind in HALDIMANN & OTZ (1999) und OTZ et al. (2003) beschrieben und nachfolgend zusammengefasst.

- Der Lago Ritóm weist Wasserverluste auf, wenn der Wasserspiegel höher als 1835 m liegt (erstes Niveau der Staumauererhöhung von 1918). Das Wasser versickert am westlichen Ende des Sees und fliesst ausschliesslich nach Westen ins Val Canaria.
- Es bestehen keine hydraulischen Verbindungen zwischen dem Oberflächenwasser des Val Piora und den Karstquellen von Pertusio.
- Die grossen Dolinen bei Calderoni di Piora liegen genau auf einer unterirdischen, Nord–Süd streichenden Wasserscheide (entlang ca. Koord. 2699.5), die rund 2,9 km westlich der oberflächlichen Wasserscheide am Pizzo Columbe verläuft. Die zwei Bäche östlich dieser Wasserscheide, die Murinascia Grande und der Ri dei Calcestri, verlieren schätzungsweise 150–200 l/s durch Versickerung. Insbesondere der Ri dei Calcestri ist bei seiner Mündung in die Murinascia Grande in der Regel trocken. Das Karstwasser fliesst nach Osten unter der topografischen Wasserscheide durch und speist die Quellen des Ri di Lareccio in ca. 6,5 km Entfernung und erreicht sogar Quellen im Val di Campo in ca. 13,5 km Entfernung.
- In einzelnen Dolinen bei Pian Segno im Valle Santa Maria kommen artesische Karstwasseraufstösse vor. Dies bedeutet, dass das Karstwasser in den triassischen Karbonatgesteinen der Piora-Frodalera-Zone unter dem Valle Santa Maria teilweise artesisch gespannt ist und die Vorflut des Karstwassers deshalb nicht im Valle Santa Maria, sondern möglicherweise weiter östlich liegt.
- Markierungsmittel erreichten nach 24 Tagen angeblich den Erkundungsstollen Polmengo (der 300 m höher als der Basistunnel liegt). Die Markierungsmittel wurden ursprünglich in der grössten Doline von Calderoni di Piora und in den Bächen Murinascia Grande und Ri dei Calcestri injiziert. Aufgrund der extrem niedrigen Konzentrationen ist der Befund im Erkundungsstollen Polmengo allerdings fraglich.

*Valle Leventina*

- Lago Inferiore di Chièra: Dieser See liegt in einer glazigenen Senke mit einem Felsriegel aus Zweiglimmerschiefer bis -gneis der Lucomagno-Decke (Koord. 2701.65/1152.76/2344 m). Der See wird vom Ablauf des Lago Superiore di Chièra gespeist, weist aber selber keinen oberirdischen Abfluss auf. Der unterirdische Wasserlauf ist lediglich rund 50 m lang und verläuft wahrscheinlich an der Basis des Moränenmaterials. Der Wiederaustritt befindet sich rund 50 m südwestlich des Seeufers und speist einen Bach, der sich oberhalb der Alpe di Chièra in zwei Bäche aufteilt. Der östliche Arm versickert bei der Alpe di Chièra; der westliche Arm versickert ca. 100 m nach der Verzweigung und kommt weitere ca. 260 m westlich davon wieder an die Oberfläche. In beiden Fällen steht die Versickerung sehr wahrscheinlich in Zusammenhang mit Nackentälchen unmittelbar nördlich des Abrissrandes der Felsrutschung von Osco.
- Lago di Ravina: Der See liegt im Zungenbecken eines Lokalgletschers und wird von einem Moränenwall aufgestaut. Die Entwässerung erfolgt vollständig unterirdisch. Es ist nicht bekannt, wodurch der unterirdische Wasserlauf kontrolliert ist (wahrscheinlich durch eine Kombination eines Kluftsystems und Marmorlagen innerhalb der Bündnerschiefer), wo er verläuft und welche Quellen er speist.
- Lago di Prato: Der Abfluss des Lago di Prato versickert ca. 250 m nördlich des Sees (Koord. 2693.1/1149.6/2010 m) in quartären Ablagerungen, welche die Bündnerschiefer mit Marmorzwischenlagen überdecken. Zwei Resurgenzen treten nur ca. 100 m nördlich der Versickerungsstelle auf (Koord. 2693.10/1149.69/1980 m u. 2693.15/1149.68/1990 m). Es ist möglich, dass der unterirdische Wasserlauf auch die Quellen von Cassina di Lago, rund 300 bis 400 m nordöstlich der Versickerungsstelle gelegen, via Ost–West streichende Marmorlagen in den Bündnerschiefern speist.
- Alpe Cara: Im Gebiet zwischen Lago di Cara und Alpe Cara gibt es im Bereich von Pkt.2217 m (Koord. 2695.87/1148.98) ein eindruckliches System von Versickerungstrichtern (FABBRO 2010). Das Wasser versickert im Bereich von zwei geringmächtigen (2–6 m), parallel verlaufenden Marmorlagen, die über eine Länge von 450 bzw. 250 m aufgeschlossen sind. Die Marmorlagen gehören zum penninischen Bündnerschiefer und liegen hier zirka 100 m vom eigentlichen Kontakt innerhalb der Sambuco-Einheit. Die Lagen verlaufen parallel zur lokalen Schieferung (Streichen WNW–ESE, Einfallen rund 60° nach SSW). Die Kontakte mit den Gesteinen der Sambuco-Einheit sind teilweise tektonisch überprägt (starke Verschieferung und z. T. Fältelung).



Fig. 18: Versickerungssystem Alpe di Cara: Versickerungsstelle in der topografisch höhergelegenen Marmorlage. Zwei kleine Wasserläufe (oben und unten im Bild) enden beim Versickerungstrichter (Bildmitte), wo das Wasser etliche Meter in die Tiefe stürzt und anschließend im Untergrund versickert. Foto S. Strasky, 2012.

Die topografisch höhergelegene Marmorlage enthält fünf, die untere drei Hauptversickerungsstellen des namenlosen periodisch fließenden Bachs, der vom Lago di Cara gespeisen wird. Die Versickerungstrichter weisen z. T. beträchtliche Ausmasse mit Durchmessern von bis zu 20 m und Tiefen von bis zu 6 m auf (s. Fig. 18). Ein Markierversuch mit Fluorescein hat ergeben, dass das Wasser gut 1 km unterirdisch in Richtung Valle Leventina fließt und ca. 400 Höhenmeter unter den Versickerungsstellen im Ri Secco («trockener Bach») wieder austritt (FABBRO 2010). Die hydrologische Verbindung ist sehr wahrscheinlich durch ein Nord–Süd streichendes System von Brüchen gegeben.

- Leiarozza: Die Leiarozza (Dialekt für «kleiner See») liegt auf 2366 m ü. M., ca. 250 m nördlich des Pizzo Meda im Valle dei Cani. Der See liegt im tiefsten Abschnitt einer abflusslosen Senke, die im Kontaktbereich zwischen Dolomitmarmoren der Triaszone von Pizzo Meda – Cimetta Briolent und

Bündnerschiefern liegt. Im Spätsommer und bei niedrigem Wasserstand ist am Ostende ein Versickerungstrichter sichtbar (Koord. 2697.08/1147.96/2366 m). Das Wasser speist sehr wahrscheinlich die vier Quellen, die am Fuss der Bündnerschieferhänge südwestlich des Lago Tremorgio und rund 700 m östlich der Leiarozza auf Höhen um 2000 m ü. M. entspringen.

- Lago Tremorgio: Der Lago Tremorgio entwässert zum Teil unterirdisch und zwar möglicherweise entlang von Wasserläufen, die von Kluftsystemen und von Marmorlinsen und -lagen in den Bündnerschiefern kontrolliert sind.

## Quellen

Im Gebiet von Atlasblatt Ambri-Piotta sind nahezu 500 Stellen ausgewiesen, wo Wasser an die Oberfläche tritt und oberirdisch abfließt oder in technischen Bauten für die Wasserversorgung gefasst wird. Die ursprünglich sehr heterogene Erfassung der Quellen in den einzelnen Aufnahmegebieten wurde im Rahmen der Zusammenstellung des Atlasblattes mit Daten aus BINGGELI (1961), DR. H. JÄCKLI (1993), OPPIZZI (1994) und SUPSI (2004b) ergänzt. Neben den zuvor beschriebenen Karstquellen und Wiederaustritten von unterirdischen Bachläufen wurden zahlreiche Kluft-, Lockergesteins- und Schichtquellen in Form von gefassten und ungefassten Punktquellen sowie vereinzelt Quellhorizonten ausgewiesen und nachfolgend kurz charakterisiert:

- Kluft- und Lockergesteinsquellen: Kluftquellen setzen das Vorhandensein eines zusammenhängenden Kluftsystems voraus und treten direkt aus dem Fels aus. Weitaus häufiger als Kluftquellen kommen beim Übergang von Fels zu Lockergestein, in Schutthalden oder in Gebieten mit geringer Moränenbedeckung Lockergesteinsquellen vor. Die primären Quellen sind dabei oftmals eigentliche Kluftquellen, die unter den Lockergesteinen verborgen liegen. Beispiele von Lockergesteinsquellen finden sich über das ganze Kartengebiet verteilt.
- Schichtquellen: Dieser Quelltyp tritt an der Grenze zwischen einer wasserleitenden und einer nichtleitenden Schicht aus. Hierzu gehören zahlreiche Quellen, die am Fuss von gut durchlässigem Hangschutt im Kontakt zu schlecht durchlässigem Moränenmaterial entspringen. Beispiele von Schichtquellen sind die sehr ergiebigen Quellen unmittelbar nördlich der Alpe Cadonighino, die das Quellgebiet des Ri di Foch darstellen. In einigen Fällen sind die Schichtquellen im Gelände durch zahlreiche Wasseraustritte entlang einer horizontalen Linie zu erkennen. Solche Quellen wurden als Quellhorizonte ausgeschieden. Ein schöner Quellhorizont ist östlich des Lago Pécian im hinteren Val Piora zu beobachten, wo zahlreiche Quellen aus dem selben Horizont austreten.

BEFFA (1993 a, S 22f.) hat 1991 rund 310 Quellen im Gebiet zwischen Madrano, Val Canaria, Passo del Sole und der Kantonsgrenze zu Graubünden systematisch aufgenommen und dabei folgende Parameter erfasst: pH-Wert, Sauerstoffgehalt, elektrische Leitfähigkeit und gelöste Stoffe. Das Quellwasser aus Gesteinen der Gotthard- und der Lucomagno-Decke weist pH-Werte von 6 bis 7 auf, während das Wasser, das aus den Triasgesteinen austritt, pH-Werte von 7–8 zeigt. Für die restlichen Gebiete liegen keine systematisch erhobenen Messwerte vor.

### Alpine Seen

Die Übersichtskarte in BIANCONI (1969) verzeichnet auf dem Gebiet des Atlasblattes 32 alpine Seen und drei künstlich gestaute Seen, den Lago del Sambuco, den Lago della Valletta südlich des Rifugio Garzonera (Koord. 2694.1/1149.8) und ein namenloser kleiner See bei Ressiga, 1,5 km südöstlich von Nante (Koord. 2691.96/1151.81). In der systematischen Liste von BIANCONI (1969) sind neben den Flächen auch die Seespiegellhöhen der einzelnen Seen angegeben. Einzig ein sehr kleiner See bei Roncascio (Koord. 2691.09/1152.29/1423 m), südöstlich von Nante, liegt unterhalb von 1800 m ü.M. Die grossen natürlichen Seen (Lago Ritóm, Lago Cadagno, Lago Tremorgio) liegen in Höhe zwischen 1800 und 1900 m ü.M. Alle weiteren Seen liegen noch höher; die höchsten befinden sich an der Südflanke des Val Cadlimo nahe der Wasserscheide zum Val Piora (Lago di Schenadüi 2579 m ü.M. und Laghetti della Miniera 2525 m ü.M.).

Der Hauptfaktor bei der Entstehung der alpinen Seen bildet die Gletschererosion, wie bereits von GARWOOD (1906) richtig erkannt. In der Regel liegen die höchstgelegenen Seen in Felsbecken von Karmulden mit einem Felsriegel. Beispiele sind der Lago Superiore di Chièra (2361 m ü.M.) und der Lago Scuro (2451 m ü.M.). Niedriger gelegene Seen liegen meist in einem Becken aus Moränenmaterial, das in einigen Fällen von einem Moränenwall abgeschlossen wird. Beispiele sind der Lago Cadagno und der Lago di Ravina. An mehreren Orten spielen in der Genese der alpinen Seen Karstphänomene (Lösung von Karbonat in den triassischen Metasedimenten und im Marmor des Bündnerschiefers) eine wichtige zusätzliche Rolle. Dies gilt insbesondere für die folgenden Seen: Lago Ritóm, Lago Cadagno, Lago di Tom, Lago dei Campanitt, Leiarozza und Lago Tremorgio. Beim Lago Cadagno ist der Hang des östlichen Ufers durch zwei hangparallele Linearstrukturen gekennzeichnet, die als Sackungsstrukturen gedeutet werden und möglicherweise mit grossmassstäblichen Karsterscheinungen bei der Bildung des Sees einhergehen. Einige Besonderheiten von vier alpinen Seen sind nachfolgend beschrieben:

*Laghetto di Giübin*

Der Laghetto di Giübin (Koord. 2698.54/1155.16/2097 m) ist der einzige ephemere See auf dem Atlasblatt. Der kleine See mit einem Durchmesser von ca. 30 m füllt sich während der Schneeschmelze und ist im August vollkommen leer (PEDUZZI 2005, S. 159). Der See liegt in einer kleinen, abflusslosen Senke aus Moränenmaterial im Zungenbereich eines ehemaligen Lokalgletschers. Der unterlagernde Fels wird durch quarzitisches Metasedimente der Quarten-Formation gebildet und befindet sich nahe des Kontakts zur Rauwacke. Eine WNW–ESE streichende Bruchzone, entlang derer zahlreiche Dolinen und Versickerungsstellen auftreten, liegt unmittelbar im Bereich des Laghetto di Giübin.

*Lago Tremorgio*

Der Lago Tremorgio liegt in einem markanten Kessel innerhalb der Kalkglimmerschiefer. Der tiefste Punkt liegt bei 1770 m ü.M. Der Seespiegel liegt seit der künstlichen Erhöhung im Jahr 1917 bei maximal 1827 m ü.M. Auffällig ist die nahezu kreisförmige Ausdehnung mit einem Durchmesser von rund 700 m. Aufgrund dieser Form und weiteren geologischen, tektonischen und morphologischen Kriterien deutete BÄCHTIGER (1976) den Tremorgio-Kessel als Impaktkrater eines Meteoriten. BIANCONI (1977a) konnte beweisen, dass alle von BÄCHTIGER (1976) aufgeführten Kriterien auf falschen Interpretationen beruhen und dass die Entstehung des Lago Tremorgio aus einer Kombination von Gletschererosion, tektonischen Schwächezonen und Karsterscheinungen zurückzuführen ist, wie bereits von früheren Autoren (z.B. GARWOOD 1906, OTZ 1969) vermutet.

Bereits vor der künstlichen Aufhöhung wies der See nennenswerte Verluste von bis zu 200 l/s (HASLER 1949, S. 59) auf. Trotz umfangreicher Abdichtungsarbeiten verliert der See immer noch bis zu 90 l/s (OTZ 1969). Anhand von Tritium-Tracerversuchen konnte OTZ (1969) zeigen, dass diese Verluste zahlreiche Quellen am Fuss des Südhangs des Valle Leventina zwischen Ambri-Sopra und Mascengo, eine Quelle im Val Piumogna und sogar eine Quelle oberhalb von Fusio sowie eine zweite oberhalb von Mogno im Val Lavizzara speisen. Die unterirdischen Wasserwege müssen demnach z.T. entlang von herausgelösten Karbonatgesteinen in der Triaszone von Campolungo sowie im Bündnerschiefer, wahrscheinlich gekoppelt mit offenen Kluftsystemen, verlaufen. OTZ (1969) konnte 14 wichtige Verluststellen am nordöstlichen Ende des Sees nachweisen. Einer der Trichter hat einen Durchmesser von 4 m und führt zu Verlusten von 34 l/s auf. Die Trichter liegen wahrscheinlich in Linsen und Lagen von Kalzitmarmor in den Kalkglimmerschiefern.

### Lago Cadagno

Der Lago Cadagno ist einer der letzten alpinen Seen, der ein meromiktisches krenogenes System (das Seewasser der oberen Schicht und das der unteren vermischen sich nie) aufweist. Der See, mit einer Fläche von rund 25 ha, einer maximalen Tiefe von 21 m und einem Volumen von ca. 2,6 Mio. Kubikmeter, wird vom Centro Biologia Alpina in Piora seit vielen Jahren intensiv untersucht (in PEDUZZI et al. 1998 und TONOLLA & PEDUZZI 2006 sind Übersichten und eine komplette Bibliographie zum Thema enthalten).

Die stabile krenogene Meromixis wird von Salzlösungen verursacht, die in Quellen aus dem Seeboden am Südende des Sees entspringen. Das stark mineralisierte Quellwasser hat eine elektrische Leitfähigkeit von 1360  $\mu\text{S}/\text{cm}$  und enthält folgende Konzentrationen (Durchschnitt aus sieben Quellen): 170 mg/l Kalzium, 75 mg/l Magnesium, 80 mg/l Sulfat und 120 mg/l Karbonat (PEDUZZI & TONOLLA 1998). Im Wasser am Seegrund wurden extrem hohe Schwefelwasserstoffgehalte mit 80 bis 100 mg/l gemessen (PEDUZZI & TONOLLA 1998). Das Wasser stammt aus dem Karstsystem der triassischen Metasedimente (Dolomitmarmor, Rauwacke und Gips) der Piora-Zone und bildet die untere Schicht (Monimolimnion). Das Wasser ist hier anoxisch und reduzierend. Anaerobe Bakterien produzieren u.a. Methan und Ammonium; wichtiger aber sind Sulfat reduzierende Bakterien (*Desulfocapsa* sp.), die das Sulfat in Schwefelwasserstoff umwandeln. Die obere Schicht (Mixolimnion, Oberflächenwasser) stammt aus dem mineralarmen Oberflächenwasser der Kristallinregionen der Gotthard-Decke und ist sauerstoffreich. Der Dichteunterschied der zwei Wässer resultiert in einer permanenten Schichtung, die von einer Chemokline (Grenzschicht) in einer Tiefe von ca. 10–13 m getrennt und von einem drastischen Wechsel der Konzentrationen der chemischen Komponenten gekennzeichnet ist. Hier leben anaerobe, phototrophe Bakterien des Schwefelzyklus, deren Metabolismus einerseits auf dem sinkenden organischen Material (Algen) und dem Licht aus der oberen Schicht und andererseits aus dem Schwefelwasserstoff aus der unteren Schicht basiert. Es handelt sich vor allem um die Bakterie *Chromatium okenii*, die den Schwefelwasserstoff in Sulfat zurückwandelt und in den Sommermonaten der Chemokline eine intensiv himbeerrote Färbung verleiht. Durch diesen Metabolismus erfüllt die Chemokline die Funktion eines Filters, so dass der Schwefelwasserstoff nicht in die obere Wasserschicht steigen kann, wo – im Gegensatz zur unteren Schicht – viele Fische leben.

HEBTING et al. (2006) haben das reduzierende Wasser und die Sedimente des Lago Cadagno untersucht und nachgewiesen, dass rein chemische Prozesse in der frühen diagenetischen Phase zur Stabilisierung der organischen Verbindungen aus abgestorbenen Lebewesen – und nicht mikrobiologische Prozesse – die entscheidende Rolle spielen. Es handelt sich um Hydrierungsprozesse in

anoxischen Sedimenten, wobei Schwefelverbindungen (Schwefelwasserstoff im Fall des Lago Cadagno) die Wasserstoffspender im Reduxionspfad darstellen. Das so konservierte (nicht oxidierte) organische Material kann im Laufe der weiteren Diagenese z. B. zu Erdöl reifen.

NIEMANN et al. (2012) haben seismische Untersuchungen durchgeführt und zwei Bohrkern (10,5 m und 9,5 m lang) aus dem tiefsten Bereich des Sees gezogen. Die Ergebnisse zeigen, dass die erbohrten Sedimente die letzten 12 ka dokumentieren. Neben der normalen Hintergrundsedimentation konnten Abschnitte mit Hochwassersedimenten und Abschnitte mit umgelagertem Material identifiziert werden. Hochwasserereignisse kamen demnach hauptsächlich zwischen 4,5 und 3,5 ka BP vor. Die ermittelten Paläotemperaturen zeigen Klima-anomalien in der warmen Periode des Mittelalters, eine Kälteperiode vor ca. 1,5 ka und das holozäne «Klimaoptimum» (NIEMANN et al. 2012).

### *Lago Ritóm*

Der Lago Ritóm (aus dem lokalen Begriff Ri det Tom) hatte ursprünglich auch ein meromiktisches, krenogenes System, das jedoch durch den Bau der ersten Staumauer 1918 zerstört wurde (PEDUZZI & TONOLLA 1998). Nach BOURCART (1906) enthielt das Wasser in der Tiefe 1400 mg/l SO<sub>3</sub>, 700 mg/l CaO und 200 mg/l MgO, die wahrscheinlich aus der Lösung von Rauwacke und Gips bzw. Anhydrit stammten. Heute speist das Wasser des Lago Ritóm die hydroelektrische Zentrale der SBB in Piotta. Angaben zu den Stollenbauten finden sich im Kapitel Tunnel, Sondierstollen und Bohrungen (S. 184f.) und zu den Wasserverlusten des Lago Ritóm auf S. 159.

## **MINERALIEN IN ZERRKLÜFTEN UND IN DEN DOLOMITMARMOREN DES CAMPOLUNGO**

Mit Ausnahme der Gesteinseinheiten der Gotthard-Decke an der nördlichen Kartengebietsgrenze, ist das Gebiet von Atlasblatt Ambri-Piotta im Vergleich mit anderen Gebieten der Zentralalpen relativ arm an Mineralien führenden Zerrklüften. Dafür stellen die Dolomitmarmore der Triaszone von Campolungo eine einmalige Mineralfundstätte dar, die durch ihren Reichtum an teilweise seltenen gesteinsbildenden Mineralien besticht. Die Mineralfunde in der Triaszone von Campolungo sind ab S. 169 beschrieben.

Es sei an dieser Stelle vermerkt, dass für das Sammeln von Mineralien im Kanton Tessin eine kantonale und eine kommunale Bewilligung erforderlich sind. Für einzelne Regionen gilt ein absolutes Sammelverbot.

### **Mineralien in Zerrklüften**

Die Bildung von Quarz in alpinen Zerrklüften begann vor 20–18 Ma bei Temperaturen von ca. 450°C und dauerte bis vor ca. 8–6 Ma und Temperaturen von ca. 150°C an (LUCCHINI 1998, 2002, SHARP et al. 2005). Die rasche Abkühlung der Gesteine wird durch eine sehr tiefe meteorische Wasserzirkulation (10 km und tiefer) nach der Hauptbildung der Quarzklüfte erklärt. Indirekt konnte anhand von Deuterium-Analysen an hydrothermaleme Quarz bestätigt werden, dass die Überlagerung der heutigen Oberfläche in der Vergangenheit rund 3 km betragen hat (SHARP et al. 2005).

In Zerrklüften innerhalb der Gneise und Schiefer am Südrand der Gotthard-Decke sind nach NIGGLI & DE QUERVAIN (1938) neun Hauptparagenesen bekannt. Quarz (immer im Tessiner Habitus), Albit und Adular bilden dabei die häufigsten Mineralien. Aus Zerrklüften im Leventina-Gneis beschreibt CASA-SOPRA (1939, S. 593 ff.) 28 bekannte Mineralparagenesen. Elf von diesen Mineralparagenesen (Nr. 18–28) wurden im Gebiet des Atlasblattes belegt. Der Quarz kommt dabei ebenfalls immer im Tessiner Habitus vor.

Systematische Daten über die Mineralien in Zerrklüften finden sich in KOENIGSBERGER (1908), NIGGLI & DE QUERVAIN (1938), NIGGLI et al. (1940), PARKER (1954) und DE QUERVAIN & FREY (1967). Nachfolgend sind je zwei ausgewählte Oberflächenfundgebiete und Tunnel funde beschrieben.

#### ***Pizzo Meda***

Südlich des Pizzo Meda, am Südwesthang von Pkt. 2581 m ü. M., wurden in einem steilstehenden Quarzgang im Kalkglimmerschiefer der «Bedretto-Zone» kugelig-stachelige Quarzaggregate – sogenannter Igelquarz – gefunden. Die glas-

klaren Quarzkristalle sind langstängelig bis nadelig ausgebildet. Die Quarzaggregate ähneln den viel grösseren und bekannteren Funden von Paltano im hinteren Val Bedretto (Atlasblatt 68 Val Bedretto; LABHART 2005, S. 76).

### ***Lago Tremorgio***

Die berühmte – in den Schweizer Alpen vermutlich einmalige – Fundstelle von Edelskapolith wurde 1929 am Ostufer des Lago Tremorgio vom Tessiner Strahler C. Taddei entdeckt (TADDEI 1937) und von JAKOB et al. (1931) wissenschaftlich untersucht. Weitere wichtige Funde erfolgten 1966 durch M. Pacciorini (610 Kristalle zwischen 5 und 67 mm Länge) und 1979 durch das Ufficio delle Miniere, Bellinzona, und das Museo cantonale di storia naturale, Lugano. In der letzten Kampagne wurde eine Druse in einer massigen Quarzlinse entdeckt, die rund 500 Skapolithkristalle mit einer Länge von bis zu 70 mm enthielt (STEIGER 1980, 1982).

Der Skapolith des Erstfundes stammt aus einer Druse in einer Kluft im Kalzglimmerschiefer. Das Drusenmaterial umfasste Kalzit als Hauptmineral (in Spaltrhomboedern), Muskovit, Biotit (z.T. in Rosetten), Quarz, Albit, Epidot, Apatit, Rutil, Pyrit und Limonit. Der Skapolith wies einen länglich-prismatischen Habitus mit quadratischem Querschnitt und ohne Endflächen auf. Die gefundenen Skapolithkristalle waren durchsichtig, hatten eine blass strohgelbe Färbung und Härten zwischen 5 und 6,5. Der Skapolithfund gehört somit der seltenen Edelskapolith-Varietät an. Die Exemplare aus dieser Fundstelle gelten als die schönsten in ganz Europa.

Die chemische Zusammensetzung des Edelskapoliths entspricht einem mejonitreichen Glied (Verhältnis: Mejonit 0,72–0,74 zu Marialith 0,28–0,26), wie es für die Zentralalpen typisch ist. Beim Marialith handelt es sich um Sulfat-Marialith (Chlor-Marialith fehlt fast ganz), der in den Zentralalpen sehr selten vorkommt (KUHN 2004, KUHN et al. 2005).

### ***Zuleitungsstollen Piottino (Dazio Grande – Lavorgo)***

Beim Vortrieb des Zuleitungsstollens (Dazio Grande – Lavorgo) des Kraftwerks Piottino im Jahr 1930 wurden vor allem im nördlichen Abschnitt sehr viele steilstehende, mineralienreiche Querklüfte gefunden (GRÜTTER 1931, S. 5). Die Mineralien wurden von TADDEI (1930) und PARKER (1930) beschrieben.

Die Klüfte sind meistens von massigem, 2–10 cm mächtigem Quarz gefüllt. Leicht grünlicher Muskovit bildet nestartige Glimmergruppen. Der Dolomit überlagert häufig den Quarz und ist gelegentlich von diesem sowie von Siderit und Rutilnadeln begleitet. Rutil als bis 2 cm grosses Sagenitgitter ist von Karbonat umhüllt und kommt vereinzelt auch in Gips vor. Der Pyrit bildet kleinste Kristalle, kommt jedoch teilweise massenhaft in Form von Überzügen der älteren Mine-

ralien vor. Die Kristalle sind meistens als Würfel und Oktaeder ausgebildet und weisen selten eine ausgesprochene Streckung (bis auf das 20-Fache der Querdimension) auf. Daneben kommen ab und zu Kalzit, Anatas, Hämatit (Eisenrosen), Titanit, Klinochlor (Pennin), Baryt, gelber Turmalin und Sphalerit vor.

### ***Gotthard-Basistunnel***

Die im Kartengebiet bedeutendsten Mineralfunde beim Bau des Gotthard-Basistunnels wurden im Sondierstollen Polmengo (1994–1996) gemacht. Fünf mineralisierte Klüfte (bis zu 1 m mächtig) enthielten wertvolle Karbonatstufen (Dolomit-Ankerit, Siderit und Kalzit), die von Quarz, Muskovit, Biotit, Pyrit und Rutil begleitet sind. Diese Mineralparagenese ist aus früheren unterirdischen Bauten im Leventina-Gneis bekannt – die zahlreichen und ausgesprochen gut kristallisierten Karbonatminerale sind jedoch einzigartig. Der Dolomit-Ankerit ist oft sattelförmig, der Siderit rhomboedrisch oder scheibenförmig, und der Kalzit kommt in durchsichtigen oder milchig-trüben Rhomboedern mit stark variierender Grösse (zwischen wenigen Millimetern und 10 cm) vor. Rutil tritt oft als Sagenitgitter, seltener in nadeligen, bis zu 3 cm langen Kristallen auf. Der Quarz, im Allgemeinen im Tessiner Habitus, ist manchmal mit Chlorit und winzigen Pyritwürfeln überzogen.

In den später durchgeführten Vortriebsarbeiten (Zugangsstollen Faido und Haupttrasse des Basistunnels, 2000–2009) wurden keine bedeutenden Kristallstufen mehr gefunden. Die spärlich angetroffenen Klüfte im Leventina-Gneis und im Medel-Granit waren relativ klein (maximal ca. 50 cm). Die häufigste Mineralparagenese in diesen Klüftfüllungen bestand aus Quarz, Kalzit, Muskovit und untergeordnet Dolomit-Ankerit sowie Pyrit. Viel seltener und sporadischer waren Funde mit grünem Fluorit (in bis zu 3 cm grossen Oktaedern), Pyrrhotin (maximal 3 cm) und schwarzem Turmalin (in bis zu 4 cm langen Nadeln).

### **Mineralien in den Dolomitmarmoren des Campolungo**

Die Dolomitmarmore des Campolungogebietes sind für ihren Reichtum an gut kristallisierten Mineralien weltweit bekannt und haben die Aufmerksamkeit von Mineralogen und Geologen bereits gegen Ende des 18. Jahrhunderts erweckt. Die entsprechende Bibliographie ist zu umfangreich, um an dieser Stelle lückenlos wiedergegeben zu werden. Die wichtigsten Arbeiten sind im nachfolgenden Text erwähnt (für weiterführende Literatur sei auf die Referenzen und die darin zitierten Arbeiten verwiesen). Insgesamt sind 25 Mineralarten aus dem Campolungogebiet bekannt, wovon die meisten gesteinsbildend sind oder in kleinen Drusen vorkommen. GÜBELIN (1939) hat eine umfassende Monografie über die Mineralien erarbeitet. Die Hauptfundstellen sind in jener Arbeit und in BIANCONI (1977b) beschrieben. Nachfolgend sind die wichtigsten Mineralien kurz beschrieben.

### *Tremolit*

Das Campolungogebiet ist die Typlokalität des Tremolits. Der Tremolit wurde erstmals im Zusammenhang mit den Dolomitgesteinen dieses Gebiets erwähnt. PINI (1786) beschrieb bereits recht präzise das Aussehen und die Eigenschaften des Minerals, nannte es aber vage als «scerlo bianco radiato, o anzi striato a raggi concentrici» (weisser, strahlenförmiger Schörl, d. h. zweifelsohne die radialstrahlige Tremolitvarietät), ohne ihm einen Namen zu geben und den genauen Fundort (Valle Maggia) anzugeben. Der Name Tremolit – in Anlehnung an den vermeintlichen Fundort im Val Tremola – wurde zum ersten Mal von HÖPFNER (1789) gebraucht und mit der Fundstelle «Gotthard» in Verbindung gebracht. Im Gotthardgebiet entdeckte E. Pini 1783–1784 im Val Tremola zwar Aktinolith (PINI 1784), jedoch keinen Tremolit. Tremolitfunde aus dem Val Tremola sind bis heute nicht bekannt. So kam es, dass das Mineral seinen Namen aufgrund einer falschen geografischen Angabe erhielt. HÖPFNER (1790) enthält die erste chemische Analyse des Tremolits. Bereits zwei Jahre später erwähnt FLEURIAU DE BELLEVUE (1792, S. 89) in seiner Abhandlung über den «marbre élastique du Saint-Gothard», dass er diesen «marbre» auf dem «Campo-Longo» gesehen hat, und dass er weissen und grauen Tremolit enthält. DE MECHEL (1795) und DE SAUSSURE (1796) beschrieben fünf bzw. sechs Varietäten des Tremolits, wobei DE MECHEL (1795) korrekterweise Campolungo, DE SAUSSURE (1796) hingegen immer noch das Val Tremola als Fundstelle angibt. Weitere geschichtliche Angaben sind in BIANCONI (1977b, 1979, 1986) und ROTH (2006) enthalten.

Nach Ausbildung und Farbe können vier Tremolitvarietäten unterschieden werden:

- weisser prismatischer Tremolit, die am weitesten verbreitete Varietät;
- grauer prismatischer Tremolit, die zweithäufigste Varietät;
- grüner prismatischer Tremolit, sehr selten;
- radialstrahlige Aggregate aus weissem Tremolit, auch als «Grammatit-Sonnen» bekannt, lokal verbreitet.

Bei den prismatisch ausgebildeten Tremoliten ist die c-Achse der weissen Varietät bis zu 12 cm, die der grünen bis zu 7 cm und die der grauen bis zu 20 cm lang. Die prismatischen Tremolite sind reich an sehr feinkörnigen Einschlüssen (Dolomit, Kalzit, Quarz, Serizit, Apatit sowie Graphit im grauen Tremolit), die hauptsächlich in der langen Diagonale des rhombischen Querschnitts konzentriert sind. Von diesen charakteristischen linienförmig angeordneten Einschlüssen stammt das offiziell nicht akzeptierte Synonym «Grammatit» (aus dem Griechischen *gramma* = Linie), das von HAÛY (1801) als Ersatz für den etymologisch falschen Namen Tremolit vorgeschlagen wurde. Die chemische Zusammensetzung der drei Farbvarietäten des Tremolits ist in Tabelle 7 ersichtlich.

**Tab. 7: Chemische Analysen der drei farblich verschiedenen Tremolitvarietäten (nach BLANCONI 1971, S. 170). Herkunft der Proben: weisser Tremolit aus weissem zuckerkörnigem Dolomitmarmor, Alpe Pianascio; grauer Tremolit aus grauem schiefrigem Dolomitmarmor, Costello; grüner Tremolit aus weissem zuckerkörnigem Dolomitmarmor, Passo Cadonighino.**

	<b>Weisser Tremolit [Gew.-%]</b>	<b>Grauer Tremolit [Gew.-%]</b>	<b>Grüner Tremolit [Gew.-%]</b>
SiO <sub>2</sub>	58,0	57,2	54,0
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,3	0,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,1	4,4	9,8
FeO	0,23	0,50	0,16
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (*)	0,10	<0,02	0,43
MnO	0,00	0,02	0,00
MgO	22,1	21,1	18,2
CaO	13,2	13,5	11,9
Na <sub>2</sub> O	0,5	0,4	1,4
K <sub>2</sub> O	0,05	0,05	0,2
H <sub>2</sub> O	1,8	2,0	1,3
F	0,9	0,4	2,0
CO <sub>2</sub>	0,0	0,0	1,3
<b>Zwischensumme</b>	<b>100,11</b>	<b>99,87</b>	<b>100,89</b>
O = F <sub>2</sub>	0,4	0,2	0,8
<b>Summe</b>	<b>99,71</b>	<b>99,67</b>	<b>100,09</b>

(\*) Maximalwerte aus Mikrosondeanalysen (schriftl. Mitt. M. Weibel, 1977).

Die feinsten Graphiteinschlüsse bestimmen die graue Farbe des Tremolits, während die grüne Farbe wahrscheinlich aus dem erhöhten V<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Gehalt resultiert. Im grünen Tremolit sind die höheren Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>- und Fluorgehalte auffällig.

### *Turmalin*

Sehr schöne, bis 1,5 cm lange, durchsichtige und idiomorphe grüne und weisse Turmalinkristalle treten relativ selten im weissen zuckerkörnigen Dolomitmarmor auf (Fig. 19a). Sie wurden bereits von DE DOLOMIEU (1798) beschrieben, wobei er wiederum den «Saint-Gothard» als Fundstelle angibt.

Braune, teilweise durchsichtige und bis zu 1 cm lange idiomorphe Turmalinkristalle kommen relativ häufig im grauen Dolomitmarmor bei Costello, 500 bis 800 m westlich der Alpe Campolungo, vor. Der braune Turmalin von Campolungo wurde erstmals von KOENIGSBERGER (1908) beschrieben.

### *Korund, Chrysoberyll und Diaspor*

Korund ist das bekannteste Mineral der seltenen Mineralarten, die im weissen zuckerkörnigen Dolomitmarmor vorkommen. Er wurde angeblich 1813 von den Brüdern Camossi, Strahler aus Airolo, entdeckt. In der klassischen Fundstelle an der Nordflanke des Passo di Cadonighino ist der Korund als hellrosa bis violettblauer, trüber, gedrungener Kristall ausgebildet. In einer 1992 entdeckten Fundstelle (ROVETTI et al. 1994) sind die violettrosafarbenen Kristalle langprismatisch und erreichen Längen von 5 cm (Fig. 19b).

Das wohl seltenste Mineral im Dolomitmarmor ist der Chrysoberyll. Bis heute ist nur ein 4 mm grosser, grüner, tafelförmiger Kristall bekannt, der früher in der mineralogischen Sammlung von Prinz Gilberto Borromeo in Mailand aufbewahrt und von ARTINI (1920) bestimmt wurde. Heute ist der einmalige Fund im Museo Civico di Storia Naturale di Milano zu sehen. GUASTONI & PEZZOTTA (2007) haben die Bestimmung von ARTINI (1920) bestätigt, die grüne Farbe des Minerals dem hohen  $V_2O_3$ -Gehalt (0,70 %) zugeschrieben und die Mineralparagenese Korund-Phlogopit-Pyrit beschrieben. Aufgrund dieser Mineralparagenese kann die Stufe eindeutig dem Campolungogebiet und der klassischen Korundfundstelle zugeordnet werden.

Der Diaspor, früher als «weisser Turmalin» bezeichnet, wurde von EBEL (1808) erkannt. Das sehr seltene Mineral tritt in kleinen Drusen als lamellenförmige, farblose, bis zu 1 cm grosse Kristalle auf (Fig. 19c).

### *Weitere Mineralien*

Einige weitere, weniger spektakuläre Mineralien umfassen:

- Disthen: sehr seltenes Mineral im Dolomitmarmor, erreicht Längen von 4 cm und tritt u. a. im grauen Dolomitmarmor von Costello, westlich der Alpe Campolungo auf. Die ersten Funde wurden von BERNOULLI (1811) beschrieben.



Fig. 19: Gut kristallisierte Mineralien im weissen Dolomitmarmor der Triaszone von Campolungo (aus der mineralogischen Sammlung des Museo cantonale di storia naturale, Lugano): (a) Durchsichtiger grüner Turmalin (Länge 1 cm); (b) Rosa Korund (Länge 4 cm); (c) Der sehr seltene Diaspor (Länge 6 mm) in einer winzigen Druse; (d) Bernsteinfarbener Phlogopit (Durchmesser 5 mm). Fotos M. Antognini.

- Orthoklas: bräunliche, idiomorphe, einige Millimeter grosse Kristalle; erstmals von LINCK (1907) beschrieben.
- Skapolith: trübe, milchig-weiße bis bräunlich-gelbe Kristalle mit Längen von bis zu 3 cm; von MÜHLETALER (1922) entdeckt.

Weitere Mineralien sind: Apatit, Dolomit (in seltenen, farblosen bis milchig-weissen nahezu idiomorphen Kristallen), Fahlerz (Tennantit, sehr selten), Malachit und Azurit (als Oxidationsprodukte des Tennantits), Fluorit (sehr selten, maximal wenige Millimeter grosse Kristalle), Fuchsit (sehr selten), Kalzit (in kleinen, weissen bis bläulichen Rhomboedern), Muskovit, Plagioklas, Phlogopit (Fig. 19 d; s. auch S. 88ff.), Pyrit (häufig, bis 1 cm gross, an der Oberfläche immer limonitisiert), Quarz (teilweise in kleinen, sehr klaren idiomorphen Kristallen in kleinen Drusen), Rutil, Talk (meist pseudomorph nach Tremolit), Titanit und Zoisit (halbdurchsichtige, hellgrüne Kristalle).

### *Fluoreszenz*

Einige der oben beschriebenen Mineralien weisen eine ausgeprägte Fluoreszenz auf. Besonders schön fluoreszierende Beispiele sind in den von M. Antognini mit UV-Licht aufgenommenen Fotos von Korund, Tremolit und Skapolith zu sehen (MAZZOLENI & APPIANI 2010, Fig. 308–314). Es sei hier erwähnt, dass bereits PINI (1790) die Thermolumineszenz des weissen Dolomits des Campolungo beschrieben hatte (s. S. 83).

## MINERALISCHE ROHSTOFFE

Die Angaben zu den mineralischen Rohstoffen stammen grösstenteils aus der Karte der Vorkommen mineralischer Rohstoffe der Schweiz 1:200 000, Blatt 1 Tessin–Uri (WENGER & STEIGER 1990) und den dazugehörigen Erläuterungen von WENGER et al. (1990). Zusätzliche Verweise auf weiterführende Literatur ergänzen die Angaben. Eine umfangreiche historische Abhandlung der mineralischen Rohstoffe findet sich zudem in SCHNEIDERFRANKEN (1943).

### Bausteine und Baustoffe

#### *Dolomit und Kalkmarmor*

Unreine kalzitreiche Dolomitmarmore wurden früher an mehreren Stellen abgebaut. Im Gebiet des Atlasblattes sind zwei stillgelegte Dolomitsteinbrüche eingetragen:

- Prato Leventina: kleiner ehemaliger Steinbruch westlich der Kirche von Prato Leventina (Koord. 2700.90/1148.85/1030 m). Der abgebaute Dolomit wurde für die Herstellung von Kalk verwendet. Neben dem Steinbruch befinden sich die Reste eines Kalkofens, der 1980 restauriert wurde.
- Dalpe-Cornone: stillgelegter Steinbruch direkt an der Strasse nach Dalpe (Koord. 2702.64/1148.35/1230 m), Länge der ehemaligen Abbaufrent ca. 100 m. Die Sägespuren im Dolomitmarmor deuten darauf hin, dass das Gestein für Baumaterial gewonnen wurde (der romanische Glockenturm der Kirche von Prato Leventina wurde wahrscheinlich mit Material aus diesem Steinbruch gebaut).

Weitere Zeugen von Dolomit- oder Kalkabbau sind Kalköfen, die zur Kalkgewinnung errichtet wurden. Reste eines Kalkofens waren oberhalb der Kantonsstrasse zwischen Casanova und Tre Cappelle (Koord. 2698.58/1150.79/970 m) in den 1960er-Jahren noch sichtbar. Hier wurde wahrscheinlich Dolomitmarmor aus dem ca. 500 m entfernten Aufschluss zur Kalkherstellung verwendet. Heute noch sichtbar sind – neben dem erwähnten restaurierten Kalkofen in Prato Leventina – die Reste eines Kalkofens bei Ravina (Koord. 2691.50/1151.39/1680 m), wo im 19. Jahrhundert Kalk für den lokalen Bedarf (Alphütten) gebrannt wurde. In diesem Fall wurde der Kalk jedoch nicht aus Dolomitmarmor, sondern aus einem grobkörnigen, nahezu reinen Kalkmarmor des Bündnerschiefers gewonnen.

Im Gebiet von Rodi-Fiesso wurden die Dolomitvorkommen während des Zweiten Weltkriegs für eine potentielle Gewinnung von Magnesiumoxid näher untersucht. Der triassische Dolomitmarmor ist dort ca. 60 m mächtig und liegt ungefähr 500 m westlich des Bahnhofs Rodi-Fiesso (Koord. 2699.35/1149.50/1040 m). Wie eine chemische Analyse zeigte, enthält der Dolomitmarmor von Rodi-Fiesso Phlogopit und Tremolit als Nebengemengteile (DE QUERVAIN 1941). Ein Abbau fand jedoch nie statt.

### *Leventina-Gneis*

Südlich von Chiggiogna wurde in drei Steinbrüchen bei Vignascia (zwischen Koord. 2706.64/1146.67 und 2706.90/1145.95) unmittelbar östlich der Bahnlinie eine helle, flaserige bis porphyrische Varietät des Leventina-Gneises («beola») abgebaut. Die stillgelegten Steinbrüche wurden in den Jahren 2004–2006 mit Ausbruchmaterial aus dem Los Faido des Gotthard-Basistunnels verfüllt.

### *Speckstein*

In einer ca. 10 m langen und 4 m breiten Linse bei Fornarelli (Koord. 2695.58/1147.34/2400 m) ist ein Metaultrabasit aufgeschlossen. Die Linse besteht aus einem Talk-Tremolit-Antophyllit/Cummingtonit-Chlorit-Magnesit-Fels (RÜFFER 1990) und wurde in der Vergangenheit möglicherweise zur Specksteingewinnung genutzt. Über einen Abbau dieses Metaultrabasitvorkommens liegen jedoch keine Informationen vor.

Ein anderes Specksteinvorkommen erwähnen MANNONI et al. (1987) bei der Alpe Scheggia. Die gerundeten Koordinatenangaben (2694.0/1148.0) erlauben jedoch keine klare Lokalisierung. Wahrscheinlich handelt es sich um dasselbe Vorkommen, das von PFEIFER & SERNEELS (1986) im Inventar der Specksteinvorkommen des Kantons Tessin als «TI 30-40» registriert ist und im Gebiet der Alpe Scheggia liegt (Koord. 2694.20/1147.45/2140 m). Nähere Angaben fehlen.

## Industrieminerale und Erze

### Abgebaute Industrieminerale und Erze

#### *Gips und Anhydrit*

Gips und Anhydrit kommen an mehreren Stellen, insbesondere in den triasischen Metasedimenten der Nufenen-Piora-Frodalera- und der Scopi-Zone, vor (s. S. 95f.). Die zwei nachfolgend beschriebenen Vorkommen wurden für verschiedene Zwecke untersucht und teilweise in sehr kleinem Massstab abgebaut.

#### *Airolo*

Im Gebiet von Ravirò (Koord. 2690.26/1153.34), südlich des Bahnhofs von Airolo, wurde ab 1931 Gips abgebaut und in einem elektrischen Ofen durch die Fabbrica di Gesso Ticinese SA gebrannt. Genauere Angaben über die gewonnenen Mengen, Qualität und Aufbereitung des Gipses sind nicht verfügbar. Die Fabbrica di Gesso Ticinese SA wurde 1940 durch die Gipsunion übernommen (SCHNEIDERFRANKEN 1943, S. 89). Wann der Gipsabbau stillgelegt wurde, ist nicht bekannt.

#### *Val Canaria*

Das grösste Gips- und Anhydritvorkommen liegt im Val Canaria, hat eine scheinbare Mächtigkeit (NE-SW-Ausdehnung) von ca. 1,2 km und kann im Streichen über ca. 2,3 km verfolgt werden. An der Oberfläche tritt nur grobkörniger Gips mit Muskovit/Serizit, Phlogopit, Chlorit und Limonit auf. Unter Tage wurde in einem von der Fabbrica di Gesso Ticinese SA vorgetriebenen 67,2 m langen Stollen (Stolleneingang: Koord. 2691.95/1154.54/1290 m) trockener Anhydrit unter einer äusseren Gipsschale von 25 bis 30 m Mächtigkeit vorgefunden. Untersuchungen haben gezeigt, dass es sich beim Anhydrit um eine unreine Variante handelt (EMPA 1941, JÄCKLI 1941). Ein Abbau fand offenbar nicht statt. JÄCKLI (1941) hat das potentielle Anhydritvolumen auf 10 Mio. Tonnen geschätzt.

#### *Quarz*

Kleine hydrothermale Quarzgänge wurden während des Zweiten Weltkriegs an verschiedenen Stellen, vor allem aber im Leventina-Gneis, von den Officine del Gottardo SA, Bodio, zur Herstellung von Silizium abgebaut. Im Gebiet des Atlasblattes sind zwei kleine, stillgelegte Steinbrüche bei Pos Còta, ca. 250 m

südöstlich der Capanna Tremorgio dargestellt (Koord. 2698.89/1148.43 und 2698.97/1148.43), wo Quarzgänge innerhalb der Kalkglimmerschiefer abgebaut wurden. Der gewonnene Quarz wurde offenbar per Seilbahn nach Rodi-Fiesso transportiert.

Der «Dachquarzit» (eigentlich ein quarzreicher Horizont im Dach des Leventina-Gneises, der mit den darüber liegenden Gneisen der Lucomagno-Decke in Kontakt steht; s.S. 37) wurde während der beiden Weltkriege in je einem Steinbruch bei Morasco (Koord. 2700.70/1149.36) und an der Strasse Rodi – Prato Leventina (Koord. 2701.42/1149.15) ebenfalls zur Siliziumgewinnung abgebaut. Die Mächtigkeit des schieferungsparallelen Quarzithorizonts betrug maximal 10 m. Der gewonnene Quarz war von minderer Qualität (93–95 Gew.-%  $\text{SiO}_2$ ) und wurde von Morasco per Seilbahn zum Bahnhof Rodi-Fiesso und danach per Bahn nach Bodio zu den Officine del Gottardo SA transportiert. In den dortigen Hochöfen wurde Silizium gewonnen und in Legierungen zur Produktion von Spezialstahl weiterverarbeitet. Aufgrund der schlechten Qualität des Rohstoffs und der hohen Gewinnungskosten wurde der Abbau 1943 eingestellt.

### ***Silberhaltiger Bleiglanz***

Silberhaltiger Bleiglanz tritt bei den Laghetti della Miniera im Val Cadlimo (Koord. 2699.236/1156.872) auf. Das Vorkommen wird bereits von PINI (1783) erwähnt. Es besteht aus kleinen, unregelmässigen Bleiglangzängen in Gesteinen der «Giubine-Serie» und dem Streifengneis, die sich in der Tiefe zu vereinen scheinen (MARIANI 1905). Im reichsten Gang ist der Bleiglanz massiv und durchschnittlich 2 cm mächtig, mit linsenförmigen Verdickungen bis zu 10 cm. Diese Vererzung kann an der Oberfläche über ca. 5 m verfolgt werden. Die restlichen Gänge sind weniger ergiebig und zeigen oberflächlich nur Spuren von Vererzungen. Nach MARIANI (1905) enthält der Bleiglanz 243 bis 320 ppm Silber und 77,7 Gew.-% Blei.

Im 19. Jahrhundert wurden mehrere Konzessionen zum Abbau von Bleiglanz an Einheimische erteilt, die kleinere Explorationsarbeiten durchführten. 1904 wurde die Konzession an die «Gotthard Mining and Engineering Company» aus New York erteilt. Diese Gesellschaft führte 1904 und 1905 Erkundungsarbeiten (mehrere Schürfungen und oberflächennahe Stollen) entlang der Hauptgänge durch. Dabei wurden einige Tonnen Erz gewonnen. Ein industrieller Abbau fand jedoch nie statt. H. Preiswerk erstellte 1905 ein Gutachten über das Vorkommen (in FRIEDLÄNDER 1930, S. 67). Weitere historische Angaben sind in SCHNEIDERFRANKEN (1943) und BRANDL (2007) zusammengetragen.

## Erkundete Industriemineralerale

### *Baryt*

Im oberen Abschnitt des Valle di Freggio ist in der Dachpartie des Leventina-Gneises (schiefrig-lagige, gefälte Varietät) eine etwa 2 m mächtige, schieferungsparallele Linse aus weissem, grobkörnigem Baryt eingeschaltet (Koord. 2701.31/1151.20/1740 m). Die Linse tritt unterhalb einer Kalzitmarmorlinse (s. S. 33), die wiederum unterhalb des «Dachquarzits» liegt, auf (NIGGLI et al. 1936, FREY 1967, VOLPERS 1976). Die Genese der Kalzitmarmor- und der Barytlinsen wird auf S. 120f. diskutiert.

### *Fluorit*

Ungefähr 1 km westlich der Alpe Campolungo (Koord. 2697.42/1147.47/2320 m) tritt in der Dachpartie der dolomitischen Triasserie ein Fluorit führender, massiger, mittel- bis grobkörniger, blaugrauer Kalzitmarmor auf. Der linsige bis lagenförmige Kalzitmarmor ist über eine Länge von ca. 20 m und eine Mächtigkeit von ca. 8 m aufgeschlossen. Seine südliche Fortsetzung ist durch Moränenmaterial bedeckt. Der Fluorit kommt in unregelmässigen, 1–3 mm grossen Körnern vor. Aus einem Dünnschliff liegt eine volumetrische Abschätzung vor (BIANCONI 1971; Angaben in Vol.-%): Kalzit (90), Fluorit (8), Quarz (2), Chlorit (<1). MERCOLLI (1979, 1982) vermutet eine hydrothermale Aktivität während der Trias, die zur ursprünglichen Bildung des Fluorits führte.

### *Phosphat*

AMBÜHL (1929, 1943) beschreibt je zwei 1,1 km lange, schieferungsparallele Horizonte aus Biotit-Apatitschiefer im Streifengneis bei Piatto della Miniera nordöstlich des Piz Corandoni (Koord. 2698.70–2699.76/1157.04–1157.40). Für die lithologische Beschreibung s. S. 23. Diese beiden Vorkommen wurden in der Zeit von 1942 bis 1945 als potentielle Phosphatlieferegebiete betrachtet und detailliert erkundet (AMBÜHL 1943, ALTHAUS 1946, ZWEIFEL & DE QUERVAIN 1954). Der Biotit-Apatitschiefer (auch «Corandonit» genannt) erreicht bei Piatto della Miniera eine Mächtigkeit zwischen 0,6 und 7,0 m (im Durchschnitt 3,5 m). Der Apatitanteil wurde mit 7–29 % bei einem Phosphatgehalt von 6–12 % bestimmt. Der durchschnittliche Phosphatgehalt von 8,5 % und die geschätzten abbaubaren Vorkommen von 150 000 Tonnen Schiefer wurden jedoch für einen Abbau als zu gering erachtet, und so kam es nie zu einer wirtschaftlichen Ausbeutung der Phosphatressource.

## TUNNEL, SONDIERSTOLLEN UND BOHRUNGEN

### Gotthard-Basistunnel

Der Gotthard-Basistunnel ist ein Teil der Neuen Eisenbahn-Alpen-transversale (NEAT) und stellt künftig eine Hochgeschwindigkeitsverbindung zwischen Nord- und Südeuropa her. Mit einer Felsüberlagerung von bis zu 2300 m ist er der Eisenbahntunnel mit der weltweit mächtigsten Überlagerung. Er ist 57 km lang (davon rund 12,2 km auf dem Gebiet von Atlasblatt Ambri-Piotta) und weist einen Höhenunterschied von ca. 160 m auf. Für den Bau wurde der Tunnel in fünf Abschnitte unterteilt. Diese sind von Norden nach Süden: Erstfeld, Amsteg, Sedrun, Faido und Bodio. Die zwei südlichsten Bauabschnitte Faido und Bodio liegen teilweise im Gebiet des Atlasblattes. Im Bauabschnitt Faido wurde eine Multifunktionsstelle (MFS) errichtet, die über einen 2651 m langen Zugangsstollen (Zugangsstollen Faido) mit einem Gefälle von 12,7 % von Polmengo aus erschlossen wurde. Die Geologie des Zugangsstollens Faido ist in VOLPERS et al. (2003) beschrieben und in vereinfachter Form in Profil 3 (Taf. II) dargestellt. Ab der MFS erfolgte der Zwischenangriff von Faido nach Norden in Richtung Sedrun. Die Arbeiten im südlichen Teil des Gotthard-Basistunnels mit den Bauabschnitten Faido und Bodio sind u.a. in LOMBARDI (2000) beschrieben. Das geologische Profil entlang der Trasse des Gotthard-Basistunnels auf dem Gebiet des Atlasblattes ist in Profil 2 (Taf. II) abgebildet. Hier sind auch die geologischen Ergebnisse des Sondierstollens Polmengo in vereinfachter Form berücksichtigt. Die Darstellung der geologischen Einheiten musste vor allem bezüglich des Altkristallins der Lucomagno-Decke stark vereinfacht werden, da eine Korrelation der kleinräumigen Wechsellagerung, die zwischen der Oberfläche und dem Tunnelniveau auftritt, nicht möglich ist. Es sei an dieser Stelle vermerkt, dass dieses Profil eine erste, vorläufige Interpretation der Ergebnisse darstellt. Das endgültige Profil entlang des gesamten Gotthard-Basistunnels wird nach Abschluss der Bauarbeiten und nach Vorliegen aller geologisch-petrographischen Untersuchungen in einem Bericht der Landesgeologie über die Geologie des Gotthard-Basistunnels publiziert.

Aus geologisch-geotechnischer Sicht gab es während der Planungsphase hauptsächlich zwei Fragen zu klären: a) wie verläuft die Piora-Zone und vor allem der zuckerkörnige Dolomit im Untergrund, und b) erreicht die Chièra-Synform das Niveau des Gotthard-Basistunnels? Aufgrund von stark variierenden Interpretationen zu diesen zwei Fragestellungen wurden zahlreiche Vorstudien durchgeführt, zunächst im Auftrag des Bundesamtes für Verkehr (DAL VESCO 1964a, b, 1965, 1966, DAL VESCO & NORBERT 1973, FREI & PFIFFNER 1991, ETTER 1991, 1992a, SCHAAD & PFIFFNER 1992) und später im Auftrag der Alp-

Transit AG (SCHNEIDER 1991, DR. T.R. SCHNEIDER 1993, DIETLER & SCHNEIDER 1993, FELLNER 1997, 1999a, b). Die Arbeit von DIETLER & SCHNEIDER (1993) enthält eine detaillierte Zusammenfassung und Bewertung von 28 tektonischen Interpretationen, beginnend mit der Dissertation von KRIGE (1918).

## **Sondierbohrungen Gotthard-Basistunnel**

Alle im Kartengebiet durchgeführten vertikalen Tiefbohrungen wurden im Rahmen der Projektierung des Gotthard-Basistunnels zu Erkundungszwecken abgeteuft. Nachfolgend sind sie kurz beschrieben.

### ***Tiefbohrung Gana Bubaira***

Die Tiefbohrung Gana Bubaira wurde 1964–1965 an der nördlichen Front des Altkristallins der Lucomagno-Decke nahe am Kontakt zu den triassischen Metasedimenten der Piora-Zone abgeteuft (Koord. 2704.07/1154.21/2100 m). Die Bohrung sollte klären, ob die Piora-Zone a) das Niveau des Gotthard-Basistunnels erreicht und b) falls dem so ist, in welcher tektonischen Lage und lithologischen Ausbildung sie auftritt.

Es wurden nach den obersten 22 m quartärer Lockergesteine (Moränenmaterial) zunächst 40 m Triasgesteine (Röti- und Quarten-Formation) durchbohrt. Danach wurden bis zur Endtiefe eine bis ins Detail betrachtet stark heterogene Abfolge von Zweiglimmerschiefern und -gneisen der Lucomagno-Decke angetroffen. Die teilweise Granat führende Abfolge konnte in drei Hornblende führende und zwei hornblendefreie Zonen unterteilt werden. Die Analyse von regelmässig entnommenen orientierten Bohrkernen während des Bohrvorgangs zeigte, dass die gesamte lithologische Abfolge steil nach Norden einfällt und vermutlich zum steil einfallenden Nordschenkel der Chièra-Synform gehört (s. Profil 2, Taf. II). Die Ergebnisse und Interpretationen der Tiefbohrung Gana Bubaira sind in DAL VESCO (1965, 1966) und ETTER (1992a) zusammengestellt.

Aufgrund technischer Probleme konnte die hauptsächlich im Rotary-Verfahren ausgeführte Erkundungsbohrung nicht alle Fragen klären. Im Verlauf der Bohrung entstand eine merkliche Abweichung vom Lot (durchschnittlich ca. 15° nach SSW), und der Bohrvorgang musste bei 1600 m Bohrlänge bzw. bei 530 m ü. M. (1570 Vertikalmeter), ca. 50 m oberhalb des geplanten Tunnelniveaus eingestellt werden. Das Auftreten der Piora-Zone auf Tunnelniveau konnte somit weder bestätigt noch ausgeschlossen werden (s. auch S. 123 f.).

### *Tiefbohrung Campo Solario*

Die Bohrung Campo Solario wurde rund 2 km östlich der Tunnelachse bei Campo Solario (Koord. 2705.04/1155.40/1850 m) abgeteuft. Sie wurde zum Zweck der Erkundung des Nordkontakts zwischen der karbonatischen Trias und dem Medel-Granit ausgeführt. Der Bohransatzpunkt lag im Bereich der triassischen Metasedimente ca. 50 m südlich des oberflächlichen Kontakts zum Medel-Granit. Die vertikale Kernbohrung erreichte nach ETTER (1992a) eine Endtiefe von 237 m (SCHMID 1992 gibt jedoch 321 m an). Gemäss ETTER (1992a) sind die triassischen Metasedimente (Dolomit und Rauwacke) von 20 m mächtigen quartären Lockergesteinen bedeckt und reichen bis in eine Tiefe von 204 m. In dieser Tiefe befindet sich der Kontakt zum Medel-Granit, der den tiefsten erbohrten Teil (204–237 m) ausmacht. Nähere Angaben liegen nicht vor. Aus dem Profil 2 (Taf. II) geht hervor, dass der nördliche Abschnitt der Piora-Zone ebenfalls steil nach Norden einfällt und dass er möglicherweise eine komplexe Struktur mit mehreren zerscherten Synformen darstellt.

### *Tiefbohrung Chiggiogna*

Im tiefen Bereich der Leventina-Decke zeigen die Gesteine nur ein geringes Einfallen und erlauben somit keine Projektion der oberflächlichen geologischen Gegebenheiten bis in Tiefen des Gotthard-Basistunnels. Aus diesem Grunde wurde 1971 zur Erkundung der geologischen Verhältnisse auf Tunnelniveau die Kernbohrung Chiggiogna (Koord. 2706.2/1147.4/695 m) abgeteuft. Die Bohrung verlief bis auf die obersten 2,1 m (künstliche Auffüllung) über die gesamte Länge im Leventina-Gneis und erreichte eine Endtiefe von 301,75 m. Der erbohrte Leventina-Gneis besteht aus einer Wechsellagerung von zwei texturellen Hauptvarianten, die im Folgenden beschrieben sind:

- Porphyrischer Leventina-Gneis, meist mit eigenständigen Feldspäten von 1 bis 3 cm Länge;
- Flaseriger Leventina-Gneis, meist mit mehr oder weniger linsenförmigen bis langgestreckten Feldspatäugen von 1 bis 4 cm Länge, teils porphyrisch und teils lagig.

An einigen orientierten Bohrkernen zwischen 210 und 302 m Tiefe konnten die Schieferungsebenen (Einfallen 4–16° nach WSW bis NW) und die Mineralineation (Einfallen 10–16° nach WNW bis NW) eingemessen werden. Quarzbänder bis zu ca. 5 cm Dicke sind relativ häufig und verlaufen zum Teil quer zur Schieferung.

## Sondierstollen Polmengo

Um die offene Frage des Auftretens und der Zusammensetzung der Piora-Zone im Bereich des Tunnelniveaus vor dem Bau des Gotthard-Basistunnels klären zu können, wurde 1993–1996 der 5552 m lange Sondierstollen Polmengo ungefähr 350 m oberhalb des Niveaus des Gotthard-Basistunnels vorgetrieben (FELLNER 1999a, PFIFFNER 2000, VOLPERS 2000). Die geologischen Verhältnisse des Sondierstollens Polmengo sind vereinfacht in Profil 2 (Taf. II) und die aus diesem Stollen ausgeführten Bohrungen in Profil 2b (Taf. II) dargestellt.

Im März 1996 ereignete sich, ausgelöst durch die Vorbohrung (Bo 1.2) im Sondierstollen Polmengo, ein Wassereinbruch, der reichlich Dolomitsand mitführte. Eine zweite, leicht nach oben abgelenkte Bohrung (Bo 1.3, 288,5 m lang) erschloss die gesamte Mächtigkeit (245 m) der Piora-Zone und bestätigte damit die Ausbildung der karbonatischen Trias in Form von zuckerkörnigem Dolomit (ca. 50 %), festem Dolomit (ca. 16 %) und Rauwacke (gipshaltig, ca. 33 %). Das angetroffene kohäsionslose, schwimmende Gebirge stand unter sehr hohem hydrostatischem Druck (ca. 100 bar). Nach der Vorbohrung wurden anschließend vier nach unten abgelenkte Bohrungen abgeteuft (s. Profil 2b, Taf. II). Diese zeigten, dass auf dem Niveau des Gotthard-Basistunnels der zuckerkörniger Dolomit nicht mehr vorkommt. Die triassischen Metasedimente bestehen auf Tunnelniveau aus einer wasserfreien Wechsellagerung von kompaktem feinkörnigem Dolomitmarmor einerseits und grobkörnigem Anhydrit mit untergeordneten Anteilen an Chlorit, Phlogopit, Gips, Magnesit, Talk, Tremolit, Quarz, Hellglimmer und Erzminerale andererseits (FELLNER 1999a, HERWEGH & PFIFFNER 1999). Zwischen dem Sondierstollen Polmengo und dem Niveau des Gotthard-Basistunnels wird an der Basis des zuckerkörnigen Dolomits auf ca. 700 m ü. M. ein Gipsspiegel (nach HERWEGH & PFIFFNER 1999) bzw. «Gipshut» (nach FELLNER 1999a) vermutet. Bis zu diesem Niveau ist eine Wasserzirkulation mit Lösung von Anhydrit und eine Umwandlung in Gips aktiv. Darunter ist keine Wasserzirkulation mehr vorhanden. Nach der Interpretation von HALDIMANN & OTZ (1999) ist der Wasser führende zuckerkörnige Dolomit im Bereich des Sondierstollens Polmengo (ca. 850 m ü. M.) das Resultat von chemischer Verwitterung und Verkarstung. Dank der oberirdischen Vorflut auf ca. 800 m ü. M. reichen die Wasserzirkulationswege nicht tiefer, so dass auf dem Niveau des Gotthard-Basistunnels (ca. 480–500 m ü. M.) die ursprünglich trockene Dolomit-Anhydrit-Wechsellagerung noch intakt ist. Infolge der günstigen geologischen Verhältnisse auf Basistunnelniveau konnte auf den Bau des zunächst geplanten Schachtes und auf umfangreiche weitere Untersuchungen im Sondierstollen Polmengo verzichtet werden. Die Ergebnisse der Bohrungen wurden durch den problemlosen Vortrieb beider Gotthard-Tunnelröhren durch die Piora-Zone bestätigt.

Als Besonderheit wurden im Bohrkern der Bohrung Bs 4.5 in der zuvor genannten Dolomit-Anhydrit-Wechsellagerung dünne Gänge von Gips und elementarem Schwefel angetroffen (KROPF & LEUPIN 2000). Schwefel wurde auch beim Vortrieb des Basistunnels in der Piora-Zone vorgefunden (ANTOGNINI 2012). In beiden Fällen wird auf die Genese des elementaren Schwefels nicht eingegangen. Wahrscheinlich handelt es sich dabei um eine anaerobe Reduktion des Sulfats (aus dem Anhydrit) durch sulfatreduzierende Bakterien zu Schwefelwasserstoff. Durch Sauerstoff erfolgte anschliessend eine Oxidation des Schwefelwasserstoffs zu elementarem Schwefel. Diese Reaktionen fanden sehr wahrscheinlich unmittelbar nach dem Bohr- bzw. Vortriebsvorgang statt.

### **Wasserkraftwerk Ritóm**

Die hydroelektrische Zentrale der SBB bei Piotta wird mit dem Wasser des Lago Ritóm betrieben. Im Zusammenhang mit dem Bau des Wasserkraftwerks wurden diverse bautechnische Massnahmen durchgeführt. So wurde einerseits der natürliche Seespiegel des Lago Ritóm (ursprünglich auf 1826 m ü.M.) in den Jahren 1918 durch den Bau einer Staumauer auf 1835 m ü.M. bzw. 1950 durch deren Erhöhung auf den heutigen Stand von 1850 m ü.M. angehoben. Andererseits wurden mehrere Stollen gebaut, die insbesondere der Wasserzufuhr des Lago Ritóm dienen, um das grössere Wasserfassungsvolumen des Sees abzudecken, aber auch um die zunehmenden Wasserverluste zu kompensieren. Diese entstanden durch Infiltration in die Triasgesteine am Westende des Sees infolge des erhöhten Wasserdrucks und möglicherweise durch die Reaktivierung von Versickerungstrichtern am Seeboden, wie es bereits von HEIM et al. (1911) in einem Gutachten prognostiziert wurde.

Die Stollen wurden in mehreren Etappen erbaut. In einer ersten Phase wurde von 1918–1920 ein Zuleitungsstollen zur Druckleitung (Stazione Piora – Piotta) gebaut. Der Zuleitungsstollen ist 880 m lang und hat ein Gefälle von 7 ‰. Detaillierte geologische Informationen zum Stollenbau sind nicht vorhanden, einzelne Angaben finden sich jedoch in ARBENZ (1920). Die Angaben in ARBENZ (1920) deuten darauf hin, dass zwei karbonatische Triaseinschaltungen angetroffen wurden, eine bei ca. 410–460 m (ab Wasserfassung Piora) und eine weitere bei ca. 675–715 m. Die erste Einschaltung wird als «Dolomit und Gips» bezeichnet, wobei das Gestein hauptsächlich als standfest und trocken charakterisiert wird, bis auf einzelne Partien, die «zum Teil mit Pickel lösbar» waren. Die zweite Einschaltung wird als «Rauhwacke, trocken bis bergfeucht» bezeichnet. Die triasischen Metasedimente waren offenbar kaum wasserführend (grössere Wasserzuflüsse traten einzig in den ersten 70 m auf) und bereiteten keine besonderen bautechnischen Schwierigkeiten.

In der zweiten Phase wurden im Rahmen der Staumauererhöhung die Zuleitung von weiteren Wasserquellen realisiert. Zunächst wurde 1950–1955 der 2480 m lange Zuleitungsstollen Garegna gebaut, der das Wasser des Flusses Garegna in den Lago Ritóm einspeist. Die im Stollen angetroffenen geologischen Verhältnisse entsprachen grösstenteils den Oberflächenbefunden (WINTERHALER 1957, STEIGER 1962). Im Bereich der Piora-Zone kam es zu grossen bautechnischen Schwierigkeiten: Der Wasserzufluss betrug bis zu 160 l/s, und der zucker körnige Dolomit trat über weite Strecken in Form von mit Wasser vermischtem Dolomitsand auf, der in den Stollen ausfloss und zu kavernenartigen Ausbrüchen (mit Volumina von bis zu 1000 Kubikmeter) führte. Zum Schutz des eigentlichen Zuleitungsstollens musste im Bereich des zucker körnigen Dolomits ein paralleler Entwässerungsstollen errichtet werden.

Später wurde der Garegna durch einen weiteren ca. 4 km langen Stollen das Wasser der Unteralpreuss zugeleitet. Das zugeführte Wasser mündet ca. 50 m oberhalb des zuvor erwähnten Zuleitungsstollens in die Garegna und gelangt durch diesen in den Lago Ritóm. Durch einen anderen Stollen wird Wasser aus dem Reno di Medel vom Val Cadlimo in das Einzugsgebiet des Lago Ritóm geleitet. Die Wasserfassung liegt bei Stabbio Nuovo bei der Mauer eines kleinen, etwa 160 m langen Staubeckens. Nach 1,2 km verlässt das Wasser den Stollen im Bereich des Passo dell'Uomo, noch nordöstlich der Wasserscheide zum Val Termine. Von dort führt ein 0,5 km langer Betonstollen durch Lockergesteine zum Ausgang südlich der Wasserscheide (Koord. 2701.44/1156.50/2218 m) nach Segna, wo das zugeleitete Wasser ins Einzugsgebiet der Murinascia Grande mündet.

### **Wasserkraftwerk Piottino**

Das Wasserkraftwerk Piottino wurde ebenfalls von der SBB gebaut und wird seit 1932 betrieben. Das Wasser des Tessin wird beim Dazio Grande gefasst und in einem 8992 m langen Stollen mit 3 ‰ Gefälle in der rechten Flanke des Valle Leventina bis oberhalb Lavorgo geleitet. Von dort wird das Wasser in eine oberflächlich geführte Druckleitung zur Zentrale Lavorgo geleitet. Von den knapp 9 km des Zuleitungsstollens liegen 6,3 km im Gebiet des Blattes Ambri-Piotta. Im Rahmen der Projektierung des Zuleitungsstollens wurde ein geologisches Gutachten erstellt (HEIM et al. 1911). Die Gutachter konnten belegen, dass der Stollen ausschliesslich im «Tessiner Gneis» (dem heutigen Leventina-Gneis) und in Glimmerschiefern zu liegen kommt, und dass die Triaszone von Rodi-Ogiòra («Prato-Dalpe») nicht angefahren wird. Diese Prognose wurde beim problemlosen Bau bestätigt (GRÜTTER 1931). Der Stollen verläuft auf der ganzen Strecke im oberen Teil der Zentralen Zwischenlage von Chironico-Faido-Piottino und im darüber liegenden Leventina-Gneis. Die Korngrösse nimmt hier

nach Südosten ab (Zurücktreten des grobkörnigen Augengneises). In dieser Richtung nimmt gleichzeitig eine «Auswälvung und Strengschiefrigkeit» (GRÜTTER 1931, S. 15) zu, die wahrscheinlich auf eine beginnende Mylonitisierung hindeutet.

### ***Druckstollen Fiesso – Dazio Grande***

Im Rahmen des Baus der Autobahn A2 musste das kleine Fassungsbecken beim Dazio Grande rückgebaut werden. Es wurde durch einen 920 m langen Druckstollen zwischen dem Ausgleichsbecken des Tessin bei Fiesso und dem bestehenden Zuleitungsstollen beim Dazio Grande ersetzt. Der Übergang vom Druck- zum Zuleitungsstollen erfolgt im Bereich des Dazio Grande, wo das Wasser in einem Siphon unter dem Tessin durchgeführt wird.

Der Druckstollen Fiesso – Dazio Grande befindet sich im Frontbereich der Leventina-Decke und wurde von VOLPERS (1976, S. 113 ff.) detailliert aufgenommen. Es treten hier drei texturale Varietäten des Leventina-Gneises (flaserig-augig, schiefrig-lagig und lagig-gefältelt) auf. Die einzigen bautechnischen Schwierigkeiten wurden im Verbindungsstollen zum Siphon von zwei Kolken im Fels verursacht, die mit Sand, Kies und gerundeten Blöcken bis 80 cm Durchmesser gefüllt waren.

### **Sondierbohrung Nagra**

Der Anhydrit des Val Canaria wurde als Standort für die Lagerung radioaktiver Abfälle untersucht. 1975 führte die Nagra dazu eine Sondierbohrung mit einem Bohransatzpunkt bei Koord. 2692.08/1154.70/1320 m durch. Die Kernbohrung hatte ein Azimut von 100°, war nahezu horizontal (2° steigend) und erreichte eine Endlänge von 554,17 m. Die Ergebnisse der Erkundungsarbeiten waren hinsichtlich der Zielsetzung negativ (JÄCKLI 1976, 1979), und der potentielle Standort wurde nicht weiter in Betracht gezogen.

## EXKURSIONEN

Im Gebiet von Blatt Ambri-Piotta liegen mehrere gut dokumentierte und landschaftlich reizvolle geologische Exkursionsrouten. Nachfolgend ist nur eine Auswahl an einigen empfehlenswerten und bewährten Exkursionen gegeben.

### **Lukmanierpass – Acquacalda – Olivone**

Diese Exkursion ist im Geologischen Führer der Schweiz (Exkursion Nr.23, NABHOLZ et al. 1967) im Detail beschrieben. Im ersten Teil der Exkursion führt die Route von Sogn Gions über den Lukmanierpass nach Acquacalda. Dabei bilden die Altkristallingesteine und die Granite der Gotthard-Decke sowie deren südliche mesozoische Bedeckung den thematischen Schwerpunkt. Im zweiten Teil führt die Route von Acquacalda nach Olivone. In diesem Teil der Exkursion stehen im Kartengebiet die spät- bis postvariszischen Intrusionen (Cristallina-Granodiorit und Medel-Granit) und die klassischen Aufschlüsse von Metapeliten von Frodalera und Brönich im Fokus des Interesses. Je nach Vertiefungsgrad und Abweichung von der Normalroute sind für die Exkursion ein bis zwei Tage erforderlich.

### **Lukmanierpass – Passo di Gana Negra – Frodalera/Brönich**

Der Schwerpunkt der von FREY et al. (1980) beschriebenen Exkursion liegt im Studium der alpinen Metamorphosebedingungen. Dabei steht der von Norden nach Süden zunehmende Metamorphosegrad im Vordergrund, wie an einigen Schlüsselaufschlüssen in der Quarten-Formation und in den Metapeliten des basalen Teils der Stgir-Formation beobachtet werden kann. Die Exkursion kann in einem Tag mit dem Auto und kurzen Abstechern zu Fuss unternommen werden. Auch eine Kombination mit dem ersten Teil der zuvor beschriebenen Exkursion bietet sich an.

### **Piora – Lukmanierpass – Val Blenio**

Der Westteil der Exkursion, die vom Lago Ritóm bis ins Val Camadra führt (GANSSE & DAL VESCO 1964), liegt im Gebiet von Blatt Ambri-Piotta. Am ersten Tag werden die triassischen Metasedimente der Piora-Zone sowie die ultrahelvetischen und penninischen Gesteine des Frühen bis Mittleren Juras im Profil nördlich des Lago Ritóm (Föisc – Camoghè – Pizzo Tom) besichtigt. Am zweiten

Tag führt die Exkursion weiter zum Lago di Tom und zurück zur Staumauer des Lago Ritóm. Ein lohnenswerter Abstecher führt vom Lago di Tom über den Lago Cadagno zur Alpe di Piora: Dort kann das Centro di Biologia Alpina di Piora besucht werden, wo in den Sommermonaten die Biologie des Gebiets und vor allem die Meromixis des Lago Cadagno (s. S. 165f.) untersucht werden. Das Gebiet ist mit der Standseilbahn von Piotta nach Piora bzw. mit dem Auto (vorgegebene Zeitintervalle beachten) gut erschlossen.

### **Tremorgio–Campolungo–Leit**

Von Rodi führt eine Luftseilbahn zum Lago Tremorgio (1827 m ü.M.) inmitten des penninischen Bündnerschiefers. Über einen guten Fussweg entlang schöner Bündnerschieferaufschlüsse ist die Alpe Campolungo (2086 m ü.M.) und westlich davon der Passo Campolungo zu erreichen. Der Aufstieg von der Alpe Campolungo zur Capanna Leit SAT (2257 m ü.M.) bietet einen guten Einblick in die quarzreichen bis quarzitischen Glimmerschiefer der Front des Campo-Tencia-Altkristallins (Simano-Decke). Die metapelitischen Gesteine führen oft Granat, Staurolith und Disthen sowie schwarzen Turmalin. Zudem können die tektonischen Verhältnisse (Syn- und Antiformen sowie die spektakuläre Campolungofalte) beobachtet werden. Die triassischen Gesteine (Dolomitmarmore und Rauwacke) sind auf dem Wegstück zwischen Alpe und Passo Campolungo (2318 m ü.M.) aufgeschlossen. Für eine ausgedehntere Erkundung der Campolungoregion empfiehlt sich insbesondere einen Abstecher zum Passo Cadonighino (Passo Vanit in der topografischen Karte 1:25 000), wo gute Triasaufschlüsse mit tremolitreichem Dolomitmarmor zu sehen sind. Eine Übernachtungsmöglichkeit bietet die Capanna Leit SAT.

Weiterführende Literatur zur Geologie der Campolungoregion finden sich zu folgenden Themen: Geologie und Stratigraphie (BIANCONI 1971), Strukturgeologie (GRUJIC & MANCKTELOW 1996) und Mineralogie (GÜBELIN 1939, BIANCONI 1977b, 1979). Die Beschreibung der Exkursion «Campolungopass» im Geologischen Führer der Schweiz (REINHARD & PREISWERK 1934) ist veraltet.

### **Piotta – Passo Sassello – Lago del Sambuco**

Eine Exkursion durch die ausgedehnte Bündnerschieferzone Tremorgio – San Giacomo und das Altkristallin der Sambuco-Einheit ist in GÜNTHERT (1976) beschrieben. Der Start der Exkursion ist bei Giof auf 1386 m ü.M. Danach führt ein Wanderweg über Camperitt der Calcascia entlang zu Pkt.1613 m ü.M. und weiter nach Pian Taiöi zum Rifugio Garzonera SAT (2003 m ü.M.). Die zahlrei-

chen Aufschlüsse entlang des Wegs liefern einen guten Einblick in die penninischen Bündnerschiefer der «Bedretto-Zone». Vom Rifugio Garzonera SAT (oder bereits von Pian Taiöi aus) führt ein Weg nach Zemblasca (1809 m ü.M.) zur Alpe Cassina di Lago und über den Passo Sassello (2336 m ü.M.) hinunter zum Ufer des Lago del Sambuco. Dieser Abschnitt eignet sich besonders gut zum Studium der Altkristallingesteine der Sambuco-Einheit. Gute Aufschlüsse der Metasedimente der Sambuco-Einheit sowie des Matorello-Granitgneises finden sich entlang der Uferstrasse östlich des Lago del Sambuco (von Fusio aus auch per Auto erreichbar).

## LITERATURVERZEICHNIS

- ALBISETTI, D. (1999): Petrografia e geologia strutturale delle falde Maggia e Campo-Tencia/Simano nella regione del Campolungo. – Lav. dipl. ETH Zurigo (ined.).
- ALLANIC, C., SUE, C., BURKHARD, M. & COSCA, M. (2006): A paleo-sismogenic Lepontine dome? New insights from pseudotachylites-generating faults. – 16<sup>th</sup> Ann.V.M. Goldschmidt Conf., Geochim. cosmochim. Acta 70/18, Suppl. 1, 9.
- ALLAZ, J. (2008): Metamorphic evolution in the northern Central Alps: Linking <sup>39</sup>Ar-<sup>40</sup>Ar dating with thermobarometry. – PhD thesis Univ. Bern.
- ALLÈGRE, C. J., ALBARÈDE, F., GRÜNENFELDER, M. & KÖPPEL, V. (1974): Zircon geochronology in Alpine and non-Alpine environment. – Contr. Mineral. Petrol. 43, 163–194.
- ALTHAUS, H. E. (1946): Bericht über die Apatitglimmerschiefer im Cadlimo-Gebiet. – Akte Büro für Bergbau 4089 (unpubl.).
- AMBERG, F. (2006): Geologie, Vortriebsmethoden und Bauhilfsmassnahmen in der Multifunktionstelle Faido. In: LÖW, S. (Hrsg.): Geologie und Geotechnik der Basistunnels am Gotthard und am Lötschberg (S. 225–237). – vdf Hochschulverlag, Zürich.
- AMBERG INGENIEURBÜRO [AG] (1997): Untersuchungen Gesteinsproben Piora-Mulde. Schlussbericht Teil 2: Sondiersystem Piora-Mulde, Phase 2. Ber. Amberg Ingenieurbüro AG vom 13.5.1997. – Arch. geol. Informationsstelle, swisstopo, Wabern, Dok.-Nr. 38873 (unpubl.).
- AMBROSI, C. (2007): Dorsale Blenio-Leventina: analisi dei dissesti da fotointerpretazione. – Rapp. SUPSI, Ist. Sci. Terra, Canobbio (ined.).
- AMBROSI, C., CANNATA, M., MOLINARI, M., POZZONI, M. & BARUFFINI, M. (2012): Modellazione numerica dei fenomeni di dissesto e identificazione degli scenari di rischio nell'area della Val Canaria, Ticino (Svizzera). In: BIGNAMI, D. F. & ALIPPI, C. (a cura di): MIARIA – Tecnologia e conoscenza al servizio della sicurezza 2 (pp. 73–93). – Bellavite, Missaglia.
- AMBROSI, C., LUESCHER, M., CANNATA, M. & SPATARO, A. (2006): Comune di Osco – Analisi del movimento franoso ed interpretazione dei dati di geotecnica e di monitoraggio esistenti. – Rapp. SUPSI, Ist. Sci. Terra, Canobbio (ined.).
- AMBROSI, C., MOLINARI, M. & CANNATA, M. (2010): Frana della Val Canaria, dati di monitoraggio. – Rapp. annu. 2009, SUPSI, Ist. Sci. Terra, Canobbio (ined.).
- AMBROSI, C. & STROZZI, T. (2008): Studio di fenomeni franosi in Ticino: fotointerpretazione e analisi delle deformazioni con interferometria radar da satellite. – Boll. Soc. ticin. Sci. nat. 96, 19–27.
- AMBÜHL, E. (1929): Petrographie und Geologie des zentralen Gotthardmassivs südlich Andermatt. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 9/2, 265–441.
- (1943): Der Corandont im Val Cadlimo, im zentral-östlichen Gotthardmassiv. – Akte Büro für Bergbau 4086 (unpubl.).
- AMMANN, P. (1963): Geologie des Pizzo Molare. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- (1965): Alcune osservazioni riguardanti due affioramenti di scisti grafiticci nella regione del Pizzo Molare. – Boll. Soc. ticin. Sci. nat. 58, 67–70.
- (1973): Geologia e petrografia della regione del Pizzo Molare. – Diss. ETH Zurigo.
- ANTOGNINI, M. (2012): Geologia della Val Piora. In: RAMPAZZI, F., TONOLLA, M. & PEDUZZI, R. (Ed.): Biodiversità della Val Piora – Risultati e prospettive delle «Giornate della biodiversità» (pp. 51–54). – Mem. Soc. ticin. Sci. nat. e del Museo cant. di storia nat. 11.
- ANTOGNINI, M., BEFFA, F. & VALENTI, G. (1995): Instabilità di versante nella zona di Rütan dei Sassi, Val Canaria. – Boll. Soc. ticin. Sci. nat. 83, 79–90.
- (1996): Le glissement de Rütan dei Sassi, Val Canaria (Tessin, Suisse). – Swiss Bull. Géol. appl. 1/1, 55–64.

- ANTOGNINI, M. & VOLPERS, R. (2002): A Late Pleistocene age for the Chironico rockslide (Central Alps, Ticino, Switzerland). – *Swiss Bull. appl. Geol.* 7/2, 113–125.
- ARBENZ, P. (1920): Kraftwerk Ritom: Wahrnehmungen am Stollen und an der Wasserausbruchsstelle. Ber. z.H. SBB Abteilung Kraftwerke. – Arch. geol. Informationsstelle, swisstopo, Wabern, Dok.-Nr. 10791 (unpubl.).
- ARNOLD, A. (1970): On the history of the Gotthard Massif (Central Alps, Switzerland). – *Eclogae geol. Helv.* 63/1, 29–30.
- ARTINI, E. (1920): Sulla presenza del crisoberillo nella dolomia di Campolungo. – *Rend. Accad. Lincei* 29, 77–86.
- BÄCHTIGER, K. (1976): Könnte der Kessel des Lago di Tremorgio (Gemeinde Prato, Kt. Tessin) ein Meteorkrater sein? – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 56/3, 545–548.
- BAER, M., DEICHMANN, N., BRAUNMILLER, J., CLINTON, J., HUSEN, S., FÄH, D., GIARDINI, D., KÄSTLI, P., KRADOLFER, U. & WIEMER, S. (2007): Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 2006. – *Swiss J. Geosci.* 100/3, 517–528.
- BARTH, T. F. W., CORRENS, C. W. & ESKOLA, P. (1960): Die Entstehung der Gesteine. – Springer, Berlin.
- BASTIN, B. (1980): Mise en évidence et datation  $^{14}\text{C}$  de l'oscillation préboréale de Piottino dans un nouveau diagramme pollinique réalisé dans le Hinkelsmaare (Eifel Occidental). – *Ann. Soc. géol. Belg.* 103, 87–95.
- BAUMER, A. (1964): Geologie der gotthardmassivisch-penninischen Grenzregion im oberen Bleniotal: Geologie der Blenio-Kraftwerke. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 39.
- BAUMER, A., FREY, D., JUNG, W. & UHR, A. (1961): Die Sedimentbedeckung des Gotthardmassivs zwischen oberem Bleniotal und Lugnez (Vorläufige Mitteilung). – *Eclogae geol. Helv.* 54/2, 478–491.
- BEFFA, F. A. (1993a): Petrographic, structural, geochemical and quaternary studies of Gotthard massif and Lucomagno nappe, Val Piora region (TI-CH). – *Dipl. thesis ETH Zurich* (unpubl.).
- (1993b): Bericht über die geologische Kartierung des Gebietes nördlich Faido, zwischen Valle di Freggio und Alpe di Vignone. – *Ber. Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeol.* (unpubl.).
- (1996): Bericht über die geologische Kartierung des Gebietes zwischen Airole und Passo Sole, Blatt 1252 Ambri-Piotta (1:25 000). – *Ber. Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeol.* (unpubl.).
- BEFFA, F. A., BÖHM, C. O. & MEIER, M. (1996): Geochemistry and Sr-Nd whole-rock isotope data for the Leventina gneiss (Central Swiss Alps): first results and interpretations of petrogenesis. – *Mitt. österr. mineral. Ges.* 141, 62–63.
- BERCHTOLD, P. (1990): Petrographie und Strukturgeologie um Fusio, Teil 4: Cima di Sassalto. – *Diplomarb. ETH Zürich* (unpubl.).
- BERG, C. A., CARLSON, W. D. & CONNELLY, J. N. (2013): Strain rates at high temporal resolution from curved inclusion trails in garnet, Passo del Sole, Central Swiss Alps. – *J. metamorph. Geol.* 31, 243–262.
- BERGER, A. & MERCOLLI, I. (2006): Tectonic and petrographic map of the Central Lepontine Alps, 1:100 000. – *Geol. Spec. Map* 127.
- BERGER, A., MERCOLLI, I. & ENGI, M. (2007): Tectonic and petrographic map of the Central Lepontine Alps, 1:100 000. – *Geol. Spec. Map* 127, explanatory notes.
- BERNASCONI, R. (1980): Der Gipskarst von Val Canaria TI. – *Stalactite* 30/2, 53–57.
- BERNOULLI, C. (1811): *Geognostische Übersicht der Schweiz.* – Schweighausersche Buchhandlung, Basel.

- BIANCONI, F. (1965): Resti fossili in rocce mesometamorfiche della regione del Campolungo. – *Boll. svizz. Mineral. Petrogr.* 45/2, 571–596.
- (1969): Laghi alpini del Ticino. – *Quad. ticin. 12*, Soc. ticin. per la conservazione delle bellezze nat. e artistiche.
- (1971): Geologia e petrografia della regione del Campolungo. – *Mater. Carta geol. Svizz.* [N. S.] 142.
- (1977a): Die Entstehung des Tremorgio-Kessels. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 57/3, 435–444.
- (1977b): Die Mineralfundstelle Campolungo. – *Lapis* 2/8, 14–18.
- (1979): Tremolit von Campolungo. – *Lapis* 4/2, 8–11.
- (1986): Ermenegildo Pini e la tremolite del Campolungo. – *L'Almanacco* 6, 192–196.
- BIANCONI, F. & ANTOGNINI, M. (2013): Arte e scienza al Campolungo: il diario del 30 agosto 1804 di Hans Conrad Escher von der Linth. – *Boll. Soc. ticin. Sci. nat.* 101, 135–150.
- BIANCONI, F. & PEDUZZI, R. (2012): L'apporto di Piora alla storia delle scienze (Parte II): Storia della ricerca geologica e mineralogica. In: RAMPAZZI, F., TONOLLA, M. & PEDUZZI, R. (Ed.): *Biodiversità della Val Piora – Risultati e prospettive delle «Giornate della biodiversità»* (pp. 20–30). – *Mem. Soc. ticin. Sci. nat. e del Museo cant. di storia nat.* 11.
- BINGGELI, V. (1961): Zur Morphologie und Hydrologie der Valle del Lucomagno (Lukmanier-Brenno, Ticino). – *Beitr. Hydrogeol. Schweiz* 12.
- BLEULER, S. W. (1998): Das Lukmaniergebiet im Jungquartär und eine eisverfüllte Felskluft am Scheuchzerhorn. – *Diplomarb. Univ. Bern* (unpubl.).
- BÖHM, C. O. (1996): Provenance and pre-mesozoic evolution of the Lucomagno Unit (Central Swiss Alps): a geochemical, isotopic and geochronological approach. – PhD thesis ETH Zurich.
- BOLLI, H. M., BURRI, M., ISLER, A., NABHOLZ, W., PANTIĆ, N. & PROBST, P. (1980): Der nordpenninische Saum zwischen Westgraubünden und Brig. – *Eclogae geol. Helv.* 73/3, 779–797.
- BOLLI, H. M. & NABHOLZ, W. K. (1959): Bündnerschiefer, ähnliche fossiläre Serien und ihr Gehalt an Mikrofossilien. – *Eclogae geol. Helv.* 52/1, 237–270.
- BONNARD, C., NOVERRAZ, F. & RECORDON, E. (1990): Étude des mouvements du glissement de terrain de Faido affectant la coulée du pont de Pardoreia, dans la Leventine. *Rapp. Centre Interdép. Études Terr. Instables (CETI)*, EPF Lausanne. – *Arch. Cent. Inform. géol., swiss-topo*, Wabern, Doc. n°29848 (inéd.).
- BOSSARD, L. (1925): Der Bau der Tessinerkulmination. – *Eclogae geol. Helv.* 19/2, 504–521.
- (1929a): Petrographie der mesozoischen Gesteine im Gebiete der Tessiner Kulmination. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 9/1, 107–159.
- (1929b): Zur Petrographie der unterpenninischen Decken im Gebiete der Tessiner Kulmination. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 9/1, 47–106.
- BOURCART, F. E. (1906): Les lacs alpins suisses: Étude chimique et physique. – *Georg & Cie., Genève*.
- BRANDL, H. (2007): Der historische Bergbau im Val Piora und Val Cadlimo: Interaktion zwischen Mikroorganismen und Metallen. In: PEDUZZI, R., TONOLLA, M. & BOUCHER-RODONI, R. (Ed.): *Milieux alpins et changement global* (S. 107–112). – *Ed. Centro Biologia Alpina, Piora*.
- 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.
- BRÜCKNER, W. (1941): Über die Entstehung der Rauhacken und Zellendolomite. – *Eclogae geol. Helv.* 34/1, 117–134.
- BUCHMANN, H. (1953): Geologie und Petrographie des oberen Maggia-Tales zwischen Fusio und Broglio im NW-Tessin – *Diss. Univ. Basel*.

- BURCKHARDT, C. E. (1942): Geologie und Petrographie des Basodino-Gebietes (nordwestliches Tessin). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 22/1, 99–186.
- BUSSENI, D., BUSSY, F., MAGNA, T. & MASSON, H. (2011): Timing of Palaeozoic magmatism in the Maggia and Sambuco nappes and paleogeographic implications (Central Lepontine Alps). – Swiss J. Geosci. 104/1, 1–29.
- BWG (2005a): Geologische Karte der Schweiz 1:500 000. – Bundesamt für Wasser und Geologie (Hrsg./Bundesamt für Landestopografie swisstopo).
- (2005b): Tektonische Karte der Schweiz 1:500 000. – Bundesamt für Wasser und Geologie (Hrsg./Bundesamt für Landestopografie swisstopo).
- CASASOPRA, S. (1939): Studio petrografico dello Gneiss granitico Leventina (Valle Riviera e Valle Leventina, Canton Ticino). – Boll. svizz. Mineral. Petrogr. 19, 449–710.
- (1948a): Brevi cenni sulla genesi del granito gneissico Leventina (Riviera e Leventina, Ct. Ticino). – Boll. svizz. Mineral. Petrogr. 28/1, 127–139.
- (1948b): Note sulla petrochimica dello gneiss-granito Leventina (Riviera e Leventina, Ct. Ticino). – Boll. svizz. Mineral. Petrogr. 28/2, 717–756.
- (1953): Quarziti e vene filoniane sul fronte settentrionale dello gneiss-granito Leventina (GGL). – Boll. svizz. Mineral. Petrogr. 33/2, 511–512.
- CHADWICK, B. (1965): The structural and metamorphic geology of the Lukmanier region. – PhD thesis Univ. London.
- (1968): Deformation and metamorphism in the Lukmanier region, Central Switzerland. – Bull. geol. Soc. Amer. 79/9, 1123–1150.
- COTTI, G., FELBER, M., FOSSATI, A., LUCCHINI, G., STEIGER, E. & ZANON, P. L. (1990): Introduzione al paesaggio naturale del Canton Ticino: 1. Le componenti naturali. – Dipartimento dell'Ambiente, Bellinzona.
- COTTI, G. & FERRINI, D. (1958): I fenomeni carsici della zona del Lucomagno. – Extr. des actes 2<sup>ème</sup> Congr. int. Spéléol., Bari-Lecce-Salerno, 5–12 octobre 1958, 274–284.
- DAL VESCO, E. (1964a): Die geologischen Verhältnisse im Bereich der Piora-Mulde. Ber. z.H. Eidg. Amt für Verkehr. – Arch. geol. Informationsstelle, swisstopo, Wabern, Dok.-Nr. 25556 (unpubl.).
- (1964b): Standorte zweckmässiger Sondierbohrungen. Antrag auf die Durchführung von Sondierbohrungen. Ber. z.H. Eidg. Verkehrs- und Energiewirtschaftsdept. – Arch. geol. Informationsstelle, swisstopo, Wabern, Dok.-Nr. 28234 (unpubl.).
- (1965): Gotthard-Basislinie: Vorläufiger Kurzbericht betreffend der Resultate der Sondierbohrungen für den Gotthard-Basistunnel. Ber. z.H. Eidg. Verkehrs- und Energiewirtschaftsdept. – Arch. geol. Informationsstelle, swisstopo, Wabern, Dok.-Nr. 28234 (unpubl.).
- (1966): Gotthard Basistunnel, die Struktur der Pioramulde, Schlussbericht. Ber. z.H. Studienkommission Eisenbahntunnel durch die Alpen, Eidg. Amt für Verkehr. – Arch. geol. Informationsstelle, swisstopo, Wabern, Dok.-Nr. 28234 (unpubl.).
- (1970): Strada nazionale N2, tronco Chiggiogna–Ravazzengo; Relazione geologico-geotecnica. Rapp. Dipt. delle Pubbliche Costruzioni del Canton Ticino, Ufficio Strade Nazionali. – Arch. Cent. Inform. geol., swisstopo, Wabern, Doc. n. 25130 (ined.).
- DAL VESCO, E. & NORBERT, J. (1973): Basistunnel: Geologische Grunddokumentation. Ber. z.H. Bauabteilung der Generaldirektion SBB. – Arch. geol. Informationsstelle, swisstopo, Wabern, Dok.-Nr. 6461 (unpubl.).
- DEICHMANN, N., CLINTON, J., HUSEN, S., EDWARDS, B., HASLINGER, F., FÄH, D., GIARDINI, D., KÄSTLI, P., KRADOLFER, U. & WIEMER, S. (2011): Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 2010. – Swiss J. Geosci. 104/3, 537–547.
- (2012): Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 2011. – Swiss J. Geosci. 105/3, 463–476.

- DIEHL, T., DEICHMANN, N., CLINTON, J., HUSEN, S., KRAFT, T., PLENKERS, K., EDWARDS, B., CAUZZI, C., MICHEL, C., KÄSTLI, P., WIEMER, S., HASLINGER, F., FÄH, D., KRADOLFER, U. & WOESSNER, J. (2013): Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 2012. – *Swiss J. Geosci.* 106/3, 543–558.
- DIETLER, T. & SCHNEIDER, T. R. (1993): Gotthard-Basistunnel: Auswertung der Detailkartierungen 1991/92. Ber. Dr. T. R. Schneider AG vom 31.3.1993. – Arch. geol. Informationsstelle, swisstopo, Wabern, Dok.-Nr.32699 (unpubl.).
- DOLOMIEU, D. DE (1791): Lettre du Commandeur Déodat de Dolomieu à M. Picot de La Peyrouse: Sur un genre de Pierres calcaires très-peu effervescentes avec les acides et phosphorescentes par la collision. – *Obs. Phys. Hist. nat. Arts* 39/2, 3–10.
- (1798): Sur la couleur comme caractère des pierres, et sur les tourmalines blanches du S. Gottard. – *J. Phys. Chim. Hist. nat.* 3, 302–306.
- (1801): Carnet de voyage. – Arch. Acad. Sci., Paris.
- DR. H. JÄCKLI [AG] (1993): Hydrogeologische Karte des Gotthardgebiets zwischen Erstfeld und Biasca, 1:50 000. – Arch. geol. Informationsstelle, swisstopo, Wabern, Dok.-Nr.31034 (unpubl.).
- (1994): Hydrogeologische Untersuchungen in der Piora Mulde. Ergebnisse der Bilanzrechnungen und des Markierungsversuches 1993. – Arch. geol. Informationsstelle, swisstopo, Wabern (unpubl.).
- DR. T. R. SCHNEIDER [AG] (1993): Geologisch-geotechnische Verhältnisse der Störzonen. Ber. vom 30.6.1993. – Arch. geol. Informationsstelle, swisstopo, Wabern, Dok.-Nr.32699 (unpubl.).
- EBEL, J. G. (1808): Über den Bau der Erde im Alpen-Gebirge. – Orell Füssli & Cie., Zürich.
- EGLI, W. (1966): Geologisch-petrographische Untersuchungen in der NW-Aduladecke und in der Sojaschuppe. – Diss. ETH Zürich.
- EMPA [Eidg. Materialprüfungs- und Forschungsanstalt] (1941): Anhydritvorkommen Val Canaria. – Akte Büro für Bergbau 4022a (unpubl.).
- ENGI, M. (2011): Structure et évolution métamorphique des Alpes centrales. – *Géochronique* 117, 22–26.
- ENGI, M., BOUSQUET, R. & BERGER, A. (2004): Explanatory notes to the map: Metamorphic structure of the Alps: Central Alps. – *Mitt. österr. mineral. Ges.* 149, 157–173.
- 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.
- ETTER, U. (1991): Geologische Vorarbeiten im Bereich der Piora-Zone. Ber. z.H. Bundesamt für Verkehr. – Arch. geol. Informationsstelle, swisstopo, Wabern, Dok.-Nr.31207 (unpubl.).
- (1992a): Geologische Untersuchungen zwischen der Piora-Zone und dem Leventinagneis. Ber. z.H. Bundesamt für Verkehr. – Arch. geol. Informationsstelle, swisstopo, Wabern, Dok.-Nr.31208 (unpubl.).
- (1992b): Die Chièra-Synform. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 59, 93–99.
- (2006): Strukturgeologische Verhältnisse in der Multifunktionsstelle Faido. In: Löw, S. (Hrsg.): Geologie und Geotechnik der Basistunnels am Gotthard und am Lötschberg (S. 139–143). – vdf Hochschulverlag, Zürich.
- FABBRO, M. (1998a): Val Canaria 1998: Hydrogeologische Verbindung zwischen Val Canaria und Ritóm-See. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- (1998b): Approccio storico e geologico. In: CHINOTTI, M. & MAFFIOLETTI, A. (Ed.): Frana del Sasso Rosso 28 dicembre 1898 (pp. 27–32). – Comune di Airolo.
- (2010): Prova di tracciamento «tomboni» sopra Stabiello. – Rapp. Muttoni & Boffa SA (ined.).

- FELLNER, D. (1997): Gotthard-Basistunnel, Teilabschnitt Bodio, Spezialbericht: Geologie, Geotechnik und Hydrogeologie. Ber. Dr. T. R. Schneider AG vom 30.9.1997. – Arch. geol. Informationsstelle, swisstopo, Wabern, Dok.-Nr. 32743 (unpubl.).
- (1999a): Schlussbericht Sondiersystem Piora-Mulde: Phase 2. – Ber. Dr. T. R. Schneider AG vom 28.2.1999, Dr. T. R. Schneider AG. – Arch. geol. Informationsstelle, swisstopo, Wabern, Dok.-Nr. 38872 (unpubl.).
- (1999b): Resultate der geologischen Erkundung Sondiersystem Piora. In: Löw, S. & WYSS, R. (Hrsg.): Vorerkundung und Prognose der Basistunnels am Gotthard und am Lötschberg (S. 97–108). – A. A. Balkema, Rotterdam/Brookfield.
- FLEURIAU DE BELLEVUE, L. B. (1792): Sur un marbre élastique du Saint-Gothard. – Obs. Phys. Hist. nat. Arts 41/2, 86–91.
- FOX, J. S. (1975): Three-dimensional isograds from the Lukmanier Pass, Switzerland, and their tectonic significance. – Geol. Mag. 112, 547–564.
- FRAAS, E. (1892): Scenerie der Alpen. – Weigel, Leipzig.
- FRANSIOLI, M. (2002): Dalpe: storia e immagini di un villaggio alpino. – Pro Dalpe, Dalpe.
- FREI, W. & PFIFFNER, O. A. (1991): AlpTransit Schlussbericht Seismik 1990. – Bundesamt für Verkehr (unpubl.).
- FREY, J. D. (1967): Geologie des Greinagebietes. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 131.
- FREY, M. (1969): Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmaniergebiet. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 137.
- FREY, M., DESMONS, J. & NEUBAUER, F. (Ed.) (1999): The new metamorphic map of the Alps 1:500 000. – Beil. zu Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 79/1.
- 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, 247–290.
- FREY, M., TROMMSDORFF, V. & WENK, E. (1980): Alpine metamorphism of the Central Alps. – In: TRÜMPY, R. (Ed.): Geology of Switzerland: a guide-book – Part B: geological excursions (pp. 295–316). – Wepf & Co., Basel/New York.
- FRIEDLÄNDER, C. (1930): Erzvorkommnisse des Bündner Oberlandes und ihre Begleitgesteine. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 16.
- FRITSCH, K. VON (1873): Das Gotthardgebiet (mit geognostischer Karte des Sanct Gotthard 1:50 000). – Beitr. geol. Karte Schweiz, 15.
- GALLI, A., MANCKTELOW, N. S., REUSSER, E. & CADDICK, M. (2007): Structural geology and petrography of the Naret region (northern Valle Maggia, N. Ticino, Switzerland). – Swiss J. Geosci. 100/1, 53–70.
- GANSSER, A. & DAL VESCO, E. (1964): Bericht über die Exkursion B der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft: SE-Gotthardmassiv und Penninikum (Piora-Lukmanier-Bleniotal). – Eclogae geol. Helv. 57/2, 619–628.
- GARWOOD, E. J. (1906): The tarns of the Canton Ticino. – Quart. J. geol. Soc. London 42, 165–193.
- GERLACH, H. (1883): Die penninischen Alpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz 27.
- GIERÉ, R., RUMBLE, D., GÜNTHER, D., CONNOLLY, J. & CADDICK, M. J. (2011): Correlation of growth and breakdown of major and accessory minerals in metapelites from Campolungo, Central Alps. – J. Petrol. 52/12, 2293–2334.
- GIERÉ, R., RUMBLE, D. & TODD, C. (1996): Metamorphism of tourmaline-rich metapelites at Campolungo (Lepontine Alps, Switzerland). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 76/1, 102–103.

- GIMBERNAT, C. DE (1804): Planos geognósticos de los Alpes y de la Suiza con sus descripciones. In: PARRA DEL RÍO, M. D. (1993, Ed.): Los «Planos geognósticos de los Alpes, la Suiza y el Tirolo» de Carlos de Gimbernat (pp. 213–253). – Doce Calles, Aranjuez.
- 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.
- GRAMIGNA, Y. (2006): Analyse géomorphologique des instabilités de versant au Val Canaria (Tessin) et étude sismique du glissement d'Orello. – *Trav. MSc Univ. Lausanne* (inéd.).
- GRUJIC, D. & MANCKTELOW, N. S. (1996): Structure of the northern Maggia and Lebendun Nappes, Central Alps, Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* *89/1*, 461–504.
- GRÜNENFELDER, M. (1962): Mineralalter von Gesteinen aus dem Gotthardmassiv. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* *42/1*, 6–7.
- (1963): Heterogenität akzessorischer Zirkone und die petrogenetische Deutung ihrer Uran/Blei-Zerfallsalter: I. Der Zirkon des Granodioritgneises von Acquacalda (Lukmanierpass). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* *43*, 235–257.
- GRÜNENFELDER, M. & KÖPPEL, V. (1980): Geochronological data. In: TRÜMPY, R. (Ed.): *Geology of Switzerland: a guide-book – Part A: an outline of the geology of Switzerland* (p. 87–93). – Wepf & Co., Basel/New York.
- GRÜTTER, O. (1929): Petrographische und geologische Untersuchungen in der Region von Bosco (Valle Maggia), Tessin. – *Verh. natf. Ges. Basel* *40*, 79–152.
- (1931): Über einige Ergebnisse der geologischen Untersuchung der Kraftwerkanlage Monte Piottino (Tessin). – *Eclogae geol. Helv.* *24/1*, 1–21.
- GUASTONI, A. & PEZZOTTA, F. (2007): Il crisoberillo di Campolungo nella raccolta mineralogica del Museo di Storia Naturale di Milano. – *Geol. Insubrica* *10/2*, 27–28.
- GÜBELIN, E. (1939): Die Mineralien im Dolomit von Campolungo (Tessin). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* *19/2*, 325–442.
- GÜNTHERT, A. (1954): Beiträge zur Petrographie und Geologie des Maggia-Lappens. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* *31/1*, 1–159.
- (1976): Erläuterungen zu Blatt Ambri-Piotta, Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000. Anteil A. Günthert. – *Manusk. Arch. Landesgeol., swisstopo, Wabern* (unpubl.).
- GÜNTHERT, A., STERN, W. & SCHWANDER, H. (1976): Isochemische Granitgneisbildung im Maggia-Lappen (Lepontin der Zentralalpen). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* *56/1*, 105–146.
- (1996): The polycyclic evolution of the Penninic Maggia nappe, Central Alps: a summary report. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* *76/1*, 1–22.
- GUNZENREINER, S. (1998): Petrographie und Strukturgeologie zwischen Maggia- und Campo Tencia-Decke im Gebiet des Passo Campolungo. – *Diplomarb. ETH Zürich* (unpubl.).
- HAFNER, S. (1958): Petrographie des südwestlichen Gotthardmassivs (zwischen St.-Gotthardpass und Nufenenpass). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* *38/2*, 255–362.
- HAFNER, S., GÜNTHERT, A., BURCKHARDT, C. E., STEIGER, R. H., HANSEN, J. W. & NIGGLI, C. R. (1975): Blatt 1251 Val Bedretto. – *Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 68*.
- HALDIMANN, P. & OTZ, H. (1999): Tracerversuche in der Piora-Zone. In: LÖW, S. & WYSS, R. (Hrsg.): *Vorerkundung und Prognose der Basistunnels am Gotthard und am Lötschberg* (S. 89–96). – A. A. Balkema, Rotterdam/Brookfield.
- HANDY, M. R. & OBERHÄNSLI, R. (2004): Explanatory notes to the map: Age map of the metamorphic structure of the Alps – tectonic interpretation and outstanding problems. – *Mitt. österr. mineral. Ges.* *149*, 201–225.

- HASLER, P. (1949): Geologie und Petrographie der Sambuco-Massari-Gebirgsgruppe zwischen der oberen Valle Leventina und Valle Maggia im nördlichen Tessin. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 29/1, 50–155.
- HAÛY, R. J. (1801): *Traité de minéralogie* – Bachelier et Huzard, Paris.
- HEBTING, Y., SCHAEFFER, P., BEHRENS, A., ADAM, P., SCHMITT, G., SCHNECKENBURGER, P., BERNASCONI, S. M. & ALBRECHT, P. (2006): Biomarker evidence for a major preservation pathway of sedimentary organic carbon. – *Science* 312, 1627–1631.
- HEIM, ALB. (1900): Gneissfältelung im alpinen Centralmassiv, ein Beitrag zur Kenntnis der Stauungsmetamorphose. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 45, 205–226.
- (1921): *Geologie der Schweiz* (Bd. 2) – Tauchnitz, Leipzig.
- HEIM, ALB., ARBENZ, P. & STAUB, W. (1911): Geologischer Expertenbericht betreffend der Projekte für die Wasserwerksanlagen der Schweizerischen Bundesbahnen im Gebiete des Tessins. – *Arch. geol. Informationsstelle, swisstopo, Wabern, Dok.-Nr. 10790* (unpubl.).
- HEITZMANN, P. (1985): Kakirite, Katakilasite, Mylonite – Zur Nomenklatur der Metamorphite mit Verformungsgefüge. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 78/2, 273–286.
- HERMANN, J. & RUBATTO, D. (2010): Pre-Alpine metamorphism in the classical Alpine staurolite-garnet schist of Campolungo. – 8<sup>th</sup> Swiss Geosci. Meet., Abstr. Vol., 67–68.
- HERWEGH, M. & PFIFFNER, O. A. (1999): Die Gesteine der Piora-Zone (Gotthard-Basistunnel). In: LÖW, S. & WYSS, R. (Hrsg.): *Vorerkundung und Prognose der Basistunnels am Gotthard und am Lötschberg* (S. 77–88). – A. A. Balkema, Rotterdam/Brookfield.
- HEZNER, L. (1909): Petrographische Untersuchung der kristallinen Schiefer auf der Südseite des St. Gotthard (Tremolaserie). – *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. Beilbd.* 27, 157–218.
- HIGGINS, A. K. (1964): Fossil remains in staurolite-kyanite schists of the Bedretto-Mulde Bündnerschiefer. – *Eclogae geol. Helv.* 57/1, 151–156.
- HIPPE, K., IVY-OCHS, S., KOBER, F., ZASADNI, J., WIELER, R., WACKER, L., KUBIK, P. W. & SCHLÜCHTER, C. (2014): Chronology of Lateglacial ice flow reorganization and deglaciation in the Gotthard Pass area, Central Swiss Alps, based on cosmogenic <sup>10</sup>Be and in situ <sup>14</sup>C. – *Quatern. Geochronol.* 19, 14–26.
- HISS, B. M. (1975): Metamorpher Anhydrit im Leventina-Gneiss. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 55, 217–225.
- HÖPFNER, J. G. A. (1789): *Magazin für die Naturkunde Helvetiens* (Bd. 4). – Orell, Gessner, Füssli & Co., Zürich.
- (1790): *Brief an den Verleger*. – *Chem. Ann.* 1790/1, 54–57.
- HORATH, T. & BACHOFEN, R. (2009): Molecular characterization of an endolithic microbial community in dolomite rock in the central Alps (Switzerland). – *Microb. Ecol.* 58/2, 290–306.
- HUBER, C. W. (1985): *Geologie und Geochronologie in der Region Lucomagno «Massiv» und Piora Mulde, zwischen Pizzo Colombe und Frodalera*. – *Diplomarb. ETH Zürich* (unpubl.).
- HUBER, H. M. (1943): *Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv*. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 23/1, 72–260.
- IROUSCHEK, A. & HUBER, M. (1982): Pseudotachylite zones in the Leventina Gneiss (Lepontine Alps, Ticino, Switzerland). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 62/2, 313–325.
- JÄCKLI, H. (1941): *Geologische Untersuchungen über: A. Anhydritlager Val Canaria; B. Tonlager Airolo; C. Tonlager Lavorgo*. – *Akte Büro für Bergbau 4022a* (unpubl.).
- (1976): *Die Eignung der Lokalität «Val Canaria», Gemeinde Airolo, für dichte Kavernen; Resultate der Sondierkampagne 1975*. – *Ber. Nagra* (unpubl.).
- (1979): *Standortgebiet Val Canaria, Anhydrit*. – *Nagra Ber.* 34 (unpubl.).

- JÄGER, E., NIGGLI, E. & WENK, E. (1967): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 134.
- JAKOB, J., PARKER, R. L. & BRANDENBERGER, E. (1931): Über einen neuen Skapolithfund im Tessin. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 11/2, 267–284.
- 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.
- JEANBOURQUIN, P. (1988): Nouvelles observations sur les cornieules en Suisse occidentale. – *Eclogae geol. Helv.* 81/2, 511–538.
- JOOS, M. G. (1967): Über die Herkunft der Lebendunserie. – *Eclogae geol. Helv.* 60/1, 151–155.
- KELLER, F. (1968): Mineralparagenesen und Geologie der Campo Tencia – Pizzo Forno-Gebirgsgruppe. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 135.
- KELLER, F., WENK, E., BIANCONI, F. & HASLER, P. (1980): Blatt 1272 P. Campo Tencia. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 73.
- KISSLING, E. & REHBOCK-SANDER, M. (2007): Gotthard-Basistunnel – Bergschläge und Mikroben in der MFS Faïdo. In: SIA (Hrsg.): Fachtagung für Untertagbau – Swiss Tunnel Congress 2007 (S. 45–50). – Schweiz. Ing.- u. Architektenverein (SIA), Zürich.
- KOENIGSBERGER, J. (1908): Geologische Beobachtungen am Pizzo Forno (Schweiz, Kanton Tessin) und Beschreibung der Minerallagerstätten des Tessinermassivs. – *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. Beilbd.* 26, 488–564.
- KÖPPEL, V. (1993): The Lepontine area, a geochronological summary. In: RAUMER, J. F. VON & NEUBAUER, F. (Ed.): Pre-Mesozoic geology in the Alps (p. 345–348). – Springer, Berlin.
- KÖPPEL, V. & GRÜNENFELDER, M. (1975): Concordant U-Pb ages of monazite and xenotime from the central Alps and the timing of the high temperature Alpine metamorphism, a preliminary report. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 55/1, 129–132.
- KÖPPEL, V., GÜNTHER, A. & GRÜNENFELDER, M. (1981): Patterns of U-Pb zircon and monazite ages in polymetamorphic units of the Swiss Central Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 61/1, 97–119.
- KRIGE, L. J. (1918): Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung. – *Eclogae geol. Helv.* 14/5, 519–654.
- KROPF, R. & LEUPIN, O. (2000): Mineralogische und strukturgeologische Untersuchungen in der Trias der Piora-Zone. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- KUHN, B. K. (2004): Scapolite stability: phase relations and chemistry of impure metacarbonate rocks in the Central Alps. – PhD thesis ETH Zurich.
- KUHN, B. K., REUSSER, E., POWELL, R. & GÜNTHER, D. (2005): Metamorphic evolution of calcichists in the Central Alps, Switzerland. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 85/2–3, 175–190.
- KÜTTTEL, M. (1977): Pollenanalytische und geochronologische Untersuchungen zur Piottino-Schwankung (Jüngere Dryas). – *Boreas* 6, 259–274.
- LABHART, T. (2005): Blatt 1251 Val Bedretto. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 68.
- LAVIZZARI, L. (1863): Escursioni nel Canton Ticino. – Veladini, Lugano.
- LINCK, G. (1907): Orthoklas aus dem Dolomit von Campolungo. – *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont.* 1, 21–31.
- LOMBARDI, G. (2000): Galleria di base del San Gottardo, progetto della parte meridionale. In: PEDUZZI, R. (a cura di): La ricerca alpina e le trasversali (pp. 83–99). – Pubbl. Accad. svizz. Sci. Nat. ASSN/SANW 8, Ed. Centro Biologia Alpina, Piora.

- LUCCHINI, R. (1998): Étude géologique et géochimique des fissures alpines dans la région du Val Santa Maria. – Trav. dipl. Univ. Lausanne (inéd.).
- (2002): Étude tectonique et géochimique des fissures post-métamorphiques des Alpes Centrales. – Thèse Univ. Lausanne.
- MADONNA, C., SCHENKER, F., REUSSER, E. & BURG, J.-P. (2008): Metamorphic and deformation history of the Nufenen Pass and Lukmanier Pass area. – 6<sup>th</sup> Swiss Geosci. Meet., Abstr. Vol., 90–91.
- MAGGINI, L. & ANTOGNINI, M. (2004): Tipologia degli zirconi dello Gneiss Granitico Leventina: primi risultati e implicazioni petrogenetiche. – Boll. Soc. ticin. Sci. nat. 92, 123–130.
- MANNONI, T., PFEIFER, H. R. & SERNEELS, V. (1987): Giacimenti e cave di pietra ollare nelle Alpi. In: Mus. Archeol. Giovio (a cura di): La pietra ollare dalla preistoria all'età moderna. Atti del convegno (Como 16–17 ottobre 1982). Archeologia dell'Italia settentrionale 5 (pp. 7–45). – Mus. Archeol. Giovio, Como.
- MARI, S. (1996): Studio geologico e petrografico della regione del Lucomagno (Ti) – Idrologia, idrogeologia e geofisica della sorgente del Brenno a Pertusio. – Lav. dipl. Univ. Friburgo (inéd.).
- MARI, S., SCAPOZZA, C., DELALOYE, R. & LAMBIEL, C. (2012): Il permafrost nelle Alpi Ticinesi (2006–2011): Rapporto no. 1 del Gruppo Permafrost Ticino. – Boll. Soc. ticin. Sci. nat. 100, 135–139.
- MARIANI, E. (1905): Sul giacimento di galena argentifera dell'altipiano di Cadlimo. – G. Geol. Pratica III, fasc. 1.
- MARQUER, D. (1990): Structures et déformations alpines dans les granites hercyniens du massif du Gothard (Alpes centrales suisses). – Eclogae geol. Helv. 83/1, 77–97.
- MAXELON, M. (2004): Developing a three-dimensional structural model of the lower Lepontine nappes: central Alps, Switzerland and Northern Italy. – PhD thesis ETH Zurich.
- MAXELON, M. & MANCKTELOW, N. S. (2005): Three-dimensional geometry and tectonostratigraphy of the Pennine zone, Central Alps, Switzerland and Northern Italy. – Earth-Sci. Rev. 71, 171–227.
- MAZZOLENI, G. & APPIANI, R. (2010): Luminescenza nel regno minerale. La magia dell'arcobaleno di pietra. – SANDIT, Bergamo.
- MECHEL, C. DE (1795): Itinéraire du St. Gothard, d'une partie du Vallais et des contrées de la Suisse, que l'on traverse ordinairement pour se rendre au Gothard (accompagné d'une carte). – Basel.
- MEGGIOLARO, V., SAPIGNI, M. & FIORETTI, A. M. (2011): Tremolite-calcite veins in the footwall of the Simplon Fault, Antigorio Valley, Lepontine Alps (Italy). – Swiss J. Geosci. 104/3, 355–365.
- MERCOLLI, I. (1979): Le inclusioni fluide nei noduli di quarzo dei marmi dolomitici della regione del Campolungo (Ticino). – Diss. ETH Zurigo.
- (1980): Fluor-Verteilung in Tremolit und Talk in den metamorphen Dolomiten des Campolungo (Tessin) und ihre phasenpetrologische Bedeutung. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 60/1, 31–44.
- (1982): Le inclusioni fluide nei noduli di quarzo dei marmi dolomitici della regione del Campolungo (Ticino). – Boll. svizz. Mineral. Petrogr. 62/2, 245–312.
- MERCOLLI, I., ABRECHT, J. & BIINO, G. G. (1994a): The pre-Alpine crustal evolution of the Aar-, Gotthard- and Tavetsch massifs. Introduction. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 74/1, 3–4.
- MERCOLLI, I., BIINO, G. G. & ABRECHT, J. (1994b): The lithostratigraphy of the pre-Mesozoic basement of the Gotthard massif: a review. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 74/1, 29–40.

- MERCOLLI, I., SKIPPEN, G. & TROMMSDORFF, V. (1987): The tremolite veins of Campolungo and their genesis. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 67/1–2, 75–84.
- MERLE, O., COBBOLD, P.R. & SCHMID, S. (1989): Tertiary kinematics in the Lepontine dome. In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (Ed.): *Alpine tectonics* (p.113–134). – *Spec. Publ. geol. Soc.* 45.
- MERZ ARREAZA, C. (1989): L'intrusif Medel-Cristallina (Massif du Gothard): Déformation hétérogène et modifications chimiques associées dans les roches granitiques sous différents régimes métamorphiques. – Thèse Univ. Neuchâtel.
- MILNES, A.G. (1974): The structure of the Pennine Zone (Central Alps): a 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.
- NABHOLZ, W.K. (1954): Gesteinsmaterial und Gebirgsbildung im Alpenquerschnitt Aarmassiv-Seengebirge. – *Geol. Rdsch.* 42/2, 155–171.
- NABHOLZ, W.K., NIGGLI, E. & WENK, E. (1967): Exkursion Nr.23; Lukmanier-Pass: Disentis-Biasca. In: NABHOLZ, W.K. (Ed.): *Geologischer Führer der Schweiz* 5 (S.400–417). – Wepf & Co., Basel.
- NATOLINO, T. (1993): Strukturgeologische und geophysikalische Untersuchungen der Tremola-Serie in den Alpe di Pontino, Tessin/Schweiz. – Diplomarb. Univ. Bremen (unpubl.).
- NEAT [Neue Eisenbahn-Alpentransversale] (2006): Bergschlag ohne Folgen auf ATG-Baustelle in Faido. – Pressemitteilung vom 28.3.2006.
- NICKEL, E. (1960): Ein fraglicher Belemnit in den Frodalergneisen vom Lukmanier. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 40/1, 95–113.
- NIEMANN, H., STADNITSKAIA, A., WIRTH, S.B., GILLI, A., ANSELMETTI, F.S., SINNINGHE DAMSTÉ, J.S., SCHOUTEN, S., HOPMANS, E.C. & LEHMANN, M.F. (2012): Bacterial GDGTs in Holocene sediments and catchment soils of a high Alpine lake: application of the MBT/CBT-paleothermometer. – *Clim. Past* 8, 889–906.
- NIGGLI, E. (1960): Mineralzonen der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen. – 21<sup>st</sup> int. geol. Congr., Vol. 13, 132–138.
- (1970): Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung. – *Fortschr. 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. & LÜTZENKIRCHEN, V. (2008): Blatt 1232 Oberalppass. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Erläut. 126.
- NIGGLI, P., KOENIGSBERGER, J. & PARKER, R.L. (1940): Die Mineralien der Schweizeralpen (2 Bd.). – Wepf & Co., Basel.
- NIGGLI, P., PREISWERK, H., GRÜTTER, O., BOSSARD, L. & KÜNDIG, E. (1936): Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniothal. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 71.
- NIGGLI, P. & QUERVAIN, F. DE (1938): Blatt N° 4 Bellinzona – St. Moritz. – *Geotech. Karte Schweiz* 1:200 000, Erläut.
- NOVERRAZ, F., BONNARD, C., DUPRAZ, H. & HUGUENIN, L. (1998): Grand glissements de versants et climat. Versinclin: Comportement passé, présent et futur des grands versants instables subactifs en fonction de l'évolution climatique, et évolution en continu des mouvements en profondeur. – *Rapp. final NFP 31*, vdf Hochschulverlag, Zürich.
- 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. – *Contr. Miner. Petrol.* 47/4, 255–280.

- OBERHÄNSLI, R. & GOFFÉ, B. (2004): Explanatory notes to the map: Metamorphic structure of the Alps. – Mitt. österr. mineral. Ges. *149*, 115–123.
- OPPIZZI, P. (1994): Comune di Airolo; studio idrogeologico nella zona de «I Dragoni». – Rapp. Consorzio Ripari e Premunizioni sopra Airolo (ined.).
- OTZ, H. K. (1969): Geomorphologische, hydrologische und limnologische Untersuchungen im Tremorgio-Gebiet, TI. – Diss. Univ. Bern.
- OTZ, M. H. (1998): Die hydrogeologischen Verhältnisse im oberen Valle Santa Maria, Lucomagno, Ticino. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- OTZ, M. H., OTZ, H. K. & SIEGEL, D. I. (2003): Surface water/groundwater interaction in the Piora Aquifer, Switzerland: evidence from dye tracing tests. – *Hydrogeol. J.* *11*, 228–239.
- PANTIĆ, N. & GANSSER, A. (1977): Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern. – *Eclogae geol. Helv.* *70/1*, 59–81.
- PARKER, R. L. (1930): Bemerkungen über einige Mineralien des Piottinostollens (Tessin). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* *10/2*, 363–366.
- (1954): Die Mineralfunde der Schweizer Alpen. – Wepf & Co., Basel.
- PEDUZZI, R. (2005): La regione di Piora e il suo Centro Biologia Alpina (CBA). In: CELIO, F., JELMINI, A. & MARTINETTI, O. (Ed.): *Il Comune di Quinto, storia di un Comune alpino sulla via delle genti* (pp. 145–166). – Comune di Quinto, Quinto.
- PEDUZZI, R., BACHOFEN, R. & TONOLLA, M. (1998): Lake Cadagno: a meromictic alpine lake. – *Doc. Ist. ital. Idrobiol.* *63*.
- PEDUZZI, R. & TONOLLA, M. (1998): Le trasversali alpine e la regione di Piora. In: GALFETTI, A. & TEDESCHI, L. (a cura di): *Progetto e territorio: Gli assi di transito e le trasformazioni territoriali del Cantone Ticino* (pp. 95–107). – *Atti e strumenti 5*, Accad. architettura Mendrisio.
- PERETTI, A., BUCHER, I. & STEIGER, R. H. (1981): Rb-Sr-Alter von Kluftmineralien im südlichen Gotthardmassiv. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* *61/2–3*, 360–361.
- PETERS, T. (1998): Mikroskopische und röntgenographische Untersuchungen der Dolomit-Anhydrit-Gesteine der Piora-Mulde. Schlussbericht Teil 2: Sondiersystem Piora-Mulde, Phase 2. Ber. Mineral.-petrogr. Inst. Univ. Bern vom 31.3.1998. – *Arch. geol. Informationsstelle, swisstopo, Wabern, Dok.-Nr. 38900* (unpubl.).
- PFEIFER, H. R. & SERNEELS, V. (1986): Inventaire des gisements de pierre ollaire au Tessin dans les régions voisines: aspects minéralogiques et miniers. – *Quad. Inform. Dipt. Ambiente Canton Ticino 11*.
- PFIFFNER, O. A. (2000): Alpine Geotraversen: der Beitrag von Basistunnels und seismischen Profilen zum Verständnis der Alpengeologie am Beispiel der Piora-Zone. In: PEDUZZI, R. (Hrsg.): *Alpenforschung und Transversalen* (S. 67–71). – *Publ. schweiz. Akad. Natw. ASSN/SANW 8*, Ed. Centro Biologia Alpina, Piora.
- (2009): *Geologie der Alpen*. – Haupt, Bern.
- (2011): *Structural Map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France)*, 1:100 000. – *Geol. Spec. Map 128*, explanatory notes.
- PFIFFNER, O. A., BURKHARD, M., HÄNNI, R., KAMMER, A., KLIGFIELD, R., MANCKTELOW, N. S., MENKVELD, J. W., RAMSAY, J. G., SCHMID, S. M. & ZÜRBRIGGEN, R. (2010): *Structural map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France)*, 1:100 000. – *Geol. Spec. Map 128*.
- PINI, E. (1783): *Memoria mineralogica sulla montagna e sui contorni di S. Gottardo*. – Marcelli, Milano.
- (1784): *Über den St. Gotthardberg und seine umliegenden Gegenden*. – Krauss, Wien.

- PINI, E. (1786): Osservazioni su i feldispati, ed altri fossili singolari dell'Italia. – Mem. di Mat. Fis. Soc. ital. *111*, 688–717.
- (1790): Di alcuni fossili singolari della Lombardia austriaca e di altre parti dell'Italia. – Marcelli, Milano.
- PORTER, S. C. & DENTON, G. H. (1967): Chronology of neoglaciation in the North American Cordillera. – Amer. J. Sci. *265/3*, 177–210.
- PREISWERK, H. (1917): Über neue Skapolithfunde in den Schweizeralpen. – Verh. natf. Ges. Basel *24*, 1–31.
- (1918a): Geologische Karte des obern Tessin und Maggia-Gebietes, 1:50000. – Geol. Spez.-Karte *81*.
- (1918b): Geologische Beschreibung der Lepontinischen Alpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz *26/II*.
- (1919): Die überkippte Tauchfalte am Campolungopass und ihre früheren Deutungen. – Vjschr. natf. Ges. Zürich *64*, 1–15.
- (1920): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen geologischen Gesellschaft im Maggiatale vom 9. bis 12. September 1919. – Eclogae geol. Helv. *15/4*, 509–522.
- (1921): Die zwei Deckenkulminationen Tosa-Tessin und die Tessiner Querfalte. – Eclogae geol. Helv. *16/4*, 485–496.
- (1933): Historischer Überblick über die geologische Erforschung des Kantons Tessin bis 1920. – Boll. Soc. ticin. Sci. nat. *28*, 9–29.
- PREISWERK, H., BOSSHARD, L., GRÜTTER, O., NIGGLI, P., KÜNDIG, E. & AMBÜHL, E. (1934): Geologische Karte der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Blenio-Tal, 1:50000. – Geol. Spez.-Karte *116*.
- PROBST, P. (1980): Die Bündnerschiefer des nördlichen Penninikums zwischen Valser Tal und Passo di San Giacomo. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *153*.
- PUPIN, J. P. (1980): Zircon and granite petrology. – Contr. Mineral. & Petrol. *73*, 207–220.
- QUERVAIN, F. DE (1941): Die Schweizerischen Dolomitvorkommen. Abschnitt 3: Die Dolomitvorkommen des Tessins (inkl. Misox). – Akte Büro für Bergbau 9998 (unpubl.).
- QUERVAIN, F. DE & FREY, D. (1967): Blatt 4 Bellinzona – St. Moritz. – Geotech. Karte Schweiz 1:200000, Erläut. 2. Auflage.
- REINHARD, M. & PREISWERK, H. (1934): Exkursion Nr. 66: Campolungopass. In: Schweiz. geol. Ges. (Hrsg.): Geologischer Führer der Schweiz *11* (S. 824–829). – Wepf & Cie., Basel.
- RENNER, F. (1982): Beiträge zur Gletschergeschichte des Gotthardgebietes und dendroklimatologische Analysen an fossilen Hölzern. – Phys. Geogr. *8*.
- RODGERS, J. & BEARTH, P. (1960): Zum Problem der Lebendundecke. – Eclogae geol. Helv. *53/1*, 170–178.
- ROTH, O. (2006): The early history of tremolite. – Axis *2*, 1–10.
- RÖTHLISBERGER, B. (2006): Geologisch-geotechnische Erkundungen und Überwachung in der Multifunktionsstelle Faïdo. In: Löw, S. (Hrsg.): Geologie und Geotechnik der Basistunnels am Gotthard und am Lötschberg (S. 79–90). – vdf Hochschulverlag, Zürich.
- ROVETTI, A., ROVETTI, I., PACCIORINI, M., DONATI, D. & WEISS, S. (1994): Campolungo, Schweiz: Neufund der grössten Korundkristalle der Alpen. – Lapis *19/9*, 35–40.
- RÜFFER, M. (1990): Petrographie und Strukturgeologie um Fusio, Teil 3: Alpe Massari. – Diplomarb. Univ. Zürich (unpubl.).
- RÜTTI, R. (2003): The tectono-metamorphic evolution of the northwestern Simano Nappe (Central Alps, Switzerland). – PhD thesis ETH Zurich.

- RÜTTI, R., MARQUER, D. & THOMPSON, A. B. (2008): Tertiary tectono-metamorphic evolution of the European margin during Alpine collision: Example of the Leventina Nappe (Central Alps, Switzerland). – *Swiss J. Geosci.* *101*, Suppl. 1, 157–171.
- RÜTTI, R., MAXELON, M. & MANCKTELOW, N. S. (2005): Structure and kinematics of the northern Simano Nappe, Central Alps, Switzerland. – *Ecologeol. Helv.* *98/1*, 63–81.
- SALVADÈ, G., GRAF, A. & THÜRING, M. (2007): Previsione di frane superficiali dovute a precipitazioni intense – un modello regionale. – *Boll. Soc. ticin. Sci. nat.* *95*, 67–74.
- SAUSSURE, H.-B. DE (1796): *Voyages dans les Alpes*. – Samuel Fauche, Neuchâtel.
- SAUSSURE, N. T. DE (1792): *Analyse de la dolomie*. – *Obs. Phys. Hist. nat. Arts* *40/1*, 161–172.
- SCAPOZZA, C. (2008): Contribution à l'étude géomorphologique et géophysique des environnements périglaciaires des Alpes Tessinoises orientales. – *Trav. MSc Univ. Lausanne*.
- SCAPOZZA, C. & FONTANA, G. (2009): Le Alpi Bleniesi; Storia glaciale e periglaciale e patrimonio geomorfologico. – *Mem. Soc. ticin. Sci. nat. e del Museo cant. di storia nat.* *10*.
- SCAPOZZA, C. & MARI, S. (2010): Catasto, caratteristiche e dinamica dei rock glaciers delle Alpi Ticinesi. – *Boll. Soc. ticin. Sci. nat.* *98*, 15–29.
- SCHAAD, W. (1995a): Beiträge zur Entstehung und Bedeutung alpintektonischer Abscherhorizonte in den Schweizer Alpen. – *Diss. Univ. Bern*.
- (1995b): Die Entstehung von Rauwacken durch die Verkarstung von Gips. – *Ecologeol. Helv.* *88/1*, 59–90.
- SCHAAD, W. & PFIFFNER, O. A. (1992): Genese des «zucker körnigen Dolomits». – *Ber. Bundesamt für Verkehr* (unpubl.).
- (1994): Der zucker körnige Dolomit in der Piora-Zone: «Schwimmendes» Gebirge für die NEAT? – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* *74/2*, 298–299.
- SCHALTEGGER, U. (1994): Unravelling the pre-Mesozoic history of Aar and Gotthard massifs (Central Alps) by isotopic dating – a review. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* *74/1*, 41–51.
- SCHENKER, F. (2008): Metamorphic and deformation history in the region of the Lukmanier Pass (Central Alps). – *MSc thesis ETH Zurich* (unpubl.).
- SCHUCHZER, J. J. (1708): *Beschreibung der Natur-Geschichten des Schweizerlands* (Teil 3). – Zürich.
- SCHLÜCHTER, C. (Kompil.) (2009): *Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM), 1:500 000*. – *GeoKarten500*, Bundesamt für Landestopografie swisstopo, Wabern.
- SCHMID, J. (1992): Alte Sondierungen: Identifizierung und Aufräumen des Kernmaterials im Kernlager Erstfeld. – *Arbeitsrapport. Ber. vom 15.12.1992*. – *Arch. geol. Informationsstelle, swisstopo, Wabern, Dok.-Nr.31001*. (unpubl.).
- SCHMID, S. M. (1998): Die Piora-Zone in ihrem geologisch-tektonischen Rahmen. – *178. Jvers. schweiz. geol. Ges., Abstr. Vol.*, 3–5.
- SCHNEIDER, T. R. (1991): Gotthard-Basistunnel, Geologische Voruntersuchungen 1990, Struktur-analyse. *Ber. Dr. T. R. Schneider AG vom 28.2.1991*. – *Arch. geol. Informationsstelle, swisstopo, Wabern, Dok.-Nr.30957* (unpubl.).
- SCHNEIDERFRANKEN, I. (1943): *Ricchezze del suolo ticinese: Studio economico sullo sfruttamento delle pietre da costruzione e delle materie prime minerali*. – *Istituto Editoriale Ticinese, Bellinzona*.
- SENO, S. & THÜRING, M. (2006): Large landslides in Ticino, Southern Switzerland: Geometry and kinematics. – *Eng. Geol.* *83*, 109–119.
- SERGEEV, S. A. & STEIGER, R. H. (1993): High-precision U-Pb single zircon dating of Variscan and Caledonian magmatic cycles in the Gotthard massif, Central Swiss Alps. – *Terra Abstr.* *5*, 394–395.

- SERGEEV, S. A. & STEIGER, R. H. (1995): New estimate of emplacement and source ages of the acid gneisses constituting the pre-Alpine basement: single zircon and zircon fragment U/Pb dating. – *Jvers. schweiz. mineral. petrogr. Ges., Abstr.* 66.
- SHARP, Z. D., MASSON, H. & LUCCHINI, R. (2005): Stable isotope geochemistry and formation mechanisms of quartz veins: extreme paleoaltitudes of the Central Alps in the Neogene. – *Amer. J. Sci.* 305, 187–219.
- SIBBALD, T. I. I. (1971): The structural and metamorphic geology of the Val Piora region, Ticino, Switzerland. – PhD thesis Imp. College London.
- SIMPSON, C. (1982): The structure of the northern lobe of the Maggia Nappe, Ticino, Switzerland. – *Ecolgae geol. Helv.* 75/3, 495–516.
- SOLDINI, C. (2002): Étude structurale et métamorphique du front de la nappe de Simano dans la région du Campo Tencia (Tessin). – *Trav. dipl. Univ. Neuchâtel* (ined.).
- STAPFF, F. M. (1880): Geologisches Profil des St. Gotthard in der Axe des grossen Tunnels, während des Baus (1873–1880) aufgenommen. 1:25 000. – Spezialbeilage zu den Quartalsberichten des schweizerischen Bundesrathes über den Gang der Gotthardbahn-Unternehmung.
- STAUB, R. (1938): Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden. – *Ecolgae geol. Helv.* 31/2, 345–353.
- (1958): Klippendecke und Zentralalpenbau. Beziehungen und Probleme. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 103.
- STECK, A. (2008): Tectonics of the Simplon massif and Lepontine gneiss dome: deformation structures due to collision between the underthrusting European plate and the Adriatic indenter. – *Swiss J. Geosci.* 101/2, 515–546.
- STECK, A., DELLA TORRE, F., KELLER, F., PFEIFER, H.-R., HUNZIKER, J. & MASSON, H. (2013): Tectonics of the Lepontine Alps: ductile thrusting and folding in the deepest tectonic levels of the Central Alps. – *Swiss J. Geosci.* 106/3, 427–450.
- STEIGER, E. (1980): Nuovo ritrovamento di scapolite nobile al Tremorgio. – *Il nostro Paese* 133, 32–35.
- (1982): Skapolith von Tremorgio. – *Lapis* 7, 47.
- STEIGER, R. H. (1961): Die Hornblende der Tremolaserie. Teil I. Chemismus und Dichte der Hornblendens. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 41/1, 127–156.
- (1962): Petrographie und Geologie des südlichen Gotthardmassivs zwischen St. Gotthard- und Lukmanierpass. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 42/2, 381–578.
- STEIGER, R. H. & DEUTSCH, A. (1984): Hornblende K-Ar ages and the climax of the Tertiary metamorphism in the Lepontine Alps (South-Central Switzerland): an old problem reassessed. – *Earth and planet. Sci. Lett.* 72, 175–189.
- STEINER, H. (1984): Radiometrische Altersbestimmungen an Gesteinen der Maggia-Decke (Penninikum der Zentralalpen). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 64/1–2, 227–259.
- STROZZI, T., AMBROSI, C. & RAETZO, H. (2013): Interpretation of aerial photographs and satellite SAR interferometry for the inventory of landslides. – *Remote Sensing* 5, 2554–2570.
- SUPSI [Scuola universitaria professionale della Svizzera italiana] (2004a): Piano delle zone esposte a pericolo di movimento di versante. 1:25 000. – Catasto delle zone di pericolo del Canton Ticino, SUPSI, Ist. Sci. Terra, Canobbio (ined.).
- (2004b): Carta dei settori e delle zone di protezione delle acque, 1:25 000. – SUPSI, Ist. Sci. Terra, Canobbio (ined.).

- SUPSI [Scuola universitaria professionale della Svizzera italiana] (2007): Dorsale Blenio-Leventina, carta dei fenomeni di dissesto, settore occidentale, 1:25 000. – SUPSI, Ist. Sci. Terra, Canobbio (ined.).
- (2009): Val Canaria, Carta dei fenomeni di dissesto, 1:10000. – SUPSI, Ist. Sci. Terra, Canobbio (ined.).
- (2010): Val Canaria, Carta dei fenomeni di dissesto pre e post evento del 27 ottobre 2009, 1:10000. – SUPSI, Ist. Sci. Terra, Canobbio (ined.).
- TADDEI, C. (1930): Galleria Monte Piottino Faido (Ticino). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *10/2*, 367–372.
- (1937): Dalle Alpi Lepontine al Ceneri. – Istituto Editoriale Ticinese, Bellinzona.
- TGTAF [Team Geologi TA Faido] (2006): Feldaufnahmen zwischen Aldescio und Lago Ritóm, 19.–26. Juli 2006. – Ber. Team Geologi TA Faido (unpubl.).
- THAKUR, V. C. (1973): Events in Alpine deformation and metamorphism in the northern Pennine Zone and southern Gotthard Massif regions, Switzerland. – Geol. Rdsch. *62/2*, 549–563.
- THÜRING, M. & MONTI, G. (2005): Computer modeling of rainfall triggered landslides (Quinto, Switzerland, November 2002). – Geophys. Res. Abstr. *7*, EGU05-A-07344.
- TIMAR-GENG, Z., GRUJIC, D. & RAHN, M. (2004): Deformation at the Leventina-Simano nappe boundary, Central Alps, Switzerland. – Eclogae geol. Helv. *97/2*, 265–278.
- TONOLLA, M. & PEDUZZI, R. (2006): Lake Cadagno: a model for microbial ecology. In: PEDUZZI, R., TONOLLA, M. & BOUCHER-RODONI, R. (a cura di): Milieux extrêmes: conditions de vie en milieu alpin et milieu marin (p. 21–52). – Ed. Centro Biologia Alpina, Piora.
- TORONI, A. (1964): La palude della Bedrina di Dalpe. V. Il ritorno della vegetazione dopo la glaciazione di Würm. – Il Nostro Paese *12*, 1064–1075.
- TROMMSDORFF, V. (1966): Progressive Metamorphose kieseliger Karbonatgesteine in den Zentralalpen zwischen Bernina und Simplon. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *46/2*, 431–460.
- (1980): Alpine metamorphism and Alpine intrusions. In: TRÜMPY, R. (Ed.): Geology of Switzerland: a guide-book – Part A: an outline of the geology of Switzerland (p. 82–87). – Wepf & Co., Basel/New York.
- TRÜMPY, R. (1960): Paleotectonic evolution of the central and western Alps. – Bull. geol. Soc. Amer. *71/6*, 843–907.
- (1980): Geology of Switzerland: a guide-book – Part A: an outline of the geology of Switzerland. – Wepf & Co., Basel/New York.
- 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 modeling study. – Swiss J. Geosci. *101/1*, 223–235.
- USTASZEWSKI, M. E. & PFIFFNER, O. A. (2008): Neotectonic faulting, uplift and seismicity in the central and western Swiss Alps. In: SIEGSMUND, S., FÜGENSCHUH, B. & FROITZHEIM, N. (Ed.): Tectonic aspects of the Alpine-Dinaride-Carpathian system (p. 231–249). – Spec. Publ. geol. Soc. London *298*.
- VALENTI, G. (1998): Indagini attuali e future. In: CHINOTTI, M. & MAFFIOLETTI, A. (Ed.): Frana del Sasso Rosso 28 dicembre 1898 (pp. 33–35). – Comune di Airola.
- (2006): Il permafrost in Ticino. – Dati statistiche e Società *6/2*, 46–50.
- VETTERLI, L. (2003): Una scavatrice nella palude! – Il nostro paese *277*, 57–60.
- VÖGELI, S., GALSTER, F. & WIEDERKEHR, M. (2013): Blatt 1233 Greina. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. *136*.

- VOLPERS, R. (1976): Geologia e petrografia della regione del Piottino. – Lav. dipl. ETH Zurigo (ined.).
- (2000): La geologia della galleria di base del San Gottardo, un caso speciale: la sacca della Piora. In: PEDUZZI, R. (a cura di): La ricerca alpina e le trasversali (pp. 101–111). – Pubbl. Accad. svizz. Sci. Nat. ASSN/SANW 8, Ed. Centro Biologia Alpina, Piora.
  - (2006): Prospection géophysique VLF pour la reconnaissance d'un accident géologique, Secteur Pécian–Molare. – Rapp. tech. Consulenze geol. Rinaldo Volpers (ined.).
- VOLPERS, R., FRAPOLLI, G. & KELLER, F. (2003): Zugangsstollen Faïdo: Geologie, Geotechnik, Hydrogeologie. Schlussber. (mit geol. Befundprofil 1:5000). – Ber. vom 17.12.2003, Geologengemeinschaft Tessin / Dr. M. Kobel + Partner AG, Nr. BTG 4343-32 (unpubl.).
- WABER, N. (1986): Mineralogie und Metamorphose in der nördlichen Luskmanier-Decke, Val Piora, Tessin. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- WALTHER, J.V. (1983): Description and interpretation of metasomatic phase relations at high pressures and temperatures: 2. Metasomatic reactions between quartz and dolomite at Campolungo, Switzerland. – Amer. J. Sci. 283/A, 459–485.
- WENGER, C. & STEIGER, R. (1990): Tessin–Uri. – Karte Vorkommen miner. Rohst. Schweiz 1:200000, Karte 1.
- WENGER, C., STEIGER, R. & BIANCONI, F. (1990): Tessin–Uri. – Karte Vorkommen miner. Rohst. Schweiz 1:200000, Erläut. 1.
- WENK, E. (1955): Eine Strukturkarte der Tessinalpen. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 35/2, 311–319.
- (1956): Die lepontinische Gneissregion und die jungen Granite der Valle della Mera. – Eclogae geol. Helv. 49/2, 251–265.
  - (1962): Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. Die Paragenese Kalzit-Plagioklas. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 42/1, 139–152.
- WENK, E. & GÜNTHER, A. (1960): Über metamorphe Psephite der Lebendun-Serie und der Bündnerschiefer im NW-Tessin und Val d'Antigorio. Ein Diskussionsbeitrag. – Eclogae geol. Helv. 53/1, 179–188.
- WENK, E. & KELLER, F. (1969): Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 49/1, 157–198.
- 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.
- ZOLLER, H. (1960): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der insubrischen Schweiz. – Denkschr. schweiz. natf. Ges. 83/2, 45–152.
- ZOLLER, H. & SELLDORF, P. (1988): La Bedrina di Dalpe. Studi sull'evoluzione a breve termine dei consorzi vegetali dominati da muschi bruni o da sfagni in una torbiera intermedia nelle Alpi svizzere. – Il Nostro Paese 40, 42–60.

- ZWEIFEL, H. & QUERVAIN, F. DE (1954): Der Biotit-Apatitschiefer des P. Corandoni (Val Cadlimo, Tessin). – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 32.
- ZWINGMANN, H., MANCKTELOW, N. S., ANTOGNINI, M. & LUCCHINI, R. (2010): Dating of shallow faults: New constraints from the AlpTransit tunnel site (Switzerland). – *Geology* 38/6, 487–490.

## PUBLIZIERTE GEOLOGISCHE KARTEN

**Geologische Karte der Schweiz 1:500 000** (2005).

**Tektonische Karte der Schweiz 1:500 000** (2005).

**Hydrogeologische Karte der Schweiz 1:500 000, Grundwasservorkommen** (2007).

**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.

**Geotechnische Karte der Schweiz 1:200 000**

Blatt 4 Bellinzona–St.Moritz, von F. DE QUERVAIN, D. FREY, F. HOFMÄNNER & V. JENNY, 1967 (2. Auflage).

**Karte der Vorkommen mineralischer Rohstoffe der Schweiz 1:200 000**

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

**Geologische Karte der Schweiz 1:100 000**

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

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

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

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

**Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000**

Nr. 34 Basodino (LK 1271), von C.E. BURCKHARDT & A. GÜNTHER, 1957.

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

Nr. 73 P. Campo Tencia (LK 1272), von F. KELLER, E. WENK, F. BIANCONI & P. HASLER, 1980.

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

Nr. 133 Urseren (LK 1231), von T. LABHART, 2012.

Nr. 136 Greina (LK 1233), von A. BAUMER, W. EGLI, J.D. FREY, W. JUNG, A. RIEMANN, A. UHR, S. VÖGELI & M. WIEDERKEHR, 2013.

**Geologische Spezialkarten**

Nr. 6 Geognostische Karte des Sanct Gotthard, 1:50000, von K. VON FRITSCH, 1873.

Nr. 81 Geologische Karte des obern Tessin- und Maggia-Gebietes, 1:50000, von H. PREISWERK, 1918.

Nr. 116 Geologische Karte der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Blenio-Tal, 1:50 000, von H. PREISWERK, L. BOSSARD, 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, 2006.
- Nr. 128/3 Structural map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Voralberg (Austria) and Haute Savoie (France), 1:100 000, map sheet 42 Oberwallis with parts of 37 Brünigpass, von O.A. PFIFFNER, M. BURKHARD, R. HANNI, A. KAMMER, R. KLIGFIELD, N. S. MANCKTELOW, J.G. RAMSAY & R. ZURBRIGGEN, 2010.
- Nr. 128/5 Structural map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Voralberg (Austria) and Haute Savoie (France), 1:100 000, map sheet 38 Panixerpass, von O.A. PFIFFNER, J.G. RAMSAY & S.M. SCHMID, 2010.

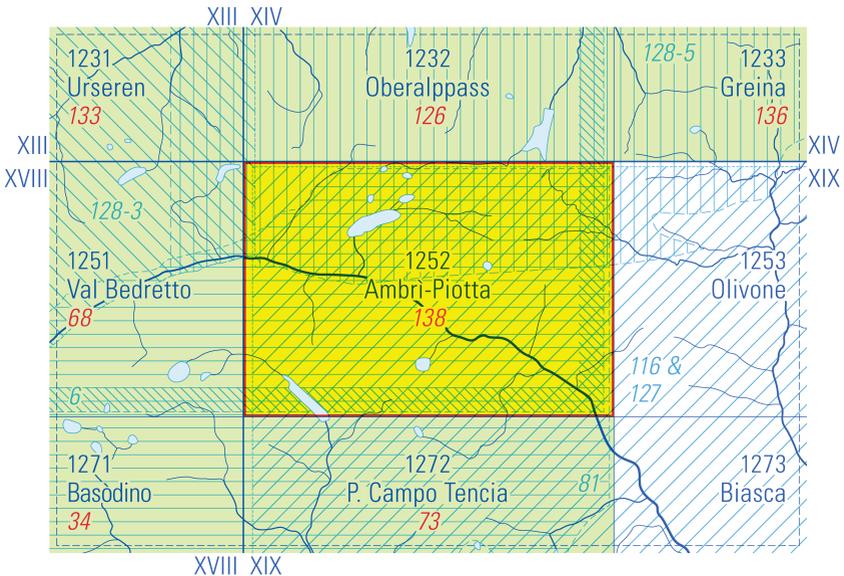


Fig. 20: Publierte geologische Karten mit offizieller topografischer Grundlage.

#### Weitere geologische Karten mit z.T. vereinfachter topografischer Grundlage (Auswahl)

- Ba BAUMER, A. (1964): Geologisch-tektonische Übersichtskarte, 1:30 000. In: BAUMER, A.: Geologie der gotthardmassivisch-penninischen Grenzregion im oberen Bleniotal; Geologie der Blenio-Kraftwerke. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.39.
- BG BURCKHARDT, C.E. & GÜNTHER, A. (1942): Geologische Karte des oberen Val Bavona und des oberen Val Peccia, 1:25 000. In: BURCKHARDT, C.E.: Geologie und Petrographie des Basodino-Gebietes (nordwestliches Tessin). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 22/1.

- Bi BIANCONI, F. (1977): Geologische Karte des Tremorgio-Gebietes, 1:12 500. In: BIANCONI, F.: Die Entstehung des Tremorgio-Kessels. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 57/3.
- Gi GIORDANO, F. (1873): Carta geologica del S. Gottardo, 1:50 000. In: Esame geologico della catena alpina del San Gottardo che deve essere attraversata dalla grande galleria della ferrovia italo-elvetica. – Mem. serv. descriz. Carta geol. Italia 2.
- Ho HOLST PELLEKAAN, W. VAN (1913): Geologische Karte des Lukmanier und Scopi, 1:50 000. In: HOLST PELLEKAAN, W. VAN: Geologie der Gebirgsgruppe des Piz Scopi. – Diss. Univ. Zürich.
- Ke KELLER, F. (1968): Geologische Kartenskizze der Campo Tencia – Pizzo Forno Gebirgsgruppe, 1:25 000. In: KELLER, F.: Mineralparagenesen und Geologie der Campo Tencia – Pizzo Forno Gebirgsgruppe. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 135.
- Kr KRIGE, L.J. (1918): Geologische Karte des Val Piora, 1:50 000. In: KRIGE, L.J.: Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung. – Eclogae geol. Helv. 14/5.
- St STAPFF, F.M. (1885): Geologische Übersichtskarte der Gotthardbahnstrecke Kil. 38–149 (Erstfeld–Castione), 10 Blätter 1:25 000. – Im Auftrag der Direction der Gotthardbahn, Berlin.

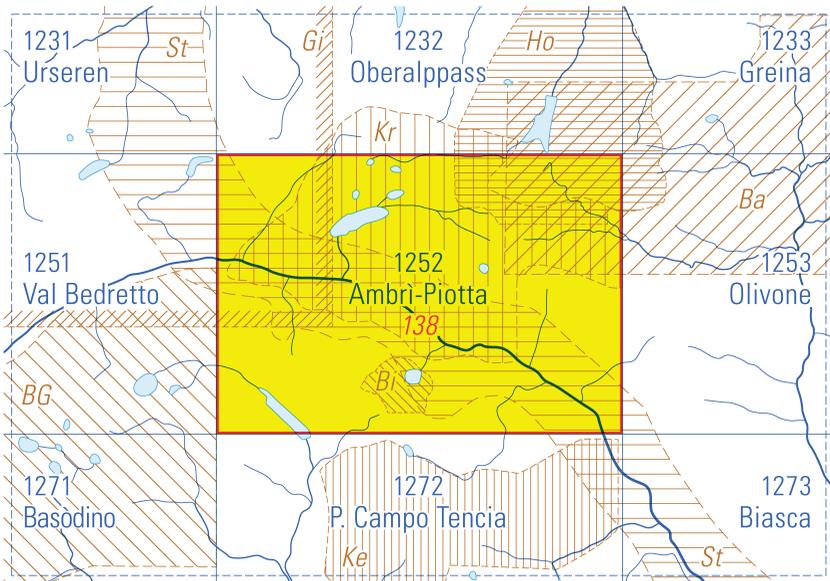


Fig. 21: Publierte geologische Karten mit zum Teil vereinfachter topografischer Grundlage.

**Topografische Grundlage**

1231–1233 }  
1251–1253 } Blätter der Landeskarte der Schweiz 1:25 000  
1271–1273 }

BEILAGEN

- Tafel I: Tektonische Karte des Gebiets von Atlasblatt Ambri-Piotta und Umgebung  
1:100 000.
- Tafel II: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Ambri-Piotta 1:25 000 und  
1:7 500.

# Carta tettonica del territorio del foglio Ambri-Piotta e dintorni

## Tektonische Karte des Gebiets von Atlasblatt Ambri-Piotta und Umgebung

di – von

Filippo Bianconi

- Depositi alluvionali – Alluviale Ablagerungen
- Foglio Ambri-Piotta – Atlasblatt Ambri-Piotta

### Pennidico – Penninikum

- «Zona di Bedretto» – «Bedretto-Zone»
- Falda di ricoprimento Grava – Grava-Decke
- Metasedimenti triassici – Triassische Metasedimente
- Gneiss granitico di Matorello – Matorello-Granitgneis
- Paragneiss e micascisti – Paragneise und Glimmerschiefer
- Ortogneiss – Orthogneise
- Falda di ricoprimento Lebendun – Lebendun-Decke
- Metasedimenti triassici – Triassische Metasedimente
- Paragneiss e micascisti – Paragneise und Glimmerschiefer
- Zona del Teggiolo – Teggiolo-Zone
- Ortogneiss – Orthogneise
- Anfiboliti – Amphibolite
- Metasedimenti triassici – Triassische Metasedimente
- Paragneiss e micascisti – Paragneise und Glimmerschiefer
- Ortogneiss – Orthogneise
- Zona del Molare – Molare-Zone

Unità Sambuco  
Sambuco-Einheit

Unità San Giorgio  
San-Giorgio-Einheit

Falda di ricoprimento Antigorio  
Antigorio-Decke

Falda di ricoprimento Simano  
Simano-Decke

### Ultraelvético – Ultrahelvetikum

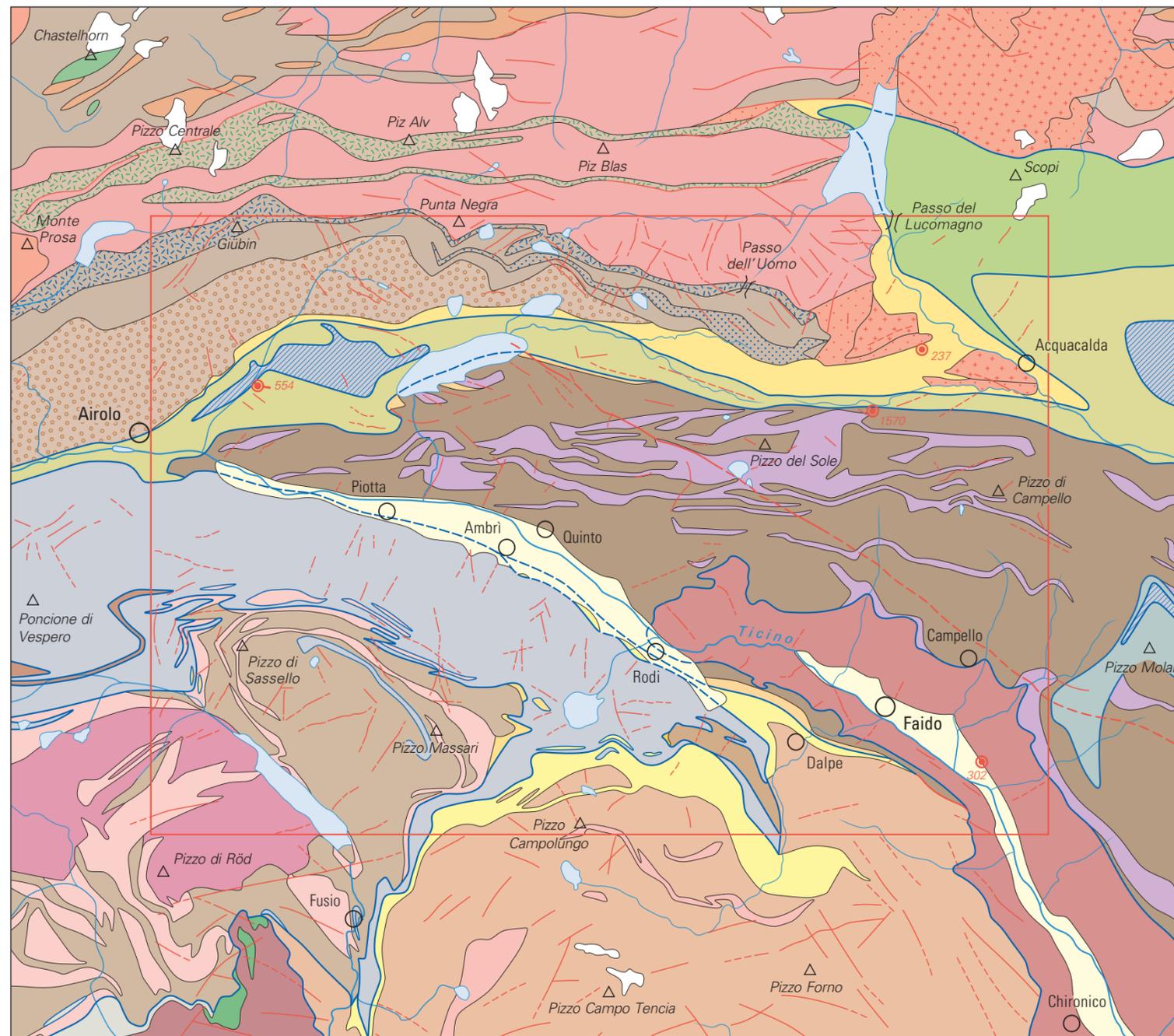
- Zona della Nufenen-Piora-Frodalera – Nufenen-Piora-Frodalera-Zone
- Zona dello Scopi – Scopi-Zone
- Metasedimenti triassici – Triassische Metasedimente
- Paragneiss e micascisti – Paragneise und Glimmerschiefer
- Ortogneiss – Orthogneise
- Falda di ricoprimento Leventina – Leventina-Decke

Falda di ricoprimento Lucomagno  
Lucomagno-Decke

### Elvetico – Helvetikum

- Metasedimenti triassici – Triassische Metasedimente
- Corpi intrusivi tardo- fino a postvarisici – Spät- bis postvariszische Intrusiva
- Granito di Medel – Medel-Granit
- Granodiorite di Cristallina – Cristallina-Granodiorit
- Paragneiss e micascisti varisici – Variszische Paragneise und Glimmerschiefer
- Zone di Tenelin e di Borel – Tenelin- und Borel-Zone
- «Serie della Tremola» – «Tremola-Serie»
- Ortogneiss («gneiss listato») – Orthogneise («Streifengneis»)
- Gneiss migmatitici – Migmatitgneise
- Paragneiss e micascisti prevarisici – Prävariszische Paragneise und Glimmerschiefer
- Zona di Corandoni – Corandoni-Zone
- «Serie di Giubine» – «Giubine-Serie»
- Serpentiniti e metagabbri – Serpentine und Metagabbros

Falda di ricoprimento Gottardo  
Gotthard-Decke



Scala – Massstab 1:100 000



- Limite di falda di ricoprimento (certo / presunto)  
Deckengrenze (gesichert / vermutet)
- Limite di scaglia  
Schuppengrenze
- Zona cahiritica, zona milonitica (certa / presunta)  
Kakirizzone, Mylonitzone (gesichert / vermutet)
- Faglia, frattura (certa / presunta)  
Bruch, Verwerfung (gesichert / vermutet)
- 302 Sondaggio profondo (con profondità finale)  
Tiefbohrung (mit Endtiefe)
- 554 Sondaggio profondo inclinato di 2° verso l'alto (con lunghezza)  
Tiefbohrung, mit 2° steigend (mit Länge)



Profili geologici sul territorio del foglio Ambri-Piotta

Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Ambri-Piotta

di - von

Filippo Bianconi

Scala - Massstab 1:25000



- Quaternario - Quartär
Deposito alluvionale - Alluvion
Massa in scivolamento, massa di scoscendimento
Rutschmasse, Sackungsmasse
Morena, detrito di falda - Moräne, Hangschutt
Penninico - Penninikum
«Zona di Bedretto» - «Bedretto-Zone»
Micasisti calciferi, metapeliti e marmi
Kalksilurschiefer, Metapelite und Marmore
Unità Sambuco - Sambuco-Einheit
Paragneiss e micasisti - Paragneiss und Schiefer
Gneiss granitico di Matello - Matello-Granitgneiss
Ortogneiss in gen. - Orthogneiss i. Allg.
Anfibolite, localmente orneblendite - Amphibolite, lokal Hornblendefels

Falda di ricoprimento Lebendun - Lebendun-Decke

- Trias in gen. - Trias i. Allg.
Paragneiss, localmente conglomeratico
Paragneiss, lokal konglomeratisch

Falda di ricoprimento Simano - Simano-Decke

- Dolomia, marmo dolomitico e dolomia cariat
Dolomit, Dolomitmarmor und Rauwacke
Paragneiss e micasisti, spesso granitiferi
Paragneiss und Schiefer, oft Granit führend

Ultraelvetic - Ultrahelvetikum

Zona della Nufenen-Piora-Frodalera (NPF) Nufenen-Piora-Frodalera-Zone (NPF)

- Gesso («Cappellaccio di gesso», ipotetico) - Gips (=Gipshut), hypothetisch
Formazione di Stgir - Stgir-Formation
Formazione di Quarten - Quarten-Formation
Alternanza di marmo dolomitico e anidrite
Wechselschichtung von Dolomitmarmor und Anhydrit
Dolomia, marmo dolomitico e dolomia cariat
Dolomit, Dolomitmarmor und Rauwacke
Gesso, anidrite - Gips, Anhydrit
Formazione di Mels - Mels-Formation

Falda di ricoprimento Lucomagno - Lucomagno-Decke

- Dolomia, marmo dolomitico e dolomia cariat
Dolomit, Dolomitmarmor und Rauwacke
Ortogneiss e gneiss aplitici - Ortho- und Aplitgneiss
Paragneiss e scisti, p.p. granitiferi, raramente con orneblenda
Paragneiss und Schiefer, z.T. Granit führend, selten mit Hornblend
Anfibolite - Amphibolite

Falda di ricoprimento Leventina - Leventina-Decke

- «Quarzte del tetto» - «Dachquarzit»
Gneiss Leventina a tessitura in prevalenza fusolare, localmente porfiroide
Leventina-Gneiss mit vorwiegend fusulärer Textur; lokal porphyrisch
idem, a tessitura scisto-laminare, pieghevola
idem, mit schieferig-lagerig, gefalteter Textur
Intercalazione centrale di Chironico-Faldo-Piottino
Zentrale Zwischenlage von Chironico-Faldo-Piottino

Elvetic - Helvetikum

Falda di ricoprimento Gottardo - Gotthard-Decke

- Gesso («Cappellaccio di gesso», ipotetico) - Gips (=Gipshut), hypothetisch
Alternanza di marmo dolomitico e anidrite
Wechselschichtung von Dolomitmarmor und Anhydrit
Dolomia, marmo dolomitico e dolomia cariat
Dolomit, Dolomitmarmor und Rauwacke
Formazione di Mels - Mels-Formation
Granodiorite di Cristallina - Cristallina-Granodiorit
Granito di Medel - Medel-Granit
«Serie della Tremola»: Zona di Pontino - «Tremola-Serie»: Pontino-Zone
Ortogneiss, «gneiss listato» - Orthogneiss, «Streifengneiss»
Gneiss di Sorescia - Sorescia-Gneiss
Zona di Corandoni - Corandoni-Zone
«Serie di Giubine» - «Giubine-Serie»

- Sinforma / Antiforma - Synform / Antiform
Sovrascorrimento - Überschiebung
Faglia, frattura - Bruch, Verwerfung
Zona cacheritica (F=Cachirite di Faldo) - Kakiritzone (F=Kakiriz von Faldo)
Zona milonitizzata - Mylonitisierte Zone
Sondaggio (con numero di riferimento) - Bohrung (mit Referenznummer)
Sondaggio profondo di Gana Bubaira (proiettato, con profondità finale)
Tiefbohrung Gana Bubaira (projiziert, mit Endtiefe)
Intersezione di due profili - Profilschnittstelle

