

1252 Ambri-Piotta

Note esplicative

FILIPPO BIANCONI e STEFAN STRASKY

Atlante geologico della Svizzera



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Ufficio federale di topografia swisstopo
www.swisstopo.ch

2015

138

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

1:25 000

1252 Ambri-Piotta

Note esplicative

21 Figure, 7 Tabelle e 2 Tavole

redatte da
FILIPPO BIANCONI e STEFAN STRASKY

2015



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Ufficio federale di topografia swisstopo

Raccomandazioni per la citazione nella bibliografia

Carta

BIANCONI, F., BEFFA, F. A., STEIGER, R. H., GÜNTHER, A., HASLER, P., BAUMER, A. & HUBER, C. W. (2014): Foglio 1252 Ambri-Piotta. – Atlante geologico della Svizzera 1:25 000, Carta 138.

Note esplicative

BIANCONI, F. & STRASKY, S. (2015): Foglio 1252 Ambri-Piotta. – Atlante geologico della Svizzera 1:25 000, Note esplicative 138.

Frontespizio

Copertina

La piega coricata di marmi dolomitici triassici con un nucleo di dolomia carinata tra il Passo e l'Alpe Campolungo. Foto M. Ponzio, 2014.

Carta

Sovrapposizione del modello altimetrico swissALTI^{3D} con la carta tettonica semplificata accompagnatoria del foglio dell'atlante Ambri-Piotta (cfr. Tav. I).

Note esplicative

Aggregato di tremolite (olotipo) dai marmi dolomitici del Campolungo. Questo campione fu acquistato da Horace-Bénédict de Saussure nel 1783 ad Airolo durante uno dei suoi viaggi di ricerca. Il campione è descritto quale tremolite nei *Voyages dans les Alpes* (DE SAUSSURE 1796). Campione MHNG HBS 1022. Foto P. Wagneur, Muséum d'histoire naturelle de la Ville de Genève, 2014.

Editore

© 2015, Ufficio federale di topografia, CH-3084 Wabern. – Tutti i diritti riservati. Traduzioni e riproduzioni analoghe o digitali di questo documento o di sue parti, se non servono per scopi strettamente privati richiedono il permesso dell'editore.

L'Ufficio federale di topografia swisstopo è una divisione di armasuisse.

ISSN 1420-2913

ISBN 978-3-302-40061-7



INDICE

Prefazione	4
Riassunto	6
Zusammenfassung	7
Résumé	9
Summary	10
Introduzione	12
Stratigrafia	18
Elvetico	18
Falda di ricoprimento Gottardo	18
Ultraelvetico	32
Falda di ricoprimento Leventina	32
Falda di ricoprimento Lucomagno	38
Zona dello Scopi e Zona della Nufenen-Piora-Frodalera	46
Pennidico	51
Falda di ricoprimento Simano	51
Unità San Giorgio	56
Falda di ricoprimento Lebendun	58
Unità Sambuco	58
«Zona di Bedretto»	66
Metasedimenti triassici (Unità elvetiche fino a pennidiche)	77
Quaternario	99
Tardo Pleistocene	99
Olocene	102
Tettonica	113
Evoluzione tettono-metamorfica	134
Idrogeologia	154
Minerali di fessura e nei marmi dolomitici del Campolungo	167
Materie prime minerali	175
Gallerie, cunicoli di ricognizione e sondaggi	180
Escursioni	187
Bibliografia	190
Carte geologiche pubblicate	208

PREFAZIONE

Il foglio Ambri-Piotta dell'Atlante Geologico della Svizzera (no. 138) e le relative Note esplicative rispecchiano le conoscenze attuali della geologia regionale e forniscono i dati essenziali sulla storia delle ricerche iniziate oltre 200 anni fa.

I rilevamenti geologici sul territorio del foglio dell'atlante furono eseguiti in gran parte nell'ambito di lavori di diploma o di tesi di dottorato tra il 1946 e il 1995. Il dr. Paul Hasler† ha rilevato le rocce dell'Unità Sambuco nel settore meridionale del foglio (HASLER 1949). Il rilevamento fu rivisto negli anni 1961–1967 dal dr. Armin Günthert† e completato con il rilevamento delle rocce del cristallino antico a ovest del Lago del Sambuco e dei Calcescisti pennidici tra l'Unità Sambuco e il corso del Ticino. L'area contigua a est è stata rilevata dal dr. Filippo Bianconi negli anni 1960–1964 con enfasi sulla Zona triassica del Campolungo (BIANCONI 1971). Nel settore settentrionale del foglio il prof. dr. Rudolf H. Steiger† negli anni 1956–1961 ha rilevato il margine sud della Falda di ricoprimento Gottardo (STEIGER 1962). Più tardi R. H. Steiger ha esteso la cartografia verso est fino al Brenno, chiudendo così la lacuna con il rilevamento delle serie mesozoiche a est del Brenno da parte del dr. Adrian Baumer† (BAUMER 1964). La parte nord-est del settore centrale del foglio dell'atlante, occupato dalla Falda di ricoprimento Lucomagno, è stata rilevata da Christian W. Huber (HUBER 1985). La parte principale fu cartografata da Floriano A. Beffa (Muttoni & Beffa SA) nell'ambito del suo lavoro di diploma e per incarico del Servizio geologico nazionale (allora chiamato Servizio idrologico e geologico nazionale); dal 1993 al 1995 F. A. Beffa ha rilevato quasi completamente le Falde di ricoprimento Lucomagno e Leventina nonché parti sostanziali della Zona di Piora (BEFFA 1993a, b, 1996). I vari rilievi geologici sono stati parzialmente rivisti da F. Bianconi tra gli anni 2004 e 2007, completati con aggiunte proprie, in modo particolare concernenti i sedimenti sciolti del Quaternario, e compilati in un assieme cartografico omogeneo. La carta dell'atlante è stata redatta dal dr. Stefan Strasky ed è stata digitalizzata sotto la sua direzione da Alessia Fragnol-Vandelli (Geosfera sagl) e Meinrad Thalmann e completata con l'interpretazione di fotografie aeree dei depositi quaternari. Le Note esplicative sono state redatte in gran parte da F. Bianconi. Le descrizioni dell'Unità Sambuco e di parte della «Zona di Bedretto» si basano sul manoscritto di GÜNTHERT (1976), mentre quelle della Falda di ricoprimento Lucomagno, in parte quelle della Falda di ricoprimento Leventina e della Zona di Piora su quelle di BEFFA (1996). S. Strasky ha redatto il capitolo sul Quaternario e alcuni contributi per il capitolo sulla tettonica. Marco Antognini (Museo cantonale di storia naturale, Lugano) ha contribuito alla redazione del capitolo sui minerali di fessura e di quelli nei marmi dolomitici del Campolungo. La redazione del testo delle Note esplicative è stata curata da S. Strasky, Maria Ponzio e A. Fragnol-Vandelli con l'appoggio del dr. Reto Burkhalter. Il prof. dr. Christian Ambrosi (Scuola universitaria professionale della Svizzera Italiana, SUPSI), il prof. dr. Ivan Mercolli e il prof. dr. Adrian Pfiffner (ambidue dell'Univer-

sità di Berna) hanno esaminato il foglio dell'atlante e le relative tavole e Note esplicative su incarico della Commissione geologica svizzera; i commenti critici dei periti ne hanno migliorato notevolmente i contenuti. I. Mercolli ha inoltre messo a disposizione vari dati e contribuito alla chiarificazione di alcune questioni con discussioni costruttive. Dati e stimoli addizionali sono stati forniti da M. Antognini su affioramenti temporanei e ritrovamenti di minerali nella galleria di base del San Gottardo, dal dr. Luca Bonzanigo, dal dr. Franz Keller, da Rinaldo Volpers e soprattutto dal dr. Raffaele Lucchini sulla geologia della galleria di base del San Gottardo nonché sui cunicoli e i sondaggi di esplorazione (per incarico della AlpTransit Gottardo SA), Giorgio Valenti (Sezione dell'Ambiente del Canton Ticino), C. Ambrosi, il dr. Cristian Scapozza (SUPSI) e il dr. Manfred Thüring (SUPSI, attualmente Lombardi SA) sull'idrogeologia e sulla geologia del Quaternario, in modo particolare dei fianchi instabili. Si ringrazia il dr. Roger Rütli (IMP Bautest AG) per le visite in comune sul campo e le discussioni fruttuose sulla Falda di ricoprimento Leventina e il suo contatto con la Falda di ricoprimento Simano nonché Barbara Friedli per aver provveduto a fornire numerosi dati inediti. Vari contributi sono stati dati da Pauline Baland, Sabine Brodhag, Maurizio Fabbro (Muttoni & Beffa SA), dr. Laurent Jemelin, Cristina Salomè Michael, dr. Alain Morard, Lance Reynolds, prof. dr. Christian Schlüchter (Università di Berna) e dr. Michael Wiederkehr. L'elaborazione cartografica è stata elaborata da Andreas Baumeler (Grenzen – Digitale Kartografie), assistito da Bruno Reber, Patric Berger e Remo Trüssel. Le figure nel testo e le tavole sono state elaborate da R. Trüssel e B. Reber e la composizione tipografica da Evelyne Guanter.

Il Servizio geologico nazionale ringrazia tutte le persone che hanno partecipato con il loro lavoro, i loro contributi e la messa a disposizione di informazioni.

Gennaio 2015

Ufficio federale di topografia swisstopo
Servizio geologico nazionale

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 sedimentarie ultraelvetiche. La Falda 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, una orientale (di Gribbio) e una 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 Lebendun 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 Permocarbonifero, 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 penniniche da quelle ultraelvetiche. Una scaglia isolata di micascisti calcariferi giace sui sedimenti ultraelvetici 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.

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

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-évaporitiques, même s'ils 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 sud-est de la carte, la mylonite située près d'Ogìora 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 Sambuco. 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 Lebedun 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 permocarbonifères psephitiques et psammitiques de la nappe du Lebedun 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 ultra-helvétiques. 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 Léventine. 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 Léventine, 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 Ultrahelvetic 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 Ultrahelvetic 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 Lebedun 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 Ultrahelvetic 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 Luco-

magno 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 Lebendun 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 overlying 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.

INTRODUZIONE

Quadro geografico sommario

L'area del foglio Ambri-Piotta è occupata in gran parte dalla Valle Leventina, ad andamento WNW-ESE, e più precisamente dalla parte superiore della Media Leventina (da Chiggiogna fino alla gola del Piottino) e dall'Alta Leventina (dal Dazio Grande fino ad Airolo) con le sue valli laterali, la Val Piora e la Val Canaria, le quali appartengono idrologicamente al fiume Ticino. Il settore est del foglio è occupato dalla parte superiore della Valle Santa Maria con il fiume Brenno e con la Val Termine, una valle laterale della Val Medel. A nord della cresta settentrionale della Val Piora scorre il Reno di Medel nella Val Cadlimo. Nella parte sud-ovest si trova una parte della Val Sambuco, porzione della Val Lavizzara, la quale rappresenta il ramo orientale della Valle Maggia.

Il foglio si trova quasi completamente su territorio del Canton Ticino ad eccezione di tre aree di minima estensione:

- un'area dalle dimensioni di ca. 1,6x0,2 km (ca. 0,32 km²) a nord del Giübin e del Unteralp pass nel Canton d'Uri;
- un piccolo triangolo (ca. 1x0,2 km, pari a 0,1 km²) a nord del Passo del Lucomagno nel Cantone dei Grigioni;
- l'angolo nord-est del foglio (0,7x0,15 km, pari a ca. 0,1 km²) a settentrione del Pizzo del Corvo, pure nel Cantone dei Grigioni.

Le cime più alte si trovano ad altitudini tra 2700 e 2800 m s.l.m. Le cime più pronunciate sono il Giübin (2776 m s.l.m.), la Punta Negra (2714 m s.l.m.), il Pizzo Massari (2760 m s.l.m.), il Pizzo Campolungo (2713 m s.l.m.) e il Pécianett (2764 m s.l.m.). L'unica eccezione con un'altitudine sopra i 2800 m s.l.m. è rappresentata dal Pizzo del Corvo (3015 m s.l.m.) a sud dello Scopi. In questa regione si trova anche l'unica area ghiacciata. Si tratta della parte estrema superiore del Gletschar Casatscha. Altrimenti la superficie totale del foglio è priva di ghiacciai, eccezion fatta per una piccola vedretta a nord del Pizzo Massari in un paesaggio dominato da ghiaccio interstiziale.

Abitati di una certa entità si concentrano unicamente nel fondovalle e sulle parti inferiori dei fianchi della Valle Leventina. I paesi più in alto sono Cari (1622 m s.l.m.) e Prodör (1647 m s.l.m.) situati sul versante nord, soleggiato. Gli alpi più in alto e ancora caricati sono ubicati sulla fascia a quote di ca. 1900–2000 m s.l.m.: Alpe di Piora (1964 m s.l.m.), Alpe Massari (1939 m s.l.m.) e Alpe Campolungo (2086 m s.l.m.).

Nel fondovalle della Valle Leventina passano due assi di comunicazione principali nord-sud, la linea ferroviaria del Gottardo e l'autostrada A2. Il Passo del San

Gottardo è 3,5 km a ovest del limite nord-ovest del foglio. Il tunnel di base della linea ferroviaria del San Gottardo, in costruzione, passa per parte nel settore orientale del foglio.

Storia della ricerca geologica

A causa della complessità della struttura geologico-tettonica del territorio del foglio è opportuno descrivere la storia della ricerca geologica seguendo lo schema delle sei unità dello zoccolo cristallino (in parte accompagnate dai rispettivi meta-sedimenti mesozoici).

L'articolo *Historischer Überblick über die geologische Erforschung des Kantons Tessin bis 1920* di PREISWERK (1933) contiene, tra l'altro, un'ottima sintesi relativa al territorio del foglio.

Falda di ricoprimento Gottardo (Massiccio del Gottardo auct.)

Secondo STEIGER (1962) le prime osservazioni petrografiche nei settori a nord-ovest e nord del foglio sono del medico e naturalista zurighese J. J. Scheuchzer. Durante il suo quarto viaggio nelle Alpi del 1705 passò il Passo del San Gottardo, scese ad Airolo per poi procedere verso Santa Maria al Passo del Lucomagno passando per il Lago Ritóm. Nella sua *Beschreibung der Natur-Geschichten des Schweizerlands* (SCHEUCHZER 1708) descrive i «zwölff-seitige, rothe Granate» (i granati cristallizzati in rombododecaedro) e i «kohlenschwarze Striche» (i «raggi neri», che non sono nient'altro che l'orneblenda in forma di covoni) che hanno reso famosa la «Serie della Tremola». DE SAUSSURE nei suoi *Voyages dans les Alpes* (1796) dà una descrizione dettagliata degli scisti a orneblenda a covoni (Hornblendegarbenschiefer) che affiorano a meridione della Val Tremola stessa, tra il Motto Bartola ed Airolo. Questa descrizione è citata in HAFNER (1958). Il termine «Serie della Tremola» è stato introdotto nella sua prima elaborazione scientifica da HEZNER (1909). Il rilevamento geologico della sezione centrale della Falda di ricoprimento Gottardo di AMBÜHL (1929) comprese l'angolo nord-ovest del foglio. Questo settore fu poi ripreso dal rilevamento e dalle indagini geologiche e petrografiche di STEIGER (1962).

Riassunti più ampi sulla ricerca geologica del settore sud della Falda di ricoprimento Gottardo sono contenuti nei lavori di HAFNER (1958) e di STEIGER (1962).

La storia della ricerca geologica della zona sedimentaria al margine sud-est della Falda di ricoprimento Gottardo è descritta in dettaglio in BAUMER (1964). Qui si riportano unicamente i lavori essenziali che marcano l'evoluzione dell'interpretazione tettonica. Nella sua *Geologie der Schweiz* HEIM (1921) definisce l'intera serie mesozoica al margine sud della Falda di ricoprimento Gottardo come penni-

dica. BOSSARD (1925, 1929a) distingue Calcescisti della Falda di ricoprimento Gottardo (gotthardmassivische Bündnerschiefer) e Calcescisti pennidici e interpreta il «Massiccio del Gottardo» come una falda di ricoprimento embrionale. STAUB (1938) e NABHOLZ (1954) localizzano le radici delle falde di ricoprimento elvetiche (Helvetische Decken) al margine sud della Falda di ricoprimento Gottardo. STAUB (1958) nel suo schizzo tettonico delle Alpi Ticinesi definisce la Falda di ricoprimento Gottardo come «Massa del Gottardo» («Gotthardmasse»), e la attribuisce al Pennidico inferiore e profondo. Nel profilo geologico STAUB (1958) illustra la Zona della Nufenen-Scopi come la serie mesozoica relativa alla Falda di ricoprimento Gottardo che rappresenta con un fronte raddrizzato a forma di ventaglio; mentre le falde di ricoprimento elvetiche hanno la loro radice nella Sinclinale (Mulde) di Urseren-Garvera. TRÜMPY (1960) al contrario definisce questi sedimenti come ultraelvetiche sulla base delle analogie di questa serie stratigrafica, a meridione della Falda di ricoprimento Gottardo, con quella dei sedimenti ultraelvetiche in posizione spaziale analoga. BOLLI & NABHOLZ (1959) propongono di limitare il termine di «Calcescisti» (Bündnerschiefer) alla serie mesozoica pennidica posttriassica; l'involucro sedimentario posttriassico della Falda di ricoprimento Gottardo dev'essere invece denominato come Lias della Falda di ricoprimento Gottardo (gotthardmassivischer Lias).

La Zona di Piora, fino a pochi anni fa denominata «Sacca di Piora» (Piora-Mulde), si trova tra la Zona della Nufenen a ovest e la Zona di Frodaler a est. Essa è stata rilevata in dettaglio negli anni 1913-1916 e la sua petrografia descritta da KRIGE (1918). La sua carta geologica, in scala 1:50 000, è ancora essenzialmente valida. Dagli anni 1960 la Zona di Piora è stata oggetto di numerosi studi dettagliati nell'ambito della progettazione della galleria di base del San Gottardo a causa dei gravi problemi geotecnici potenziali durante lo scavo in galleria (cfr. pp. 180 segg.; i rapporti inediti principali sono indicati nella bibliografia).

È da molti sconosciuto il fatto che il geologo spagnolo DE GIMBERNAT (1804) ha rappresentato per la prima volta il gesso (hieso del Valle Canaria) in un profilo geologico. Il gesso era però già conosciuto e indicato in modo schematico sulla carta di DE MECHEL (1795).

Falda di ricoprimento Leventina

Il rilevamento geologico di F. A. Beffa e F. Bianconi della porzione della Falda di ricoprimento Leventina sul foglio è basato su quello di CASASOPRA (1939), riportato nel suo schizzo petrografico in scala 1:40 000 senza fondo topografico. Purtroppo esso comprende unicamente la Riviera e la Bassa Leventina, mentre sul settore nord, d'interesse per il foglio Ambri-Piotta, sono riportati unicamente un profilo longitudinale e due profili trasversali, pure in scala 1:40 000. Il lavoro di dissertazione di CASASOPRA (1939) ha carattere monografico e contiene uno schizzo storico dettagliato sullo Gneiss granitico Leventina. Questo gneiss affiora

lungo la strada del Gottardo («la strada delle genti») e fu quindi necessariamente osservato e descritto dai geologi che la percorrevano, dapprima all'inizio del XVIII secolo da J.J. Scheuchzer. Lo studio petrografico vero e proprio, solitamente accompagnato da un paragone con i graniti del Gottardo, iniziò però solo verso la fine del XVIII secolo. Qui basti ricordare i lavori di PINI (1783, 1784) e DE SAUSSURE (1796, viaggio del 1783). Quest'ultimo fornisce la prima descrizione dello gneiss granitico pieghettato nella gola del Piottino («Granit à veines en zigzag»). Questa roccia dall'aspetto peculiare fu poi interpretata da HEIM (1900) in modo ancora valido oggi, almeno nelle linee generali. In NIGGLI et al. (1936) lo Gneiss granitico Leventina è interpretato come il nucleo di una falda di ricoprimento profonda, correlato con la Falda di ricoprimento Antigorio a ovest. BOSSARD (1925) lo definisce una falda di ricoprimento autonoma, la Falda di ricoprimento Leventina, mentre NIGGLI et al. (1936) ritengono che faccia parte della Falda di ricoprimento Leventina-Lucomagno.

Falda di ricoprimento Lucomagno

Il settore ovest del ricoprimento Lucomagno è stato rilevato negli anni 1913–1916 da KRIGE (1918). La parte orientale (all'incirca a est della coord. 2700.0) è stata rilevata dapprima da H. Preiswerk (negli anni 1907–1917), in seguito da A. Jeannet (nel 1917) e poi riveduta da L. Bossard negli anni 1922/23. Questi rilevamenti costituiscono la base del settore nord-ovest della carta geologica speciale 116 Alpi Ticinesi fra Valle Maggia e Val di Blenio (PREISWERK et al. 1934), ancora valida nelle grandi linee. Le interpretazioni di H. Preiswerk e di L. Bossard sono rappresentate negli schizzi tettonici in scala 1:750 000 che l'accompagnano. Come già riportato più sopra, H. Preiswerk considera le unità Lucomagno e Leventina come un'unica Falda di ricoprimento Lucomagno-Leventina, mentre L. Bossard distingue una Falda di ricoprimento parziale Lucomagno (Lucomagno-Teildecke) dalla Falda di ricoprimento Leventina, separate da una zona di rocce mesozoiche. Le descrizioni e interpretazioni geologiche relative sono contenute in KRIGE (1918), BOSSARD (1925, 1929b) e nel lavoro riassuntivo di NIGGLI et al. (1936).

Falda di ricoprimento Simano

Sull'area del foglio la Falda di ricoprimento Simano può essere suddivisa in due unità di cristallino antico: quella di Gribbio e quella del Campo Tencia. I primi studi fondamentali di queste due unità furono pure condotti da H. Preiswerk tra il 1907 e il 1917. I rilevamenti furono compilati dapprima nella carta geologica speciale 81 Geologische Karte des obern Tessin- und Maggia-Gebietes (PREISWERK 1918a) e di seguito nella carta geologica speciale 116 citata più sopra (PREISWERK et al. 1934). Le indagini geologiche sono descritte nelle numerose pubblicazioni di H. Preiswerk (citare nei seguenti capitoli pertinenti).

La copertura mesozoica nell'area del Campolungo è famosa per gli affioramenti dei marmi dolomitici e delle loro spettacolari pieghe (PREISWERK 1919) e per la ricchezza in minerali ben cristallizzati. È in questi marmi dolomitici che PINI (1786) scopri la tremolite. GÜBELIN (1939) ha elaborato una monografia sulle conoscenze di allora relative ai minerali contenuti nei marmi dolomitici. La ricca bibliografia sulla Zona triassica del Campolungo, che copre un arco di oltre 200 anni, è riassunta in BIANCONI (1971).

La Falda di ricoprimento Simano e la sua copertura mesozoica che affiorano sul foglio sono state rilevate e le caratteristiche geologiche e petrografiche studiate da BIANCONI (1971). La struttura e lo sviluppo tettonico-metamorfico del settore nord-ovest della Falda di ricoprimento Simano sono stati studiati da RÜTTI (2003) e da RÜTTI et al. (2005). Altri lavori strutturali importanti, che considerano la Falda di ricoprimento Simano e la copertura mesozoica in un quadro più ampio, comprendono GRUJIC & MANCKTELOW (1996), MAXELON (2004) e MAXELON & MANCKTELOW (2005).

Complesso Lebendun - San Giorgio

Sul foglio occorrono due unità separate che sono correlate tettonicamente: la Falda di ricoprimento Lebendun propria (per così dire *sensu stricto*) all'estremità occidentale e l'Unità San Giorgio (denominata anche cristallino antico di San Giorgio) nel settore sud-est del foglio. Quest'ultima, assieme alla Scaglia di Soja, è attribuita alla Falda di ricoprimento Lebendun.

Il cristallino antico di San Giorgio comprende metapsefiti, metapsammiti e scisti a orneblenda. Esso è separato dai Calcescisti che lo racchiudono da uno strato di rocce carbonatiche triassiche unicamente nella sua punta occidentale. È L. Bossard che per primo lo ha correlato con la Falda di ricoprimento Lebendun nella sua interpretazione tettonica nella carta geologica speciale 116 (PREISWERK et al. 1934), dove è definito come IIb - ricoprimento parziale Lebendun-Naro-Soja. Questa interpretazione venne in seguito ripresa da STAUB (1958) con la denominazione Lebendun-Soja, quindi da BIANCONI (1971) ed è oggi generalmente accettata (ad es. in BERGER et al. 2007) ad eccezione di STECK et al. (2013).

Unità Sambuco

La storia della ricerca geologica del settore nord-ovest del foglio è descritta in HASLER (1949). Qui si menzionano unicamente gli sviluppi più importanti. GERLACH (1883) definisce già correttamente i limiti tra lo gneiss Antigorio e la Sinclinale di Teggiolo, lo gneiss Lebendun, lo gneiss di Maggia e la Sinclinale di Bedretto. Sulla base dei loro rilevamenti di dettaglio, PREISWERK (1918b, 1921) e GRÜTTER (1929) arrivano alla conclusione che il territorio delle valli superiori della Maggia è occupato da una struttura con radici profonde interpretata come un rico-

primento trasversale giacente in una depressione (la cosiddetta Maggia Querfalte), la quale s'ingrandisce a nord per formare due strutture a forma di cucchiaio, denominate Lobi di Maggia (Maggia-Lappen). Il lobo parziale di Rodi a occidente (Rodi-Teillapen) è descritto in BUCHMANN (1953) e GÜNTHERT (1954). Il lobo parziale di Sambuco (Sambuco-Teillapen), situato a est, è stato studiato da HASLER (1949) e in seguito riveduto da A. Günthert negli anni 1961-1967. La posizione tettono-stratigrafica dell'unità Sambuco è controversa (cfr. p. 131).

STRATIGRAFIA

ELVETICO

FALDA DI RICOPRIMENTO GOTTARDO

La banda di metasedimenti all'estremo sud della Falda di ricoprimento Gottardo affiora sul foglio su una lunghezza (est-ovest, all'incirca corrispondente alla direzione dei piani di scistosità) di ca. 17 km e una larghezza (nord-sud, all'incirca corrispondente alla potenza apparente) da 1,5 fino a 3,5 km. Il rilevamento geologico di dettaglio della Falda di ricoprimento Gottardo e le descrizioni geologico-petrografiche sul territorio del foglio sono state eseguite da STEIGER (1962). Le unità litologiche sono state integrate nello schema litostratigrafico della Falda di ricoprimento Gottardo da MERCOLLI et al. (1994a, b) e suddivise nelle quattro unità seguenti da BERGER et al. (2007):

- corpi granitoidi tardo- fino a postvarisici (Granito di Medel e Granodiorite di Cristallina);
- rocce metasedimentarie del Paleozoico Medio («Serie della Tremola»);
- metagranitoidi del Tardo Ordoviciano (Gneiss listato; Streifengneis);
- «proto-Gottardo» (pre-Tardo Ordoviciano: «Serie di Giubine», Zona di Corrandoni e Gneiss di Sorescia).

Le unità litologiche descritte più sotto sono raggruppate secondo la suddivisione citata. Le descrizioni si basano in gran parte sul lavoro di STEIGER (1962); altri autori sono menzionati esplicitamente.

Rocce filoniane

L Filone di lamprofiro

Numerosi filoni di lamprofiro affiorano nei dintorni immediati del Lago Scuro. I filoni hanno una lunghezza da 50 a 200 m e una direzione in parte NW-SE e in parte NE-SW. Essi hanno grana fine, un colore da grigio a grigio-verde, sono compatti e hanno una tessitura debolmente scistosa, localmente pressoché massiccia. Essi intrudono (da sud a nord) lo Gneiss di Sorescia, la «Serie di Giubine» e lo Gneiss listato, con contatti sempre perfettamente netti. Secondo BEFFA (1993a) si tratta di kersantiti e minette.

La composizione mineralogica delle kersantiti (in % vol., da BEFFA 1993a, pp. 99 seg.) comprende plagioclasio (27-35; albite), feldspato alcalino (17-23; in poiciloblasti), biotite (30-35),

sericite (0–3), clinozoisite (5–15), quarzo (<5), calcite (0–4); i componenti accessori comprendono titanite, clorite, apatite, zircono e minerali opachi (pirite e pirrotina).

La composizione mineralogica delle minette (in % vol., da BEFFA 1993a, p. 102) comprende feldspato alcalino (fino a 35), plagioclasio (25), quarzo (3), biotite (20), muscovite/sericite (15) e carbonato (2); i minerali accessori comprendono rutilo, ematite, clorite, apatite e zircono. BEFFA (1993a) contiene l'analisi XRF di un campione di kersantite prelevato ca. 600 m a nord del margine settentrionale del foglio.

Nelle carte dei rilevamenti originali di R. H. Steiger sono indicati due filoni di lamprofiro. Ambedue intrudono con marcata discordanza lo Gneiss listato:

- Alla località Costa di Schenadüi, sul versante sud della Val Cadlimo e per pochi metri sul versante sinistro della Val Termine; il filone è lungo ca. 500 m, ha direzione nord–sud e uno spessore fino a 10 m (coord. da 2701.66/1157.83/2240 m fino a 2701.63/1157.26/2400 m).
- Alla località Ovi dell'Uomo, sul versante destro della Val Termine; il filone è lungo ca. 200 m, ha direzione NW–SE e uno spessore fino a 5 m (coord. da 2702.62/1156.89/2300 m fino a 2702.76/1156.75/2380 m).

R. H. Steiger non dà una descrizione petrografica dei due filoni. È probabile che valgano le osservazioni di NIGGLI et al. (2008) fatte su filoni analoghi sul foglio contiguo settentrionale 126 Oberalppass. Su quel foglio i lamprofiri abbondano in rocce della Falda di ricoprimento Gottardo. Essi hanno grana fine, colore grigio fino a grigio-verde, sono compatti e solitamente scistososi.

La composizione mineralogica (mancano indicazioni sulle % vol.) comprende plagioclasio (albite), quarzo, clorite, sericite, calcite, titanite, biotite bruno-chiara, tormalina e minerali opachi. Secondo NIGGLI et al. (2008) i filoni di lamprofiro appartengono al ciclo magmatico varisico.

«Proto-Gottardo»

Le unità dello zoccolo pre-Tardo Ordoviciano (vale a dire la sequenza crostale che è stata intrusa dal protolito granitoide dello Gneiss listato) comprendono rocce che hanno subito almeno tre cicli orogenetici principali (nell'Ordoviciano, nel Carbonifero e nel Terziario), ciascuno con una rielaborazione metamorfica poli-fase sotto condizioni differenti. Il metamorfismo alpino, con facies metamorfica dell'anfibolite inferiore, nel settore meridionale della Falda di ricoprimento Gottardo ha quasi totalmente cancellato le paragenesi mineralogiche precedenti. Sul foglio queste rocce sono suddivise nelle tre unità «Serie di Giubine», Zona di Corandoni e Gneiss di Sorescia. NUNES & STEIGER (1974) hanno determinato un'età di 1550 Ma per tipi di litologie differenti di questo gruppo, confermando così l'origine pre-tardo-ordoviciano dei protoliti sedimentari e magmatici di queste serie.

«Serie di Giubine»

Il termine «Serie di Giubine» deriva dalla cima del Giubine (Giübin) ed è stato introdotto da STEIGER (1962, p. 506) con la seguente definizione: «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.» (La «Serie di Giubine» è la zona di rocce situata a meridione dello Gneiss listato o del Granito della Tremola [e del Rotondo] e che è delimitata a sud dallo Gneiss di Sorescia o dal Granito di Medel.)

La «Serie di Giubine» sul foglio si estende su una lunghezza di ca. 13 km dal margine ovest del foglio fino alle Foppe di Scai, 500 m a nord-est del Pizzo dell'Uomo, dove essa è troncata dal Granito di Medel. La sua potenza apparente diminuisce da ca. 500 m al margine ovest del foglio in direzione est e presenta un minimo di ca. 30 m sul fianco nord della Val Canaria. Il contatto con lo Gneiss listato è sempre concordante e netto al centimetro. Il suo contatto con il Granito di Medel a nord-est del Pizzo dell'Uomo è chiaramente primario: il limite ha un decorso irregolare ed è discordante rispetto alla scistosità delle rocce della «Serie di Giubine». Al contrario il contatto meridionale con lo Gneiss di Sorescia è incerto a causa della presenza nella «Serie di Giubine» di vari tipi di litologie simili allo Gneiss di Sorescia.

STEIGER (1962, pp. 508 segg.) descrive tre zone:

- Gneiss nastriforme (Schmitzengneis): solitamente si tratta di uno gneiss micaceo contenente nastri stirati, lunghi fino ad alcuni metri, di una roccia scura, ricca di biotite. Sul foglio esso affiora solo nell'angolo all'estremo nord-ovest della «Serie di Giubine» e non è stato rappresentato separatamente.
- Zona stromatitica: rocce ricche di quarzo, leucocratiche (localmente punteggiate da piccoli granati) e melanocratiche, in fitta alternanza. Questa zona affiora sul foglio lungo i 1300 m occidentali, fino a ca. 400 m a ovest del Giübin.
- Scisto micaceo a granato e miche trasversali (Querbiotite): quest'unità contiene localmente straterelli esili (con potenza di 2–3 m) di scisti a orneblenda a covoni. Sul foglio essa è l'unica della «Serie di Giubine» affiorante a est della Zona stromatitica.

I limiti di queste zone non sono netti, ma distinguono unicamente le litologie predominanti. Secondo STEIGER (1962, p. 515) la maggior parte delle rocce della «Serie di Giubine» è senza dubbio di origine sedimentaria.

La composizione mineralogica dei tre tipi litologici principali è riportata da STEIGER (1962, p. 510): il plagioclasio è in prevalenza albite-oligoclasio, raramente oligoclasio o andesina. La biotite è generalmente fresca e primaria ed è solo raramente il prodotto di trasformazione dell'orneblenda. I granati sono solitamente piccoli e senza inclusi, ma ai margini sono spesso trasformati

in epidoto. Granati con inclusi ruotati a S (struttura a palla di neve) sono rari. I componenti accessori comprendono apatite, tormalina, zircone, titanite, rutilo, carbonato, pirite e altri minerali opachi.

Le caratteristiche strutturali mostrano una lineazione delle miche prevalentemente in direzione nord-sud e un intenso pieghettamento con assi paralleli alla lineazione nord-sud.

P_G «Serie di Giubine»: gneiss e scisto leucocratico e melanocratico, a due miche, spesso con nastri ricchi di biotite; gneiss a biotite trasversale

Lo gneiss nastriforme (in parte anche scisto) contiene nastri piani consistenti in uno scisto scuro, ricco di biotite, che appaiono stirati nella direzione della lineazione delle miche. Sono lunghi da decimetri a metri, hanno uno spessore di solamente alcuni centimetri e sono larghi da 5 a 20 cm. Localmente essi contengono inclusi nodulari, da 3 a 10 cm di diametro, che comprendono epidoto e granato a grana fine.

Caratteristica dello gneiss a biotite trasversale (in parte anche scisto) è la biotite trasversale in lamine di 1 a 5 mm di lunghezza, spesso concentrata in aggregati dello spessore di 1 a 3 cm, senza orientazione specifica nella roccia o in parte con un'orientazione più o meno parallela alla lineazione nord-sud.

«Serie di Giubine» p.p. con granato, raramente con orneblenda

Lo scisto micaceo a granato (localmente anche gneiss) è caratterizzato dal colore grigio-chiaro e dall'alterazione superficiale bruno-ocra. I granati hanno colore bruno-rossiccio, sono raramente più grossi di 1 mm e sono sviluppati in rombododecaedri idroblastici ben formati. La roccia è in genere finemente scistosa. Sulla base di analogie con la «Serie della Tremola», BERGER et al. (2007) attribuiscono un'età del Paleozoico Medio alla zona degli scisti micacei a granato della «Serie di Giubine».

Lo scisto a biotite e sericite ha colore grigio-scuro, una grana fine e regolare che gli conferisce un aspetto «sabbioso». La roccia ha una tessitura intensamente scistosa.

La matrice di fondo bianca e a grana fine dello gneiss a orneblenda (in parte anche scisto) contiene prismi da fini a grossolani di orneblenda (lunghi da 0,5 a 10 cm, spesso a covoni). Lamine grossolane di biotite, parzialmente trasversali, sono abbastanza comuni.

Altri dati concernenti il settore tra le coordinate 2696 e 2699 sono contenuti in BEFFA (1993a, pp. 75 segg.). Questo lavoro contiene inoltre tre analisi XRF di campioni prelevati sulla riva nord-ovest del Lago Scuro.

Zona di Corandoni e Gneiss di Sorescia

A_C Anfibolite, scisto a orneblenda e gneiss micaceo leucocratico, scisto a biotite e pegmatite subordinati (Zona di Corandoni)

La Zona di Corandoni rappresenta l'equivalente della «Serie di Prato». Il termine Zona di Corandoni è stato coniato da STEIGER (1962, p.475) e definito come segue: «Als Corandonizone wird die Bänderamphibolit und Glimmergneis führende Gesteinszone bezeichnet, welche östlich der Poncioni Negri zwischen den beiden Sorescia-Gneiszügen lagert.» (Come Zona di Corandoni è definita la banda di anfiboliti listate e di gneiss micacei intercalata fra le due zone dello Gneiss di Sorescia a oriente dei Poncioni Negri.)

La Zona di Corandoni si estende in direzione ovest-est su una lunghezza di ca. 8 km tra la cresta dei Poncioni Negri (a ovest) e a nord del Piano dei Canali (a est). Nell'area tra il Lago della Segna e il Lago dei Campaniti essa è parzialmente in contatto diretto con il Triassico della Zona di Piora. L'affioramento più orientale è un'intercalazione sottile, lunga ca. 0,5 km, racchiusa nella Granodiorite di Cristallina e nel Granito di Medel a nord-est del Piano dei Canali. Il contatto di questa intercalazione con le rocce intrusive è in parte netto. Dove il contatto è discordante, la granodiorite ha provocato uno sfogliamento e uno scollamento meccanico degli scisti. Il contatto all'estremità est è chiaramente primario e si manifesta in un'indentatura grossolana tra granodiorite e granito con lo gneiss.

La banda sottile di anfibolite sul ripido versante nord della Val Piora era già stata rilevata e descritta da KRIGE (1918). Nella Zona di Corandoni predominano anfibolite, scisto a orneblenda finemente nematoblastico e gneiss micaceo, mentre lo scisto micaceo è subordinato. Queste rocce sono localmente intruse da numerose pegmatiti lenticolari e concordanti, lunghe fino ad alcuni metri. Lo scisto a orneblenda a covoni è raro. Le rocce predominanti sono caratterizzate da una struttura nettamente stromatitica dei tipi litologici chiari e scuri. La tessitura è scistosa, spesso da finemente scistosa a finemente listata.

La composizione mineralogica di dettaglio è descritta in STEIGER (1962, p.479), come segue: i grossi grani di plagioclasio nello gneiss e nello scisto micaceo sono di regola acidi (albite fino albite-oligoclasio), mentre il mosaico feldspatico a grana fine consiste solitamente in oligoclasio fino andesina. Nell'anfibolite il plagioclasio è più basico (oligoclasio-andesina). Nello scisto a orneblenda la zoisite è spesso un componente principale. La calcite è sempre l'unico carbonato. La biotite trasversale è comune. I componenti accessori comprendono clorite, apatite, rutilo, zircone, tormalina, pirite e altri minerali opachi e, molto raramente, distene, staurolite e ortite.

I caratteri strutturali comportano una direzione orientata prevalentemente nord-sud delle miche e in parte dei nematoblasti di orneblenda e un pieghettamento con assi in generale paralleli alla lineazione nord-sud. Maggiori dettagli sull'area compresa tra le coordinate 2696 e 2699 e quattro analisi XRF su campioni prelevati nell'area immediatamente a sud del Lago dello Stabbio, rispettivamente a est del Pizzo Taneda sono contenuti in BEFFA (1993a, pp. 65 segg.).

G_s Gneiss di Sorescia: gneiss melanocratico a due miche e plagioclasio

Il termine Gneiss di Sorescia è stato introdotto da STAPFF (1880) per designare lo gneiss a sud del granito della Tremola e affiorante all'Alpe di Sorescia e a sud del Lago della Sella (foglio 68 Val Bedretto). Il termine è stato modificato da HAFNER (1958, p. 277) e ripreso in seguito da STEIGER (1962, pp. 490 segg.).

Sul foglio Ambri-Piotta lo Gneiss di Sorescia forma una banda continua con direzione all'incirca ovest-est, lunga ca. 13 km e con una potenza variante fra 250 e 700 m. Essa continua a ovest del margine occidentale del foglio, dove affiora a nord della «Serie di Prato». Questa serie manca sul foglio Ambri-Piotta, per cui lo Gneiss di Sorescia è in contatto diretto con la «Serie della Tremola». A est esso è tagliato in modo discordante dall'intrusione del Granito di Medel ca. 400 m a est del Pizzo dell'Uomo. Tra i Poncioni Negri a ovest e il Passo Columbe¹⁾ a est affiora un'intercalazione di anfibolite (Zona di Corandoni), che suddivide lo gneiss di Sorescia in un ramo settentrionale e uno meridionale; quest'ultimo è in contatto con la «Serie di Giubine».

STEIGER (1962, p. 492) definisce come Gneiss di Sorescia una fascia che si compone quasi esclusivamente di uno gneiss melanocratico a due miche e albite-oligoclasio in letti sottili, che contiene occhi di quarzo e feldspati di 2-4 cm di lunghezza a intervalli dell'ordine di metri. Il ramo meridionale a partire dalla cresta sud del Pizzo Taneda mostra un passaggio graduale in una zona di gneiss misti più chiari (varietà Lago di Dentro), che non è distinta sul foglio.

Lo gneiss di Sorescia tipico è caratterizzato da una tessitura in letti sottili con un'alternanza di straterelli di mica con occhi di quarzo e feldspato dello spessore di 0,8 fino a 1,3 cm, che nel taglio longitudinale sono ordinati strettamente in parallelo. Gli occhi, lunghi da 2 a 4 cm, giacciono in modo concordante nei piani di scistosità. Il componente principale degli occhi è il feldspato alcalino. Nella varietà del Lago di Dentro il contenuto in miche è minore e la roccia è più chiara.

La composizione mineralogica dello Gneiss di Sorescia tipico, degli occhi di quarzo e feldspato e della varietà del Lago di Dentro è riportata in STEIGER 1962 (p. 469). Lo gneiss contiene scarso granato e biotite trasversale. La biotite è spesso trasformata in clorite. I componenti accessori comprendono apatite, zircone, zoisite-epidoto, tormalina, pirite e altri minerali opachi.

Le caratteristiche strutturali macroscopiche comprendono una lineazione con orientazione nord-sud e un pieghettamento pure con assi nord-sud, ben sviluppato solo nelle varietà a grana fine. Per descrizioni più dettagliate nel settore

¹⁾ Sul foglio Ambri-Piotta della carta nazionale della Svizzera 1:25000 è indicato con «Passo delle Colombe», grave storpiatura del termine corretto che ha origine dal dialetto bleniese «corumbe» o di quello di Airolo-Quinto «columbe», ossia «colonne» e indica la morfologia appunto colonnare del Pizzo omonimo. Questo nel dialetto locale è denominato «Campanitt», termine che deriva dalla forma a «campaniletti». Nel presente testo si usa il termine corretto «Passo Columbe».

tra le coordinate 2696 e 2699 e per l'analisi XRF di un campione di gneiss a due miche dal ramo nord, prelevato tra il Lago Scuro e il Lago dello Stabbio, cfr. BEFFA (1993a, pp. 83 segg.).

Metagranitoidi del Tardo Ordoviciano

P_b Scisto a biotite e apatite

Al Piatto della Miniera, a nord-est del Piz Corandoni, lo Gneiss listato include due orizzonti di scisto a biotite e apatite paralleli alla scistosità. BEFFA (1993a) denomina la roccia come «Scisto della Miniera» e dà descrizioni litologiche dettagliate. Lo scisto fresco ha colore grigio-gialliccio fino a bruno-scuro o nero. I lepidoblasti di biotite definiscono la scistosità intensa e la lineazione nord-sud.

La composizione mineralogica (in % vol.; BEFFA 1993a, p. 103) comprende: biotite (60-68), apatite (20-25; fino a 3 mm di diametro) con quarzo e feldspato subordinati; i minerali accessori comprendono pirite (1-5), titanite (2), epidoto, calcite, ematite e zircone. Un'analisi XRF di questa litologia si trova in BEFFA (1993a). Degna di menzione è la concentrazione elevata (6034 ppm) di fluoro.

La genesi dello scisto a biotite e apatite non è chiara: si tratta probabilmente di un differenziato tardo nel magma originario del protolito dello Gneiss listato oppure di prodotti metasomatici tardomagmatici (come indicati dall'elevato tenore di fluoro).

Lo scisto a biotite e apatite è stato investigato durante la seconda guerra mondiale come risorsa potenziale di fosfato: i risultati sono riassunti nel capitolo Materie prime minerali alla p. 179.

GO_s «Gneiss listato»: gneiss listato leucocratico a muscovite e feldspato alcalino

Lo Gneiss listato (Streifengneiss nella terminologia tedesca) rappresenta il prodotto metamorfico di corpi granitoidi del Tardo Ordoviciano. Stando ai reperti sul campo questi granitoidi hanno intruso unità metamorfiche più antiche e sono stati intrusi a loro volta dai granitoidi varisici, come confermato dalle datazioni radiometriche (cfr. più sotto). Ad eccezione di un settore a ovest del Giübin questo gneiss occupa tutto il margine settentrionale del foglio su una lunghezza di ca. 14,5 km dal margine occidentale del foglio fino all'area dell'Alpe Croce e Stabbio Vecchio (sul versante destro della Valle Santa Maria a sud del Passo del Lucomagno, dove scompare sotto le rocce triassiche). STEIGER (1962) ha rilevato il margine sud dello Gneiss listato, ma non ne dà una descrizione petrografica. Il settore medio sul foglio è stato rilevato e descritto in maniera dettagliata da BEFFA

(1993a). I seguenti dati sono estratti da BEFFA (1993a, pp. 89 segg.) e dalle note esplicative del foglio 126 Oberalppass (NIGGLI et al. 2008). Questi ultimi autori denominano lo Gneiss listato come «Streifengneis s. str.». Esso presenta una spiccata struttura a bande (o «liste»), dalla quale prende il suo nome tedesco. Lenti feldspatiche sono laminate e incluse in straterelli di miche orientate nei piani della scistosità.

La composizione mineralogica media (in % vol.; da BEFFA 1993a, pp. 91 seg., e NIGGLI et al. 2008, pp. 39 segg.) comprende i componenti principali feldspato alcalino (30), plagioclasio (20; albite-oligoclasio), quarzo (30), muscovite (13) e biotite (7); componenti subordinati ed accessori sono clorite, zoisite, ortite, apatite, calcite, titanite, rutilo, tormalina, granato, zircono e minerali opachi.

BEFFA (1993a) contiene tre analisi XRF su campioni prelevati a nord del Lago Scuro. Le datazioni radiometriche hanno fornito un'età del Tardo Ordoviciano-Siluriano (evento Caledoniano): 436 ± 17 Ma $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ su roccia totale (ARNOLD 1970), rispettivamente 439 ± 5 Ma (SERGEEV & STEIGER 1993) nonché $445 + 4/-5$ Ma U/Pb in zircono (SERGEEV & STEIGER 1995).

Rocce metasedimentarie del Paleozoico Medio («Serie della Tremola»)

La «Serie della Tremola» è caratterizzata da litologie scistose molto variate e finemente interstratificate, fra le quali spiccano i famosi scisti a granato e orneblenda a covoni (fig. 1). Secondo STEIGER (1962) i protoliti, consistenti in sedimenti e scarsi tufi basici, furono soggetti a due eventi metamorfici (ambidue appartenenti alla facies inferiore dell'anfibolite), dapprima al metamorfismo varisico, seguito poi da una rielaborazione alpina. Di conseguenza l'autore postula un'età minima del Paleozoico Medio per i protoliti.

Il termine «Serie della Tremola» è stato spesso usato in modo confuso fino alle precisazioni definite da HAFNER (1958; parte meridionale della Falda di ricoprimento Gottardo sul foglio 68 Val Bedretto, contiguo a ovest) e STEIGER (1962), nonostante il fatto che già HEZNER (1909, p. 157) lo avesse definito in modo univoco: «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.» (Il complesso di rocce compreso dal termine «Serie della Tremola» si addossa in modo concordante a nord sullo Gneiss di Sorescia, che forma il limite degli gneiss centrali del Gottardo; a sud esso è delimitato dalla banda di dolomia che si estende in direzione est-ovest vicino ad Airolo.)

Questa definizione fu poi ripresa, leggermente modificata, da STEIGER (1962, pp. 394 seg.): «Die Tremolaserie ist demnach die Gesteinszone, welche im Norden



Fig. 1: Micascisto della «Serie della Tremola» con orneblenda a covoni e granato. Collezione delle scuole comunali di Airolo, inquadratura ca. 20x14 cm. Foto G. Ceresa, 2013.

an die Pratoserie – bei deren Fehlen an den Soresciagneis – anlehnt und im Süden durch den Triaszug begrenzt ist.» (La «Serie della Tremola» è il complesso di rocce che a nord si addossa alla «Serie di Prato», rispettivamente, se questa manca, allo Gneiss di Sorescia e che a meridione è delimitata dalla zona triassica.)

La «Serie di Prato», che costituisce il limite settentrionale della «Serie della Tremola», termina a cuneo immediatamente a ovest del margine occidentale del foglio Ambri-Piotta. Su quest'ultimo la sua equivalente è considerata la Zona di Corandoni, che affiora a est della Val Canaria. Il limite meridionale della «Serie della Tremola» è solitamente mascherato da depositi del Quaternario. Il contatto primario con i metasedimenti triassici, in origine discordante, è stato cancellato dai movimenti tettonici alpini, i quali sono risultati nella scistosità concordante odierna.

La varietà litologica delle rocce della «Serie della Tremola» è il risultato delle combinazioni di soli nove componenti principali: quarzo, plagioclasio, biotite, muscovite-sericite, clorite, orneblenda, granato, carbonato e zoisite-epidoto.

Distene e stauroлите sono chiaramente subordinati. I nove componenti principali compaiono in quasi tutti i tipi litologici, ma in proporzioni variabili. I tipi litologici caratteristici sono indicati nella tabella I con la loro abbondanza relativa (in %) e con la loro composizione mineralogica media (in % del volume).

I tipi litologici contenuti nella tabella I sono descritti in modo dettagliato nei lavori di STEIGER (1962, pp.398 segg.) e di BEFFA (1993a, pp.51 segg. per quanto riguarda la Zona di Pontino). I componenti più importanti sono descritti in STEIGER (1962, pp.430 segg. e 1961 per quanto concerne il chimismo dell'orneblenda).

Le orneblende della «Serie della Tremola» hanno grosso modo una composizione chimica quasi omogenea (STEIGER 1962, p.432) e in tutti i casi si tratta di orneblenda comune. La composizione chimica approssimativa dei granati è stata derivata da STEIGER (1962, pp.435 seg.) dalle costanti del reticolo e dagli indici di rifrangenza. Ne risulta che si tratta di cristalli misti tra almandino (70–82% molare), piropo (7–24% molare) e grossularia (2–15% molare).

Il carbonato è stato esaminato in numerosi campioni. Si tratta, senza eccezioni, di calcite o dolomite o di ambedue assieme. Le rocce a silicati e carbonati contengono solitamente calcite; solo eccezionalmente la dolomite è il carbonato principale, mentre la calcite in questo caso occorre unicamente in fratture o sotto forma di inclusi minuti nella dolomite. Nelle rocce carbonatiche si hanno rapporti analoghi con calcite predominante e con dolomite comunemente accompagnata da un po' di calcite.

Come sul foglio contiguo occidentale 68 Val Bedretto (LABHART 2005), anche sul foglio Ambri-Piotta non è possibile rappresentare singoli tipi litologici a causa delle rapide variazioni su piccola scala sia nella direzione degli strati che perpendicolarmente ad essa. Sul foglio sono rappresentate graficamente solo le zone con un'abbondanza di tipi litologici definiti. È impossibile suddividere la «Serie della Tremola» in unità stratigrafiche in scala di dettaglio.

STEIGER (1962) ha raggruppato le litologie metasedimentarie complesse della «Serie della Tremola» in tre zone, da nord a sud:

- la Zona di Pontino (zona settentrionale), fino a ca. 1000 m di potenza;
- la Zona del Sasso Rosso (zona intermedia), fino a ca. 450 m di potenza;
- la Zona di Nelva (zona meridionale), fino a 500 m di potenza.

Le tre zone si assottigliano a cuneo e scompaiono successivamente in direzione est: dapprima la zona meridionale (Zona di Nelva), poi quella intermedia (Zona del Sasso Rosso) nella Valle Canaria (ca. 2,5 km a est del margine ovest del foglio) e infine la zona settentrionale (Zona di Pontino) all'altezza del Lago di Dentro. In direzione est esse sono tagliate sotto un angolo acuto dalle formazioni triassiche, il che rispecchia una discordanza stratigrafica primaria. La scistosità dei membri della «Serie della Tremola» è comunque sempre concordante con il contatto.

Tab. 1. *Tipi litologici caratteristici della «Serie della Tremola» con indicazione della composizione mineralogica media e della percentuale volumetrica stimata.*

Tipo litologico	Percentuale volumetrica [% vol.]	Quarzo	Plagioclasio	Biotite	Miche chiare	Clorite	Orneblenda	Granato	Carbonato	Epidoto
Gneiss micaceo	35	35-45	25	10-15	5-15	5-20	0-5	0-5	0-15	-
Scisto micaceo	30	30-35	10	5-20	30-35	5-40	0-15	0-10	0-5	-
Scisto a orneblenda	12	20	10	10	<5(*)	10	50	<5	0-5	0-5
Gneiss a orneblenda	8	30	25	10	<5	5	25	<5	5	-
Quarzite	7	75	5	<5	15	<5	<5	<5	5	-
Rocce a silicati e carbonati		25	10	10	10	5	-	-	40	5
Rocce calcisilicatiche	5	15	5	-	-	5	15	-	25	35
Anfibolite	3	15	20	5	-	5	50	-	5	<5

(*) presenza rara (da STEIGER 1962)

P_N Gneiss e scisto micaceo a granato, scisto a orneblenda subordinato (Zona di Nelva)

Nella Zona di Nelva predomina lo gneiss granatifero a due miche alternante con grossi banchi di scisto micaceo filladico granatifero, ricco di sericite. Lo scisto a orneblenda forma solo orizzonti sottili e isolati. L'orneblenda a covoni, tipica della «Serie della Tremola», manca quasi completamente, mentre sono comuni cristalli in forma di prismi tozzi, che spesso sono orientati di sbieco rispetto alla tessitura della roccia. Il contatto con le rocce triassiche è marcato da una serie di scisti a sericite finemente scistososi, scisti micacei con carbonati e quarziti. Rocce ricche di carbonato sono concentrate verso il contatto con le rocce triassiche. Rocce ad albite, povere di mica, massicce e chiare, affiorano localmente. Orizzonti sottili di quarzite a sericite, di regola massiccia, sono tipici di questa zona. Lo gneiss e lo scisto micaceo contengono talora un pigmento carbonioso, che conferisce una tonalità grigia alla roccia.

In questa zona predomina il plagioclasio acido (albite e albite-oligoclasio). Tipico è l'alto tenore in muscovite/sericite (spesso superiore al 25% vol.). L'orneblenda occorre solo sporadicamente; essa è sempre alterata, fortemente xenoblastica e con abbondanti inclusi. Il granato è comune; il suo diametro aumenta da sud (solitamente $\leq 0,5$ cm) verso nord (1–2 cm); i cristalli sono parzialmente idiomorfi e di regola ricchi di inclusi. I minerali accessori specifici di questa zona comprendono rutilo (sotto forma di reticoli di sagenite), zircone, tormalina, staurolite, distene e scarsa clorite; inoltre apatite, pirrotina, pirite, più raramente ematite, rutilo e limonite.

La tessitura è scistosa, da indistinta a confusa e spesso pieghettata. La linea-zione nord-sud delle miche è marcata. Anche le numerose lamine di biotite trasversali rispetto ai piani della scistosità (Querbiotite) sono tipiche. L'orneblenda non è mai orientata rispetto ai piani di scistosità. I passaggi tra i singoli letti litologici sono solitamente indistinti. Il confine con la Zona del Sasso Rosso contigua a settentrione è ben visibile sul campo grazie all'apparizione massiccia di rocce a orneblenda, all'improvviso aumento del tenore in clorite e alla contemporanea mancanza di granato.

P_S Micascisto e gneiss scistoso a clorite, scisto a orneblenda, spesso a covoni; anfibolite subordinata (Zona del Sasso Rosso)

Questa zona corrisponde al settore meridionale della Zona di Motto di Dentro di HAFNER (1958). La Zona del Sasso Rosso contiene porzioni importanti di gneiss e scisto micaceo a clorite e di gneiss e scisto micaceo con grafite. Lo scisto filladico a granato è solitamente limitato all'estremità settentrionale di questa zona. Caratteristica è la presenza, in parte massiccia, di scisto a orneblenda, quarzite e rocce a minerali calcesilicatici, più raramente di rocce calcesilicatiche. L'anfibolite è subordinata. Contrariamente alla Zona di Nelva l'orneblenda a covoni è frequente. Rocce granatifere sono invece rare.

Il plagioclasio è presente in due generazioni: oligoclasio-andesina e albite-oligoclasio in parti all'incirca uguali. Al confronto con la Zona di Nelva la biotite è meno abbondante ed è spesso assente. Anche la muscovite/sericite è subordinata. L'orneblenda in molti tipi litologici è un componente essenziale; solitamente i cristalli sono totalmente xenoblastici, ricchi di inclusi e ordinati parallelamente ai piani di scistosità. Il granato è arricchito solo al margine settentrionale della zona, dove raggiunge 2 cm di diametro; esso è spesso idioblastico e ricco di inclusi. I minerali accessori comprendono apatite, pirrotina, pirite e rutilo, raramente staurolite, zircone, tormalina, rutilo (sagenite) e ortite.

Le rocce di questa zona mostrano solitamente una scistosità poco marcata e disordinata a causa di un contenuto minore in miche. In molte rocce è chiaramente sviluppata una lineazione con direzione nord-sud delle miche. Il contatto con la Zona di Pontino è definito da una fillade a granato e sericite.

P_p Micascisto e gneiss scistoso p.p. a orneblenda, spesso a covoni, p.p. ricco di granato; anfibolite subordinata (Zona di Pontino)

La Zona di Pontino corrisponde al settore settentrionale della Zona di Motto di Dentro di HAFNER (1958). All'interno di questa zona si distinguono due complessi: nella parte meridionale affiorano in prevalenza gneiss (spesso pressoché massiccio) e scisto micaceo poveri di orneblenda, mentre nella parte settentrionale predomina un complesso di rocce fortemente stromatitiche, ricche di orneblenda, di minerali calcesilicatici e di carbonati. L'anfibolite e lo gneiss e scisto a orneblenda finemente nematoblastici si limitano quasi esclusivamente alla zona di contatto con lo Gneiss di Sorescia. L'orneblenda a covoni in questa zona è comune e presenta le forme esteticamente più pregiate.

Il plagioclasio è generalmente andesina. Il granato è presente in molti tipi litologici; il diametro è spesso inferiore a 0,5 cm; esso è in parte idiomorfo e in parte invece xenoblastico. I minerali accessori apatite, rutilo, pirrotina, pirite e titanite sono ubiqui, mentre rutilo (sagenite), tormalina, staurolite e zircone sono rari; il distene manca del tutto. BEFFA (1993a) contiene quattro analisi XRF su campioni del margine est della Zona di Pontino, provenienti dalla località Piano Corona a est del Lago Cadagno.

Corpi granitoidi tardo- fino a postvarisici

I corpi granitoidi di età tardo- fino a postvarisica occorrono all'estremità sud-est della Falda di ricoprimento Gottardo e comprendono la Granodiorite di Cristallina e il Granito di Medel.

γδ_c Granodiorite di Cristallina: granodiorite mesocratica, scistoso-fusolare

La Granodiorite di Cristallina affiora sul foglio in due corpi, ambedue pressoché ellittici: a Selva Secca, a ovest di Acquacalda (estensione ca. 1,8 km in dire-

zione est-ovest e fino a 0,6 km in direzione nord-sud); e a ovest dell'Alpe Gana (estensione ca. 1,5 km in direzione est-ovest e fino a 0,8 km in direzione nord-sud).

La Granodiorite di Cristallina si differenzia mineralogicamente dal Granito di Medel per l'assenza di fenocristalli di feldspato alcalino, un tenore minore di quarzo e feldspato alcalino e per un tenore più alto in plagioclasio e biotite. La struttura si distingue per una grana più fine e uno sviluppo del feldspato alcalino in origine xenomorfo. La tessitura si differenzia per una tendenza più marcata a uno sviluppo fusolare o laminato (NIGGLI et al. 2008).

La composizione mineralogica varia entro limiti molto ampi (in % vol.; da HUBER 1985, p.102, MERZ ARREAZA 1989, p. 17 e NIGGLI et al. 2008): plagioclasio (20–45; oligoclasio-andesina), quarzo (5–40), feldspato alcalino (0–15), biotite (5–25), sericite (15), clinozoisite (5); i componenti accessori comprendono titanite, apatite, zircono, rutilo, calcite e minerali opachi. Il plagioclasio è intensamente alterato, spesso irriconoscibile e trasformato in un aggregato laminato di albite, clinozoisite e sericite. Quarzo, feldspato alcalino e biotite sono pure spesso deformati da fenomeni di cataclasi.

L'età degli zirconio dell'intrusione della Granodiorite di Cristallina è stata determinata da GRÜNENFELDER (1963) con 305 ± 25 Ma. Essa è dunque poco più antica del Granito di Medel, come confermato dalle osservazioni di NIGGLI et al. (2008): infatti, a nord del Piz Garviel (sul foglio contiguo settentrionale 126 Oberalppass) il Granito di Medel estende apofisi nella Granodiorite di Cristallina. HUBER (1943) considera il Granito di Medel come una facies marginale acida della Granodiorite di Cristallina.

γ_M **Granito di Medel: granito fino gneiss granitico grigio-chiaro, porfirico, scistoso**

Il Granito di Medel (denominato anche protogino di Medel) sul foglio affiora in due corpi: in una banda di 2,3 km di lunghezza e ca. 150 m di potenza al contatto sud del corpo di granodiorite di Selva Secca, che si estende da Rondadöira a ovest a Pian Segno a est; e in un corpo di dimensioni ca. 1x1 km alle Foppe di Scai tra il Pizzo dell'Uomo e le Foppe di Pertusio e in una banda di ca. 2 km di lunghezza e fino a 300 m di potenza che si estende dal Piano dei Canali a ovest e l'Alpe Gana a est. Questi due complessi affiorano a ovest e a sud del corpo di Granodiorite di Cristallina dell'Alpe Gana. Al livello del tunnel di base del San Gottardo il Granito di Medel assume un'estensione assai maggiore e raggiunge una potenza apparente di 2,5 km fino al limite nord del foglio (cfr. profilo 2, tav. II).

Il granito di Medel ha un colore da grigio-chiaro a bianco e contiene caratteristici fenocristalli di feldspato alcalino fino a 3 cm di grossezza. Esso presenta generalmente una tessitura massiccia, ma ai margini è spesso laminato e milonizzato.

La composizione mineralogica media (in % vol.; da HUBER 1985, p.100 e MERZ ARREAZA 1989, p.15) comprende quarzo (35), feldspato alcalino (35), plagioclasio (20; oligoclasio-andesina), muscovite/sericite (4), biotite (4), calcite (2); i componenti accessori comprendono zoisite,

ortite, rutilo, titanite, apatite, zircono e minerali opachi. Il feldspato alcalino forma spesso geminati secondo Carlsbad; esso presenta sempre una scomposizione pertitica e raramente la formazione di albite a scacchiera. Il plagioclasio di regola è trasformato in saussurite o è sericitizzato ed è caratterizzato da una pigmentazione dovuta agli inclusi di sericite e di clinzoisite.

Il lavoro di MERZ ARREAZA (1989) contiene numerose analisi chimiche del Granito di Medel e della Granodiorite di Cristallina; salvo un'eccezione, le analisi sono state eseguite su campioni provenienti dai fogli contigui 126 Oberalppass e 136 Greina. L'unica analisi sul foglio Ambri-Piotta si riferisce a un campione di Granito di Medel (M207 alle coordinate 2703.500/1155.325/2250 m).

L'età degli zirconi dell'intrusione del Granito di Medel è stata determinata da GRÜNENFELDER (1962) con 290 ± 20 Ma. Il fatto che nei sedimenti mesozoici della Zona dello Scopi non occorrono fenomeni di contatto è una conferma indiretta di questa datazione (NIGGLI et al. 2008).

Metasedimenti triassici

t_M	Formazione di Mels: quarzite a sericite, da tabulare a intensamente scistosa
t_R	Formazione di Röti: in prevalenza marmo dolomitico, dolomia sacca- roide e dolomia brecciata
t_{ds}	<i>Formazione di Röti: marmo dolomitico, ricco in sericite risp. musco- vite, scistoso</i>
t_r	<i>Formazione di Röti: dolomia cariata, spesso con sericite e sovente brecciata</i>
t_y	<i>Formazione di Röti: gesso e anidrite, spesso con dolomite</i>
t_Q	Formazione di Quarten: micascisto, p.p. alternante con dolomia e quarzite, localmente con granato, orneblenda, staurolite e distene

I metasedimenti triassici sono assai simili in tutte le unità tettoniche del foglio Ambri-Piotta. Le descrizioni dettagliate delle unità litologiche sono perciò rappresentate in forma concentrata alle pp. 77 segg.

ULTRAEVETICO

FALDA DI RICOPRIMENTO LEVENTINA

Dopo la Falda di ricoprimento Gottardo, la Falda di ricoprimento Leventina è l'unità tettonica più profonda sul foglio. Essa è composta di un complesso granitico metamorfizzato, lo Gneiss Leventina, che si estende da Claro nella Val Riviera a sud-est fino a Rodi-Fiesso nell'Alta Leventina a nord-ovest e che affiora

nella parte inferiore della valle del Ticino. Il suo settore nord-ovest affiora sul foglio per una lunghezza di ca. 8,5 km. Il fronte nord-ovest s'immerge sotto la Falda di ricoprimento Lucomagno nell'area Dazio Grande-Fiesso. A causa della sua struttura tettonica, il tetto del ricoprimento sul versante destro della Valle Leventina si trova a 1000–1200 m s.l.m., molto più in basso che sul versante sinistro, dove si trova a 1400–1800 m s.l.m. (cfr. profili 3 e 4, tav. II).

In particolare sul versante destro lo Gneiss granitico Leventina è suddiviso in due corpi granitici secondari dall'Intercalazione Centrale di Chironico-Faido-Piottino, che consiste soprattutto in paragneiss. La suddivisione litologica e le descrizioni dei vari tipi litologici della Falda di ricoprimento Leventina seguono essenzialmente la monografia dettagliata di CASASOPRA (1939) con aggiunte da BIANCONI (1971), VOLPERS (1976) e BEFFA (1996).

M_k Marmo calcitico, p.p. con sericite e quarzo

Nel settore superiore dello Gneiss Leventina affiorano localmente lenti di marmo calcitico. Sul foglio sono rappresentate le due lenti descritte qui di seguito.

Gola del Piottino

Nella trincea della ferrovia a sud-est del ponte sul Ticino (coord. 2701.20/1149.65/860 m) lo Gneiss Leventina (qui nella sua varietà scistoso-laminare e pieghettata) contiene numerose lenti concordanti di marmo calcitico, lunghe da 0,50 a 20 m e con uno spessore fino a 50 cm. La roccia ha una tinta giallo-rosa, ha grana media ed è in parte accompagnata da lenti incolori di quarzo. La struttura è granoblastica; l'abito isometrico della calcite determina la tessitura pressoché massiccia della roccia. CASASOPRA (1939, pp.588 seg.) menziona lenti analoghe nel settore superiore dello Gneiss Leventina nell'area di Morasco e sul fianco opposto della valle.

La composizione mineralogica (in % vol.; da BIANCONI 1971, p. 14 e VOLPERS 1976, p. 32) è: calcite (fino a 95), muscovite (fino a 5), biotite (1); i minerali accessori comprendono clinozoisite e limonite (assieme <1).

Valle di Freggio

Nella parte alta della Valle di Freggio affiora una lente molto più potente di marmo calcitico (coord. 2701.32/1151.27/1720–1820 m), conosciuta nella letteratura con il nome di Marmo di Freggio. Al tetto essa è a contatto con la «Quarzite del tetto» dello Gneiss Leventina, mentre ai fianchi e alla base anch'essa è inclusa nella varietà scistoso-laminare e pieghettata dello Gneiss Leventina. La sua potenza è di ca. 3 m. Sotto il marmo calcitico affiora una piccola lente di barite, descritta al cap. Materie prime minerali. La genesi delle lenti di carbonato e di barite è controversa (cfr. pp. 119 seg.).

BEFFA (1996, pp. 22 seg.) descrive un profilo ovest-est attraverso la lente di marmo calcitico:

- gneiss scistoso, in parte pieghettato e gneiss ad albite e muscovite con carbonato;
- gneiss a muscovite e calcite, ricco di quarzo, con clinozoisite, da massiccio a debolmente scistoso;
- gneiss a muscovite e calcite con clinozoisite, ricco di quarzo, passante a quarzite, scistoso e in parte pieghettato;
- marmo con quarzo, muscovite, scarso plagioclasio e clinozoisite, a grana fine, in parte scistoso (al centro della lente carbonatica);
- scisto fino gneiss a carbonato e muscovite, ricco di quarzo, pieghettato;
- scisto mesocratico a muscovite e biotite, con noduli di carbonato.

La composizione mineralogica è molto variabile secondo le litologie descritte. La calcite è l'unico carbonato; il suo contenuto è solitamente <20% vol., ma raggiunge ca. 80-85% vol. nel marmo con quarzo al centro della lente. Il contenuto di quarzo oscilla tra 5 e 50% vol. Il plagioclasio è oligoclasio. I minerali accessori comprendono titanite, zircono, apatite e minerali opachi.

Intercalazione Centrale di Chironico-Faido-Piottino

Lo Gneiss Leventina sul foglio è separato in due orizzonti da quella che CASASOPRA (1939, pp. 574 segg.) ha denominata Intercalazione Centrale di Chironico-Faido-Piottino. Essa può essere seguita dall'angolo sud-est del foglio per una lunghezza di ca. 6 km fino all'uscita della gola del Piottino, dove si immerge in profondità. Essa affiora quasi unicamente sul versante destro della valle, dove assume una potenza di ca. 80-120 m. Il suo decorso è pure stato rilevato in dettaglio da GRÜTTER (1931) nella galleria dell'impianto idroelettrico Piottino (Dazio Grande-Lavorgo), scavata nel versante destro della valle nel 1930 (cfr. p. 185).

A Anfibolite

All'estremità sud-est del foglio uno strato di anfibolite a biotite forma intercalazioni lenticolari lunghe da ca. 100 a 200 m e con una potenza fino a 20 m. L'anfibolite è distintamente scistosa.

La composizione mineralogica (in % vol.; da CASASOPRA 1939, p. 574 e VOLPERS 1976, p. 40) comprende orneblenda (45), biotite (30), plagioclasio (15), quarzo (10), granato, titanite e clorite; i minerali accessori sono pirrotina, apatite, zircono, epidoto e leucoxene.

La roccia ha una struttura nematoblastica. Il contenuto di ferro degli anfiboli aumenta in direzione nord (actinolite a Osoglio, ferroactinolite a Polmengo rispet-

tivamente ferrotremolite nella gola del Piottino). Il granato è sporadico, in forma di piccoli porfiroblasti variamente corrosi.

P_C Scisto fino gneiss a due miche e granato

Questo è il tipo litologico più frequente nell'Intercalazione Centrale ed è predominante nella galleria del Piottino. Lo scisto e lo gneiss a due miche, spesso granatiferi, hanno colore bruno-violetto e sono intensamente laminati e pieghettati (GRÜTTER 1931, pp. 8 segg.).

La composizione mineralogica (in % vol.; da CASASOPRA 1939, p. 575 e VOLPERS 1976, p. 37) comprende biotite (30), quarzo (30), muscovite (15), feldspato alcalino (fino a 15), plagioclasio (fino a 15; oligoclasio), sericite, granato, staurolite, raramente distene; i minerali accessori comprendono apatite, zircone, pirite, limonite, pirrotina, tormalina e epidoto.

I fasci micacei inglobano la massa granulare di quarzo e feldspato in forma di lenti stirate e determinano la scistosità intensa e la struttura grano-lepidoblastica. CASASOPRA (1939, p. 608) contiene l'analisi di un campione di questo tipo.

G_a Gneiss leucocratico a due miche e albite

Questo tipo litologico è raro e occorre nella parte frontale dell'Intercalazione Centrale (zona Polmengo-Piottino) e all'angolo sud-est del foglio. Esso è caratterizzato dall'abbondanza di feldspato in forma di pseudoporfiroidi lenticolari. La matrice ha una struttura granoblastica.

La composizione mineralogica (in % vol.; da BEFFA 1996, p. 20) comprende quarzo (15-20), plagioclasio (45-60), feldspato alcalino (<5), biotite (15-20), sericite (5-7) e clorite (2-3).

Gneiss Leventina e «Quarzite del tetto»

G_{7L} Gneiss Leventina: gneiss granitico leucocratico, a tessitura in prevalenza fusolare

Lo Gneiss Leventina (conosciuto nella letteratura anche con il nome Gneiss granitico Leventina) è un metagranito (del tipo I secondo BEFFA et al. 1996) risultato dalla trasformazione metamorfica di un'intrusione varisca di chimismo variante da leucogranitico a trondhjemitico. Secondo CASASOPRA (1939, 1948a, b) nel settore sud (Riviera) è predominante il chimismo trondhjemitico, mentre in quello nord (Leventina) predomina il chimismo leucogranitico. Non è esclusa la possibilità che si tratti di due complessi granitici distinti. Le datazioni radiometriche forniscono età differenti a seconda del metodo di determinazione: 325 ± 18 Ma ($^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ su roccia totale; BEFFA et al. 1996) rispettivamente 275 Ma (U/Pb in zircone) e 322-303 Ma (età apparente con $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ in zircone) in ALLÈGRE et al.

(1974). La fonte del magma originario è controversa. BEFFA et al. (1996) sulla base di analisi di $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ postulano un frazionamento magmatico dal mantello. Al contrario, MAGGINI & ANTOGNINI (2004) sulla base della morfologia di zirconi in campioni provenienti dalla galleria di base del San Gottardo applicando il metodo di PUPIN (1980), arrivano alla conclusione che il granito era di genesi crostale.

Esistono parecchie varietà dello Gneiss Leventina sulla base di variazioni mineralogiche e soprattutto tessiturali. Delle nove varietà principali descritte da CASASOPRA (1939) quattro si trovano sul foglio Ambri-Piotta; una quinta affiora solo localmente e non può essere rappresentata in scala 1:25 000.

La varietà principale («varietà occhiadina-porfiroide-nodulosa - tipo Faido») secondo CASASOPRA (1939) è caratterizzata da feldspati con morfologia prevalentemente fusolare-occhiadina. Sul foglio questa varietà non è però predominante. Sul versante destro della valle essa forma l'unità affiorante più bassa, ad es. alla cascata inferiore della Piumogna, dirimpetto a Faido. Sul versante sinistro essa occorre invece in più banchi sopra Chiggiogna, dei quali il più potente affiora sopra Calpiogna-Osco. Questa varietà consiste in uno gneiss chiaro a due miche, plagioclasio e felpato alcalino; i feldspati, da fusolari a occhiadini, sono ordinati secondo i piani della scistosità, la quale è debolmente sviluppata.

La composizione mineralogica media (in % vol.; da CASASOPRA 1939, p. 658; VOLPERS 1976, pp. 25 segg. e BEFFA 1996, p.17) comprende: quarzo (15-35), feldspato alcalino (30-45), plagioclasio (15-25; albite-oligoclasio), biotite e muscovite/sericite (10-20; rapporto biotite/muscovite pari a 3:1), clorite (3); componenti accessori (0,5-1,5): apatite, zircone, epidoto, pirite e pirrotina.

I feldspati sono localmente idiomorfi e rappresentano quindi relitti dei fenocristalli originari; spesso essi non sono ordinati nella tessitura gneissica. Questa sottovarietà secondaria («varietà porfiroide scistoso-lenticolare - tipo Lavorgo») secondo CASASOPRA (1939) è rara sul foglio: ottimi affioramenti si trovano nelle cave abbandonate di Cavienna a sud di Chiggiogna. A causa dell'estensione modesta e dei passaggi graduali alla varietà principale lenticolare-occhiadina, la sottovarietà porfiroide non può essere differenziata graficamente sul foglio.

Gneiss Leventina a tessitura scistoso-laminare

Questa varietà corrisponde alla «varietà scistoso-laminare parallela - tipo Faido» di CASASOPRA (1939). Assieme a quella pieghettata (cfr. più sotto) essa è la varietà più estesa sul foglio. Lo gneiss ha una struttura granoblastica e una tessitura parallela scistoso-laminare.

La composizione mineralogica media (in % vol.; da CASASOPRA 1939, p. 658; VOLPERS 1976, pp. 18 segg. e BEFFA 1996, p. 19) è come segue: quarzo (25-45), feldspato alcalino (10-35), plagioclasio (25-30; anortite 10%), biotite e muscovite (10-20; rapporto biotite/muscovite pari a 3:1); i componenti accessori comprendono apatite, zircone, pirrotina, calcite e rutilo (1,0-1,5).

La struttura granoblastica è il risultato di una ricristallizzazione metamorfica totale. La tessitura scistosa è regolare (laminare). Il contenuto in miche varia nella

loro proporzione e determina così tipi chiari rispettivamente scuri. CASASOPRA (1939, p.599) contiene un'analisi di questa varietà, eseguita su di un campione prelevato presso Osoglio, alla finestra no. 4 della galleria del Piottino. Nel settore immediatamente sotto l'Intercalazione Centrale di Chironico-Faido-Piottino e nel settore del tetto lo gneiss è milonitizzato.

Gneiss Leventina a tessitura scistoso-laminare, pieghettata

Questa varietà corrisponde alla «varietà scistoso-lamellare pieghettata - tipo Piottino» di CASASOPRA (1939). Questo tipo è diffuso soprattutto nel settore nord dello Gneiss Leventina ed è denominato da CASASOPRA (1939) «tipo Piottino» dalla località-tipo, che è appunto la gola del Piottino. Il pieghettamento tipico dello gneiss era già stato descritto nel XVIII secolo e discusso da Alb. Heim (cfr. p. 15). Il tipo Piottino si distingue dal precedente soprattutto per la laminazione più intensa e per la tessitura pieghettata, originata durante una fase tarda di deformazione (crenulazione e scollamento).

La composizione mineralogica media (in % vol.; da CASASOPRA 1939, p. 658; VOLPERS 1976, pp. 29 seg. e BEFFA 1996, pp. 17 seg.) comprende quarzo (30-45), feldspato alcalino (10-25; microclino), plagioclasio (25-45; anortite 10-25%), biotite e muscovite/sericite (10-20; rapporto biotite/muscovite pari a 3:2), clorite, calcite; i minerali accessori (0,5-1,5) sono apatite, zircone, epidoto, zoisite, pirrotina e pirite. I feldspati sono debolmente sericitizzati. CASASOPRA (1939, p. 599) contiene un'analisi di questa varietà, eseguita su un campione prelevato nella galleria stradale del Dazio Grande.

Gneiss Leventina a struttura granoblastica fine

Questa varietà corrisponde alla «varietà granulare fine - tipo Piottino» di CASASOPRA (1939). Sul foglio essa ha un'estensione modesta, al massimo di ca. 2 km di lunghezza nell'affioramento inferiore a ovest di Chiggiogna. Lo gneiss ha una struttura granoblastica con una grossezza della grana isometrica di 0,3-0,4 mm.

La composizione mineralogica media (in % vol.; da CASASOPRA 1939, p. 658 e VOLPERS 1976, pp. 21 segg.) comprende quarzo (25-30), feldspato alcalino (30), plagioclasio (25), biotite e muscovite/sericite (10-20; rapporto biotite/muscovite pari a 2:1), clorite; minerali accessori (0,5-1,0) sono pirrotina, pirite, calcite e titanite.

G_q Gneiss quarzítico fino quarzite («Quarzite del tetto»)

Il tetto dello Gneiss Leventina è separato dalle rocce soprastanti della Falda di ricoprimento Lucomagno rispettivamente della Falda di ricoprimento Simano da un banco discontinuo di gneiss quarzítico chiaro fino quarzite, dello spessore di 6 a 8 m, localmente fino a 10 m. Il contatto del tetto è netto, mentre quello del letto è graduale. La roccia ha un colore bianco-latteo e affiora in forma di letti sottili. I piani della scistosità sono ricoperti da lamine di muscovite o, localmente, da arric-

chimenti di muscovite e biotite. La proporzione del feldspato diminuisce verso l'alto e questo viene successivamente sostituito da quarzo, per cui la parte superiore del banco spesso consiste di una quarzite pressoché pura e in banchi compat- ti quasi massicci. Quest'ultimi nel passato furono sfruttati (cfr. p. 177).

La composizione mineralogica (in % vol.) varia di conseguenza entro limiti vasti (da BIANCONI 1971, p. 16; VOLPERS 1976, p. 44 e BEFFA 1996, p. 21), come segue: quarzo (40-97), feldspato alcalino (0-35), plagioclasio (0-30), muscovite (2-15), biotite (0-10), clorite (0-3), epidoto (0-5), calcite (0-5), scapolite (0-2), tormalina (2-3); i minerali accessori comprendono pirite (0-15), apatite, rutilo, titanite, zircone e minerali opachi (ciascuno 0-1).

Il feldspato potassico mostra un reticolo del microclino da diffuso a distinto. Il plagioclasio è spesso geminato in lamine sottili secondo la legge dell'albite e/o del periclino. CASASOPRA (1939, p. 591) descrive due generazioni di plagioclasio con 12-15% rispettivamente 70% di anortite. La struttura è granoblastica fino a grano-lepidoblastica. La grana varia da molto fine a fine ed è solitamente omogenea. La scistosità è di intensità da debole a media (nelle parti ricche di mica). La genesi della «Quarzite del tetto» è controversa ed è discussa nel capitolo Tettonica.

FALDA DI RICOPRIMENTO LUCOMAGNO

La Falda di ricoprimento Lucomagno è l'unità tettonica con la maggiore estensione sul foglio. Cuneiforme in superficie, essa si estende nell'area centro-settentrionale con una larghezza massima nord-sud (ca. 6,7 km) al margine est del foglio che diminuisce gradualmente in direzione ovest per scomparire a cuneo alla località Sotto Nante. Con un'area di ca. 58 km², la Falda di ricoprimento Lucomagno copre quasi il 30% della superficie del foglio.

Sia a nord sia a sud le unità del cristallino antico sono sormontate da rocce triassiche. Sul versante destro della Valle Leventina le unità triassiche si assottigliano rapidamente in direzione sud-est. Di conseguenza la Falda di ricoprimento Lucomagno, nel settore sud-est del foglio, su una lunghezza di ca. 1,6 km (nell'area di Valbona, a nord della Motta di Gribbio), è in parte in contatto diretto con rocce del cristallino antico di Gribbio (Falda di ricoprimento Simano) e parzialmente separato dallo stesso tramite la zona milonitica presso Ogiòra (cfr. p. 152). Alla base la Falda di ricoprimento Lucomagno è a contatto con rocce della Falda di ricoprimento Leventina su di una lunghezza di ca. 8,5 km da Rodi fino ai dintorni di Chiggiogna.

Le descrizioni litologiche che seguono sono compilate principalmente da BEFFA (1996) e completate con dettagli supplementari da BEFFA (1993a, b), VOLPERS (1976), HUBER (1985) e BÖHM (1996). BEFFA (1996) ha eseguito un rilevamento geologico molto dettagliato in scala 1:10000 e ha definito sei gruppi principali di gneiss e scisti con numerose varietà e un gruppo di anfiboliti, per un totale di 22 tipi litologici, che sono riportati sul foglio con alcune eccezioni e con le necessarie generalizzazioni dovute a ragioni di scala.

Q Filone di quarzo e sericite

I filoni di quarzo sono rari, di regola con una potenza da 1 a 4 m e lunghi al massimo 15–20 m. Sul foglio sono rappresentati tre affioramenti: a ovest di Pian Töi (coord. 2693.45/1153.93), a Costa di Giubin (coord. 2698.94/1154.92) e a Brüsada (coord. 2706.10/1151.07). I filoni hanno una tessitura massiccia e una struttura granoblastica. Il componente principale, quarzo, è accompagnato da sericite e plagioclasio e in parte da biotite e tormalina.

A_g Anfibolite massiccia a granato, biotite e albite

L'anfibolite è quantitativamente subordinata, ma affiora in numerose lenti e banchi, specialmente negli scisti e gneiss leucocratici e mesocratici a due miche nel settore settentrionale della falda di ricoprimento. Di regola hanno una potenza di pochi metri. Il banco più grande è lungo 1,1 km e potente fino a 100 m ed affiora nell'area Fontanella – Costa di Giubin. L'anfibolite ha grana fine, una tessitura massiccia, solo in parte debolmente scistosa e venata (vene di quarzo concordanti) e un colore grigio-scuro-verdastro. La struttura è grano-nematoblastica.

La composizione mineralogica (in % vol.; da BEFFA 1996, p. 31 e HUBER 1985, pp. 68 e 97) è: quarzo (10–15), plagioclasio (15–45), orneblenda (30–68), biotite (8–10), granato (2–10), epidoto (5), calcite (1) e clorite (1); i minerali accessori (<4) sono clinzoisite, rutilo, apatite, titanite e minerali opachi.

Al microscopio l'anfibolite presenta una struttura nematoblastica con orneblenda quasi idiomorfa e con un mosaico di plagioclasio (oligoclasio fino andesina). L'orneblenda è in parte priva di inclusi e in parte con inclusi di quarzo e ilmenite, che le conferiscono una struttura a setaccio. I margini dei grani di orneblenda sono spesso rotti e al contatto con la massa di quarzo e feldspato presentano fenomeni di disintegrazione e di assorbimento. BEFFA (1993a) contiene due analisi XRF di questo tipo litologico.

HUBER (1985, pp. 67 segg.) descrive uno gneiss a orneblenda fino anfibolite a sud di Gana Bubaira (coord. 2704.06/1153.84/2220 m). Le datazioni radiometriche di orneblende hanno fornito un'età $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ di $69,3 \pm 1,8$ Ma. L'orneblenda non è zonata chimicamente e ha una composizione vicina al termine tschermakite con una leggera componente pargasitica.

Anfibolite massiccia a biotite e con epidoto

Questa varietà di anfibolite è rara e affiora particolarmente nel settore sud della falda di ricoprimento. La sua coesione è debole, provocando un potenziale rischio di caduta di massi. La tessitura è da massiccia fino a banchi. Il colore va da grigio-scuro a verde-oliva. La biotite è visibile macroscopicamente, al contrario dell'orneblenda, che ha grana molto fine. La struttura è grano-nematoblastica.

La composizione mineralogica varia entro limiti vasti (in % vol.; da BEFFA 1996, p. 32 e HUBER 1985, p. 73) e comprende: quarzo (5–15), plagioclasio (14–45; oligoclasio-andesina), biotite (10–20), orneblenda (10–65), epidoto-clinzoisite (7–10) e distene (1). Su due campioni di questo tipo BEFFA (1993a) ha eseguito due analisi XRF.

HUBER (1985, pp. 72 segg.) descrive uno gneiss a orneblenda fino anfibolite a ovest di Frodalera (coord. 2705.65/1154.07/1950 m). La roccia è listata e presenta un'alternanza di letti di colore verde-nero, ricchi di orneblenda, con altri chiari, ricchi di quarzo e plagioclasio. I grani di orneblenda mostrano un'orientazione nord-sud e una seconda est-ovest. La datazione $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ di orneblende ha fornito un'età di $67,5 \pm 2,3$ Ma.

GO_o Gneiss a due miche, ortoclasio e microclino, laminare e p.p. pieghettato

Questo tipo litologico occorre quasi unicamente nella parte est del settore meridionale della Falda di ricoprimento Lucomagno, a contatto con la Falda di ricoprimento Leventina. La tessitura è intensamente scistosa fino a laminare e parzialmente pieghettata. La parte inferiore è da leggermente a moderatamente milonitizzata, con lenti fusolari in prevalenza di feldspato alcalino fortemente stirate.

La composizione mineralogica (in % vol.; da BEFFA 1996, p. 33) è: quarzo (20-25), plagioclasio (15), feldspato alcalino (40-45; ortoclasio-microclino), muscovite/sericite (10-12), biotite (4-5), clorite (2-3).

La genesi di questo tipo litologico di roccia (e della varietà descritta qui sotto) non è chiara. Probabilmente si tratta di un ortogneiss (metagranito). Stando alla composizione mineralogica e alla posizione basale non è comunque da escludere che il protolito possa essere stato un'arcosa.

Gneiss a due miche, ortoclasio e microclino e con clorite, a tessitura fusolare-occhiadina

Questa varietà dello gneiss a due miche, ortoclasio e microclino affiora all'estremità est del foglio, nell'area Tengia-Molare. La tessitura è fusolare fino a occhiadina, solo raramente laminata o milonitizzata. Il colore è grigio-chiaro fino a grigio-verdognolo. Il feldspato alcalino è il componente principale degli occhi e delle lenti fusolari ed è caratterizzato da segregazione pertitica e da bigeminati secondo Carlsbad.

P_L Scisto fino gneiss a due miche e granato, mesocratico, porfiroblastico

Questo tipo di roccia è uno dei più comuni e occorre in tutti i settori della Falda di ricoprimento Lucomagno. Una banda fino a 1 km di potenza si estende su di una lunghezza di ca. 12 km dalla punta occidentale della falda di ricoprimento fino al Passo del Sole. La tessitura è marcatamente scistosa e spesso pieghettata. La superficie fresca presenta un colore grigio-verdastro, mentre le superfici alterate hanno una patina di colore arancione-giallognolo fino a brunastro. I porfiroblasti di granato (almandino fino almandino-grossularia) sono visibili a occhio nudo.

La composizione mineralogica (in % vol.; da BEFFA 1996, p. 30 e HUBER 1985, p. 90) è assai variabile e comprende quarzo (10–15), plagioclasio (10–40), feldspato alcalino (2–7), biotite (7–15), muscovite/sericite (25–60), granato (3–15), clorite (2); staurolite, distene e tormalina sono sporadici.

La staurolite occorre nelle varietà molto ricche di sericite, quasi prive di quarzo e povere in biotite. Come il distene, essa è praticamente priva di inclusi, ad eccezione di ilmenite, parzialmente trasformata in rutile. Un'analisi XRF di uno scisto a due miche, staurolite e granato è contenuta in BEFFA (1993a).

Scisto fino gneiss a due miche e granato, mesocratico con grossi porfiroblasti di granato (>5 mm di diametro)

Questa varietà del tipo precedente è caratterizzata dalla presenza di grossi porfiroblasti di granato (>5 mm di diametro). Per la sua struttura tipica è anche conosciuta con il nome di «gneiss a lamponi» («Himbeergneiss»). Essa forma banchi dello spessore fino a ca. 100 m e lunghi fino a ca. 500 m. I porfiroblasti di granato presentano spesso la struttura a palla di neve.

P Scisto fino gneiss a due miche, da leucocratico a mesocratico

Questo tipo litologico della Falda di ricoprimento Lucomagno è uno dei più diffusi sul foglio e occorre soprattutto nel settore meridionale (con la zona sottile sul versante destro della Valle Leventina) e in quello settentrionale della falda di ricoprimento. Esso mostra una tessitura distintamente scistosa e una struttura granoblastica.

La composizione mineralogica (in % vol.; da BEFFA 1996, p. 26, VOLTERS 1976, p. 57 e BÖHM 1996, p. 25) comprende quarzo (20–40), plagioclasio (10–25), biotite (15–35), muscovite/sericite (15–30), granato (fino a 10) e clorite (2); minerali accessori sono epidoto, zoisite, pirite, limonite, pirrotina e apatite. Il plagioclasio (albite, raramente oligoclasio) è spesso sericitizzato. Il granato si presenta in fenocristalli quasi idiomorfi, contiene rari inclusi e si trova prevalentemente nei letti di quarzo e feldspato che si alternano con quelli micacei.

Scisto fino gneiss a due miche, da leucocratico a mesocratico, pieghettato o laminare

Questo tipo rappresenta una rara varietà del tipo principale da cui si distingue per la mancanza di granato, la ricchezza di miche e di letti chiari di quarzo e feldspato. Esso affiora nel settore settentrionale della falda di ricoprimento, ad es. a ovest del Passo Predèlp.

Scisto fino gneiss a due miche, da leucocratico a mesocratico, a granato, p.p. con staurolite

Questo è il tipo di roccia più diffuso nella Falda di ricoprimento Lucomagno ed è soprattutto comune nel settore centrale. BÖHM (1996) lo definisce «mixed gneiss (layered to banded texture)» e lo interpreta come il prodotto metamorfico di un deposito vulcano-sedimentario. Lo gneiss ha una tessitura parallela, spesso

venata. Il suo colore varia da grigio-chiaro a grigio-verdastro se fresco, rispettivamente arancione-giallognolo fino a brunastro dove è alterato. La struttura è granoblastica, con porfiroblasti di granato e feldspati in parte poeciloblastici. La staurolite è sporadica.

La composizione mineralogica (in % vol.) è molto variabile (da BEFFA 1996, p.27 e BÖHM 1996, p.22) e comprende quarzo (7-40), plagioclasio (20-50), feldspato alcalino (1-15), muscovite/sericite (5-20), biotite (10-20), granato (5-12) e clorite (<1); staurolite e distene sono rari (0-4).

Scisto fino gneiss a due miche, da leucocratico a mesocratico, a granato e staurolite, p.p. con distene

Questa varietà è poco diffusa e si presenta generalmente in banchi sottili fino a 10-12 m di potenza; un banco più potente affiora a ovest di Deggio. La presenza di staurolite e distene è caratteristica per questa varietà.

La composizione mineralogica (in % vol.; da HUBER 1985, p.85 e BÖHM 1996, p.25) è: quarzo (10-15), plagioclasio (10-40), ortoclasio (5), biotite (5-15), muscovite/sericite (20-60), granato (5-15; almandino), staurolite e distene; i minerali accessori sono tormalina, zircone e ilmenite. A differenza del granato la staurolite contiene numerosi inclusi e presenta in parte strutture ameboidali con lobi di quarzo e plagioclasio. L'ortoclasio presenta raramente strutture mirmechitiche con albite e quarzo.

Un'altra varietà, non rappresentata sul foglio, è caratterizzata da un contenuto più alto di miche e dalla presenza di clorite (prodotto di trasformazione della biotite). Essa affiora nella parte occidentale del settore sud della Falda di ricoprimento Lucomagno, specialmente nell'area di Altanca-Brugnasco. La tessitura è scistosa fino a laminare. La superficie fresca della roccia presenta un colore grigio-verdastro fino ad olivastro, mentre le superfici alterate hanno una patina di colore arancione-bruno fino a bruno-scuro o bruno-olivastro.

Scisto fino gneiss a due miche, da leucocratico a mesocratico, con orneblenda, p.p. in covoni

Questa varietà è rara e occorre in banchi sottili nel settore settentrionale della falda di ricoprimento. Un piccolo affioramento, non rappresentato sul foglio, si trova nel letto della Piumogna, ca.750 m a est di Dalpe. La tessitura è scistosa, localmente venata, il colore è grigio-scuro-verde. L'orneblenda è visibile macroscopicamente e si presenta in parte in aggregati a covoni.

La composizione mineralogica (in % vol.; da BEFFA 1996, p.29 e BÖHM 1996, p.26) è: quarzo (15-40), plagioclasio (30-45), biotite (10-30), muscovite/sericite (0-10), orneblenda (<5-20), clinozoisite (0-8) e clorite (2-4).

HUBER (1985, pp.62 segg.) descrive una sottovarietà (gneiss a orneblenda, granato e distene) presso il Lago dei Canali, immediatamente a sud del contatto con rocce triassiche della Zona della Nufenen-Piora-Frodalera (coord.2703.53/1154.23/2180 m).

P_d Scisto fino fillade grigio-scura, a sericite, clorite, clinozoisite, distene e granato, con biotite

Questo gruppo litologico con le sue varietà (cfr. più sotto) è caratterizzato tra l'altro da arricchimenti in minerali pesanti e in pigmento carbonioso (grafite?), che le conferiscono il colore da grigio-scuro a nero. Si tratta presumibilmente di meta-sedimenti del Carbonifero, come già postulato da BOSSARD (1929b) e NIGGLI et al. (1936). Il tipo principale consiste in una fillade nera a granato ed è limitato alla parte orientale del settore settentrionale della falda di ricoprimento; qui esso forma una banda, lunga ca. 1,1 km e fino a 300 m di potenza, che si estende su ambedue i lati del Ri di Gana Rossa a sud di Frodaler e Brönich. Il contatto settentrionale con le rocce triassiche della Zona della Nufenen-Piora-Frodalera è mascherato da depositi del Quaternario. La tessitura varia da scistosa a filladica ed è in parte debolmente venata e pieghettata. Il colore è grigio-scuro fino a nero e le superfici di alterazione hanno una patina di colore arancione-gialliccio. Il granato e la staurolite sono visibili macroscopicamente.

La composizione mineralogica (in % vol.) varia entro limiti relativamente ampi (da BEFFA 1996, p. 38 e HUBER 1985, p. 94) e comprende quarzo (15–20), plagioclasio (10–12), sericite (10–60), biotite (3–20), granato (5–12), distene (0–30), staurolite (0–5), clorite (8), e clinozoisite (4–5); il pigmento carbonioso (1) è accessorio. Secondo BOSSARD (1929b) e NIGGLI et al. (1936) le rocce con minor contenuto di granato sono localmente arricchite in magnetite. La matrice consiste di sericite e quarzo e contiene porfiroblasti di granato dal diametro millimetrico con accenni a una rotazione interna. Ai margini esso è trasformato in lamine di clorite.

Lente conglomeratica con componenti di quarzo

Il tipo precedente a ovest del Ri di Gana Rossa include quattro lenti conglomeratiche, lunghe da 120 a 180 m con spessore fino a 30 m.

HUBER (1985) ha cartografato le quattro lenti ma non ne dà una descrizione petrografica. CHADWICK (1968) si limita a menzionare la presenza nella roccia di noduli di distene. BOSSARD (1929b) le descrive sul foglio contiguo orientale 1253 Olivone come scisti fino gneiss a due miche e ricchi di quarzo, che macroscopicamente appaiono come gneiss a grana fine e di colore grigio-violetto-brunastro. Ciottoli di quarzo, di regola ellittici e con un diametro tra 0,5 e 3 cm, sono caratteristici di questa varietà. La tormalina si presenta sotto forma di cristalli neri, fino a 3 cm di lunghezza e sovente in concentrazioni nidiformi.

P_{dc} Scisto a clinozoisite, magnetite e biotite, con distene e clorite

Questa varietà affiora unicamente in una banda dello spessore di 1–2 m presso Matengo (coord. 2707.49/1148.25/1450 m) al margine est del foglio. Secondo BEFFA (1996) essa è all'immediato contatto inferiore della quarzite di base triassica della Zona del Molare (sul foglio contiguo 1253 Olivone). Essa, in particolare, si distingue dal tipo principale per il minor contenuto in allumosilicati (granato e staurolite mancanti), per la mancanza di muscovite/sericite e per l'alto tenore in magnetite.

La composizione mineralogica (in % vol.; da BEFFA 1996, p. 38) comprende quarzo (40–50), plagioclasio (10–20), biotite (15), distene (2–3), clinozoisite (8–10), clorite (3–4) e magnetite (10–12).

G_γ Gneiss granitico, a tessitura prevalentemente occhiadina-porfirica, p.p. fortemente scistoso

Questo tipo litologico, assieme alle due varietà tessiturali descritte più sotto, è diffuso soprattutto nel settore centrale della Falda di ricoprimento Lucomagno. ETTER (1992a) interpreta questo gneiss come la continuazione dello Gneiss Leventina. Questa ipotesi è respinta da BÖHM (1996) sulla base dei risultati di analisi geochimiche e radiometriche. Secondo quest'ultimo autore si tratta di metasedimenti.

Il tipo principale occorre al centro della falda di ricoprimento, dove la deformazione era di minima intensità. La tessitura è occhiadina fino a porfirica, con una matrice a grana grossa e lenti, rispettivamente occhi stirati, fino a 7 cm di lunghezza, che consistono in aggregati monomineralici di quarzo, raramente associato ad albite. Il colore è grigio-chiaro fino ad azzurro-grigiastro.

La composizione mineralogica (in % vol.; da BEFFA 1996, p. 35, BÖHM 1996, p. 24 e HUBER 1985, p. 77) è: quarzo (25–40), plagioclasio (25–40), feldspato alcalino (2–20), muscovite/sericite (12–15), biotite (3–13), calcite (3); i minerali accessori (2) comprendono staurolite, granato, clinozoisite, epidoto, apatite e minerali opachi.

Gneiss granitico, con tessitura listata-fusolare, p.p. laminata

Questa varietà forma di regola un involucro attorno al tipo principale, da cui si distingue per la tessitura listata-fusolare, raramente laminata, per i porfiroblasti di feldspato più minuti e per la grana più fine.

La composizione mineralogica (in % vol.; da BEFFA 1996, p. 36, BÖHM 1996, p. 24 e HUBER 1985, p. 81) comprende quarzo (25–35), plagioclasio (14–40), feldspato alcalino (3–40), biotite (10–15), muscovite/sericite (8–15) e clorite; i componenti accessori sono granato, epidoto, clinozoisite, allanite, rutilo, apatite, zircone e minerali opachi. Il feldspato alcalino (ortoclasio) è in forma di grani quasi idiomorfi con bigeminati secondo Carlsbad; esso è frammisto con quarzo e albite-oligoclasio in strutture mirmechitiche e contiene inclusi di biotite idiomorfa e muscovite.

Gneiss granitico, con tessitura fusolare

Questa varietà è rara e occorre nell'area tra Rütan e Madrano e in quella di Piora. BEFFA (1996) l'ha denominata «varietà di Rütan». Essa si distingue dal tipo principale soprattutto per la tessitura fusolare, raramente laminata.

La composizione mineralogica (in % vol.; da BEFFA 1996, p. 37) comprende quarzo (30–45), plagioclasio (25–40), feldspato alcalino (4–8), muscovite/sericite (10–14), biotite (8–12) e clorite; i minerali accessori comprendono granato, staurolite, distene e minerali opachi.

GO_a Gneiss grigio-chiaro a due miche e albite, pp. laminare o occhiadino

Questo tipo litologico è diffuso su quasi tutta l'area della falda di ricoprimento. La potenza è solitamente solo da 2 a 5 m; in alcuni banchi esso raggiunge una lunghezza fino a ca. 200 m. Lo gneiss leucocratico ha un colore da grigio-chiaro a quasi bianco. La tessitura è massiccia con passaggi a debolmente scistosa, solo localmente laminata e, più raramente, occhiadina. La struttura è granoblastica. In un affioramento ca. 350 m a SSE del Lago di Cari lo gneiss mostra una tessitura leggermente milonitica con un'intensa stiratura dei componenti chiari. Presso Pasquei, ca. 600 m a est di Madrano, affiora una varietà molto rara, (non rappresentata sul foglio), che si distingue dal tipo principale per un contenuto maggiore di quarzo e una tessitura a grana più grossa e in parte occhiadina. Secondo BÖHM (1996) questo gneiss è l'unico di origine magmatica (metagranito del tipo S). Una datazione radiometrica (U/Pb su zircone) ha fornito un'età dell'intrusione di 290 ± 4 Ma.

La composizione mineralogica (in % vol.; da BEFFA 1996, p.34 e BÖHM 1996, p.21) è: quarzo (30-55), plagioclasio (10-40), feldspato alcalino (5-25), muscovite/sericite (5-15), biotite (2-15) e clorite (0-2).

- t_M Formazione di Mels: quarzite a sericite, da tabulare a intensamente scistosa**
- t_R Formazione di Röti: in prevalenza marmo dolomitico, dolomia saccaroide e dolomia brecciata**
- t_r Formazione di Röti: dolomia cariata, spesso con sericite e sovente brecciata**

I metasedimenti triassici sono assai simili in tutte le unità tettoniche del foglio Ambri-Piotta. Le descrizioni dettagliate delle unità litologiche sono perciò rappresentate in forma concentrata alle pp. 77 segg.

Datazioni radiometriche

BÖHM (1996) ha eseguito indagini geochimiche e geocronologiche dettagliate con lo scopo di definire l'evoluzione premesozoica delle litologie polimetamorfiche della Falda di ricoprimento Lucomagno. I risultati e le relative interpretazioni sono riassunti di seguito (BÖHM 1996).

I dati isotopici di $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ su roccia totale e i risultati geocronologici di U/Pb su grani isolati forniscono un modello cronologico complesso di elementi primari e secondari delle età. L'età tardo- fino a postvarisca dell'intrusione degli ortogneiss, datata a $290 \pm 4/-3$ Ma, corrisponde a quella dei metagranitoidi coevi del tipo S della Falda di ricoprimento Gottardo. Da questa relazione si possono dedurre una formazione crostale comune e un nesso premesozoico di segmenti cristallini

pennidici e ultraelvetici. Un'assimilazione di materiale crostale durante il periodo caledoniano è documentata mediante zirconi negli ortogneiss datata a 455 Ma.

In contrasto, i paragneiss si compongono di elementi di età dell'evento «grenvilliano» (ca. 1015 Ma), e di quello Tardo Proterozoico (625 Ma e 570 Ma) (evento «panafricano»/«cadomiano»). Una simile distribuzione d'età, a cui si somma un elemento addizionale («caledoniano») di 470 Ma, è stata determinata sulla base degli zirconi negli gneiss occhiadini; manca invece una componente varisca. Da questi dati si conclude che gli gneiss occhiadini sono stati formati nella loro forma attuale durante un evento tettonico attorno a ca. 480–460 Ma. Inoltre zirconi detritici in questi gneiss con età di ca. 2,9–2,72, ca. 2,1–2,0 e ca. 1,0 Ga dimostrano l'esistenza di elementi di provenienza Tardo-Meso-Arcaica e Proterozoica.

HUBER (1985) ha determinato l'età con il metodo $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ in orneblende da gneiss a orneblenda e anfiboliti. L'età calcolata di 65 ± 6 Ma su due campioni provenienti dal fronte settentrionale della Falda di ricoprimento Lucomagno è nettamente distinta da quella delle orneblende più recenti nella Formazione di Quarten di Frodalera (ca. 25 fino a 19 Ma). Secondo HUBER (1985, pp. 150 seg.) le età più antiche citate sopra sono un'indicazione dell'esistenza di un evento metamorfico alpino precoce (all'incirca al limite Cretaceo–Terziario).

ZONA DELLO SCOPI E ZONA DELLA NUFENEN-PIORA-FRODALERA

Le rocce di queste zone non vengono descritte separatamente a causa delle analogie delle due zone tettoniche e del loro contenuto litostratigrafico. La sequenza litologica completa è descritta qui di seguito.

t_R	Formazione di Röti: in prevalenza marmo dolomitico, dolomia saccaroide e dolomia brecciata
t_{ds}	<i>Formazione di Röti: marmo dolomitico, ricco in sericite risp. muscovite, scistoso</i>
t_r	<i>Formazione di Röti: dolomia cariata, spesso con sericite e sovente brecciata</i>
t_y	<i>Formazione di Röti: gesso e anidrite, spesso con dolomite</i>
t_Q	Formazione di Quarten: micascisto, p.p. alternante con dolomia e quarzite, localmente con granato, orneblenda, staurolite e distene
t_q	<i>Letti e banchi di quarzite a sericite, gneiss quarzítico a due miche</i>

I metasedimenti triassici sono assai simili in tutte le unità tettoniche del foglio Ambri-Piotta. Le descrizioni dettagliate delle unità litologiche sono perciò rappresentate in forma concentrata alle pp. 77 segg.

Al margine sud della Falda di ricoprimento Gottardo la serie triassica è sovrapposta da una sequenza di sedimenti giurassici parautoctoni. Nella letteratura

essi sono anche definiti quali sedimenti ultraelvetic, rispettivamente «Lias del Massiccio del Gottardo» (cfr. BAUMER 1964 per considerazioni dettagliate). Sulla base del grado di metamorfismo essi possono essere suddivisi in due gruppi principali, descritti con le relative unità litostratigrafiche qui di seguito:

Serie debolmente metamorfica nella Zona dello Scopi e nella Valle Santa Maria della Zona Nufenen-Piora-Frodalera

La serie giurassica potente nella Zona dello Scopi e nella Sinclinale di Dötra immediatamente a sud (della quale affiorano solo ca. 500 m sul foglio) è suddivisa in tre gruppi litostratigrafici (cfr. BAUMER et al. 1961; BAUMER 1964), stratigraficamente dal basso all'alto:

1. Formazione di Stgir: si tratta della serie inferiore variegata, con calcari, calcari arenacei, argilloscisti calcarei e quarziti; a sua volta suddivisa in una serie basale (calcareo-arenaceo-argillosa) e una serie superiore (arenacea).
2. Formazione di Inferno: si tratta della formazione intermedia, con scisti calcarei e scisti a noduli calcarei;
3. «Formazione di Coroi»: si tratta della serie superiore comprendente una sequenza monotona di argilloscisti neri e argilloscisti quarzitic. Essa non affiora sul foglio, ma unicamente nei fogli contigui 126 Oberalppass e 136 Greina.

Le tre formazioni sono inquadrare stratigraficamente sulla base dei fossili contenuti e specialmente grazie al confronto litologico con l'Elvetico Glarone (cfr. più sotto). Secondo BAUMER (1964, p. 61) le rocce sono debolmente epimetamorfiche, con formazione di sericite e di cloritoide. Le descrizioni che seguono sono estratte e riassunte da BAUMER (1964).

I_{us} Formazione di Stgir, parte inferiore: argilloscisto e scisto calcareo scuri, localmente con distene e staurolite / con granato, distene e staurolite; calcare arenaceo in banchi sottili, quarzite

Per la descrizione BAUMER (1964) ha distinto la «Serie basale di Stgir» dalla Formazione inferiore di Stgir sensu stricto, ma non l'ha rappresentata cartograficamente a parte. La sezione basale ha una potenza di ca. 10-15 m e consiste in quarziti senza calcare di colore bruno grigio-scuro e di argilloscisti siltosi neri. La caratteristica quarzite forma spesso il limite inferiore del Primo Giurassico. Questa sezione basale è attribuita al Primo Lias (Hettangiano) sulla base di analogie litologiche. Essa è sormontata dalla parte inferiore vera e propria della Formazione di

Stgir. Quest'ultima ha una potenza di 90 fino a 120 m e comprende una sequenza irregolare di metasedimenti, i cui protoliti sono stati depositati in ambiente turbolento. I metasedimenti comprendono una sequenza di argilloscisti, argilloscisti calcarei, calcari (con alterazione brunastra), esili letti di dolomia (con alterazione giallo-bruno), calcari arenacei e quarziti. Tutte le rocce hanno in comune il pigmento scuro, identificato da BOSSARD (1925, 1929a) come grafitoide finemente disperso. La sequenza presenta un carattere simile ai depositi del Flysch.

Alla base prevalgono gli argilloscisti, che contengono banchi sottili e lenti di calcare a crinoidi e grifee, in parte oolitici. Calcari arenacei e lumachelle aumentano gradualmente di importanza e localmente appaiono coralli. Verso l'alto aumenta la proporzione arenacea e di conseguenza compaiono arenarie calcaree e quarziti. Gli ooidi sono di due tipi: ooidi piritici, intensamente stirati, raramente visibili all'occhio nudo, e ooidi dolomitizzati, poco o non deformati, ben visibili sulle superfici di alterazione.

I fossili sono di regola mal conservati e non permettono una datazione univoca. La parte inferiore della Formazione di Stgir corrisponde alla Formazione di Prodkamm nel Lias Glarone, il quale a sua volta appartiene al Primo Sinemuriano. La fauna e la formazione di ooidi e di detrito di echinodermi e di conchiglie indicano una sedimentazione neritica poco profonda e con acqua agitata, ben aerata e di salinità normale. La presenza di pirite e grafitoide indica un ambiente riducente nei sedimenti calcari e argillosi.

I_{0S} Formazione di Stgir, parte superiore: quarzite, calcare arenaceo in banchi grossolani, argiloscisto scuro

Le rocce della parte superiore della Formazione di Stgir sono più omogenee di quelle della parte inferiore. Quasi tutti i tipi litologici della parte inferiore della Formazione di Stgir sono presenti anche in questo orizzonte, benché esso sia caratterizzato dalla predominanza delle quarziti. La potenza media è di ca. 100 m.

I calcari arenacei, con alterazione di colore bruno-chiaro e di regola in banchi grossolani («Lagensandkalk») e le quarziti sono accompagnate da filladi siltose grigio-scuro fino a nere e da scisti calcarei grigi, in parte con cloritoide. Le intercalazioni arenaceo-calcaree sono spesso caratterizzate da crinoidi e grifee solitamente mal conservati. Nella parte superiore della sequenza i calcari arenacei assumono un colore giallo. Essi contengono intercalazioni sottili di quarziti verdi. La sequenza termina con ca. 15 m di calcari arenacei di colore grigio-azzurro, con un banco fossilifero contenente cardinie, turritle e grifee.

La parte superiore della Formazione di Stgir è attribuita al Sinemuriano s.l. sulla base dei ritrovamenti fossiliferi e delle analogie litologiche con la Formazione di Spitzmeilen del Lias Glarone. Nella parte superiore della Formazione di Stgir il fattore dominante della sedimentazione è l'apporto continuo di sabbia, verosimilmente da nord. Al termine del ciclo sedimentario l'apporto detritico è stato ridotto bruscamente e lo spazio di sedimentazione ha iniziato ad assumere un carattere euxinico, interrotto da brevi periodi d'intercalazioni detritiche.

I_{1n} **Formazione di Inferno: scisto calcareo, scisto a noduli calcarei**

La Formazione di Inferno affiora unicamente nella Zona dello Scopi nella punta nord-est del foglio. Le rocce sul terreno spiccano per il colore grigio-nero sul fianco meridionale del Pizzo del Corvo. Dal suo detrito grossolano nero hanno preso origine i nomi delle località Gana Negra, Foppa di Negra e Passo di Gana Negra. La formazione ha una potenza di 450–500 m ed è suddivisa in tre gruppi, non sempre nettamente distinguibili, dal basso all'alto (non separati sul foglio):

- Parte inferiore: la sequenza ha una potenza di 45–50 m. Essa consiste in un'alternanza di calcari di colore grigio-scuro (10–20 cm di spessore) e scisti calcarei grigio-azzurri con noduli di zoisite e contenenti piccole belemniti.
- Parte media: la sequenza ha una potenza di 230–240 m. Essa consiste quasi esclusivamente di scisti con noduli di zoisite e albite, con arricchimenti notevoli di pirite e con belemniti più grosse (?*Passaloteuthis* sp.) mal conservate.
- Parte superiore: la sequenza ha una potenza di 175 m. Essa consiste di scisti con noduli di zoisite e albite, leggermente calcariferi e di colore grigio-scuro fino a nero. Il tenore in calcare diminuisce gradualmente verso l'alto.

La facies della Formazione di Inferno indica una sedimentazione calma, lontana dalla costa e di carattere euxinico che aumenta verso l'alto. Sulla base dei ritrovamenti fossiliferi la Formazione di Inferno è attribuita al Primo Giurassico (Pliensbachiano–Toarciano).

Serie più intensamente metamorfica della Zona della Nufenen-Piora-Frodalera

Le rocce posttriassiche nella Zona della Nufenen-Piora-Frodalera e nella sinforma di Campra presentano un grado di metamorfismo più intenso dei loro equivalenti orientali (Valle Santa Maria) descritti nei capitoli precedenti. Nel settore della Zona di Piora essi circondano su ca. 6 km l'area immediatamente a est, nord e ovest del Lago Ritóm, tra il Pian Murinascia a est e la Valle di Büi a sud-ovest, rispettivamente il Ri d'Aresc a nord-ovest. La rappresentazione grafica sul foglio è basata sul rilevamento dettagliato di BEFFA (1996). Questa differisce in vari dettagli dalle rappresentazioni grafiche di BERGER & MERCOLLI (2006) e di PROBST (1980). Nel settore Brönich–Frodalera i metasedimenti giurassici più intensamente metamorfici hanno una lunghezza di ca. 2 km.

Tutti gli autori menzionati qui sopra sono concordi nell'attribuire i metasedimenti giurassici al Primo Giurassico. A causa del grado maggiore di metamorfismo e dei fenomeni di scagliamento tettonico non è possibile stabilire una correlazione stratigrafica con le serie della Zona dello Scopi. La classificazione avviene perciò su criteri meramente litologici ed è ripresa da BEFFA (1996).

Is Formazione di Stgir, indifferenziata: micascisto calcarifero, marmo a sericite ricco di quarzo, fillade a granato, scisto micaceo con distene

Quest'unità comprende un gruppo eterogeneo di metasedimenti che verosimilmente rappresentano gli equivalenti metamorfici della parte superiore della Formazione di Stgir (nella Valle Santa Maria). Essi comprendono micascisti calcariferi, micascisti con allumosilicati e marmi a sericite ricchi di quarzo. Le rocce hanno colore gialliccio fino a bruno-verdastro e sono solitamente scistose e calcarifere. Le varietà massicce (marmi e quarziti) sono scarse. Localmente affiorano lenti di marmi o micascisti calcariferi brecciati.

La composizione mineralogica (in % vol.; da BEFFA 1996, p. 52) è molto variabile e comprende quarzo (5-35; in varietà quarzitiche fino a 75), dolomite (0-30; in marmi dolomitici fino a 85), calcite (0-20; in marmi calcitici fino a 85), muscovite/sericite (0-15), biotite (0-20), clinozoisite, zoisite, granato (nei tipi in origine ricchi di argilla), raramente distene e staurolite; i minerali accessori comprendono grafite, zircone, apatite, allanite, tormalina, rutilo, ematite e pirite.

KRIGE (1918) descrive un resto di echinoderma in una lente di marmo calcitico a sericite in questo gruppo litologico.

Scisto filladico a sericite, biotite, granato e staurolite; scisto calcarifero a sericite, granato e staurolite, con distene, poveri di grafite

Quest'unità è verosimilmente l'equivalente della parte inferiore della Formazione di Stgir. Essa forma spesso alternanze con marmi calcariferi con quarzo, ematite e sericite, descritti più sotto. È particolarmente frequente nel settore est (area Cadagno-Mottone a est del Lago Ritóm). Le rocce fresche hanno colore grigio-scuro, mentre sulle superfici di alterazione il colore è giallo-verdastro fino ad arancione o arancione-brunastro. Esse sono intensamente scistose fino a filladiche. Le miche, il granato e la staurolite sono di regola visibili a occhio nudo.

La composizione mineralogica (in % vol.; da BEFFA 1996, pp. 52 seg.) è come segue: quarzo (8-17), plagioclasio (5-12), muscovite/sericite (44-55), staurolite (7-14), granato (2-7), grafite (4-8), biotite e clorite; i minerali accessori sono pirite e ematite (2-5), clinozoisite, zircone e apatite. I porfiroblasti di granato e staurolite presentano spesso la struttura a palla di neve (cfr. KRIGE 1918, p. 93).

Marmo calcitico quarzifero, con ematite e sericite

Questo tipo litologico si trova al contatto tra i metasedimenti mesozoici della Falda di ricoprimento Gottardo e i Calcescisti pennidici nell'area a sud e a est del Camoghè e tra il Passo del Camoghè e il Lago Ritóm. Due piccoli affioramenti si trovano nell'area di Mötó: qui le rocce sono in contatto con metasedimenti triasici e in parte con rocce del cristallino della Falda di ricoprimento Lucomagno. Anche questa unità litologica rappresenta probabilmente l'equivalente più intensamente metamorfizzato della Formazione di Stgir. Il marmo calcitico quarzifero,

con ematite e sericite forma banchi lunghi fino a 900 m e con potenza fino a 30 m. Il colore è leggermente gialliccio fino a bianco, la superficie di alterazione ha colore gialliccio fino a giallo-brunastro. La tessitura varia da debolmente scistosa, marcata da straterelli sottili di mica, a massiccia.

La composizione mineralogica (da BEFFA 1996, p. 52; senza indicazioni di % vol.) è: carbonato (prevalentemente calcite, rara dolomite), muscovite/sericite, rara biotite (in parte cloritizzata), quarzo, pirite ed ematite.

PENNIDICO

FALDA DI RICOPRIMENTO SIMANO

La parte frontale settentrionale della Falda di ricoprimento Simano affiora nel settore sud-est del foglio. Essa è stata suddivisa da BIANCONI (1971) in due masse di cristallino antico: l'unità minore di Gribbio a est e l'unità più estesa del Campo Tencia a ovest. Sul foglio il cristallino antico è formato quasi unicamente da scisti e gneiss di origine sedimentaria. Intercalazioni di gneiss di possibile origine magmatica sono presenti unicamente al margine meridionale. Banchi lenticolari di anfibolite sono rari.

Le rocce più giovani sotto le quarziti triassiche sono costituite da quarziti conglomeratiche fino gneiss quarziticci conglomeratici che affiorano in lenti locali. Esse sono probabilmente di età permiana rispettivamente permotriassica (si tratta perciò di rocce monometamorfiche) e sono descritte alla p. 55.

A Anfibolite, da massiccia a debolmente scistosa

L'anfibolite affiora in tre zone dall'andamento lenticolare discontinuo. La zona più a sud si estende lungo ca. 1 km nel settore Pizzo Campolungo - Pizzo delle Löite nel cristallino antico del Campo Tencia. Le altre due zone fanno parte del cristallino antico di Gribbio: una zona affiora a est della cascata superiore della Piumogna e la seconda nell'angolo sud-est estremo del foglio, a est della Motta di Gribbio. L'anfibolite forma quasi senza eccezioni intercalazioni con contatti netti negli gneiss mesocratici. Localmente la zona di contatto è marcata da uno gneiss a plagioclasio e biotite, in parte con orneblenda, granato e calcite, dello spessore nell'ordine di centimetri-decimetri. L'anfibolite ha un colore da verde-scuro fino a nero, una grana da fine a media, una tessitura da massiccia a debolmente scistosa e ha una struttura omogenea, di regola con grosse lamine di biotite ordinate nei piani di scistosità. Essa contiene nastri irregolari di epidoto verde-chiaro e, più raramente, idiolblasti minuti di granato.

La composizione mineralogica (in % vol.; da BIANCONI 1971, p. 28 e ALBISETTI 1999, pp. 46 seg.) comprende: orneblenda comune (40–60), plagioclasio (15–36; in parte sericitizzato), biotite (<1–8), quarzo (1–6), epidoto (1–4), clorite (1–6), granato (0–10) e calcite (0–5) e i minerali accessori rutilo, titanite, apatite, ilmenite e minerali opachi.

Oggi si accetta in generale che i protoliti delle anfiboliti fossero magmatiti basiche (cfr. EGLI 1966, BERCHTOLD 1990 e ALBISETTI 1999). Le strutture originarie e le loro caratteristiche geochemiche sono state però obliterate da almeno due eventi orogenetici con grado di metamorfismo e di deformazione della facies dell'anfibolite. Una ricostruzione dei meccanismi della messa in posizione e del loro ambiente tettonico è perlomeno dubbia se non addirittura impossibile.

GO_b Gneiss grigio-chiaro a biotite e plagioclasio, p.p. con feldspato potassico, tabulare

Questo tipo litologico si limita al margine centro-meridionale del foglio e affiora in banchi sottili sulla sponda sud dei Leit e in uno strato fino a 250 m di potenza tra il fianco sud del Pizzo Campolungo e il Pizzo Lei di Cima. Lo gneiss si presenta in banchi tabulari dello spessore dal centimetro al decimetro. Il colore è grigio-chiaro, la tessitura debolmente scistosa nella varietà a grana fine e quasi massiccia in quella a grana media. La grana è sempre omogenea, mentre tessiture occhiate o porfiriche mancano completamente. Localmente esso contiene granati minuti con struttura «ad atollo». Esso include spesso piccole lenti di anfibolite. Non è chiaro se questa roccia sia un ortogneiss (ad es. PREISWERK 1918b, pp. 63 seg.) oppure una meta-arcosa; quest'ultima interpretazione è la più probabile. ALBISETTI (1999 pp. 62 segg.) contiene due analisi XRF su campioni di questo tipo.

La composizione mineralogica (in % vol.; da BIANCONI 1971, p. 27 e ALBISETTI 1999, p. 41) è: quarzo (30–55), feldspato potassico (15–25; microclino con graticcio diffuso), plagioclasio (5–30), biotite (1–6), muscovite (10–25), clorite (2–3) ed epidoto; i minerali accessori sono apatite, rutilo, titanite, ilmenite, zirconio e minerali opachi.

Gg Gneiss bruno-chiaro a granato, due miche e plagioclasio, a grana fine

Questo paragneiss rappresenta il tipo litologico più diffuso della Falda di ricoprimento Simano e forma due zone principali nel cristallino antico del Campo Tencia (una a sud della Val Prévât continua attraverso il Pizzo Campolungo fino al Pizzo delle Löite e la seconda a nord, dal Pizzo Varozzeira fino al Pizzo del Lambro) e una nel cristallino antico di Gribbio. In quest'ultima zona il paragneiss forma l'unità centrale principale con una potenza fino a 800 m. Lo gneiss ha un colore caratteristico bruno-chiaro («braune Gneise» di PREISWERK 1918b e NIGGLI et al. 1936), localmente bruno-violetto, ha grana fine, una scistosità da debole a moderata e contiene straterelli di biotite (spesso con lamine trasversali) e granati minuti.

La composizione mineralogica (da BIANCONI 1971, p.26, senza indicazioni sulle percentuali del volume) comprende (in ordine decrescente della percentuale di volume) quarzo, plagioclasio, biotite, muscovite, clorite, granato (almandino) e i minerali accessori epidoto, apatite, rutilo e minerali opachi. I piccoli idioblasti di granato mostrano una struttura «ad atollo» con un nucleo di quarzo o plagioclasio (cfr. anche KELLER 1968, p. 39). Una varietà locale, non rappresentata sul foglio, contiene staurolite (visibile solo al microscopio) e più raramente distene e tormalina nera.

P_g Micascisto e gneiss scistoso a due miche e granato, p.p. con distene

Questo tipo litologico è presente sia nel cristallino antico del Campo Tencia (settor Val Prévât - Pizzo Campolungo - Cima del Lambro) che in quello di Gribbio (qui in due orizzonti, uno in prossimità della Zona triassica del Campolungo e uno in prossimità della Zona triassica di Rodi - Ogiòra). La potenza si aggira di regola attorno a 100-200 m e raggiunge al massimo 300 m (a nord della Motta di Gribbio). La roccia è caratterizzata dalla mancanza di allumosilicati visibili macroscopicamente. Questo tipo si differenzia dal micascisto ricco di quarzo fino gneiss quarzifero a due miche molto simile (P_q) per un contenuto minore di quarzo e di riflesso per uno maggiore di miche e allumosilicati. Ne risulta una scistosità più marcata e una patina di alterazione più scura. I piani di scistosità hanno riflessi argentei dovuti alla predominanza della muscovite. Questo tipo contiene granato come unico porfiroblasto. Il distene appare nell'abito tipicamente lamellare ed è spesso arricchito al margine di lenti di quarzo chiare. Localmente compaiono aggregati radiali di tormalina nera (ad es. a est del Pizzo Campolungo). In alcune zone gli allumosilicati non sono visibili macroscopicamente.

La composizione mineralogica (in % vol.; da BIANCONI 1971, p.25 e ALBISETTI 1999, p.32) è: quarzo (10-50), muscovite (20-50), granato (6-12), biotite (6-10), plagioclasio (1-4), clorite (1-3), distene, staurolite, epidoto; i minerali accessori comprendono grafite, tormalina, minerali opachi, ilmenite, titanite, apatite, rutilo, zircono. Secondo ALBISETTI (1999, pp.65 segg.) gli gneiss a due miche possono essere arricchiti in grafite (fino a ca.0,4% vol.). ALBISETTI (1999, pp.62 segg.) contiene quattro analisi XRF di questo tipo litologico.

Dalle variazioni delle concentrazioni dei tre allumosilicati risultano le seguenti varietà (non rappresentabili graficamente in scala 1:25 000): con solo granato; con granato e distene; con granato e staurolite; con granato, staurolite e distene.

SOLDINI (2002, p. 40) indica inoltre la presenza di andalusite, specialmente in un filone di quarzo. Filoni, grumi e lenti di quarzo con distene e andalusite sono maggiormente comuni più a sud sul foglio 1272 P.Campo Tencia (BERCHTOLD 1990, p.24) e sono descritti in dettaglio da KELLER (1968, pp.41 segg.).

Micascisto e gneiss scistoso a due miche e granato, a staurolite e distene

Questa varietà ha la stessa composizione mineralogica del tipo principale ad eccezione della predominanza di staurolite e distene rispetto al granato e di una

scistosità più intensa. I porfiroblasti di staurolite e distene raggiungono alcuni centimetri di lunghezza. Questa varietà corrisponde alla litologia del ritrovamento classico dei micascisti a staurolite e distene della regione Pizzo Forno-Alpe Sponda (KELLER 1968) e come questa contiene possibilmente paragonite e muscovite ricca di sodio (la determinazione è possibile unicamente ai raggi X; cfr. KELLER 1968, p.34). La varietà affiora unicamente a sud del Pizzo del Prévât e a nord del Pizzo Campolungo.

P_q Micascisto ricco di quarzo passante a gneiss scistoso quarzítico a due miche

Questo tipo litologico è caratterizzato dalla predominanza del quarzo, in parte in letti quarzíticos alternanti con altri costituiti da miche e allumosilicati e in parte in lenti e nastri monomineralici concordanti, lunghi fino a più metri. La roccia ha colore grigio-chiaro e ha una patina bruno-rossiccia. Essa è molto dura e compatta e mostra una scistosità da debole a moderata e ha grana da fine a media. La roccia di regola contiene granato e in parte anche staurolite e distene, ma in quantità sensibilmente minori della varietà descritta più sotto. I micascisti ricchi di quarzo passanti a gneiss quarzíticos a due miche formano il fronte dello zoccolo di cristallino antico del Campo Tencia con una potenza massima di ca. 600-700 m nel settore centrale tra il Pizzo del Prévât, il fianco settentrionale del Pizzo Campolungo e i Leit. La potenza diminuisce in direzione ovest (Alpe Zaria e Colla, foglio 1272 Campo Tencia) e in direzione est, dove si assottigliano e scompaiono al Pizzo del Lambro.

I micascisti ricchi di quarzo passanti a gneiss scistosi quarzíticos a due miche formano il letto delle quarziti triassiche, rispettivamente delle intercalazioni lenticolari di rocce conglomeratiche permotriassiche, con contatti netti e concordanti. Il passaggio alle unità sottostanti sono invece gradualmente e caratterizzati da una diminuzione sensibile del tenore in quarzo.

Micascisto ricco di quarzo passante a gneiss scistoso quarzítico a due miche e granato, p.p. con distene e staurolite

Questa varietà corrisponde alle quarziti granatífere di NIGGLI et al. (1936), che menzionano il Pizzo del Prévât come località-tipo. Gli affioramenti più caratteristici, con porfiroblasti ben sviluppati di granato, distene e staurolite come pure tormalina si trovano tra i Leit e il fianco sud dell'Alpe Campolungo.

La composizione mineralogica (in % vol.; da BIANCONI 1971 e ALBISETTI 1999) varia entro ampi limiti e comprende: quarzo (50-75), muscovite (15-30), biotite (2-12), clorite (1-5), epidoto, clinozoisite e raro plagioclasio; gli allumosilicati (porfiroblasti) comprendono granato (4-18; almandino), distene (1-14) e staurolite subordinata; tormalina nera e clorite; i minerali accessori

sono grafite, apatite, zirconio, rutilo, titanite, ilmenite e minerali opachi. Il granato raggiunge 10 mm di diametro e nel nucleo contiene spesso inclusi ruotati (SOLDINI 2002, p.39). Cinque analisi XRF di questa varietà sono contenute in ALBISETTI (1999, pp. 62 seg.).

GIERÉ et al. (1996, 2011) hanno esaminato la litologia, la geochemica e le caratteristiche termodinamiche di formazione di queste metapeliti della regione dei Leit. Grossi cristalli di tormalina mostrano una zonazione, visibile otticamente, di tre domini (nucleo, margine interno e margine esterno) con composizione geochemica differente. Gli autori indicano che rocce ricche in tormalina analoghe sono presenti anche altrove nel Lepontino, stratigraficamente sempre immediatamente sotto e alla base della trasgressione triassica. Questi autori considerano l'età delle peliti come postcarbonifero e di conseguenza le metapeliti di formazione monometamorfica (alpina). L'interpretazione delle condizioni di formazione durante il metamorfismo alpino è data al cap. Metamorfismo alpino (cfr. p. 145).

p₄ Quarzite conglomeratica fino gneiss quarzítico conglomeratico

La quarzite conglomeratica fino gneiss quarzítico conglomeratico è probabilmente una metapsammite permiana, talora considerata come equivalente del Verrucano. La roccia è localmente calcarea e in molte località è inserita tra le rocce del cristallino antico e la quarzite basale triassica della Falda di ricoprimento Simano. Le intercalazioni lenticolari raggiungono una potenza massima di 10 m. I contatti con i micascisti più anziani e con la quarzite a sericite triassica sono sempre netti e concordanti; una possibile discordanza d'origine non è più visibile.

La matrice ha colore bianco fino a grigio-verdastro-chiaro ed è debolmente scistosa. Essa contiene ciottoli ovoidali fino a lenticolari di quarzo, lunghi da 1 a 10 cm, leggermente stirati nei piani della scistosità. Essi costituiscono tra 20 e 80% del volume della roccia e sono spesso concentrati in banchi paralleli.

La matrice corrisponde a uno gneiss quarzítico e raramente a una quarzite. Essa è tra l'altro caratterizzata dalla mancanza degli allumosilicati (granato, staurolite e distene). La composizione mineralogica (da BIANCONI 1971, p. 22; in questo caso le indicazioni dei % del volume non hanno senso) comprende i componenti principali quarzo e muscovite, i componenti subordinati biotite, clorite, plagioclasio, feldspato alcalino, epidoto, clinozoisite, ortite, calcite, scapolite (presumibilmente il termine mejonite con Ca) e vesuvianite; i minerali accessori sono tormalina, rutilo, titanite, apatite, zirconio e minerali opachi. I ciottoli sono monomineralici e consistono in aggregati di grani di quarzo ameboidali, fino a 4 mm di diametro, e con rari inclusi di muscovite, calcite e pirite. Non sono stati osservati ciottoli polimineralici (ad es. con quarzo e feldspato).

La roccia è quasi identica alle quarzite e agli gneiss conglomeratici del Molare (AMMANN 1963), per i quali è postulata un'età del (Primo) Permiano (BOSSARD 1929a, NIGGLI et al. 1936).

t_M	Formazione di Mels: quarzite a sericite, da tabulare a intensamente scistosa
t_R	Formazione di Röti: in prevalenza marmo dolomitico, dolomia saccaroide e dolomia brecciata
t_r	<i>Formazione di Röti: dolomia cariata, spesso con sericite e sovente brecciata</i>
t_{dg}	<i>Formazione di Röti: marmo dolomitico grigio</i>
t_{dp}	<i>Formazione di Röti: marmo dolomitico a flogopite</i>
t_Q	Formazione di Quarten: micascisto, p.p. alternante con dolomia e quarzite, localmente con granato, orneblenda, staurolite e distene

I metasedimenti triassici sono assai simili in tutte le unità tettoniche del foglio Ambri-Piotta. Le descrizioni dettagliate delle unità litologiche sono perciò rappresentate in forma concentrata alle pp. 77 segg.

UNITÀ SAN GIORGIO

Il cristallino antico dell'unità San Giorgio forma un complesso di dimensioni ridotte, lungo ca. 3 km e della potenza apparente fino a 400 m, situato a sud di Prato, tra il Ri di Foch a ovest e la Val Piumogna a est. Il complesso sui fianchi nord e sud è racchiuso in Calcescisti della «Zona di Bedretto» e si trova parzialmente in contatto tettonico con questi. Nella punta occidentale il complesso è separato dai Calcescisti da resti della sua copertura sedimentaria (marmi dolomitici e dolomie cariate triassiche). Al margine orientale l'Unità San Giorgio è in contatto tettonico diretto con il cristallino antico di Gribbio (Falda di ricoprimento Simano), dal quale è separato tramite lo sovrascorrimento ipotetico della Piumogna (BIANCONI 1971).

Le litologie dell'unità di San Giorgio comprendono una serie di rocce metamorfiche risultate dal metamorfismo di sedimenti psammitici, in parte con intercalazioni psefitiche o marnose, e di sedimenti psammitico-psefitici. Il grado del metamorfismo alpino è definito dalla presenza dei tre allumosilicati: almandino, distene e staurolite (facies dell'anfibolite).

P_{Sh} **Scisto anfibolico a biotite ed epidoto, a struttura chenopoditica**

Questo tipo occorre in banchi concordanti con potenza da alcuni metri fino a 20 m ai margini nord ed est dell'Unità San Giorgio e sotto forma di scaglie tettoniche nei Calcescisti sottostanti. La roccia, di colore verde-scuro, si compone principalmente di orneblenda prismatico, con struttura chenopoditica (a covoni), lunga da alcuni millimetri fino ad alcuni centimetri, e di biotite in grosse lamine nere.

La composizione mineralogica è molto variabile (in % vol.; da BIANCONI 1971, p. 31) e comprende orneblenda (5-56), plagioclasio (5-40), quarzo (3-37), biotite (0-30), calcite (0-20), sca-

polite (0-20), muscovite (0-5), clorite (0-4), clinozoisite-pistacite (1-5), distene (0-10), staurolite (0-8) e i minerali accessori tormalina, rutilo, apatite e minerali opachi (tutti <1). L'anfibolo è orneblenda comune di colore verde intenso e in parte con pleocroismo azzurrastrò.

P_{Sg} Micascisto leucocratico a muscovite e granato, con staurolite

Questa roccia affiora solo localmente, alla punta occidentale dell'Unità San Giorgio (versante est del Ri di Foch). La roccia fresca ha una colorazione grigio argentea ma in superficie presenta una patina limonitica. Essa ha grana fine, è debolmente scistosa e contiene granati in forma di piccoli idioblasti (fino a 0,5 cm di diametro) e localmente staurolite in cristalli prismatici bruni lunghi fino a 1 cm.

La composizione mineralogica è assai variabile (in % vol.; da BIANCONI 1971, p. 30) e comprende quarzo (7-43), muscovite (15-30), granato (5-35), plagioclasio (0-10), biotite (1-15), clorite (0-1), epidoto (0-1), staurolite (0-35), distene (0-25) e i minerali accessori tormalina (0-2), minerali opachi (1-2), titanite, rutilo, apatite e zircono (quest'ultimi <1).

P_{Sq} Micascisto grigio-chiaro quarzítico a muscovite, con rari banchi conglomeratici

Il micascisto quarzítico forma la parte centrale dell'Unità San Giorgio. La roccia ha colore grigio-chiaro, grana fine, una scistosità intensa da tabulare a lenticolare. I piani della scistosità sono occupati da foglietti argentei di muscovite. Il micascisto contiene localmente banchi conglomeratici fino ad alcuni metri di potenza. I ciottoli sono composti prevalentemente di aggregati di quarzo lunghi fino a 7 cm e sono raramente polimineralici, con feldspato potassico, clorite e/o calcite oltre al quarzo. I ciottoli presentano di regola una deformazione lenticolare o fusolare e sono raramente ellittici.

La composizione mineralogica (in vol. %; da BIANCONI 1971, p. 29) comprende quarzo (50-70), muscovite (20-30), plagioclasio e feldspato alcalino (2-15), biotite (1-5), epidoto (0-1), clorite (0-1), distene (0-5) e i minerali accessori tormalina, rutilo, apatite, zircono e minerali opachi.

Micascisto grigio-chiaro quarzítico a muscovite, con biotite a covoni

Questa varietà affiora in un banco fino a 100 m di potenza nella Faura di San Giorgio sul fianco nord dell'Unità San Giorgio e in vari banchi sottili intercalati nei Calcescisti della «Zona di Bedretto», tra Fisgiòch e la Val Piumogna. La varietà è caratterizzata dalla presenza di aggregati di biotite a covoni, lunghi fino a 10 cm e con uno spessore fino a 1 cm, e di granato subordinato. I covoni di biotite giacciono di regola sui piani della scistosità, ma localmente essi sono trasversali rispetto a questi. L'aspetto macroscopico ricorda da vicino quello degli scisti classici a orneblenda a covoni della «Serie della Tremola».

La composizione mineralogica varia entro limiti ampi (in % vol.; da BIANCONI 1971, p. 29): quarzo (30–70), plagioclasio (3–30), muscovite (1–40), biotite (5–25), clorite (0–3), epidoto (0–10), scapolite (0–5), orneblenda (0–5), granato (0–10), distene (0–10) e calcite (0–1); i minerali accessori comprendono tormalina, rutilo, titanite, apatite, zircono (tutti <1) e minerali opachi (1–5).

Gli aggregati lanceolati di biotite, spesso con sezione rombica, con rari relitti di orneblenda nel nucleo e con arricchimenti di minerali opachi ai margini delle pseudomorfose (risultati dalla trasformazione di orneblenda in biotite) sono una chiara indicazione che la biotite è pseudomorfa secondo orneblenda. Granato e distene sono in forma di porfiroblasti.

t_r *Formazione di Röti: dolomia cariata, spesso con sericite e sovente brecciata*

I metasedimenti triassici sono assai simili in tutte le unità tettoniche del foglio Ambri-Piotta. Le descrizioni dettagliate delle unità litologiche sono perciò rappresentate in forma concentrata alle pp. 77 segg.

FALDA DI RICOPRIMENTO LEBENDUN

G_L **Gneiss leucocratico a feldspato alcalino, a grana fine, tabulare (meta-arcosa ricca di potassio)**

La punta estrema orientale della Falda di ricoprimento Lebendun si trova al margine ovest del foglio in località Varozzèi (coord. 2690.3/1150.7), ca. 800 m a sud-ovest dell'Alpe di Ravina, dove scompare a cuneo. Essa si compone di un affioramento lungo ca. 300 m e della potenza fino a 20 m di uno gneiss leucocratico a feldspato alcalino a grana fine sulla continuazione est del complesso potente di Lebendun che occorre sui fogli 68 Val Bedretto e 34 Basodino. Sul territorio del foglio Basodino lo gneiss a feldspato alcalino passa a gneiss conglomeratico; per questa ragione GÜNTHER (1976) interpreta lo gneiss a feldspato alcalino come una meta-arcosa.

UNITÀ SAMBUCCO

L'Unità Sambuco occupa il settore sud-ovest del foglio. A nord-est della Maggia e del Lago del Sambuco predominano paragneiss e ortogneiss polimetamorfici, mentre nel settore occidentale domina lo Gneiss granitico di Matorello.

Le descrizioni che seguono sono estratte dai lavori di HASLER (1949), BIANCONI (1971) e GÜNTHER (1976), completate con dati dai lavori di diploma di RÜFFER (1990) e GUNZENREINER (1998), i quali hanno rilevato ed esaminato la geologia strutturale delle aree dell'Alpe Massari, rispettivamente Leiarozza-Valle dei Cani-Passo dei Cani, alle scale 1:10 000, rispettivamente 1:2 500.

U **Meta-ultrabasite**

RÜFFER (1990) descrive una lente ultrabasica alla località Fornarelli, a sud del Pizzo Massari (coord. 2695.58/1147.34/2400 m). La lente è racchiusa in anfibolite e

in uno gneiss a bande con orneblenda. Essa è lunga ca. 10 m e ha uno spessore di 4 m; l'asse maggiore della lente è parallelo ai piani di scistosità degli gneiss incassanti. Consiste in un fels a talco, tremolite, antofillite/cummingtonite, clorite e magnesite con una tessitura lepido-porfiroblastica.

La composizione mineralogica (in % vol.; da RÜFFER 1990, p.23) è: tremolite (50-60), antofillite/cummingtonite (2-7), clorite (30-40), magnesite (2-5), talco (2-10) e i minerali accessori apatite, miche chiare e minerali opachi.

A Anfibolite e orneblendite

Il nucleo vero e proprio dell'Unità Sambuco a nord-est della Val Sambuco consiste in rocce anfiboliche. L'anfibolite e l'orneblendite sono qui descritte assieme. Gli gneiss associati, contenenti in parte orneblenda, sono descritti nei capitoli seguenti. Va però notato che in uno stesso banco possono affiorare tutti i passaggi da orneblendite pura via anfibolite fino a gneiss a orneblenda. Le rocce che contengono più di 80% di orneblenda sono definite orneblendite da HASLER (1949, p.105).

La composizione mineralogica, variabile entro ampi limiti, è come segue (in % vol.; da HASLER 1949, pp.105 e 110; RÜFFER 1990, p.25): quarzo (0-20), plagioclasio (5-60), orneblenda (15-90), biotite (0-20), epidoto (0-8), clorite e i minerali accessori: apatite, titanite, rutilo, allanite, clinozoisite, zircone, granato, tormalina, prehnite e minerali opachi.

HASLER (1949, pp.109 segg.) contiene quattro analisi chimiche di anfibolite e una di orneblendite. Altre analisi chimiche di anfiboliti e di gneiss a plagioclasio e orneblenda sono contenute in RÜFFER (1990).

BERGER et al. (2007, p.130) considerano l'insieme del complesso consistente in anfibolite, orneblendite, anfibolite a granato e gneiss scuro a bande come l'equivalente metamorfico di una serie intrusiva comprendente orneblendite, diorite, tonalite e granodiorite. STEINER (1984) ha dedotto una linea di riferimento $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ della roccia totale con età ordoviciana per questo gruppo litologico.

G_b Gneiss a bande in generale; gneiss a bande a biotite e plagioclasio, leucocratico, a grana fine e con tessitura in bande

Nel settore centrale dell'Unità Sambuco a est del Lago del Sambuco, in due zone la roccia è caratterizzata da una marcata struttura a bande. Una zona si estende a sud del Passo Scheggia via l'Alpe Scheggia e l'Alpe Massari fino al piede del Pizzo Massari; l'altra zona si estende dal Corte Vecchio dell'Alpe Scheggia in direzione SSE pressoché in linea retta fino a Larecc e oltre (sul foglio 73 P. Campo Tencia) fino alla Corte della Fontana a nord di Colla. Tra queste due zone si trovano anfiboliti e gneiss a plagioclasio e due miche con orneblenda. Non è comunque possibile tracciare una linea di separazione netta tra questi gneiss e gli gneiss a bande. RÜFFER (1990, pp.27 segg.) contiene una descrizione dettagliata dello gneiss a bande. Le bande chiare consistono di regola in uno gneiss a plagioclasio

povero di biotite e a grana fine. Le bande scure degli gneiss a bande sono rappresentate separatamente sulla carta geologica e descritte più sotto. Una locale varietà con porfiroblasti di plagioclasio affiora in un banco sottile a ca. 2400 m.s.l.m. in località Laghetti a sud-ovest del Pizzo Massari.

La composizione mineralogica (in % vol.; da HASLER 1949, p.116) comprende quarzo (20–40), plagioclasio (40–60), biotite (5–10), muscovite, clorite, clinozoisite-epidoto e i minerali accessori o sporadici: feldspato potassico, zoisite, apatite, granato, tormalina, titanite e rutilo. Il quarzo e il plagioclasio (in media anortite 15, con zonazione inversa) hanno grana fine e formano una struttura granoblastica uniforme. HASLER (1949, p.117) contiene un'analisi chimica di un campione di uno gneiss a plagioclasio e biotite chiaro a grana fine dell'Alpe Scheggia.

Gneiss a bande, bande scure: gneiss a due miche e plagioclasio

Le bande scure negli gneiss a bande in questa varietà consistono in gneiss a due miche e plagioclasio, in parte contenente feldspato occhiadino.

Gneiss a bande, bande scure: anfibolite e gneiss a orneblenda

Le bande scure negli gneiss a bande in questa varietà comprendono anfibolite e gneiss a orneblenda. Le bande o i letti scuri hanno uno spessore dell'ordine di grandezza dal millimetro fino al decimetro e si estendono su una lunghezza da pochi metri fino a centinaia di metri. Esse hanno una tessitura in parte tabulare e in parte pieghettata con le rocce contigue. La deformazione alpina ha portato localmente alla formazione di boudinage (Alpe Scheggia e Alpe Massari). I protoliti degli gneiss a bande erano prevalentemente argille finemente stratificate, marne e arcose.

BUSSIEN et al. (2011) menzionano un'età U/Pb (in zirconio) di 543–527 Ma per la «diorite di Scheggia» e di 549–540 Ma per la «diorite di Massari».

GO_p Gneiss leucocratico a due miche, plagioclasio e feldspato alcalino, a grana fine, tabulare

Questo gneiss chiaro affiora specialmente nelle aree marginali dell'Unità Sambuco. Sono diffusi i passaggi allo gneiss fino micascisto a plagioclasio e due miche, più scuro (P_p), nell'area dell'Alpe di Prato. Essi sono stati denominati gneiss misti («Mischgneise») da PREISWERK (1918b) e NIGGLI et al. (1936). I componenti chiari formano solitamente i 4/5 della composizione mineralogica totale e determinano il colore chiaro. La roccia ha grana fine, la struttura è granoblastica fino a porfiroblastica.

La composizione mineralogica è molto variabile (in % vol.; da HASLER 1949 p.96) comprende: quarzo (15–50), plagioclasio (10–40), feldspato alcalino (5–40), muscovite (5–10), biotite (3–10), clorite, zoisite, clinozoisite-epidoto e i minerali accessori apatite, rutilo, titanite, granato, zirconio, tormalina, calcite, allanite e minerali opachi. HASLER (1949, pp.97 seg.) contiene due analisi chimiche di questo tipo litologico.

LABHART (2005, p.60) sul foglio contiguo 68 Val Bedretto descrive questo gneiss come equivalente della meta-arcosa potassica del ricoprimento Lebedun e come isochimico e isomodale con lo Gneiss granitico di Matorello.

Gneiss leucocratico a due miche, plagioclasio e feldspato alcalino, a grana fine, con tessitura da fusolare a occhiadina

Lo gneiss leucocratico a due miche, plagioclasio e feldspato alcalino descritto qui sopra passa sovente a gneiss a feldspato alcalino con tessitura da fusolare a occhiadina e forma con questo l'unità litologica esterna dell'Unità Sambuco. Lo gneiss fusolare-occhiadino affiora in banchi di potenza molto variabile (al massimo ca. 400 m a est del Pizzo Massari) e con lunghezza variabile, in parte racchiusi in micascisti calcariferi della «Zona di Bedretto» e talvolta separati da bande di paragneiss. Localmente strati sottili si assottigliano in lenti. La struttura è porfiroblastica fino a poeciloblastica.

La composizione mineralogica (in % vol.; da HASLER 1949, p.100 e RÜFFER 1990, p.18) è la seguente: quarzo (20–50), feldspato alcalino (10–40), plagioclasio (10–50), biotite (2–20), muscovite (0–10), clinozoisite-epidoto (0–5), zoisite, clorite e i minerali accessori apatite, titanite, rutilo, tormalina, granato, allanite, calcite, zircone e minerali opachi.

I fusi e gli occhi, lunghi da 1 a 10 cm, sono polimittici e consistono in un tessuto a grana fine di quarzo, feldspato alcalino e plagioclasio. Qua e là compaiono grossi bigeminati secondo Carlsbad. Il feldspato potassico spesso mostra ancora un graticcio relitto di microclino. È chiaramente albitizzato, il che risulta spesso in strutture a forma di albite a scacchiera e altre antiperititiche. I fusi e gli occhi sono di regola avviluppati da aggregati fusolari di biotite nera a grana grossa.

STEINER (1984) ha determinato l'età su campioni di gneiss occhiadini provenienti dall'Alpe Scheggia. La linea di riferimento $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ calcolata fornisce un'età pre-varisica di 409 Ma. KÖPPEL et al. (1981) hanno determinato un'età U/Pb di ca. 400 Ma anche in zircone da un campione di roccia a nord-est del Poncione di Braga (foglio 1271 Basodino). Secondo BUSSIEN et al. (2011) lo gneiss occhiadino del Sasso Nero (foglio 34 Basodino) ha un'età U/Pb in zircone di 480–470 Ma, quello del Pizzo Massari di 467–464 Ma. STEINER (1984) ha determinato età da tracce di fissione in zircone di $12,0 \pm 0,7$ Ma, rispettivamente in apatite di 6,7 Ma. Queste età riflettono un raffreddamento postmetamorfico a $230 \pm 50^\circ\text{C}$, rispettivamente a $120 \pm 20^\circ\text{C}$.

GÜNTHERT (1976) e LABHART (2005, p.60) interpretano lo gneiss fusolare-occhiadino come gneiss psefitico finemente clastico, polimetamorfico fino a meta-arcosa a grana grossa, rispettivamente come equivalente dello gneiss conglomeratico a grana fine della Falda di ricoprimento Lebedun. RÜFFER (1990) e GALLI et al. (2007, p. 55), al contrario, interpretano le due varietà di gneiss descritte qui sopra affioranti nell'area contigua a ovest del Naret (foglio 68 Val Bedretto) come ortogneiss (da intrusioni granitiche fino a granodioritiche metamorfizzate). RÜFFER (1990) menziona una notevole analogia mineralogica e strutturale con lo gneiss di Ganna dell'Unità del Campo Tencia (Falda di ricoprimento Simano).

P_p Gneiss a plagioclasio e due miche fino micascisto, bruno-scuro, a grana fine, da tabulare a scistoso

Lo gneiss a plagioclasio e due miche fino micascisto di colore bruno-scuro rappresenta il paragneiss più tipico dell'Unità Sambuco sul territorio del foglio. PREISWERK (1918a) ha introdotto il termine di «gneiss bruno» sulla base del colore di alterazione tipico di questa roccia. Arricchimenti di mica a spese del plagioclasio portano al passaggio di questo gneiss a micascisto.

La composizione mineralogica (in % vol.; da HASLER 1949, p. 84, RÜFFER 1990, p. 20 e GUNZENREINER 1998, p. 28) comprende quarzo (10-60), plagioclasio (5-50), feldspato alcalino (2-7), biotite (7-30), muscovite (2-35), granato (2-20), distene (1-15), staurolite (1-7), orneblenda, zoisite, clinozoisite-epidoto e clorite; i minerali accessori comprendono tormalina, grafite, apatite, titanite, rutilo, ilmenite, zircono e minerali opachi.

La grossezza della grana del quarzo varia tra 0,1 e 1 mm. Il plagioclasio ha un contenuto di anortite del 25%; molti grani presentano una zonatura inversa con termini estremi di An 20 nel nucleo e An 35 ai margini. RÜFFER (1990, p. 20) ha determinato ai raggi X la presenza di paragonite in arricchimenti di mica chiara. La struttura della roccia è granoblastica fino a porfiroblastica, rispettivamente lepidoblastica. HASLER (1949, p. 84) contiene due analisi chimiche di questa roccia.

KÖPPEL et al. (1981) e KÖPPEL (1993) hanno determinato l'età con U/Pb in zircono di campioni tipici di questo tipo provenienti dalla riva orientale del Lago del Sambuco con 350-300 Ma. STEINER (1984) interpreta un valore di 35 Ma determinato con ⁸⁷Rb/⁸⁷Sr in miche chiare come la fase culminante del metamorfismo alpino.

È generalmente accettato che i protoliti di questa roccia fossero sedimenti arcosici, sabbioso-argillosi fino ad argillosi. GÜNTHER (1976) la interpreta come meta-arcosa ricca di sodio.

Gneiss a plagioclasio e due miche fino micascisto, bruno-scuro, a grana fine, a granato

Il granato è sempre presente come componente subordinato o accessorio nello gneiss a plagioclasio e due miche fino micascisto. La varietà con granato è rappresentata sulla carta con una segnatura speciale quando il contenuto in granato sorpassa ca. il 5% vol. Gli affioramenti più estesi si trovano nel settore Poncione di Tremorgio-Valle dei Cani e al Pizzo Sassello. Il granato è ipidiomorfo, povero di inclusi e ha colore rosso pallido. La tormalina è presente quasi unicamente nei micascisti del Poncione di Tremorgio.

GUNZENREINER (1998, pp. 29 segg.) ha esaminato i profili chimici di granati zonati e altri omogenei. Nei grani zonati il nucleo è chiaramente arricchito in Ca e Mn, rispettivamente impoverito in Mg. Il nucleo ha struttura poeciloblastica e contiene inclusi minuti di rutilo, ilmenite e plagioclasio. Il passaggio marcato nella composizione chimica indica un cambio altrettanto marcato delle condizioni metamorfiche. Durante una prima fase, verosimilmente prealpina, si sono formati i nuclei e in una seconda fase, alpina, i margini del granato e granati di una nuova generazione, non zonati.

Gneiss a plagioclasio e due miche fino micascisto, bruno-scuro, a grana fine, a staurolite e distene

Nei settori marginali più scistosi il distene è in forma di cristalli colonnari lunghi da 1 a 2 cm e di colore azzurro-chiaro. Esso presenta spesso la geminazione polisintetica ed è cosparso da inclusi di quarzo che gli conferiscono una struttura scheletrica. La staurolite compare di regola assieme al distene e i suoi porfiroblasti sono pure scheletrici con inclusi di quarzo. Gli affioramenti più importanti di questa varietà si trovano al Pizzo Massari e presso Zotta sulla sponda orientale del Lago del Sambuco.

Gneiss a plagioclasio e due miche fino micascisto, bruno-scuro, a grana fine, ricco di orneblenda

Lo gneiss a plagioclasio e due miche fino micascisto, ricco di orneblenda passa ad altre rocce anfiboliche e con queste forma il settore centrale dell'Unità Sambuco a est del Lago del Sambuco. Gli affioramenti più estesi si trovano a est del Pizzo Massari, all'Alpe Cara, al Lago di Prato e particolarmente nel settore Alpe Sassello-Ri di Scheggia.

Gneiss a plagioclasio e due miche fino micascisto, bruno-scuro, a grana fine, con orneblenda nodulare e occhiadina

Questa varietà è uno gneiss a plagioclasio e due miche fino micascisto, ricco di orneblenda, in parte in forma di porfiroblasti che macroscopicamente appaiono come piccoli noduli del diametro da 3 a 20 cm. I noduli possono crescere in forma di occhi fusolari avviluppati di biotite. Il banco più esteso e potente affiora tra i Piattelli del Piatto e Fornà (Alpe di Scheggia).

G_{7M} Gneiss granitico di Matorello: gneiss granitico fino quarzodioritico a feldspato alcalino e oligoclasio, a grana grossa, con nidi di biotite

Lo Gneiss granitico di Matorello occupa il nucleo dell'Unità Sambuco nell'angolo sud-ovest del foglio. Esso consiste in uno gneiss granitico passante a quarzodioritico a feldspato alcalino e oligoclasio ed è interpretato come un plutone a carattere calcocalino in origine. La roccia ha grana grossa e contiene nidi neri di biotite, che le conferiscono l'aspetto caratteristico a chiazze (struttura nidoblastica). Essa affiora in banchi potenti da alcuni decimetri a più decimetri, raramente con tessitura insulare, e sempre concordante con le rocce incassanti. Secondo STEINER (1984) la mancanza di contatti intrusivi può indicare un orizzonte profondo dell'intrusione esposto dal livello di erosione attuale oppure la cancellazione dei contatti intrusivi primari da parte del metamorfismo alpino. L'unico contatto intrusivo conosciuto (apofisi in gneiss occhiadino) è stato rilevato da F. Keller (com. scritta 2012) a sud del Pizzo di Röd (coord. 2690.49/1144.67/2500 m; foglio 73 P. Campo Tencia).

La composizione mineralogica (in % vol.; da HASLER 1949, p. 103) è: quarzo (30–50), plagioclasio (10–40), feldspato alcalino (10–30), biotite (10–20), muscovite (0–5), apatite e clorite; i minerali accessori comprendono rutilo, titanite, clinozoisite, epidoto, allanite, tormalina e minerali opachi.

Datazioni radiometriche con U/Pb su zirconi idiomorfi dello Gneiss granitico di Matorello proveniente dalla riva occidentale del Lago del Sambuco hanno fornito un'età varisica quasi concordante di 300 Ma, considerata come età di formazione (ALLÈGRE et al. 1974; KÖPPEL et al. 1981). BUSSIEN et al. (2011) menzionano l'età di 304–300 Ma determinate su campioni provenienti dall'estremità nordoccidentale dell'Unità Sambuco (foglio 1271 Basodino).

I rapporti isotopici del sistema Rb/Sr indicano una ricristallizzazione completa durante il metamorfismo alpino. Un'isocrona Rb/Sr su roccia totale ha fornito un'età di 60 ± 11 Ma, che secondo STEINER (1984) corrisponde a una fase tettonica. La genesi del magma originario dell'intrusione di Matorello è controversa. Secondo GÜNTHERT et al. (1976, 1996) il magma è il prodotto di ultrametamorfismo varisico sintettonico di paragneiss. GALLI et al. (2007, p. 57) sulla base di osservazioni sul campo concludono invece che si tratta di un'intrusione primaria tardovarisica di un granito del tipo I; quest'interpretazione è probabilmente quella corretta. I meccanismi di intrusione vengono descritti da BUSSIEN et al. (2011) come iniezioni multipulsanti (multi-pulsed) di magmi differenziati, che terminano con filoni tardi aplitici e pegmatitici e rari filoni di lamprofiro.

P_{qg} Micascisto ricco di quarzo passante a gneiss quarzítico a due miche, con granato

Il micascisto ricco di quarzo passante a gneiss quarzítico a due miche, con granato, forma un banco lungo ca. 3 km, potente da 20 a 60 m, che si estende dalla Valle dei Cani, passando per la Leiarozza, il Passo dei Cani, a nord dell'Alpe Pianascio fino a Briolent, al margine sud del foglio. Già HASLER (1949, pp. 93 segg.) aveva rilevato quarziti e quarziti micacee in banchi potenti nella sezione sud-est dell'Unità Sambuco e descrive una varietà con granato, staurolite, distene e tormalina visibili macroscopicamente al Passo del Cane.

Secondo GUNZENREINER (1998, p. 26) questo tipo litologico è caratterizzato da abbondanti noduli e letti di quarzo spessi fino a più centimetri. Spesso essi giacciono nelle cerniere di pieghe della fase D₁. Non è chiaro se questi noduli siano ciottoli deformati di un protolito conglomeratico. GUNZENREINER (1998) postula un'età permocarbonifera per il micascisto ricco di quarzo passante a gneiss quarzítico. Sulla base della presenza di questa unità litologica alla base della serie triassica o in contatto tettonico con i micascisti calcariferi della «Zona di Bedretto», un'età permiana appare plausibile.

La composizione mineralogica (in % vol.; da GUNZENREINER 1998, p. 26) è: quarzo (10–50), muscovite (10–55), biotite (3–40), plagioclasio (2–13), feldspato potassico (2–8), granato (1–20),

distene (1-15), staurolite (1-4) e i minerali accessori ilmenite, rutilo, tormalina, apatite, clinozoisite e grafite. I granati raggiungono un diametro di 8 mm. La tormalina si presenta in aggregati nidiformi.

P_m Scisto grafítico a muscovite, con granato e tormalina

In questa unità litologica sono raggruppati tre tipi litologici, i quali, a causa del loro sviluppo lenticolare e delle loro potenze ridotte non possono essere rappresentati singolarmente sul foglio (cfr. BIANCONI 1971, pp. 32 segg. e GUNZENREINER 1998).

Quarzite grigia a muscovite, con biotite: Questa roccia è descritta da HASLER (1949, pp. 95 segg.) come quarzite micacea grigio-scura permocarbonifera. Secondo BIANCONI (1971, pp. 34 seg.) la quarzite grigia a muscovite e con biotite forma intercalazioni lineari, fino a 10 m di potenza, tra lo scisto grafítico a muscovite e con granato e tormalina (cfr. più sotto) e le rocce triassiche dell'area Leiarozza-Passo del Cane. La quarzite ha un colore grigio ed è debolmente scistosa. GUNZENREINER (1998) correla questa roccia con la quarzite basale del Trias. Sulla base della composizione mineralogica e della potenza BIANCONI (1971, p. 35) postula al contrario un'età permiana, che appare più plausibile.

La composizione mineralogica (in % vol.; da BIANCONI 1971, p. 34 e GUNZENREINER 1998, p. 23) è la seguente: quarzo (50-70), muscovite (20-45), biotite (2-3), granato (0-20), calcite (0-5), feldspato alcalino (0-3), plagioclasio (0-3), clorite (0-1), epidoto e allanite (1) e i minerali accessori apatite (1), rutilo, tormalina, clinozoisite, distene, staurolite, zirconio e pirite (questi ultimi <1).

Gneiss quarzítico conglomeratico: Una varietà locale della quarzite grigia a muscovite con l'aggiunta di componenti ovoidali di quarzo è già descritta da HASLER (1949, p. 95), che la interpreta come gneiss conglomeratico del Carbonifero. BIANCONI (1971, p. 34) postula, anche per questa varietà, un'età permiana, che si presenta in lenti di pochi metri di potenza. I «ciottoli» sono monomittici e consistono in aggregati chiari e stirati di quarzo (fino a 2 cm di diametro).

La composizione mineralogica (da BIANCONI 1971, p. 34; in %) comprende quarzo (85), muscovite (15), biotite e clinozoisite (ambidue <1) e i minerali accessori (tutti <1) tormalina, rutilo, pirite-limonite e zirconio.

Scisto grafítico a muscovite, con granato e tormalina: Questo scisto si trova in affioramenti lenticolari tra la Valle dei Cani, la Leiarozza e il settore superiore della Val Barbugheira. La roccia ha colore grigio-scuro, è finemente scistosa e contiene porfiroblasti di granato fino a 6 mm di diametro. Una varietà contiene distene (lungo fino a 2 cm, pressoché nero a causa degli inclusi di grafite, cosiddetta varietà reticite) e staurolite accanto al granato.

La composizione mineralogica varia entro limiti ampi (in vol. %; da Bianconi 1971, p. 33 e GUNZENREINER 1998, p. 24): quarzo (30-75), muscovite (15-50), grafite (2-10), granato (0-10), tormalina (1-2) e staurolite, epidoto, biotite e clorite (tutti <1); i minerali accessori sono rutilo (1-2), ilmenite (0-2) e zirconio (<1).

La tormalina, macroscopicamente nera, al microscopio rivela un costruito zonato con un nucleo verde-erba-chiaro e un margine verde-oliva; tra il nucleo e il margine s'inserisce una striscia di grafite. Fenomeni analoghi sono descritti nelle tormaline contenute negli scisti micacei ricchi di quarzo fino quarziti a granato del fronte della Falda di ricoprimento Simano.

Lo scisto grafitico a muscovite, con granato e tormalina corrisponde alla roccia sotto le dolomie triassiche della regione del Molare e attribuite al Carbonifero (BOSSARD 1929a, p. 56; NIGGLI et al. 1936, p. 40; AMMANN 1963, 1965). Per analogia anche lo scisto grafitico a muscovite, con granato e tormalina può essere attribuito al Carbonifero (BIANCONI 1971, GUNZENREINER 1998).

- t_M Formazione di Mels: quarzite a sericite, da tabulare a intensamente scistosa**
- t_R Formazione di Röti: in prevalenza marmo dolomitico, dolomia saccaroide e dolomia brecciata**
- t_r *Formazione di Röti: dolomia cariata, spesso con sericite e sovente brecciata***
- t_Q Formazione di Quarten: micascisto, p.p. alternante con dolomia e quarzite, localmente con granato, orneblenda, staurolite e distene**

I metasedimenti triassici sono assai simili in tutte le unità tettoniche del foglio Ambri-Piotta. Le descrizioni dettagliate delle unità litologiche sono perciò rappresentate in forma concentrata alle pp. 77 segg.

«ZONA DI BEDRETTO»

Le rocce della «Zona di Bedretto» sono state definite da PREISWERK (1918b, p. 25) quali Penninische Bündnerschiefer (il termine corrispondente italiano è «Calcescisti pennidici») della «Zona sinclinale di Bedretto-Tremorgio». Più tardi il nome di questa zona è stato cambiato in «Zona di Bedretto» (ad es. LABHART 2005). Le unità litologiche della «Zona di Bedretto» rappresentano i prodotti di trasformazione monometamorfici di marne e calcari con rare intercalazioni di argille (filladi prive di carbonato), arenarie (quarziti, arcose) e conglomerati di età giurassica. La variazione litologica estremamente rapida di questa serie, sia in senso laterale, sia e soprattutto in senso verticale, non si può rappresentare graficamente alla scala del foglio.

PROBST (1980) ha presentato un'interpretazione e una suddivisione paleogeografica nuove della «Zona di Bedretto» (cfr. fig. 2). La nuova suddivisione di PROBST (1980) è riassunta in LABHART (2005, pp. 12 segg.) ed è stata ripresa, senza verifiche e con poche modifiche linguistiche da BERGER & MERCOLLI (2006) sulla Carta geologica speciale 127 Tectonic and Petrographic Map of the Central Lepontine Alps.

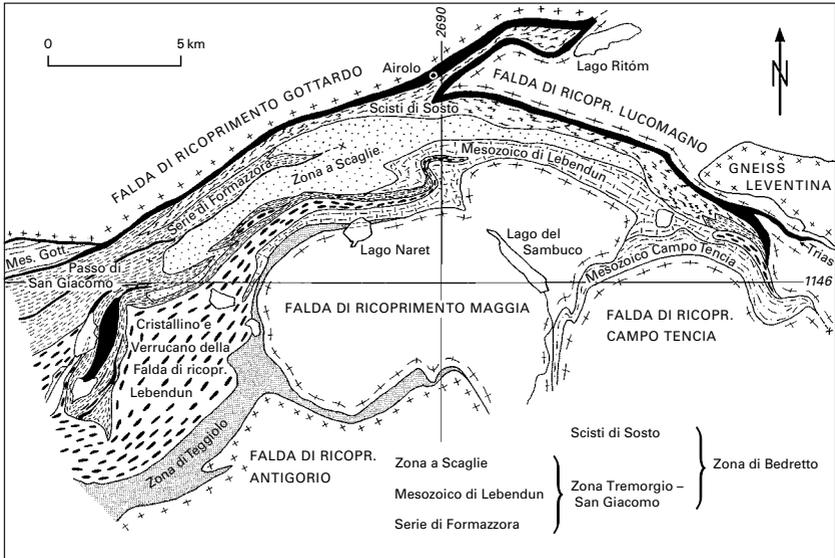


Fig. 2: Schizzo geologico-tettonico dell'area Val Bedretto-Leventina. Da BOLLI et al. (1980).

Durante l'elaborazione del foglio non è stato possibile confermare la nuova suddivisione di PROBST (1980). In particolare non sono osservabili cambiamenti litologici nei limiti postulati e mancano criteri di distinzione concreti per la suddivisione proposta. Per queste ragioni la nuova suddivisione non è stata ripresa sulla carta geologica e sulle rispettive tavole. Di conseguenza sul foglio la suddivisione delle rocce della «Zona di Bedretto» è stata fatta unicamente sulla base di criteri litologici. Per completezza qui di seguito si riassume la suddivisione proposta da PROBST (1980) sull'area del foglio.

Suddivisione della «Zona di Bedretto» secondo PROBST (1980)

Nel suo lavoro PROBST (1980) suddivide la «Zona di Bedretto» sul territorio del foglio Ambri-Piotta negli Scisti di Sosto e nella Zona Tremorgio-San Giacomo:

Scisti di Sosto

Come Scisti di Sosto vengono considerati i Calcescisti nella Zona di Piora a ovest del Lago Ritóm (come tali individuati per la prima volta da GANSSE & DAL

VESCO 1964). Gli Scisti di Sosto consistono quasi unicamente in una successione monotona di micascisti calcariferi di potenza fino a 1000 m nella parte inferiore del versante destro della Valle Leventina, dove scompare nell'area della cascata della Piumogna. Essi sono attribuiti alle falde di ricoprimento superiori del Pennidico profondo nel dominio paleogeografico del Bacino del Vallese e hanno origine nella soglia dell'Adula. Essi sono stati carreggiati da sud sopra i «Calcescisti pennidici settentrionali» («Zona Tremorgio–San Giacomo») e avviluppati negli stessi. La loro età è attribuita al Tardo Giurassico fino a Cretaceo.

Zona Tremorgio–San Giacomo

I Calcescisti tra gli Scisti di Sosto e le Unità Sambuco e la Falda di ricoprimento Simano sono raggruppati con il termine di «Calcescisti pennidici settentrionali» e attribuiti all'involucro sedimentario dei ricoprimenti pennidici profondi appartenenti al dominio paleogeografico dell'Europa (Subpenninikum secondo MILNES 1974). Questa zona è a sua volta suddivisa in tre serie, da nord a sud:

- «Serie di Formazzora»: sul foglio la «Serie di Formazzora» comprende i micascisti calcariferi e le filladi a granato situate tra gli Scisti di Sosto, a nord, e l'Unità San Giorgio, a sud. La serie ha una potenza fino a 500 m. A est essa termina a cuneo, mentre a ovest è addentellata con gli Scisti di Sosto. Essa è stata sovrascorsa dalla Falda di ricoprimento Lebendun, dall'Unità San Giorgio e dalla Zona a Scaglie descritta qui sotto.
- Zona a Scaglie: la Zona a Scaglie corrisponde alla serie di micascisti calcariferi monotoni di ca. 1000 m di potenza al margine occidentale del foglio e che si assottiglia verso est per scomparire nel settore del Vallone del Sasso del Büro. Nella Zona a Scaglie PROBST (1980) ha individuato tre bande discontinue di conglomerati.
- Mesozoico del Lebendun: i metasedimenti mesozoici che formano l'involucro del cristallino antico della Falda di ricoprimento Lebendun sono denominati con il termine Mesozoico del Lebendun. Sul foglio il Mesozoico del Lebendun forma una serie di potenza fino a 1400 m tra l'Unità Sambuco, l'Unità San Giorgio e la Zona triassica del Campolungo. La serie comprende micascisti a granato e quarziti, solitamente basali, e una sequenza potente di micascisti calcariferi.

I profili idealizzati delle tre serie sono rappresentati sulla fig. 3. Nel contesto paleogeografico la Zona Tremorgio–San Giacomo rappresenta l'immediata continuazione meridionale delle unità ultraelvetiche del Primo Giurassico. L'età dei Calcescisti è di conseguenza prevalentemente del Primo Giurassico, anche se PANTIC & GANSSE (1977), in campioni della «Serie di Formazzora», 5 km a nord-ovest del Passo San Giacomo (foglio 1251 Val Bedretto), hanno scoperto resti palinologici del Tardo Giurassico (cfr. anche BOLLI et al. 1980).

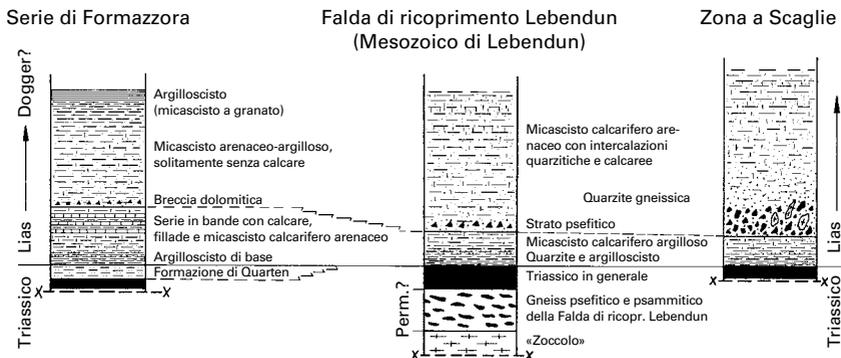


Fig. 3: Profili idealizzati delle unità tettoniche della Zona Tremorgio-San Giacomo. Da PROBST (1980).

La struttura schematica dei Calcescisti pennidici in relazione con le zone triassiche e i nuclei di cristallino antico è rappresentata nella fig. 4 per il settore sud-est del foglio.

M Marmo calcitico, marmo ricco di quarzo con plagioclasio e mica, p.p. con straterelli di metapelite con distene, granato e staurolite

Marmo calcitico e marmo ricco di quarzo con plagioclasio e mica sono abbastanza frequenti sul foglio, normalmente concentrati nelle sequenze basali dei Calcescisti. Nell'area dell'Unità Sambuco essi sono in contatto diretto (tettonico) con scaglie di cristallino antico. I banchi di marmo calcitico raggiungono una lunghezza fino a 1,5 km e una potenza fino a ca. 200 m.

- **Marmo calcitico:** Il marmo calcitico puro ha colore grigio-bluastro, raramente rosa-chiaro con nastri neri dovuti a concentrazioni di miche e grafite. La tessitura varia da massiccia a debolmente scistosa, la grana da media a grossolana. I grani singoli sono spesso visibili a occhio nudo grazie ai riflessi della sfaldatura. In superficie il marmo calcitico è pressoché inalterato.

La composizione mineralogica (in % vol.; da BIANCONI 1971, p.177) comprende calcite (94-99), quarzo (0-2), muscovite/sericite (0-2), plagioclasio (0-1; 30-62% anortite), feldspato alcalino (0-1), clorite (0-1), epidoto (<1) e biotite (<1); minerali accessori sono grafite, pirite, apatite e titanite (tutti <1). La calcite include tutti gli altri minerali ad eccezione del plagioclasio. Due analisi chimiche di marmi calcitici puri hanno indicato che essi non contengono $MgCO_3$; il carbonato consiste perciò in calcite pura (BIANCONI 1971, pp.165 seg.).

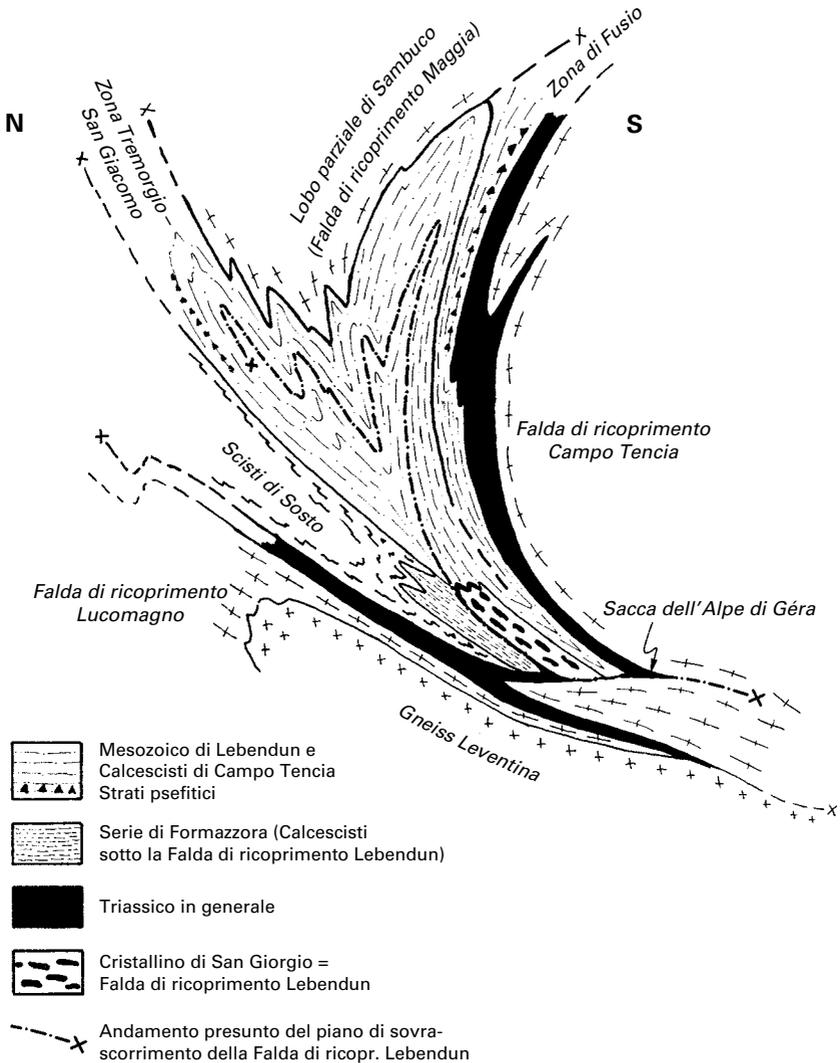


Fig. 4: Sezione strutturale schematica della zona mesozoica del Campolungo. Da PROBST (1980).

- Marmo calcitico ricco di quarzo, con plagioclasio e mica, p.p. con straterelli di metapelite con distene, granato e staurolite: Questa varietà è finemente scistosa fino a tabulare e ha colore grigio-gialliccio fino a nero-bluastro. In superficie la roccia mostra spesso uno scheletro spugnoso di quarzo derivato dalla dissoluzione della calcite. La muscovite e il granato sono spesso distribuiti in straterelli; gli altri allumosilicati sono visibili unicamente al microscopio. I tipi ricchi di mica rappresentano il passaggio al micascisto calcarifero.

La composizione mineralogica (in % vol.; da BIANCONI 1971, pp. 178 seg.) è molto variabile, come segue: calcite (50–88), quarzo (6–44), plagioclasio (0–2; 45–65% anortite), muscovite/sericite (3–7), biotite (0–6), clorite (0–1), epidoto (0–2) e zoisite (0–1); secondo GÜNTHERT (1976) localmente sono presenti anche distene, granato e staurolite (senza indicazione dei contenuti volumetrici); i minerali accessori sono grafite (0–1), pirite (0–1), ilmenite, rutilo, titanite, apatite e tormalina (tutti <1). Il quarzo è spesso concentrato in lenti sottili.

I protoliti del marmo calcitico e del marmo calcitico ricco di quarzo, con plagioclasio e mica, p.p. con straterelli di metapelite con distene, granato e staurolite erano calcari puri, rispettivamente calcari arenacei con intercalazioni argillose. L'età di queste rocce non è chiara, mancando criteri univoci, come ad es. resti fossili o datazioni radiometriche assolute. PREISWERK (1918b), NIGGLI et al. (1936, p. 9) e HASLER (1949, p. 66) attribuiscono il marmo calcitico al Trias. Altri autori considerano la possibilità che si tratti almeno in parte di rocce della serie dei Calcescisti (BURCKHARDT 1942, pp. 119 segg.; GÜNTHERT 1954, pp. 12 segg.). GUNZENREINER (1998, pp. 32 seg.) attribuisce il marmo calcitico a grana grossa al Tardo Triassico e le altre varietà ai Calcescisti. BIANCONI (1971) infine postula un'età giurassica, adottata per la rappresentazione sul foglio Ambri-Piotta.

S Micascisto calcarifero, p.p. ricco di quarzo, con banchi di quarzo e calcite

Questo tipo litologico è di gran lunga il più comune e raggiunge una potenza apparente di ca. 2 km nel settore tra la Valle Leventina e Tremorgio. Si tratta di un'intensa alternanza che consiste in prevalenza di esili strati di micascisti ricchi di calcite e mica, di colore grigio-brunastro e di altri di marmi lenticolari a grana fine, sempre impuri e con colore grigio-azzurro. Più raramente occorrono anche intercalazioni di micascisto privo di calcite e altre di quarzite calcarifera. I passaggi ai marmi ricchi di quarzo sono spesso gradualmente. La grana varia da fine a media (localmente essa è molto fine, rispettivamente grossolana.) e la tessitura da debolmente a intensamente scistosa e spesso pieghettata. Le superfici della scistosità sono ricoperte da lamine di biotite e/o sericite.

La composizione mineralogica (in % vol.; da BIANCONI 1971, p. 182, GÜNTHERT 1976, HASLER 1949, p. 70 e BEFFA 1996, p. 45) è molto variabile, e comprende: calcite (20–65), quarzo (10–50), plagioclasio (0–25; da 20 a 70% anortite), feldspato potassico (0–8), biotite (1–20),

muscovite/sericite (1-25), clorite (0-5) ed epidoto-clinozoisite (0-12); i minerali accessori comprendono grafite (0-2), apatite, tormalina, zircone, rutilo, titanite e minerali opachi (in prevalenza pirite, rara ilmenite). Il plagioclasio si presenta sotto forma di grossi xenoblasti con lamelle di geminazione secondo la legge dell'albite, spesso con strutture a fantasma o ameboidi e molto ricchi in inclusi, caratteristica dei Calcescisti. RÜFFER (1990, p. 9) menziona la presenza di rosette di actinolite lunghe fino a 4 mm nei micascisti calcariferi della «Sinclinale parziale di Massari».

Una varietà è caratterizzata da nidi e lenti di quarzo e calcite orientati nei piani di scistosità che possono costituire il 30% del volume della roccia. Essa è particolarmente frequente nell'area a nord e a est del Pizzo Tremorgio e nei dintorni del Lago Tremorgio. Le lenti hanno uno spessore da 1 a 5 cm e sono di regola lunghe da 2 a 50 cm, raramente alcuni metri. La calcite ha grana grossa e un colore brunastro, il quarzo è incolore. PREISWERK (1918b, p. 47) interpreta questa varietà come un prodotto di segregazione, senza indicazioni più specifiche. HASLER (1949, p. 73) la interpreta come prodotto di trasformazione di «irregolarità» nel protolito, associata con una migrazione di sostanza tardoalpina. BURCKHARDT (1942, p. 133) interpreta le lenti di calcite come possibili resti fossili. Molto probabilmente si tratta di prodotti della ricristallizzazione in situ di calcite e quarzo della matrice di fondo con una contemporanea estrusione del pigmento durante il metamorfismo alpino.

Micascisto calcarifero, p.p. ricco di quarzo, con banchi di quarzo e calcite, con scapolite

La scapolite è stata trovata e documentata da H. Preiswerk già nel 1917. Nel suo lavoro su ritrovamenti di scapolite nelle Alpi svizzere PREISWERK (1917) descrive un unico affioramento nel «Riale Fog» (oggi: Ri di Foch) a sud-ovest di Mascengo. L'affioramento si trova immediatamente sopra le rocce triassiche che formano il fronte occidentale dell'Unità San Giorgio. BIANCONI (1971) sulla continuazione di questo affioramento ha rilevato uno strato potente fino a 100 m di micascisti calcariferi con scapolite nel settore alto del Ri di Foch.

Il micascisto calcarifero con scapolite ha colore grigio-brunastro, grana da fine a media e scistosità da debole a media. Nel taglio trasversale a occhio nudo si discerne la scapolite in forma di grani e noduli di colore bianco-latteo. La roccia è localmente ricca in lenti di quarzo e calcite parallele alla scistosità.

La composizione mineralogica (in % vol.; da BIANCONI 1971, pp. 185 seg.) comprende calcite (4-66), quarzo (20-30), scapolite (6-20), biotite (10-25), muscovite/sericite (2-20), clorite (0-1), epidoto (0-12) e plagioclasio (1-7; 20-90% anortite); i minerali accessori sono pirite (1-2), tormalina, apatite, zircone, rutilo e titanite (tutti <1).

Anche la scapolite, come il plagioclasio, si presenta sotto forma di xenoblasti ameboidi fino a 3 mm di diametro e con abbondanti inclusi che le conferiscono una struttura scheletrica (o a setaccio). I colori vivi d'interferenza di secondo ordine indicano la predominanza del termine mejonitico, come confermato dall'analisi chimica di PREISWERK (1917, p. 183) su un cristallo singolo. L'analisi indica la composizione all'incirca di 0,2 marialite a solfato, rispettivamente silvialite ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 3\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) e 0,8 mejonite ($\text{CaCO}_3 \cdot 3\text{CaAlSi}_2\text{O}_8$); la componente marialite con cloro è presente solo in tracce.

La scapolite si forma con la trasformazione del plagioclasio; sono osservabili tutti i passaggi da plagioclasio intatto fino a plagioclasio completamente scapolitizzato. Il processo di trasformazione è probabilmente tardometamorfico e associato a un'attivazione di SO_4 (e in modo del tutto subordinato di Cl) pneumatolitico-idrotermale. Il solfato e il cloro erano presumibilmente derivati dal protolito stesso oppure da fluidi originati nella dolomia cariata sottostante (con gesso e/o anidrite quale sorgente di SO_4). Secondo KUHN (2004) e KUHN et al. (2005) la paragenesi scapolite-calcite-plagioclasio-clinozoisite è diagnostica per la facies metamorfica dell'anfibolite media.

Fillade fino micascisto a granato, p.p. con staurolite e distene

La fillade fino micascisto a granato, p.p. con staurolite e distene raggruppa tutte le rocce dei Calcescisti senza (o con scarsa) calcite libera e che consistono in miche, quarzo e svariati allumosilicati. La roccia occorre frequentemente alla base o nel settore inferiore della serie dei Calcescisti. Sulla base della distribuzione degli allumosilicati il gruppo può essere suddiviso in quattro varietà (non rappresentate sul foglio per ragioni di scala).

- Fillade fino micascisto a due miche, granato e plagioclasio: questa è la varietà principale. La roccia ha colore grigio-violetto fino a nero, grana molto fine (<0,1 mm) e presenta porfiroblasti di granato e biotite. La fillade fino micascisto a due miche, granato e plagioclasio è molto resistente all'alterazione e pressoché fresca anche in superficie; di conseguenza forma speroni rocciosi con morfologia marcata. La scistosità varia da media a intensa, la tessitura è spesso pieghettata. Il granato è in forma di porfiroblasti idiomorfi fino a 1 cm di diametro e con colore da rosso-chiaro a nero. La potenza varia da intercalazioni sottili nei micascisti calcariferi fino a ca. 100m a est del Lago Tremorgio. Il protolite della fillade fino micascisto a due miche, granato e plagioclasio consisteva in un'alternanza di straterelli di potenza millimetrica di argilla, argilla marnosa e arenaria.

La composizione mineralogica (in % vol.; da BIANCONI 1971, p.188, GÜNTHER 1976 e GUNZENREINER 1998, p.13) è molto variabile: quarzo (0-42), plagioclasio (3-42; 23-70% anortite), granato (2-30), muscovite/sericite (0-80), biotite (1-30), epidoto (1-10), zoisite/clinozoisite (0-5), clorite (0-1) e calcite (0-20); i minerali accessori comprendono grafite (0-2), pirite e ilmenite (0-1), tormalina, rutilo, titanite, zircone e apatite (tutti <1). Il granato è almandino, ricco di inclusi che comprendono tutti i componenti salvo il plagioclasio. Il granato è raramente ruotato di 40-60° dopo la sua cristallizzazione oppure ruotato durante la crescita (struttura a palla di neve).

- Fillade fino micascisto a due miche e plagioclasio: questa varietà è rara e occorre unicamente nei dintorni del Lago Tremorgio. Si distingue dalla varietà principale per la mancanza di granato e un tenore maggiore di quarzo.

- Fillade fino micascisto a due miche, granato e plagioclasio con distene e/o staurolite: anche questa varietà è rara, ad eccezione di un banco lungo ca. 1 km e con uno spessore che raggiunge gli 80 m, inserito nel fianco sud-ovest dei Calcescisti inclusi nell'Unità Sambuco a nord-ovest del Pizzo Massari («Sinclinale parziale di Massari»). Il distene e la staurolite solitamente sono visibili unicamente al microscopio, ad eccezione di affioramenti a nord del Passo Scheggia e nella Valle dei Cani: qui il distene raggiunge 2 cm di lunghezza e presenta un colore grigio-scuro. La struttura e la tessitura sono simili a quelle della varietà principale descritta più sopra, ad eccezione di un contenuto più alto di porfiroblasti, che conferiscono alla roccia un aspetto più massiccio.

Ritrovamento fossilifero nella fillade a granato del Ri di Foch

In un campione di fillade a due miche, granato e plagioclasio dal Ri di Foch, a sud-ovest di Mascengo (coord. 2700.15/1148.08/1300 m), BIANCONI (1965, pp. 580 segg.) ha scoperto al microscopio resti fossili di aculei e placche di echinoidi (cfr. fig. 5). I resti di echinoidi si trovano nella cerniera di una piega minuta, dove probabilmente sono stati protetti da deformazioni in zone d'ombra delle pressioni durante il metamorfismo alpino. Il granato (almandino) è idiomorfo e ha un diametro fino a 8 mm. Esso è molto ricco di inclusi, così come il plagioclasio e la biotite. I resti fossili comprendono:

- Aculei di echinoidi: Gli aculei sono orientati nell'asse della piega. Le sezioni degli aculei non sono deformate, hanno un diametro da 0,1 a 0,3 mm e presentano 16 o 18 setti radiali, che spesso terminano in un canale centrale. Il materiale originario (calcite) durante il metamorfismo alpino è stato sostituito da muscovite e biotite, raramente da quarzo. I setti sono di regola evidenziati da pigmento nero (globuli di grafite dalle dimensioni di micron), mentre il canale centrale è piritizzato.
- Piastre di echinoidi: Di regola si tratta di frammenti quadrangolari piritizzati (dimensioni fino a 4x2 mm) con la struttura a reticolo tipica degli echinoidi; i pori (ca. 0,01 mm di diametro) sono riempiti con biotite, muscovite e quarzo. La piritizzazione ha avuto luogo probabilmente già durante la diagenesi del sedimento. Alcuni frammenti sono completamente racchiusi in porfiroblasti di granato o biotite, senza alcun segno di deformazione.

HIGGINS (1964) descrive resti fossili analoghi in una fillade a granato con distene, staurolite e grafite nella «Zona di Bedretto» a est del Pizzo dei Cavagnoli (foglio 34 Basodino). Secondo quest'autore il pigmento nero consiste principalmente in globuli di pirite dal diametro <1 µm.

I resti fossili non hanno valore stratigrafico, siccome il numero dei setti radiali non è specifico per singole specie. Sulla base del numero ristretto di setti radiali e della presenza di un canale centrale potrebbe trattarsi di una specie del gruppo *Aulodonta*, molto frequente nel Primo Lias. Sul contenuto di fossili nei Calcescisti cfr. tra altri BOLLI & NABHOLZ (1959).

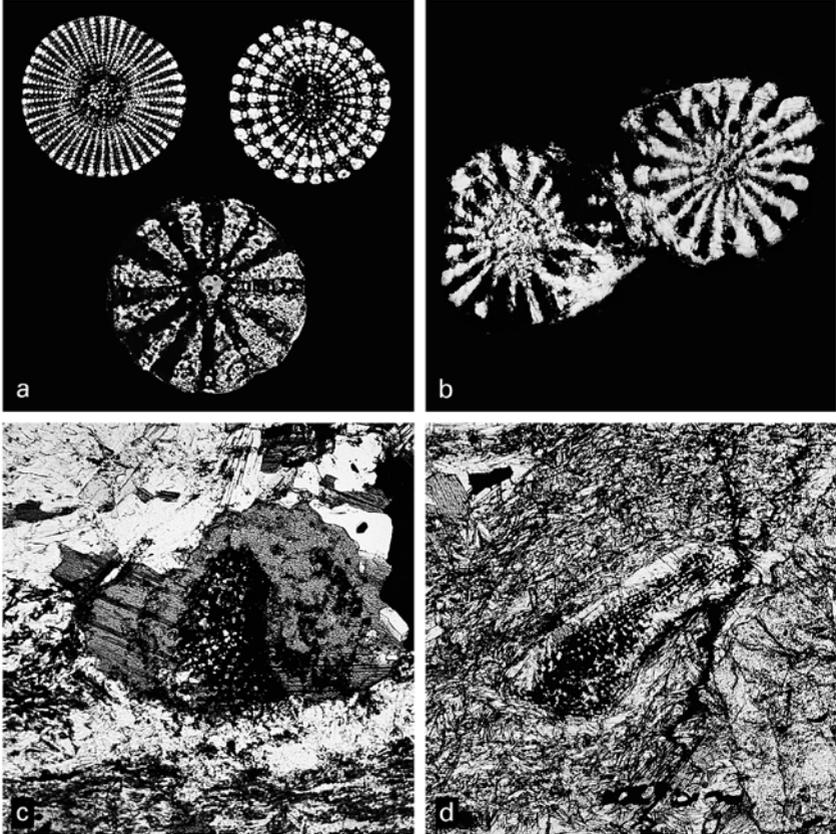


Fig. 5: Microfotografie di aculei recenti di echinoidi e di resti fossili nella fillade a granato del Ri di Foch (da BIANCONI 1965). (a) Sezioni di aculei recenti di echinoidi (Venezuela, coll. Bolli; diametro 0,3–0,4 mm) e (b) sezioni di aculei di echinoidi fossili del Ri di Foch. I setti radiali e la massa di fondo appaiono neri a causa dell'alto tenore in pigmento e dello spessore della sezione sottile di 1 mm; diametro dell'aculeo più grosso 0,35 mm. (c) Frammento di una piastra di echinoide completamente inclusa in un porfiroblasto di biotite (lunghezza 0,8 mm). La struttura reticolare tipica degli echinoidi è ben visibile. (d) Frammento di una piastra di echinoide (lunghezza 0,5 mm) con struttura reticolare, in contatto con un porfiroblasto di granato.

Quarzite scistosa fino fillade ricca di quarzo, p.p. con granato

La quarzite scistosa fino fillade ricca di quarzo, p.p. con granato affiora soprattutto nelle sequenze vicine alla base dei Calcescisti, spesso associata con fillade a granato. Nei Calcescisti non si trova quarzite pura. A sud dell'Alpe di

Ravina la quarzite scistosa fino fillade ricca di quarzo raggiunge una potenza fino a 100 m e può essere individuata su di una lunghezza di poco oltre 1 km. La roccia ha colore grigio-verde-chiaro con una superficie di alterazione da brunastra a giallastra; localmente presenta una struttura spugnosa in superficie, causata dalla dissoluzione della calcite. La tessitura varia da massiccia a intensamente scistosa con straterelli di muscovite/sericite argentea.

La composizione mineralogica (in % vol.; da BIANCONI 1971, p.193) comprende quarzo (65-90), muscovite/sericite (1-25), biotite (0-3), calcite (0-8), plagioclasio (0-1; 26% anortite), scapolite (0-5), granato (0-10), staurolite (0-1), orneblenda (0-3), epidoto (1-10) e clorite (0-2); i minerali accessori comprendono pirite e limonite (1-2), tormalina, titanite, rutile, apatite e zirconio (tutti <1). Quarzo e calcite sono talvolta arricchiti in lenti chiare parallele alla scistosità.

La quarzite impura è caratterizzata da un'alternanza di letti sottili di quarzo e muscovite/sericite con altri che consistono soprattutto in miche, granato, staurolite, tormalina, calcite e poco quarzo (e in parte epidoto e orneblenda), derivati da un protolito marnoso-argilloso.

Meta-arcosa passante a gneiss, ± calcite, plagioclasio, clinozoisite-epidoto

La roccia ha grana fine e colore bruno, è intensamente scistosa e in parte pieghettata. Il carattere arcoso è osservabile solo al microscopio. Varietà scistose mostrano talvolta passaggi ad altre quasi massicce. Se calcarifera, la roccia presenta una superficie di alterazione a struttura bucherellata e ha colore grigio-chiaro. Localmente questa roccia contiene granati idioblastici di colore bruno-rossiccio. Il cemento ricristallizzato consiste in quarzo, calcite, albite, feldspato potassico e miche in proporzioni molto variabili. I clasti sono quarzite e dolomia. Le meta-arcose presentano passaggi a gneiss a due miche e feldspato alcalino, rispettivamente a gneiss a due miche e plagioclasio (GÜNTHER 1976, LABHART 2005).

L'affioramento più esteso di questa roccia si protrae a nord-est del Sasso della Boggia (coord. 2690.00/1151.46) su di una lunghezza di ca. 1 km. Lenti di estensione minore affiorano alla località Crenn (coord. 2691.33/1151.64) e a nord-est del Pizzo Piano d'Ört (coord. 2697.34/1149.66/2045 m).

Conglomerato polimittico

Il conglomerato polimittico secondo GÜNTHER (1976) rappresenta i depositi della punta orientale del delta del Vespero-Pesciüm (foglio 1251 Val Bedretto). Il cemento del conglomerato polimittico, in parte pieghettato, è formato da mica-scisti calcariferi con sottili letti di marmo calcitico e dolomitico. I clasti hanno un diametro dell'ordine di grandezza del centimetro-decimitro, sono stirati dalla deformazione alpina e consistono in marmo, quarzite e micascisto della «Zona di Bedretto» come il conglomerato di Pesciüm sul foglio contiguo 68 Val Bedretto. Il conglomerato di Pesciüm è raramente sviluppato in forma di breccie (LABHART 2005, pp. 53 segg.). PROBST (1980, p. 23) interpreta la roccia psefitica non come conglomerati costieri, bensì come breccia formata in seguito a movimenti tettonici lungo zone di faglia ai margini di soglie («breccia di pendio»).

Il conglomerato poligenico sul foglio Ambri-Piotta affiora unicamente in due banchi lenticolari alla località Costone a sud di Nante (coord. 2691.01/1152.02 e 2691.25/1152.04). PROBST (1980, p. 36) menziona un banco conglomeratico tra il Passo Campolungo e il Pizzo Meda (senza indicazione della località precisa) contenente clasti di quarzite e dolomia lunghi fino a 10 cm e molto stirati.

METASEDIMENTI TRIASSICI

(Unità elvetiche fino a pennidiche)

L'involucro sedimentario dei nuclei delle falde di ricoprimento (cristallino antico o zoccolo cristallino) consiste di serie del Primo Mesozoico monometamorfiche, rielaborate dal metamorfismo alpino. Queste serie sono formate in gran parte da metasedimenti triassici. Lo sviluppo litostratigrafico nelle varie unità tettoniche del foglio sono talmente simili da escludere una suddivisione tra serie elvetiche, ultraelvetiche e pennidiche, rispettivamente tra serie autoctone, parautoctone e alloctone. Ad esempio il confine tra le rocce sedimentarie autoctone e quelle parautoctone della copertura della Falda di ricoprimento Gottardo secondo BAUMER (1964, p. 13) passa «[...] meistens im Inneren der sehr plastischen Rauwacken der mittleren Trias [...]. Es ist deshalb sehr schwer, genau anzugeben, wo innerhalb der karbonatischen Trias jeweilen der bedeutende Bewegungshorizont liegt, an welchem die parautoctone Serie über der Unterlage gegen Norden vorgeschoben worden ist» ([...] di regola all'interno delle dolomie cariate molto plastiche del Triassico Medio [...]). È perciò molto difficile stabilire con esattezza dove si trova il piano di sovrascorrimento all'interno del Triassico carbonatico, lungo il quale la serie parautoctona è stata traslata verso nord sulla sua base). Il decorso dei piani di sovrascorrimento indicati sul foglio all'interno del Triassico carbonatico sono perciò di natura ipotetica e non documentati.

Una separazione tra serie ultraelvetiche e pennidiche è plausibile e giustificata solo a partire dal Giurassico, come notato da BERGER et al. (2007, p. 127). È unicamente a partire da questo periodo che è corretto parlare di un settore paleogeografico marginale Europeo, separato dal Brianzonese dal Bacino Vallesano (cfr. fig. 6).

I metasedimenti triassici sono solitamente suddivisi in tre unità litostratigrafiche sulla base dell'analogia con le serie equivalenti delle falde di ricoprimento elvetiche (cfr. tra l'altro BERGER et al. 2007, p. 128):

- Quarziti (metapsammiti): equivalenti della Formazione di Mels (Melser Sandstein; Primo Triassico);

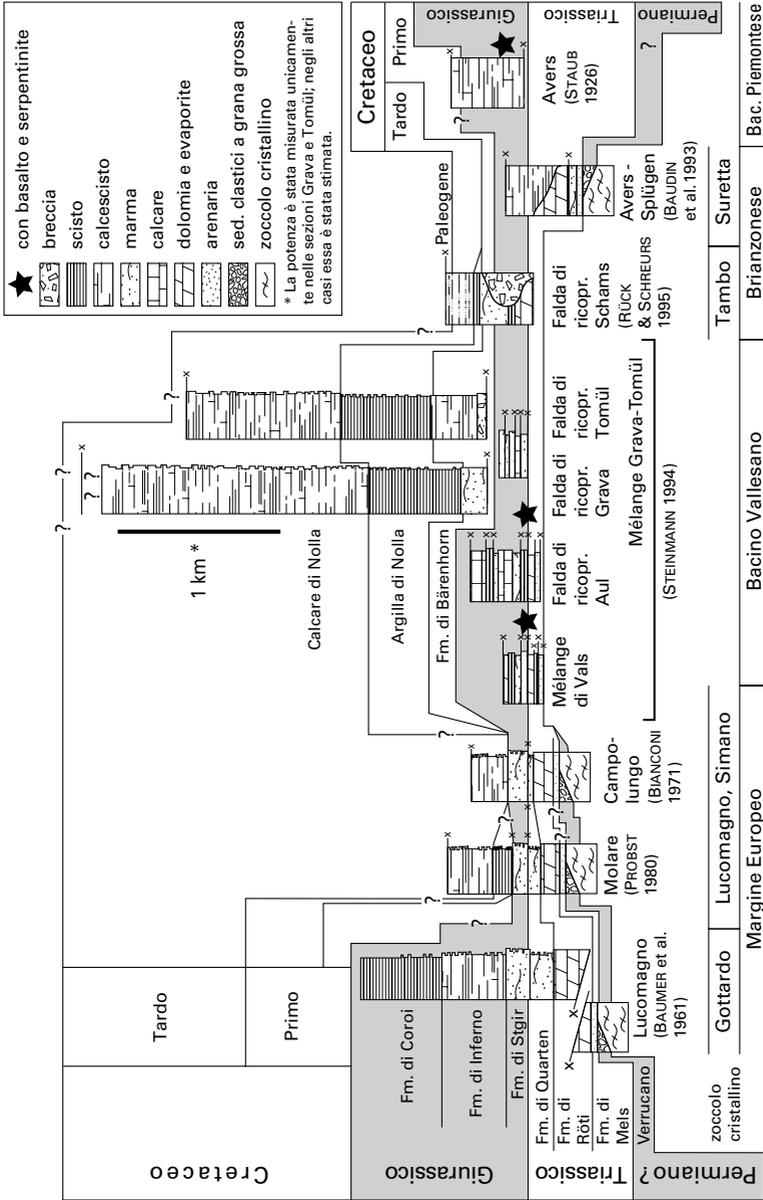


Fig. 6: Sintesi delle unità stratigrafiche permiane e mesozoiche delle Alpi Lepontine Centrali. Da BERGER et al. (2007).

- Marmi dolomitici e metaevaporiti: equivalenti della Formazione di Röti (Röti-Dolomit; Triassico Medio);
- Alternanza di quarziti, metapeliti e sottili intercalazioni di dolomia: equivalenti della Formazione di Quarten (Tardo Triassico).

Questa sequenza tripartita è interpretata come l'inizio di una trasgressione marina, caratteristica del Triassico del tipo germanico. Sul territorio del foglio i metasedimenti triassici (in parte quale sezione inferiore di unità mesozoiche) sono concentrate nelle zone seguenti (da nord a sud):

- Zona dello Scopi: la Zona dello Scopi a nord è sovrapposta alla Falda di ricoprimento Gottardo e a sud (angolo nord-est del foglio) è sormontata, a sua volta, dalla Zona della Nufenen-Piora-Frodalera. Il limite tra le due zone è del tutto ipotetico e non basato su criteri litologici. Oltre alle rocce triassiche la Zona dello Scopi contiene anche metasedimenti alloctoni del Primo Giurassico. Le serie giurassiche ultraelvetiche della Zona dello Scopi sono molto più potenti che nella Zona della Nufenen-Piora-Frodalera.
- Zona della Nufenen-Piora-Frodalera: la Zona della Nufenen, la Zona di Piora e la Zona di Frodalera sul foglio sono state riunite in un'unica unità, la Zona della Nufenen-Piora-Frodalera. Una delimitazione delle singole zone è problematica. La Zona della Nufenen è considerata come un complesso ultraelvetico al margine meridionale della Falda di ricoprimento Gottardo (LABHART 2005) e affiora a ovest di Airola sul foglio 68 Val Bedretto. La separazione dalla Zona di Piora, che segue verso est, è arbitraria e collocabile ca. 300 m a est di Airola, dove la Falda di ricoprimento Lucomagno scompare a cuneo verso ovest. La Zona di Piora separa la Falda di ricoprimento Gottardo (a nord) dalla Falda di ricoprimento Lucomagno (a sud). Questa zona accanto alle serie triassiche contiene anche rocce giurassiche ultraelvetiche. Nella regione a ovest del Lago Ritóm un residuo esteso di rocce sedimentarie penniniche del Giurassico (Falda di ricoprimento Grava; cfr. la «Carta tettonica del territorio del foglio Ambri-Piotta e dintorni 1:100000», Tav. I) giace sulla Zona di Piora. Nell'angolo nord-est del foglio la Zona di Piora passa alla Zona di Frodalera senza una delimitazione netta.
- Zona triassica di Rodi-Ogìora (secondo BIANCONI 1971): questa zona nel settore ovest, tra Ambri-Sotto e Fiesso, è presente in rari affioramenti e si trova sotto i micascisti calcariferi della «Zona di Bedretto». Nel settore Prato-Ogìora i micascisti calcariferi mancano e la zona triassica a est di Prato separa la Falda di ricoprimento Lucomagno sottostante dal cristallino antico di Gribbio (Falda di ricoprimento Simano) che la sovrasta. In questo settore la zona triassica aumenta di potenza e si scinde in due rami. Il ramo settentrionale scompare a cuneo verso est in località Ogìora, mentre il ramo

meridionale, denominato Zona triassica di Pianmez, continua fino alla cascata superiore della Piumogna.

- Zona triassica di Pianmez (secondo BIANCONI 1971): il ramo meridionale della Zona di Rodi–Ogiora descritta sopra (da Prato fino alla cascata superiore della Piumogna) è denominato Zona triassica di Pianmez. Essa separa il cristallino antico di Gribbio (Falda di ricoprimento Simano) sottostante dal cristallino antico dell'Unità San Giorgio che la sovrasta. In questo settore essa è separata dal cristallino antico dell'Unità San Giorgio da uno strato di micascisti calcariferi della «Zona di Bedretto».
- Zona triassica di San Giorgio (secondo BIANCONI 1971): il cristallino antico dell'Unità San Giorgio è separato dai micascisti calcariferi della «Zona di Bedretto» da marmi dolomitici e dolomie cariate triassiche unicamente alla sua estremità ovest. Qui va notato che il punto estremo est della Falda di ricoprimento Lebedun che affiora al margine occidentale del foglio e che è spesso correlata con l'Unità San Giorgio, è a diretto contatto con micascisti calcariferi senza una separazione con metasedimenti triassici.
- Zona triassica del Campolungo: il margine settentrionale del cristallino antico dell'Unità Campo Tencia (Falda di ricoprimento Simano) è sormontato dalla Zona triassica del Campolungo, che raggiunge una potenza apparente fino a 300 m grazie ad accumuli tettonici su grande scala. Secondo l'interpretazione di RÜTTI (2003) e di RÜTTI et al. (2005) la Zona triassica del Campolungo rappresenta il fianco sud della zona triassica complessa denominata «Sinforma di Mogno».
- Zona triassica del Pizzo Meda–Cimetta Briolent (secondo BIANCONI 1971): il cristallino antico dell'Unità Sambuco è separato dai micascisti calcariferi della «Zona di Bedretto» da rocce inequivocabilmente triassiche solo al margine est. Esse sono state rilevate in dettaglio da BIANCONI (1971) e da GUNZENREINER (1998). Le rocce triassiche affiorano in due gruppi immediatamente a ovest del Pizzo Meda: a) Leiarozza–Valle dei Cani nell'area nord-est; e b) Pianascetti–Cimetta Briolent (punto 2172 ms.l.m.) nell'area sud-ovest. Questa zona triassica secondo l'interpretazione di RÜTTI (2003) e di RÜTTI et al. (2005), menzionata più sopra, rappresenta il fianco settentrionale della «Sinforma di Mogno».
- Sinclinale parziale di Massari («Massari-Teilmulde» secondo RÜFFER 1990): il cristallino antico dell'Unità Sambuco nel suo fianco nord-est racchiude una zona lunga ca. 3,5 km, potente ca. 100 m e con andamento NW–SE, la cosiddetta sinclinale parziale di Massari. Essa consiste quasi unicamente di micascisti calcariferi giurassici con scarsi resti di rocce triassiche.

Formazione di Mels («Arenaria di Mels»)

Le rocce del Primo Triassico comprendono quarziti più o meno pure, che sono il risultato del metamorfismo alpino di protoliti comprendenti arenarie e localmente arcose. Esse mancano nelle zone mesozoiche della Falda di ricoprimento Lebedun e dell'Unità San Giorgio, mentre in tutte le altre esse sono presenti alla base della sequenza triassica, anche se sono spesso in parte mascherate da depositi del Quaternario. Al margine sud della Falda di ricoprimento Gottardo appaiono solo sei affioramenti e al margine nord della Falda di ricoprimento Lucomagno solo quattro affioramenti (al massimo lunghi 15 m e spessi fino a 3 m) rappresentabili alla scala 1:25 000. Sulla riva meridionale del Lago Ritóm affiorano estesi complessi quarziticci, che però non possono essere attribuiti con certezza al Primo Triassico (cfr. più sotto). Le condizioni di affioramento sono invece molto migliori alla base della Zona triassica del Campolungo dove la quarzite di base si estende su lunghe tratte. La sua potenza varia da 1 a 10 m e in media è di ca. 3 m.

t_M Formazione di Mels: quarzite a sericite, da tabulare a intensamente scistosa

La quarzite a sericite è la roccia più diffusa nella Formazione di Mels. La roccia ha grana fine, colore bianco-latteo fino a bianco-argenteo ed è solitamente tabulare. I letti ricchi di sericite sono intensamente scistosi e caratterizzati da un'alternanza millimetrica di bande di quarzo puro e di altre di sericite. Accanto a quarzo e sericite a occhio nudo sono spesso visibili pirite e tormalina nera, localmente anche magnetite. La struttura è granoblastica fino a lepidoblastica.

La composizione mineralogica è molto variabile (in % vol.; da BIANCONI 1971, pp. 103 segg.) e comprende quarzo (55-96), sericite/muscovite (3-40), plagioclasio (0-5; andesina), feldspato alcalino (0-1), biotite (0-5), clorite (0-4) ed epidoto (0-2); minerali accessori sono tormalina nera (0-2), minerali opachi (0-3, tra gli altri pirite e magnetite), rutilo, titanite, zircono, apatite e vesuvianite (tutti <1).

GUNZENREINER (1998, p. 23) menziona la frequente presenza di granato (5-29% vol.) nella quarzite a muscovite della Zona triassica del Pizzo Meda-Cimetta Briolent. Esso ha un diametro fino a 1 cm e compare anche in agglomerati nodulari grossi fino a 15 cm, in cui i singoli grani raggiungono un diametro di 2 cm.

Una varietà locale si differenzia dal tipo principale per il contenuto relativamente alto di feldspato alcalino (fino a 20% vol.; probabilmente un membro di passaggio tra ortoclasio e microclino) e dalla scarsa presenza di calcite (0-1% vol.) (BIANCONI 1971, pp. 104 seg.). Un'altra varietà è caratterizzata da tenori più elevati di calcite (fino a 10% vol.). La calcite è interstiziale tra i grani di quarzo e le lamine di mica chiara oppure forma fini aggregati reticolari (BIANCONI 1971, pp. 105 seg.). Nella zona di alterazione superficiale la calcite di questa varietà è disciolta: ne risulta una struttura spugnosa. BEFFA (1996, p. 40) descrive una varietà da scistosa a milonitica, caratterizzata da un contenuto maggiore di plagioclasio (15-20% vol.). Essa affiora sulla sponda sud del Lago Ritóm, dove è associata allo gneiss quarzi-

tico a sericite, brecciato, spesso con magnetite e pirite. L'attribuzione cronostratigrafica di questa varietà è incerta (vedi sotto).

BIANCONI (1971, pp. 106 segg.) descrive aggregati lenticolari di actinolite, lunghi da 10 a 20 cm, che affiorano al contatto tra il marmo dolomitico a flogopite e la quarzite e sotto forma di inclusi nella quarzite, ca. 60 m a SSE del Passo Campolungo. Il contatto con il marmo dolomitico è occupato da un sottile bordo di reazione di calcite. L'actinolite è interpretata come il prodotto della reazione metamorfica tra il quarzo della quarzite e una dolomia con ferro, analoga alla formazione della tremolite (senza ferro) nei marmi dolomitici (cfr. pp. 90 segg.). Un'analisi chimica dell'actinolite è riportata in BIANCONI (1971, p. 170). L'actinolite si distingue dalla tremolite per un tenore più alto di FeO e tenori più bassi in CaO e MgO.

Gneiss quarzítico a sericite, brecciato, spesso con magnetite e pirite

Questa varietà affiora solo a contatto con le rocce più giovani della Falda di ricoprimento Lucomagno. L'unico affioramento si trova sulla sponda sud del Lago Ritóm presso Canariscio di Campo. Esso ha un'estensione a forma di cuneo, con ca. 150 m di lunghezza e fino a 60 m di larghezza (coord. 2695.9/1154.7/1860 m). La roccia ha colore grigio-bianco, ha grana da media a grossolana ed è debolmente scistosa. Pirite e magnetite sono visibili a occhio nudo.

La composizione mineralogica (in % vol.; da BEFFA 1996, p. 41) è: quarzo (40-50), plagioclasio (20-25; oligoclasio), muscovite/sericite (20-30) e biotite (0-3); i minerali accessori comprendono minerali opachi (1-8; magnetite e soprattutto pirite), clorite, apatite, zircone, calcite epidoto e tormalina.

Secondo BEFFA (1996) la posizione cronostratigrafica non è univoca; si tratta probabilmente di metapsammiti permiane o addirittura di una fase quarzítica al tetto del cristallino antico della Falda di ricoprimento Lucomagno. L'estensione relativamente grande depone a sfavore di un'età triassica.

Formazione di Röti («Dolomia di Röti»)

La Formazione di Röti comprende le rocce carbonatiche ed evaporitiche del Triassico Medio. A risultato dell'attività tettonica (con formazione di piani di scollamento, scaglie e pieghe) la potenza apparente della Formazione di Röti sul territorio del foglio varia entro limiti vasti tra pochi metri e all'incirca un chilometro nella Zona dello Scopi a sud del Passo del Lucomagno.

t_R Formazione di Röti: in prevalenza marmo dolomitico; dolomia saccaroide e dolomia brecciata

Le rocce carbonatiche in generale del Triassico Medio sono raggruppate in quest'unità. Questo gruppo comprende prevalentemente marmo dolomitico, dolomia saccaroide e dolomia da cellulare a brecciata.

Il tipo litologico più frequente è la dolomia bianca fino marmo dolomitico bianco (dato che si tratta di rocce ricristallizzate durante il metamorfismo, solo il termine marmo dolomitico è corretto, indipendentemente dalla grossezza della grana; comunque nella letteratura specifica vien usato più frequentemente il termine dolomia tout court). Una descrizione dettagliata di questa roccia nella Zona triassica del Campolungo è data da BIANCONI (1971, pp. 122 segg.).

Una varietà importante di questo tipo litologico è la dolomia saccaroide (ted. zuckerkörniger Dolomitmarmor; varianti a grana fine e prive di coesione vengono pure denominate Mehldolomit, alla lettera, dolomia farinosa). Il termine dolomia saccaroide descrive la struttura cristallina della roccia e la mancanza quasi totale di coesione tra i grani di dolomite, per cui nella zona di alterazione superficiale la roccia si sgretola in una massa bianca analoga allo zucchero. Il marmo dolomitico ha una tessitura da massiccia fino a debolmente scistosa.

La composizione mineralogica (in % vol.; da BIANCONI 1971, p. 123) comprende i componenti principali dolomite (87-99), calcite (0-5), quarzo (0-3) e muscovite (1-5), i componenti subordinati feldspato alcalino (0-2), flogopite (0-2), clorite (0-3), fluorite (0-1) e tennantite (0-1) e i componenti accessori pirite e limonite (<1) e rutilo (<1). La grossezza della grana varia da 0,1 a 0,7 mm, in media è di 0,3-0,4 mm.

I grani di dolomite sono spesso isometrici e poliedrici con sei lati (struttura analoga ai favi delle api); le superfici di contatto sono piane, il che risulta nella coesione da debole ad assente. Quest'osservazione è confermata anche per la dolomia saccaroide della Zona di Piora da SCHAAD & PFIFFNER (1994), SCHAAD (1995a), AMBERG INGENIEURBÜRO (1997) e HERWEGH & PFIFFNER (1999). Questi ultimi autori postulano due processi che portano alla formazione della struttura saccaroide: una ricristallizzazione primaria statica durante il metamorfismo alpino e deformazioni fragili postmetamorfiche. Quest'ultime sono risultate in un effetto cataclastico sui marmi dolomitici, nella formazione di breccie negli strati dolomitici e in una disintegrazione del tessuto dei grani di dolomite.

Due proprietà del marmo dolomitico furono già descritte verso la fine del XVIII secolo:

- PINI (1790) descrive la pietra matrice della tremolite come «pietra arenosa calcaria fosforescente» e osserva che essa sviluppa una fosforescenza di colore rosso se scaldata leggermente o percossa con ferro. È da tener presente che la dolomia fu riconosciuta come una roccia carbonatica a sé stante solo un anno dopo da DE DOLOMIEU (1791) e nel 1792 fu analizzata, riconosciuta come tale e battezzata «dolomie» in suo onore da DE SAUSSURE (1792).
- FLEURIEAU DE BELLEVUE (1792) descrive l'elasticità del marmo dolomitico («marbre élastique du Saint-Gothard») e alla p. 89 precisa che «J'ai trouvé ce marbre dans le 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.»

Una varietà consiste in un marmo dolomitico saccharoide bianco con flogopite. Esso contiene straterelli sottili di flogopite paralleli ai piani della scistosità. Il contenuto di flogopite raggiunge ca. 10% vol. L'intensità della scistosità aumenta in proporzione al contenuto di flogopite. Questa varietà rappresenta il passaggio al marmo dolomitico a flogopite (cfr. pp. 88 segg.).

Una seconda varietà consiste in un marmo dolomitico saccharoide bianco con vene e lenti di dolomite, calcite e quarzo a grana da media a grossolana, in parte accompagnate da minerali ben cristallizzati. Questi minerali, in particolare la tremolite bianca e quella verde, sono abbondanti soprattutto nel settore tra l'Alpe Cado-nighino e il Passo Campolungo e hanno reso famoso il marmo dolomitico di quella zona già dalle prime descrizioni di PINI (1786, 1790) e HÖPFNER (1789).

Le analisi chimiche del marmo dolomitico bianco (senza calcite libera) proveniente dalla Zona triassica del Campolungo sono rappresentate nella tabella 2.

I risultati indicano che la dolomite non ha la composizione stechiometrica (CaCO_3 e MgCO_3 con ciascuno 50% mol.), bensì una leggera eccedenza di CaCO_3 (nel reticolo cristallino della dolomite) con la formula $\text{Ca}_{51}\text{Mg}_{49}(\text{CO}_3)_{100}$.

La dolomia cellulare e la dolomia brecciata (con componenti di dolomia) con un contenuto variabile di calcite sono un tipo litologico frequente del Triassico Medio accanto al marmo dolomitico e alla dolomia saccharoide. Queste due rocce sono spesso in associazione con la dolomia cariata, specialmente nella Zona della Nufenen-Piora-Frodalera e nella Zona dello Scopi. Le rocce hanno grana fine e un colore bianco-gialliccio fino a giallo-chiaro se fresche, giallo-arancione fino a bruno sulle superfici alterate. La struttura è compatta, in parte saccharoide, spesso però cellulare o cavernosa fino a brecciata.

La composizione mineralogica (in % vol.; da BEFFA 1996, p. 46) comprende dolomite (65–85), calcite (0–4), sericite/muscovite (3–10), talco (0–8), raramente biotite cloritizzata (0–4), spesso gesso (2–15) e anidrite (0–5) e i minerali accessori wollastonite (determinazione dubbia), brucite e minerali opachi (ematite e pirite, 0–3).

Un'altra proprietà delle rocce dolomitiche della Formazione di Röti consiste nella presenza di microorganismi endolitici in uno straterello sottile pochi millimetri sotto la superficie delle dolomie. HORATH & BACHOFEN (2009) li hanno studiati con varie tecniche in marmi dolomitici della Zona di Piora e hanno determinato la presenza di alghe eucariotiche, di cianobatteri e di batteri fototrofici verdi. Gli autori concludono che questa zona sottile rappresenta un micro-ecosistema pressoché chiuso contenente una varietà di specie fisiologicamente attive.

t_{ds} *Marmo dolomitico, ricco in sericite risp. muscovite, scistoso*

Una varietà scistosa e ricca in mica chiara del marmo dolomitico è descritta da BEFFA (1996, pp. 47 seg.) nella Zona di Piora, dove compare in tre bande principali concordanti:

Tab.2: *Composizione chimica del marmo dolomitico bianco nella Zona triassica del Campolungo. Secondo BIANCONI (1971).*

	Concentrazione media di 30 campioni		di cui 17 marmi dolomitici «puri»	
	% in peso	% mol.	% in peso	% mol.
CaCO ₃	53,6	52,1	53,4	51,0
MgCO ₃	41,7	42,9	43,5	49,0
insolubile	4,7		3,1	

- Val Canaria-Lago di Tom: lunghezza ca. 3,2 km e potenza fino a 100 m, in parte a contatto diretto con rocce della «Serie della Tremola»;
- Pian Murinascia: lunghezza ca. 300 m e potenza fino a 40 m, in parte in contatto con dolomia cariata;
- Alpe Carorescio – a oriente del Pizzo Columbe: lunghezza ca. 3,6 km e potenza fino a ca. 150 m.

Un marmo dolomitico scistoso ricco di mica affiora anche nella Zona triassica del Campolungo (BIANCONI 1971, pp. 126 seg.), non rappresentabile sul foglio a causa della sua estensione limitata.

I contenuti elevati in sericite/muscovite sono tipici di questa varietà. Essi determinano una scistosità più marcata e un'elongazione dei grani di dolomite. Questa varietà contiene localmente letti concordanti di marmo dolomitico grigio e, raramente, nastri monomineralici singoli di flogopite.

La composizione mineralogica (in % vol.; da BIANCONI 1971, p. 126) e BEFFA (1996, p. 47) è: dolomite (60-90), calcite (1-10), quarzo (1-10), sericite/muscovite (5-15), plagioclasio (<1) e clorite (0-4); i minerali accessori comprendono pirite (0-2), rutile (0-1), apatite (0-1) e grafite (0-1).

t_{dg} Marmo dolomitico grigio

Il marmo dolomitico grigio è assai comune nella Zona triassica del Campolungo. Altri affioramenti, non rappresentati sulla carta, si trovano nelle Zona triassica del Pizzo Meda-Cimetta Briolent e, molto raramente, in quella di Rodi-Ogìora (Riale di Tremorgio presso Rodi-Fiesso, coord. 2699.35/1149.51/1040 m). Il tipo principale e quattro varietà (non rappresentate sul foglio) sono descritte in modo dettagliato in BIANCONI (1971, pp. 128 segg.).

Il marmo dolomitico grigio forma bande parallele e regolari, da alcuni centimetri fino a un decimetro di spessore, con scistosità da media a intensa. I piani di

scistosità sono rivestiti da lamine di sericite/muscovite argentee. Il colore varia da grigio-chiaro a grigio-scuro, spesso in bande. La grana è tipicamente molto fine, in media attorno a 0,08 mm.

La composizione mineralogica (in % vol.; da BIANCONI 1971, pp. 129 seg.) comprende dolomite (70–97), calcite (0–8), muscovite/sericite (0–7), clorite (0–11), plagioclasio (0–2) e feldspato alcalino (0–1) e i minerali accessori grafite (0–1), rutilo, apatite, tormalina (tutti < 1) e pirite (0–2). La grafite si presenta in sferette dalle dimensioni attorno al micron, in parte incluse nei grani di dolomite e in parte concentrate ai confini dei grani. I grani di dolomite sono allungati e le miche chiare ordinate in modo parallelo, definendo la scistosità marcata.

Le analisi chimiche del marmo dolomitico grigio (senza calcite libera) provenienti dalla Zona triassica del Campolungo sono riassunte nella tabella 3. I risultati indicano, come nel caso del marmo dolomitico bianco, che la dolomite non ha la composizione stechiometrica (CaCO_3 e MgCO_3 con ciascuno 50% mol.), bensì una leggera eccedenza di CaCO_3 (nel reticolo cristallino della dolomite) con la formula $\text{Ca}_{51,1}\text{Mg}_{48,9}(\text{CO}_3)_{100}$ (praticamente identica a quella del marmo dolomitico bianco).

ALBISETTI (1999, pp. 67 seg.) ha determinato il contenuto di grafite in alcuni campioni di marmi dolomitici. Il marmo dolomitico bianco contiene solo attorno a 0,4% vol. di grafite, mentre nei marmi dolomitici grigi i contenuti sono maggiori, attorno a 1,4–1,8% vol. Le quattro varietà dei marmi dolomitici grigi sono descritte brevemente qui di seguito:

- Marmo dolomitico grigio saccaroide: questa varietà è molto rara e si trova unicamente nella Zona triassica del Campolungo (tra il Pizzo del Lambro e il Passo Campolungo). Essa si distingue dal marmo dolomitico saccaroide bianco unicamente per la presenza di grafite (ca. 1% vol.), che le conferisce il colore cenerino, e per la grana più fine. La coesione intergranulare dei grani di dolomite isometrici e poligonali è leggermente aumentata dalla presenza di calcite (fino a 6% vol.), rispettivamente dove i grani di dolomite hanno una grana leggermente eterogenea.
- Marmo dolomitico grigio con vene e lenti di dolomite, calcite e quarzo, in parte con tormalina bruna e distene: questa varietà corrisponde al marmo dolomitico saccaroide bianco con vene e lenti di dolomite, calcite e quarzo a grana da media a grossa, con l'aggiunta di grafite (1–2% vol.). La grafite risulta nel colore grigio spesso scuro e nella grana molto fine della dolomite. Le vene e lenti hanno uno spessore fino a 5 cm, non contengono grafite e sono perciò di colore bianco latte. Esse sono a grana grossolana e di regola parallele alla scistosità. Il contatto con la matrice di dolomia è netto e spesso marcato da un bordo quasi nero di dolomia a grana molto fine (nei casi estremi 0,015 mm), contenente cristalli di tormalina bruna, lunghi fino a 1 cm e in parte trasparenti, o, raramente, cristalli di distene lunghi fino a 4 cm. Questa varietà si trova unicamente nella Zona triassica del Campolungo (tra il Pizzo del Lam-

Tab.3: *Composizione chimica del marmo dolomitico grigio nella Zona triassica del Campolungo. Secondo BIANCONI (1971).*

	Concentrazione media di 21 campioni		di cui 16 marmi dolomitici «puri»	
	% in peso	% mol.	% in peso	% mol.
CaCO ₃	53,5	52,7	52,8	51,1
MgCO ₃	41,0	47,3	42,5	48,9
insolubile	5,5		4,7	

bro e l'Alpe Pianascio). Affioramenti particolarmente ricchi di tormalina bruna idiomorfa si trovano a Costello, da 500 a 800 m a ovest dell'Alpe Campolungo.

- Marmo dolomitico grigio con flogopite: questa varietà è analoga a quella del marmo dolomitico a flogopite (cfr. pp. 88 segg.), da cui si differenzia per il contenuto minore di flogopite (1-5% vol.). Il feldspato alcalino associato alla flogopite localmente presenta abbondanti inclusi di grafite nel nucleo, mentre il bordo esterno ne è privo ed è perciò limpido. Questa varietà è relativamente diffusa lungo l'intera Zona triassica del Campolungo. Nella Zona triassica del Pizzo Meda-Cimetta Briolent essa è rara ed è assente nelle altre Zone triassiche.
- Marmo dolomitico a bande: questa varietà è presente nella Zona triassica del Pizzo Meda-Cimetta Briolent e nella Zona triassica del Campolungo. Affioramenti tipici si trovano nel settore del Passo Cadonighino²⁾. Il marmo dolomitico a bande presenta alternanze parallele alla scistosità di letti sottili (da 0,5 mm fino a 5 cm di spessore) di marmo dolomitico con colori diversi, che variano da grigio-scuro a grigio-chiaro fino a bianco conferendo alla roccia un aspetto zebraato. La grana negli straterelli ricchi di grafite è estremamente fine (0,03-0,05 mm) ed aumenta con il diminuire del contenuto di grafite (da 0,15 a 0,3 mm nei letti di marmo dolomitico bianco). La struttura a bande probabilmente riflette un'alternanza sedimentaria primaria di straterelli con differenti contenuti di materia organica. Il pigmento carbonioso durante il metamorfismo alpino è poi stato ordinato in bande parallele alla scistosità (cfr. BOLLI & NABHOLZ 1959).

²⁾ Sulla carta topografica 1:25 000 (stato 2006) indicato erroneamente con «Passo Vanit».

t_{dp} *Marmo dolomitico a flogopite*

Il marmo dolomitico a flogopite compare in due piccoli affioramenti nella Zona triassica di Rodi-Ogìora a nord-ovest di Rodi. L'estensione principale si trova nella Zona triassica del Campolungo. In questa zona nel Triassico carbonatico affiorano due orizzonti di marmo dolomitico a flogopite cartografabili (BIANCONI 1971, pp. 109 segg.):

- L'orizzonte inferiore forma la base della serie carbonatica ed è sovrapposto alla quarzite basale del Primo Triassico. La potenza varia da 5 a 30 m.
- L'orizzonte superiore si trova sotto la dolomia cariata, la quale forma il tetto della serie carbonatico-evaporitica del Triassico Medio. La potenza varia da 1 a 13 m.

BIANCONI (1971) descrive un tipo litologico principale e cinque varietà locali, che non sono rappresentabili alla scala del foglio. Il tipo principale consiste in un marmo dolomitico a flogopite, gialliccio, che contiene in media 10–15% vol. di flogopite. Esso presenta un colore di alterazione caratteristico da bruno a grigio-bruno. La flogopite (mica con Mg, come menzionato più sopra) forma letti e bande di colore bruno-ambra, parallele alla scistosità. Il colore da bruno fino a grigio-brunastro della roccia alterata in superficie è caratteristico.

La composizione mineralogica (in % vol.; da BIANCONI 1971, pp. 109 seg.) è come segue: dolomite (30–87), calcite (2–30), flogopite (5–30), muscovite/sericite (0–10), plagioclasio (0–7), bytownite, feldspato alcalino (0–3; microclino), tremolite (0–1), clorite (0–1), vermiculite (0–1), epidoto (0–1) e grafite (0–1); i minerali accessori comprendono rutilo, titanite, apatite, zircono (tutti <1), tormalina bruna (0–2) e minerali opachi (0–3). La calcite, a grana fine, forma un bordo di reazione attorno ai lettini di flogopite. La flogopite presenta il pleocroismo tipico (da bruno-miele a giallo-chiaro) ed è ricca di inclusi. Essa mostra spesso trasformazioni diaforetiche in clorite e più raramente in vermiculite.

La flogopite si è formata durante il metamorfismo alpino: dal sedimento originario consistente in dolomite con letti di argilla ricca di potassio si forma flogopite $[KMg_3(AlSi_3)O_{10}(OH)_2]$, che incorpora il Mg della dolomite, mentre il Ca forma calcite, che si trova al margine degli straterelli di flogopite. La reazione metamorfica risulta in una leggera dedolomitizzazione del protolito, come nel caso della tremolite (cfr. pp. 90 seg.).

Le analisi chimiche del marmo dolomitico a flogopite (con calcite libera) provenienti dalla Zona triassica del Campolungo sono riassunte nella tabella 4.

Il contenuto di materiale insolubile (in prevalenza flogopite) è alto e varia nei singoli campioni da 6,3 a 50,9% in peso. L'alto eccesso di $CaCO_3$ rispetto a $MgCO_3$ si riflette nella presenza di calcite. Le cinque varietà litologiche sono brevemente descritte qui di seguito:

- Marmo dolomitico a flogopite grigio: questa varietà è rara e si trova soprattutto nella Zona triassica del Campolungo nel grosso affioramento del fianco

Tab. 4: *Composizione chimica del marmo dolomitico a flogopite nella Zona triassica del Campolungo. I dati corrispondono alla media di 19 campioni analizzati. Secondo BIANCONI (1971).*

	% in peso	% mol.
CaCO ₃	48,1	58,1
MgCO ₃	29,9	41,9
insolubile	22,0	

est del Pizzo del Lambro e a sud del Passo Campolungo. Si distingue dal tipo principale unicamente per il contenuto di pigmento grafítico (<1% vol.) sotto forma di squamette dal diametro dell'ordine di grandezza del micron, incluse nei grani di dolomite o ai margini degli stessi e che conferiscono alla roccia il colore grigio.

- Marmo dolomitico a flogopite con aggregati di tremolite: anche questa varietà è rara e si trova in affioramenti isolati nelle Zone triassiche del Campolungo (all'Alpe Pianascio), del Pizzo Meda-Cimetta Briolent (alla Leiarozza) e di Rodi-Ogìora (a Casanova e a Cornone). Questa varietà è caratterizzata dalla presenza di aggregati fino a 1 cm di diametro di tremolite bianca aciculare o asbestiforme (1-10% vol.). Gli aggregati sono di regola inclusi in bande di flogopite. Tra i grani di flogopite e quelli di calcite si trova raramente scapolite (<1% vol.).
- Scisto carbonatico ricco di flogopite: questa varietà comprende le rocce carbonatiche ricche di flogopite (da >30 fino a 50% vol.). All'alto contenuto di flogopite corrisponde un tenore elevato di calcite (fino a 40% vol.) e di conseguenza uno minore di dolomite (<30% vol.). Questa varietà si presenta in lenti lunghe fino a qualche metro, di solito in marmo dolomitico a flogopite giallognolo, piú raramente grigio. Affioramenti si trovano nelle Zone triassiche del Campolungo (a sud del Passo Campolungo e all'Alpe Pianascio) e del Pizzo Meda-Cimetta Briolent (Leiarozza). Questa varietà contiene scapolite (0-4% vol.), verosimilmente originata dalla parziale trasformazione del plagioclasio basico.
- Alternanza di marmo dolomitico a flogopite e di quarzite: anche questa varietà occorre nelle Zone triassiche del Campolungo (a sud del Passo Campolungo) e del Pizzo Meda-Cimetta Briolent (Leiarozza). L'alternanza di letti sottili di marmo dolomitico a flogopite con altri di quarzite è spessa al massimo ca. 1 m e lunga ca. 2 m. Dalle caratteristiche sul campo appare probabile che questa varietà sia di origine tettonica.

- Marmo dolomitico gialliccio con flogopite e reticolo di calcite: questa varietà affiora unicamente nella Zona triassica di Rodi-Ogìora. Gli affioramenti migliori si trovano nella cava abbandonata di Cornone (coord. 2702.65/1148.35/1230 m). La roccia ha un colore giallo-ocra, ha grana da fine a media, è compatta e presenta una debole scistosità. Essa è solcata da un reticolo di calcite di colore arancione e presenta un'alterazione superficiale finemente cavernosa, simile a quella della dolomia cariata. Questa varietà rappresenta probabilmente un termine di passaggio dal marmo dolomitico a flogopite alla dolomia cariata.

Marmo dolomitico a tremolite

I marmi dolomitici bianchi e anche quelli grigi contengono frequentemente il minerale tremolite (sinonimo screditato: grammatite) quale componente subordinato o addirittura principale della roccia, in particolare nella Zona del Campolungo. In questi casi i marmi dolomitici a tremolite formano banchi paralleli alla scistosità, che possono raggiungere alcuni metri di potenza e che si possono seguire lungo vari affioramenti laterali. Ciononostante si è rinunciato a rappresentare i banchi più estesi sul foglio poiché al contrario dei marmi dolomitici a flogopite, essi non si trovano in orizzonti stratigrafici definiti. È interessante notare che già DE GIMBERNAT (1804) aveva disegnato il primo profilo geologico attraverso il Campolungo sul quale aveva rappresentato graficamente rosette di tremolite (dolomita y tremolita). Nello stesso anno H. C. Escher von der Linth (in BIANCONI & ANTOGNINI 2013) descrisse per la prima volta in dettaglio i marmi dolomitici con i ritrovamenti di tremolite del settore tra l'Alpe Cadonighino e il Passo Campolungo.

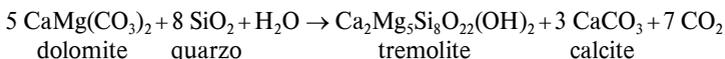
BIANCONI (1971, pp. 137 segg.) descrive tre varietà del marmo dolomitico a tremolite:

- marmo dolomitico bianco saccaroide con tremolite in cristalli prismatici bianchi, raramente verdi;
- marmo dolomitico bianco saccaroide con aggregati raggiati di tremolite bianca aghiforme;
- marmo dolomitico grigio con tremolite grigia in cristalli prismatici.

Le tre varietà sono particolarmente comuni nella Zona triassica del Campolungo (su tutta l'estensione rappresentata sul foglio), mentre sono rare nelle zone triassiche del Pizzo Meda-Cimetta Briolent e di Rodi-Ogìora. Nelle altre zone triassiche esse mancano quasi totalmente. KRIGE (1918, pp. 124 seg.) descrive un ritrovamento a nord del Pizzo Columbe, che l'autore però attribuisce ai Calcescisti inferiori (untere Bündnerschiefer), di interpretazione stratigrafica quanto mai dubbia. La roccia è descritta come uno scisto a biotite, carbonato e tremolite al contatto con dolomia cariata in un affioramento vicino al Passo Columbe, a sud-est del Lago dei Campanitt. La tremolite incolore si presenta in aggregati raggiati.

La biotite, descritta come brunastra, è molto probabilmente flogopite. La roccia è accompagnata da uno scisto a clorite, biotite, plagioclasio, carbonato e tremolite. PETERS (1998) menziona la presenza occasionale di tremolite nelle dolomie dei sondaggi di ricognizione della Zona di Piora Bs 4.2 e Bs 4.3, eseguiti dal cunicolo di ricognizione di Polmengo (cfr. pp. 182 segg. e profilo 2b, Tav. II).

Nella Zona triassica del Campolungo i cristalli di tremolite appartengono a una prima generazione (fase 1) e sono di formazione sincinematica. Essi giacciono sui piani principali di scistosità (S_1) senza un'orientazione particolare e si sono formati prima della seconda fase di deformazione (D_2). Essi sono attornati da un bordo di calcite bluastra a grana da media a grossolana, in parte già visibile a occhio nudo. La calcite si è formata durante la formazione metamorfica della tremolite a partire da dolomite e quarzo secondo la reazione seguente:



In questa reazione solo una parte del calcio è usata per la formazione della tremolite e l'eccesso va a formare il bordo calcitico. Da questa reazione risultano tre paragenesi (cfr. anche TROMMSDORFF 1966, pp. 434 seg.):

- tremolite-dolomite-calcite (la paragenesi di gran lunga più frequente);
- tremolite-quarzo-calcite (rara);
- tremolite-calcite-dolomite-quarzo (molto rara).

La tremolite è spesso trasformata parzialmente o totalmente in talco. TROMMSDORFF (1966) postula una formazione primaria del talco durante il metamorfismo alpino, seguita da quella della tremolite a pressione parziale del CO_2 e temperature più alte. Secondo BIANCONI (1971, p. 144) e MERCOLLI (1980, 1982) le osservazioni nella Zona triassica del Campolungo dimostrano però senza dubbio che il talco si è formato in una fase diaforetica tarda a partire dalla tremolite; nei casi estremi occorrono pseudomorfose complete di talco secondo tremolite.

Il marmo dolomitico saccaroide bianco, con aggregati raggiati di tremolite bianca è stato esaminato in dettaglio da MERCOLLI (1979, 1980, 1982) e MERCOLLI et al. (1987) negli affioramenti della località Costello, 600 m fino a 1 km ad ovest dell'Alpe Campolungo. Sulla base dei risultati delle investigazioni strutturali e delle inclusioni fluide l'autore ha dedotto l'evoluzione seguente:

1. Formazione (sedimentaria, diagenetica o idrotermale) di concentrazioni di quarzo e di arricchimenti di fluoro nel sedimento dolomitico.
2. Cristallizzazione sincinematica di tremolite prismatiche negli strati quarziferi dei marmi dolomitici e deformazione a boudinage dei grumi di quarzo parallela alla scistosità principale durante il massimo termico del metamorfismo alpino.

3. Durante il rovesciamento della parte frontale della Falda di ricoprimento Simano (D₄ in GRUJIC & MANCKTELOW 1996; «northern backfolds» in STECK 2008), i grumi di quarzo vengono rimobilizzati nei piani di scistosità dei piani assiali. L'alleggerimento risulta nella mobilizzazione ed essoluzione della fase fluida (soluzione ricca di CO₂ ed estremamente concentrata in NaCl). Sotto queste condizioni si formano i bordi di reazione con tremoliti raggriate attorno ai grumi e alle lenti di quarzo.
4. Grazie all'afflusso di una nuova fase fluida con tenore basso di CO₂ si innesca la cristallizzazione diaforetica del talco con la formazione di pseudomorfosi secondo tremolite.
5. Cristallizzazione di una (rara) generazione tarda di talco presumibilmente con una fase fluida diluita con CH₄.
6. Conclusione della fase diaforetica connessa con inclusioni acquee.

Dal contenuto in Mg nella calcite in equilibrio con dolomite è estrapolata una temperatura di formazione dei bordi di reazione attorno a 500°C. I dati termobarimetrici dedotti dalle inclusioni fluide forniscono pure una temperatura di ca. 500°C e una pressione di ca. 2 kbar. Queste pressioni sono troppo basse rispetto al massimo di temperatura del metamorfismo alpino della regione (cfr. pp. 138 segg.). Esse potrebbero invece essere compatibili con l'esumazione di queste unità tettoniche durante l'inversione settentrionale della vergenza citata più sopra ed accoppiata con un recupero più lento dell'equilibrio termico (thermal relaxation).

MEGGIOLARO et al. (2011) hanno esaminato vene di tremolite e calcite in marmi dolomitici nelle serie metasedimentarie di Baceno e Tèggiolo al piede, rispettivamente al tetto della Falda di ricoprimento Antigorio su territorio italiano e hanno ottenuto risultati analoghi. Le vene di tremolite e calcite si sono formate a temperature tra 450 e 490°C e a pressioni minime di 2–3 kbar in una fase tardiva di esumazione e raffreddamento delle coltri di ricoprimento attorno a 15–14 Ma e al passaggio dalla deformazione duttile a quella fragile.

Ritrovamenti di fossili nei marmi dolomitici

Nei marmi dolomitici della Zona triassica del Campolungo BIANCONI (1965) ha trovato resti fossili (piastre colonnari di crinoidi) in due località:

- Resti fossili visibili a occhio nudo in un banco di ca. 1,4x1 m e dello spessore di 6 cm di marmo dolomitico grigio, ca. 50 m a sud-est del Passo Campolungo (coord. 2697.42/1146.86/2340 m).
- Resti di crinoidi visibili solo al microscopio in un banco di marmo dolomitico a flogopite della potenza di 2 m, alla base del Triassico carbonatico presso Fontane (coord. 2698.00/1147.08/2160 m).

In ambedue le località si tratta di piastre colonnari singole di crinoidi dal diametro tra 1 mm e 10 mm, in media di ca. 4 mm. Le piastre colonnari consistono sempre in un grano singolo di dolomite, in parte con superfici rombiche di sfaldatura e con inclusi rari di pirite, grafite e/o quarzo ai margini. Il canale centrale è nettamente visibile ed è riempito con granuli di dolomite. Le piastre colonnari non sono determinabili; secondo R. Trümpy (com. verb. 1965) esse comunque presentano analogie con *Encrinus* cfr. *cassianus*, una specie molto diffusa nel Ladinico, specialmente nelle Alpi Occidentali.

† *Dolomia cariata, spesso con sericite e sovente brecciata*

Ad eccezione della Zona triassica del Pizzo Meda-Cimetta Briolent e della Zona dello Scopi, in tutte le zone triassiche la serie carbonatico-evaporitica del Triassico termina con dolomia cariata. La sua potenza non può essere stimata con certezza, perché essa è di regola presumibilmente aumentata grazie a ripetizioni tettoniche. Nella Zona della Nufenen-Piora-Frodalera la potenza apparente raggiunge 300 m, nella Zona triassica del Campolungo fino a 50 m. La roccia è caratterizzata tra l'altro da proporzioni estremamente variabili dei due componenti principali calcite e dolomite (ambedue da 15 a 80% vol.). Nel tipo principale, la dolomia cariata, la calcite è predominante. La roccia è massiccia, ha un colore giallo-arancione e grana fine. Essa è debolmente porosa (nella letteratura si trova spesso il termine «tufacea») e in parte debolmente scistosa, con le superfici della scistosità ricoperte da flogopite, vermiculite, muscovite/sericite o talco argenteo.

La composizione mineralogica della dolomia cariata (in % vol.; da BIANCONI 1971, p. 146) è estremamente variabile e comprende calcite (15-80), dolomite (2-75), quarzo (0-10), flogopite (0-13), muscovite/sericite e talco (0-20), plagioclasio (0-2), clorite (0-2) e vermiculite (0-2); i minerali accessori comprendono distene (0-3), rutile, apatite, tormalina bruna e pirite/limonite (tutti <1). La calcite a grana da molto fine a fine forma una struttura continua a reticolo, che include gli altri minerali. Questi ultimi presentano deformazioni meccaniche intense. Secondo BEFFA (1996, p. 47) le dolomie cariate della Zona della Nufenen-Piora-Frodalera contengono fino a 15% vol. di gesso e anidrite.

La dolomia cariata laminare affiora in zone con intensa sollecitazione tettonica. Essa è caratterizzata da un'alternanza di straterelli sottili di a) calcite; b) calcite, dolomite e flogopite; e c) muscovite/sericite, talco (?) e quarzo. Localmente essa presenta una struttura cellulare. Gli influssi cataclastici sono particolarmente intensi in questa varietà: i grani di quarzo e dolomite, come anche le miche ondulate, sono fessurati e frantumati.

La dolomia cariata presenta spesso una struttura cellulare: le cellette sono composte di dolomia bianca e subordinatamente di calcite. In altri casi essa presenta invece una struttura brecciata. Queste varietà sono frequenti e rappresentano il passaggio alla dolomia cellulare e a quella brecciata.

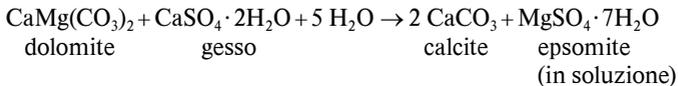
Nella dolomia cariata cellulare le cellule hanno di regola dimensioni da 1 a 2 cm e sono riempite con dolomia bianca saccaroide; le pareti sono spesse da 2 a

3 mm e consistono in calcite. La tessitura è massiccia, raramente debolmente scistosa dove le cellule sono orientate in banchi paralleli.

Nella dolomia cariata brecciata la matrice ha colore giallo-chiaro fino ad arancione, la grana è fine e consiste principalmente di calcite con noduli di vermiculite. Questa varietà è ricca di muscovite/sericite e talco. I clasti hanno solitamente spigoli ad angoli retti, con dimensioni da 0,5 a 80 cm, di regola da 2 a 3 cm (nei casi estremi fino a 1 m) e consistono in marmo dolomitico saccaroide, raramente in marmo dolomitico a flogopite. BEFFA (1996, p. 47) descrive elementi di gneiss a orneblenda nella Zona della Nufenen-Piora-Frodalera. Il rapporto volumetrico matrice/clasti è molto variabile; i clasti raggiungono fino a 70% vol.

Un'altra varietà è la dolomia cariata con tremolite e flogopite. Essa è rara ed è stata trovata unicamente nella Zona triassica di Rodi-Ogìora (ad es. nei dintorni di Prato). Essa è sempre debolmente scistosa, con i piani di scistosità ricoperti di lamine di flogopite, in parte trasformata in vermiculite verde-bluastro, e raramente di piccoli aggregati raggiati di tremolite bianca, lunghi fino a 1 cm. La composizione mineralogica è analoga a quella del tipo principale, con l'aggiunta di tremolite (1-8% vol.).

La genesi della dolomia cariata è stata investigata in modo sistematico già da BRÜCKNER (1941). Secondo quest'autore il sedimento originario consisteva in una dolomia più o meno ricca di gesso o anidrite e con straterelli di argilla. La prima reazione è la trasformazione dell'anidrite in gesso, accompagnata da un aumento di volume di 57-61%, il che risulta in uno stritolamento del materiale incluso nell'anidrite, specialmente della dolomite. La formazione vera e propria della dolomia cariata avviene secondo la reazione ideale seguente:



La reazione indicata qui sopra corrisponde a una dedolomitizzazione. Dalla reazione risulta che se il protolito (non importa se pre- o postmetamorfico) conteneva più dolomite che anidrite, allora la dolomia cariata risultante presenta ancora un eccesso di dolomite (ad es. nella dolomia cariata cellulare e in quella brecciata). Se invece il protolito conteneva più anidrite che dolomite, allora la cariata risultante presenta un eccesso di anidrite (rispettivamente gesso sulla superficie attuale). Secondo BRÜCKNER (1941) questa reazione avviene sotto l'influsso di acque superficiali. Si tratta perciò di un processo di alterazione recente (e in parte ancora attivo). Sono conosciuti alcuni esempi di questa interpretazione in gallerie nel Ticino superiore. DAL VESCO (1964a) cita la galleria di Cambleo delle Officine della Maggia nella Zona triassica di Fusio-Mogno e la galleria di Soja delle Officine di Blenio: in ambedue i casi in superficie affiora dolomia cariata, mentre nelle gallerie sottostanti si trovano marmi dolomitici con gesso.

Questo processo venne in seguito interpretato come «prodotto tardo di alterazione» (JEANBOURQUIN 1988, p. 511) rispettivamente come «carsificazione di rocce in origine evaporitiche» (SCHAAD 1995b, pp. 74 segg.). SCHAAD (1995a) conferma in principio la genesi illustrata sopra e definisce il processo di formazione con il termine di «carsificazione del gesso» (Verkarstung von Gips) e postula un'età quaternaria. Da questa interpretazione risulta che le dolomie cariate non hanno alcun nesso con la tettonica di taglio alpina. Secondo SCHAAD (1995a): «Es waren vielmehr die evaporitischen Vorgänger der Rauhacken, welche eine wichtige Rolle als Abscherhorizonte bei Deckenbewegungen und als inkompetente Schichten bei Faltung gespielt haben.» (Semmai erano gli antecessori evaporitici delle cariate ad avere un ruolo importante quali piani di scollamento durante i movimenti delle falde di ricoprimento e rappresentavano strati incompetenti nei processi di ripiegamento.) L'ipotesi di SCHAAD (1995a) è confermata da HERWEGH & PFIFFNER (1999, p. 85): gli strati di anidrite agivano da piani di scollamento poiché essi hanno una resistenza di fluidità molto bassa.

t_y *Gesso e anidrite, spesso con dolomite*

Nel livello carbonatico delle Zone della Nufenen-Piora-Frodalera e dello Scopi compaiono alcune masse di gesso/anidrite, come segue (da ovest a est):

- Affioramento di gesso alla località Raviròi, 300 m a sud della stazione ferroviaria di Airolo, al piede del versante destro della valle (coord. 2690.30/1153.28/1120–1160 m); esso è lungo ca. 600 m e ha una potenza apparente di 100 m; a sud il gesso è a contatto con dolomia cariatata.
- Affioramento di gesso alla località Cassina, 700 m a nord di Valle (coord. 2691.15/1154.50/1350–1400 m), lungo ca. 600 m e con una potenza fino a 140 m; il gesso a ovest è a contatto con dolomia cariatata, a est invece con micascisti della Formazione di Quarten.
- La massa più grossa di gesso e anidrite si trova in Val Canaria (coord. 2692.2/1154.5/1250–1900 m). Essa presenta una potenza apparente (in direzione NE–SW) di ca. 1,2 km e può essere seguita lungo la direzione degli strati per ca. 2,3 km, di cui 1,5 km affiorano sul versante est della Val Canaria, dal fiume Garegna fino a Ce di Fuori. L'estensione verticale sopra il livello della Garegna raggiunge 500 m al massimo. L'estensione in profondità non è conosciuta. L'affioramento è punteggiato da innumerevoli doline. I contatti sono in parte con dolomia cariatata e in parte con rocce della «Zona di Bedretto».

I lavori di esplorazione (ad es. un sondaggio suborizzontale; cfr. p. 186) hanno messo in evidenza che gesso fratturato e saturo di acqua affiora solo in superficie. Questo involucro di gesso, dello spessore tra 6 e 30 m, racchiude

completamente l'anidrite, ma il contatto tra il gesso e l'anidrite è graduale. Prove idrostatiche hanno indicato che l'anidrite è impermeabile a partire da ca. 50 m in profondità (JÄCKLI 1941, 1976, 1979).

- Nell'area tra l'Alpe Pertusio (gola del Brenno) e Foppone, ca. 1 km a sud dal Passo del Lucomagno affiorano due ammassi di gesso bianco a grana grossolana. L'affioramento più esteso (nella gola del Brenno) è lungo 500 m e ha una potenza di 80 m (coord. 2704.70/1156.67/1830–1890 m); un affioramento di estensione assai minore si trova presso l'Alpe Casaccia. Ambedue i corpi di gesso sono a contatto con dolomia cellulare.
- Nelle carote dei sondaggi di ricognizione Bs 4.2 e Bs 4.3, trivellati a partire dal fronte del cunicolo di ricognizione di Polmengo nella Zona di Piora (cfr. pp. 182 segg.), PETERS (1998) e HERWEGH & PFIFFNER (1999) descrivono nella Zona di Piora un'alternanza di letti ricchi di anidrite e altri arricchiti in dolomite (con magnesite) e straterelli ricchi di mica. I tenori di gesso sono bassi e sono concentrati specialmente in vene negli straterelli ricchi di mica con circolazione di acqua.
- Nello scavo della galleria di base del San Gottardo è stata attraversata unicamente l'alternanza di letti ricchi di anidrite con altri ricchi di dolomite, descritta più sopra, ambedue marmorizzate, vale a dire ricristallizzate a grana più grossa.

Il gesso, con struttura da massiccia a debolmente tabulare, ha grana grossa e colore bianco fino a bianco-gialliccio. Esso contiene piccole lenti ricche di dolomite e lamine di flogopite di colore giallo-miele.

La composizione mineralogica del gesso (in % vol.; da BEFFA 1996, p. 48) è molto variabile, come segue: gesso (30–75), dolomite (5–25), muscovite/sericite, flogopite e talco (10–25); i minerali accessori comprendono clorite e limonite. La struttura è eterogenea: la matrice a grana fine consiste in gesso, dolomite, mica chiara e talco; essa racchiude grani di gesso grossi fino a 1 cm, sempre fratturati lungo le superfici di sfaldatura. L'anidrite è omogenea e massiccia e la grossezza della grana varia da 2 a 4 mm. Secondo JÄCKLI (1976, 1979) i minerali subordinati comprendono flogopite e clorite e quelli accessori magnesite, dolomite, gesso e pirite.

In profondità l'anidrite è completamente impermeabile al contrario del gesso, che è molto permeabile. L'anidrite a contatto con acqua si trasforma in gesso, il quale è stabile solamente a temperature inferiori a 50°C. Per questa ragione in superficie affiora sempre gesso, e mai anidrite. In superficie le masse di anidrite sono avviluppate da una crosta di gesso, che le proteggono da un'ulteriore idratazione.

FABBRO (1998a, p. 16) descrive la trasformazione complessa dell'anidrite (CaSO_4) in gesso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) in funzione della salinità delle soluzioni acquose, della temperatura e della pressione. La trasformazione è molto lenta (al massimo ca. 1 cm/a) ed è abbinata ad un aumento del volume tra 57 e 61%.

Formazione di Quarten

Sul foglio Ambri-Piotta il Tardo Triassico comprende gli equivalenti metamorfici della Formazione di Quarten; esso viene anche denominato con il termine comprensivo di Triassico filladico. Esso è abbondante soprattutto nella Zona della Nufenen-Piora-Frodalera e nella Zona dello Scopi (da Cassina sopra Valle a occidente fino a est del Passo del Lucomagno a oriente). Nel settore a nord e a est del Lago Ritóm esso raggiunge potenze apparenti fino a ca. 500 m, probabilmente grazie a ripetizioni tettoniche e a scaglie tettoniche intercalate con micascisti calciferi. BAUMER (1964, p. 35) indica una potenza reale di 90–100 m. Nel settore orientale esso è conosciuto anche sotto il termine di Zona di Frodalera, dal nome della località con l'affioramento classico di scisti a orneblenda a covoni e granato (coord. 2706.86/1154.14/1760 m). Rare bande discontinue e di potenza assai minore si trovano nelle Zone triassiche del Campolungo (ALBISETTI 1999) e del Pizzo Meda-Cimetta Briolent (GUNZENREINER 1998) come pure al margine meridionale della Falda di ricoprimento Gottardo. Nelle altre zone triassiche le rocce del Tardo Triassico sono sconosciute.

I protoliti delle rocce del Tardo Triassico consistevano in sedimenti dolomitico-marnosi fino ad argilloso-sabbiosi con un contenuto molto basso di pigmento carbonioso. In assenza di intercalazioni dolomitiche, la differenziazione da scisti e gneiss dei nuclei del cristallino antico di aspetto analogo è difficile e in parte soggettiva. Questa formazione probabilmente non contiene fossili. NICKEL (1960) descrive però una belemnite di diagnosi dubbia in uno gneiss a granato e biotite presso l'Alpe Frodalera: si tratta di una colonna lunga 5 cm e con un diametro fino a 1,2 cm consistente in quarzo puro a grana grossa e ordinato nella direzione degli assi della lineazione tettonica. Secondo BAUMER (1964, p. 35) si tratterebbe invece piuttosto di una barra di quarzo di secrezione, stirata ed arrotolata tettonicamente.

t_Q Formazione di Quarten: micascisto, p.p. alternante con dolomia e quarzite, localmente con granato, orneblenda, staurolite e distene

La maggior parte dei tipi litologici del Tardo Triassico è raggruppata con il termine di micascisto della Formazione di Quarten. Le variazioni litologiche laterali e verticali avvengono su scala troppo piccola per essere rappresentate individualmente alla scala 1:25 000. La massa principale consiste in tipi scistosi ricchi di allumosilicati, spesso con intercalazioni di banchi ricchi di quarzo e altre lenticolari e centimetriche di dolomia. Il micascisto della Formazione di Quarten presenta di regola una tessitura scistosa, più raramente filladica. Il colore varia da grigio a grigio-verdastro fino a grigio-verdastro-scuro. I lepidoblasti e i nematoblasti sono normalmente orientati nella direzione principale della lineazione alpina.

La composizione mineralogica (in % vol.; da BEFFA 1996, p. 49) è complessa e molto variabile; essa comprende quarzo (15–40), plagioclasio (2–20; albite fino a oligoclasio), sericite (4–30),

muscovite (0-15), biotite (0-12), clorite (0-4), distene (0-20), staurolite (2-15), granato (0-10; almandino fino grossularia), orneblenda (0-12), epidoto/clinozoisite (2-20) e dolomite (0-25); i minerali accessori comprendono apatite, zircone, rutilo, tormalina verde, leucoxene, siderite e minerali opachi (0-4; ematite, pirite, magnetite). Il nucleo del distene è spesso ricco di grafite («reticite»), come pure la clinozoisite. Il granato è spesso in forma di porfiroblasti in parte ruotati. BEFFA (1993a) contiene tre analisi XRF di campioni di questo tipo litologico provenienti dalla Zona di Piora (zona del Motto Giubin a est del Lago Ritóm).

Il profilo classico di Frodalera (nella Zona omonima) è descritto in HUBER (1985, pp. 33 segg.) con dati da FREY (1969). Accanto ai micascisti grigi, strati ricchi di dolomia, quarzite, fels biotitico e fels a biotite e granato si presentano rocce ricche di orneblenda (fels colonnare - «Stengelfels» - fino scisto a orneblenda a covoni e granato). HUBER (1985, pp. 47 segg.) descrive in modo dettagliato il fels a orneblenda, biotite e granato di Frodalera, dal quale ha separato grani di orneblenda e biotite per datazioni radiometriche.

La composizione mineralogica (in % vol.; da HUBER 1985, pp. 47 segg.) è la seguente: la matrice (40) consiste in una miscela di quarzo, plagioclasio, distene, clinozoisite, tormalina, calcite, rutilo e titanite. I porfiroblasti comprendono orneblenda (30; prismi verde-neri lunghi ca. 5 cm e larghi 1 cm), granato (10; almandino ricco di grossularia, grani isometrici con diametro da ca. 0,5 a 1,5 cm), biotite (15; lamine lunghe da 3 a 5 mm) e distene (5; fusolare, compenetra tutti gli altri componenti). Il granato e l'orneblenda mostrano una struttura a setaccio. La composizione chimica è vicina al termine tschermakitico con una leggera componente pargasitica (HUBER 1985, p. 197), assai vicina a quella delle orneblende analizzate in rocce della Falda di ricoprimento Lucomagno.

Nelle Zone triassiche del Pizzo Meda-Cimetta Briolent e del Campolungo, la Formazione di Quarten comprende due tipi litologici, rappresentati sul foglio come un'unità sola (GUNZENREINER 1998, ALBISETTI 1999; da BIANCONI 1971 interpretata come la base dei Calcescisti):

- Micascisto fino gneiss a due miche ed epidoto: la roccia è da debolmente a intensamente scistosa ed è ricca di lettini sottili di quarzo che alternano con altri di mica (in prevalenza biotite). Il colore è bruno-violetto.
- Scisto fino gneiss a orneblenda a covoni e granato: questo tipo litologico è raro. Affioramenti scarsi occorrono anche a ovest del foglio, così nel settore del Poncione di Vespero (PREISWERK 1918b, p. 48: mesozoische Hornblende-garbenschiefer) e a ovest dell'Alpe di Cristallina (BURCKHARDT 1942, p. 127: Chänopoditführende Glimmerschiefer und Phyllite); ambedue le località si trovano sul foglio 1251 Val Bedretto.

ALBISETTI (1999) contiene analisi chimiche XRF di due scisti a orneblenda a covoni del Tardo Triassico (un campione proviene dalla Zona triassica del Pizzo Meda-Cimetta Briolent, il secondo dalla Zona triassica del Campolungo).

t₄ Letti e banchi di quarzite a sericite, gneiss quarziticco a due miche

Questo tipo litologico forma solitamente il membro superiore del Tardo Triassico. Nella Zona della Nufenen-Piora-Frodalera occorrono affioramenti estesi al

Föisc (a ovest del Lago Ritóm), tra il Lago Ritóm e il Lago di Tom, a sud del Motto Giübin e a Pos Carorescio. Questo tipo si distingue da quello principale della Formazione di Quarten soprattutto per il contenuto maggiore di quarzo e per la tessitura gneissica. Il colore va da grigio-biancastro a grigio-giallastro. I componenti principali sono quarzo, dolomite, muscovite/sericite, distene e rara staurolite; la clinozoisite è subordinata; ematite e pirite sono minerali accessori.

Datazioni radiometriche

Le determinazioni con $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ in orneblenda e biotite da campioni di fels a orneblenda, biotite e granato di Frodaler (coord. 2706.82/1154.16/1770 m) hanno fornito età di $24,0 \pm 0,8$, $19,7 \pm 1,7$ e $14,9 \pm 0,3$ Ma. L'età determinata con $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ in biotite di $14,9 \pm 0,3$ Ma rappresenta una fase di raffreddamento corrispondente all'ultima fase del metamorfismo alpino (HUBER 1985). Essa concorda con l'età $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ in biotite di $16,7 \pm 1,6$ Ma determinata su un campione proveniente da Acquacalda (JÄGER et al. 1967). L'interpretazione delle datazioni in orneblenda è invece più difficile. Le età determinate formano due gruppi: $19,7 \pm 1,7$ Ma (materiale da vari grani di orneblenda; di possibile età mista), rispettivamente $24,0 \pm 0,8$ Ma (due frazioni di grani da un unico cristallo di orneblenda). L'età maggiore corrisponde probabilmente all'età di formazione, mentre l'età minore potrebbe indicare un rimaneggiamento tardivo, durante il quale ha avuto luogo un processo di assorbimento e di ringiovanimento (HUBER 1985).

QUATERNARIO

Il foglio contiene una grande varietà di forme e depositi del Quaternario, descritti qui di seguito. Per indagini dettagliate della geologia e della geomorfologia del Quaternario sul territorio del foglio si rimanda ai lavori di BINGGELI (1961), BLEULER (1998), OTZ (1998), MARI (1996), SCAPOZZA (2008), SCAPOZZA & FONTANA (2009), SCAPOZZA & MARI (2010), MARI et al. (2012) e HIPPE et al. (2014).

Tardo Pleistocene

q_{4m} Depositi glaciali dell'Ultima glaciazione

Vaste superfici del foglio sono coperte da depositi morenici dell'Ultima glaciazione. I depositi morenici più alti connessi con i grandi ghiacciai vallivi si trovano ad altitudini da 2100 fino a 2200 m s.l.m. Secondo SCHLÜCHTER (2009) questa

altitudine corrisponde a quella della superficie del ghiacciaio del Ticino nell'area dell'alta Valle Leventina. Secondo lo stesso autore, il ghiacciaio del Ticino durante l'ultimo massimo glaciale (last glacial maximum–LGM) ca. 22–19 ka fa è stato alimentato da importanti apporti di ghiaccio dal nord. Lingue di ghiaccio provenienti dai duomi di ghiaccio sul Goms e sulla Surselva formavano un esteso altopiano glaciale nella regione di Andermatt con un deflusso verso sud attraverso il Passo del San Gottardo. Una trasfluenza attraverso il Passo del Lucomagno trasportava ghiaccio dalla Surselva verso sud ed alimentava soprattutto il ghiacciaio del Brenno. Rocce montonate, ad esempio nei dintorni del Passo del Lucomagno, sono testimoni di questa trasfluenza nord–sud. Rocce montonate sono numerose anche in altre località come presso Selva Secca, a ESE del Lago Ritóm, al Monte Piottino e nella zona dei Leit.

Alcuni ammassi morenici contengono accumuli di grossi blocchi (alti fino a 5 metri). Questi complessi potrebbero rappresentare un deposito morenico a blocchi grossi e/o resti di una frana precipitata in origine sul ghiacciaio. I depositi più estesi si trovano a Gana Bubaira (coord. 2704.2/1154.4/2150 m) e tra Bolle e Gana a est di Dalpe (coord. 2703.4/1147.6/1000–1200 m).

Cordoni morenici

Una suddivisione dei cordoni morenici secondo i diversi stadi glaciali non è possibile sul territorio del foglio. Unicamente nella zona di Dalpe si può assumere con buona probabilità che i cordoni morenici sono stati formati durante lo stadio di Gschnitz. BEFFA (1996) ha cercato di suddividere i cordoni morenici del ghiacciaio del Ticino sul fianco sinistro della Valle Leventina senza però ottenere risultati significativi. Studi dettagliati, come quelli eseguiti nella regione del Gottardo (RENNER 1982) o in quella della Valle di Blenio (SCAPOZZA & FONTANA 2009), mancano sul territorio del foglio.

Deposito lacustre con varve

In un affioramento temporaneo in una zona di scivolamento sopra Ogiòra (coord. 2704.63/1147.09/1130 m) sono stati ritrovati sedimenti lacustri con varve (com. verb. di M. Antognini 2005; fig. 7). L'affioramento misura 2,5x3 m ed è stato messo allo scoperto da una colata torrentizia nel 2004. I sedimenti lacustri consistevano in un'alternanza quasi orizzontale di straterelli grigi di argilla (spessore 2–3 mm) e di straterelli grigio-brunastri di argilla siltosa (spessore 7–8 mm). Datazioni con il metodo ^{14}C di resti di insetti non hanno fornito risultati validi. Campioni di varve sono stati prelevati dal Museo cantonale di storia naturale di Lugano con lo scopo di eseguire datazioni con il metodo ^{14}C su materiale organico. Purtroppo nel materiale campionato non si sono trovati resti di legno, bensì solo resti di insetti. Misure effettuate sulla chitina non hanno dato risultati (com. verb. di



Fig. 7: Affioramento di varve sopra la località Ogióra. Foto: M. Antognini, 2004.

M. Antognini 2006). Il deposito lacustre con varve è probabilmente legato alle variazioni tardoglaciali del ghiacciaio presso Dalpe (cordoni morenici di Piana Selva e Pian d'Ört) e alla formazione di laghi al margine del ghiacciaio.

q_{lm} Depositi glaciali locali (?Stadio dell'Egesen)

I depositi morenici oltre 2100–2200 m s.l.m. di altitudine nel maggiore dei casi sono da attribuire a ghiacciai locali che esistevano già durante l'ultimo massimo glaciale e che vennero riattivati durante il Tardoglaciale. Le zone con morene locali di questo tipo sono perciò limitate alle regioni più alte del foglio, che durante l'ultimo massimo glaciale sporgevano dalle grosse masse di ghiaccio dei ghiacciai principali. Si tratta delle due grandi catene montuose tra la Valle Leventina e la Val Piora (Poncione Pro do Rodùc–Pizzo del Sole–Pizzo di Campello) e tra la Valle Leventina e la Val Sambuco (Pizzo di Corno–Pizzo Massari–Pizzo Campolungo) e delle cime all'angolo nord-ovest del foglio (Posmeda–Giübin).

Cordoni morenici locali ben definiti si trovano anche in alcuni circhi glaciali esposti a nord in zone più basse (ad es. a sud dell'Alpe di Ravina). I cordoni delle morene locali sono generalmente ben conservati e il materiale morenico si distingue da quello dei depositi morenici dell'ultimo massimo glaciale soprattutto per un maggiore contenuto di blocchi.

Ghiacciai rocciosi fossili

Sul foglio sono rappresentati 49 ghiacciai rocciosi suddivisi in ghiacciai rocciosi senza ghiaccio (fossili) e in ghiacciai rocciosi con nucleo di ghiaccio (attivi e inattivi, cfr. p.103). Il rapporto tra i ghiacciai fossili e quelli attivi rispettivamente inattivi, è praticamente uguale. La maggior parte dei ghiacciai rocciosi sono indicati anche nel catasto dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi di SCAPOZZA & MARI (2010).

I ghiacciai rocciosi fossili sono distribuiti sul territorio del foglio ad altitudini tra 1900 e 2300 m.s.l.m.; in alcune rare situazioni con esposizione a sud, essi arrivano fino a 2500 m.s.l.m. La morfologia a onde e avvallamenti è caratteristica della superficie relittica dei ghiacciai rocciosi originatasi dopo lo scioglimento del ghiaccio. Inoltre i ghiacciai rocciosi fossili sono ricoperti da vegetazione specialmente sul fronte ripido. Generalmente essi ricoprono materiale morenico locale e si svilupparono presumibilmente durante la fase finale dei ghiacciai locali da questi durante la transizione dal Tardo- al Postglaciale. SCAPOZZA & FONTANA (2009) e SCAPOZZA & MARI (2010) presumono che si sono formati poco prima, alla fine del Dryas più antico (14–13 ka BP) e nell'Interstadiale di Bølling (13–12 ka BP).

Olocene

q_{rn} Depositi glaciali del Neoglaciale

Depositi morenici neoglaciali (sensu PORTER & DENTON 1967) occorrono unicamente nelle aree più alte esposte a nord. I depositi più estesi si trovano a nord del Pizzo Massari, dove è ancora presente un'ultima piccola area di firn. Altri piccoli depositi morenici dell'Olocene appaiono al Pizzo Campolungo, a nord del Pécianett e del Pizzo del Sole e al Passo della Sella. I depositi morenici neoglaciali si presentano in morfologie tipiche del ghiaccio morto, senza o con scarsa vegetazione. Cordoni morenici neoglaciali marcati occorrono nelle regioni a nord del Pizzo Massari rispettivamente del Pécianett. L'età delle morene neoglaciali è indeterminata; sulla base dell'aspetto fresco e della scarsa copertura di vegetazione essa nel maggiore dei casi è probabilmente da attribuire all'ultima piccola glaciazione. Questa supposizione è confermata dal paragone con le prime carte topografiche: nella prima edizione della carta Siegfried del 1871 è indicato solo un piccolo ghiacciaio nel circo del Pizzo Massari, mentre nelle edizioni posteriori al 1920 piccoli ghiacciai sono indicati in praticamente tutte le aree con morena neoglaciale.

Bastione morenico

L'unico bastione morenico appare a nord del Pizzo del Sole: qui il materiale morenico neoglaciale rimaneggiato forma un bastione alto quasi 100 m. Il riporto del bastione morenico si è probabilmente protratto fino alla fase tarda della piccola glaciazione.

Ghiacciai rocciosi

I ghiacciai rocciosi si compongono di masse detritiche gelate e linguiformi; se attivi essi scivolano lentamente verso valle per gravitazione come un ghiacciaio. Sul foglio sono indicati 25 ghiacciai rocciosi attivi, rispettivamente inattivi. Non si è fatta una distinzione fra quelli attivi (contenenti ghiaccio e in movimento) e quelli inattivi (sebbene abbiano ancora un nucleo di ghiaccio non sono più in movimento).

I ghiacciai rocciosi sono indicatori della fascia altitudinale periglaciale. Sul territorio del foglio essi si limitano soprattutto ai fianchi esposti a nord al piede dei fianchi ripidi delle cime fra la Valle Leventina e la Val Piora, rispettivamente fra la Valle Leventina e la Val Sambuco. I ghiacciai rocciosi si trovano in media ad altitudini tra 2300 e 2500 m s.l.m.; quelli ad altitudini minori sono prevalentemente inattivi e quelli ad altitudini fra 2400 e 2700 m s.l.m. sono generalmente attivi. Questa distribuzione corrisponde con quella osservata nelle zone con permafrost di questa regione. Secondo VALENTI (2006) il permafrost nel Sopraceneri è presente in forma sporadica sopra i 2300 m s.l.m. (in funzione dell'esposizione e della posizione del versante) mentre è continuo sopra i 3000–3500 m s.l.m. SCAPOZZA & MARI (2010) indicano la presenza di permafrost discontinuo ad altitudini tra 2350 e 2400 m s.l.m. e un'altitudine media di 2470 m s.l.m. per i ghiacciai rocciosi attivi/inattivi nel Canton Ticino.

MARI et al. (2012) presentano i primi risultati acquisiti dal «Gruppo Permafrost Ticino». Le osservazioni comprendono la misura in continuo della temperatura della superficie del suolo e dei movimenti orizzontali annui, in parte stagionali, dello strato superficiale. Nel ghiacciaio roccioso dei Ganoni di Schenadüi in Val Cadlimo nel periodo 2006–2011 è stato rilevato un leggero riscaldamento. La velocità media annua è molto bassa (attorno a 0,1–0,2 m). La parte orientale del ghiacciaio roccioso è più veloce rispetto alla parte occidentale, il che risulta nella formazione di cordoni di blocchi ondulatori nella parte frontale.

Fianchi instabili (Scivolamenti di materiale sciolto, rocce dislocate per deformazione gravitativa profonda e ammassi rocciosi disgregati per deformazione gravitativa profonda)

Sul foglio Ambri-Piotta due regioni presentano fianchi instabili di grande estensione e vengono perciò definite come zone di pericolo (SUPSI 2004a). Le due regioni comprendono gran parte della Val Canaria e il versante nord della Valle

Leventina, soprattutto nel settore tra Quinto e Chiggiogna. Esse fanno parte dell'inventario dettagliato dei fianchi instabili del Canton Ticino. Analisi approfondite dei fianchi instabili sulla base di fotointerpretazione sono contenute in AMBROSI (2007) e in AMBROSI & STROZZI (2008). Qui di seguito si descrivono alcune delle zone più importanti con scivolamenti, scoscendimenti (comprese le masse di scivolamenti di roccia) e di zone con masse disgregate. I depositi di detrito di versante a componenti grossolani e il materiale di frana sono descritti separatamente alle pp. 107 seg.).

Val Canaria

Ambedue i versanti della Val Canaria presentano fianchi instabili soprattutto in relazione con rocce triassiche e in parte anche con rocce della «Serie della Tremola». Le zone instabili sono rappresentate alla scala 1:10000 su due carte (SUPSI 2009, 2010).

Massa dislocata per deformazione gravitativa profonda di Orello-I Dragoni

Il versante destro della Val Canaria sotto i Poncioni di Pontino è caratterizzato da una massa disgregata di deformazione profonda a partire da Orello fino al margine ovest del foglio sopra Airolo (NATOLINO 1993, OPPIZZI 1994, SUPSI 2004a, GRAMIGNA 2006). Il fianco consiste in prevalenza di rocce della «Serie della Tremola» con forte inclinazione verso nord dei piani di scistosità. OPPIZZI (1994) sulla base dei risultati di due sondaggi stima la profondità della zona instabile fino a 200 m. In questa zona il 28 dicembre 1898 avvenne la frana del Sasso Rosso sopra Airolo, immediatamente a ovest del margine occidentale del foglio (foglio 1251 Val Bedretto; cfr. ad es. FABBRO 1998b e VALENTI 1998). Questa zona continua in direzione nord-est nella massa dislocata inattiva di Orello-Canaria, esaminata con un programma di sismica di riflessione e di rifrazione, che ha definito la presenza di una superficie di scorrimento ad una profondità attorno a 100-140 m (GRAMIGNA 2006).

Ammasso roccioso disgregato per deformazione gravitativa profonda di Rütan dei Sassi

Questo ammasso roccioso disgregato per deformazione gravitativa profonda di versante all'interno della massa dislocata di Orello-I Dragoni è il prodotto di uno scivolamento di roccia recente descritto in dettaglio da BEFFA (1993a), ANTONINI et al. (1995, 1996), GRAMIGNA (2006) e SENO & THÜRING (2006). Esso si trova sul fianco occidentale della Val Canaria alla località Rütan dei Sassi ed ha un volume di ca. 8 milioni di metri cubi. L'orlo di distacco è situato nelle rocce intensamente fratturate della «Serie della Tremola». La superficie di scorrimento poggia invece su rocce triassiche (marmo dolomitico, dolomia carinata e gesso) e dei Calce-

scisti. Lo scivolamento di roccia è avvenuto nel periodo tra il tardo autunno 1991 e l'estate 1992. I movimenti più pronunciati si verificarono nei mesi di maggio–giugno 1992 con punte di 50 cm/giorno; di seguito furono registrati movimenti solo attorno a 1 cm/mese. Le cause dello scivolamento di roccia sono molteplici e comprendono una combinazione di piegamento a uncino nelle rocce della «Serie della Tremola» nel settore dell'orlo di distacco, l'idratazione dell'anidrite in gesso (con aumento di volume), la dissoluzione del gesso da parte di acque, l'infiltrazione di acqua nel settore di distacco con forte fessurazione e al contatto tra rocce in posto e rocce sciolte, il forte scioglimento della neve nella primavera 1992 e l'erosione fluviale della Garegna al piede del fianco.

Versante settentrionale della Valle Leventina

Il fianco nord della Valle Leventina tra Quinto e Chiggiona comprende la zona continua più estesa di fianchi instabili sul foglio. La compilazione delle numerose masse instabili in questa regione si basa sulla consultazione dei lavori di BONNARD et al. (1990), BEFFA (1996), NOVERRAZ et al. (1998) e della SUPSI (2004a, 2007, 2009) e sull'interpretazione propria di foto aeree. La regione è caratterizzata da rocce dislocate per deformazione gravitativa profonda (rispettivamente di scivolamenti di roccia), in parte fortemente disgregate, e da masse di scivolamento superficiali. Gli orli di distacco e i piani di scorrimento si trovano prevalentemente in rocce della Falda di ricoprimento Lucomagno e nelle parti inferiori parzialmente in rocce della Falda di ricoprimento Leventina.

Massa dislocata per deformazione gravitativa profonda di Quinto–Lurengo

In questa massa dislocata, lunga 3,2 km e larga fino a 2,5 km, il movimento nel periodo 1919–1990 è stato relativamente lento, con 3–6 mm all'anno. La parte inferiore della massa dislocata di Quinto è stata riattivata in seguito a intense precipitazioni nel novembre 2002. Essa è servita per l'elaborazione di modelli empirici aventi come scopo la definizione dell'intensità critica delle precipitazioni per innescare instabilità dei fianchi. (THÜRING & MONTI 2005; SALVADÈ et al. 2007).

Massa disgregata per deformazione gravitativa profonda di Osco e massa dislocata per deformazione gravitativa profonda di Calpiogna

I due fianchi instabili di Osco e Calpiogna sono conosciuti già dagli inizi del XX secolo, ma sono stati interpretati correttamente solo da DAL VESCO (1970). Altre descrizioni sono contenute in BONNARD et al. (1990), NOVERRAZ et al. (1998), AMBROSI (2007), AMBROSI & STROZZI (2008) e STROZZI et al. (2013).

La pendenza media del fianco è di 27°. In superficie si trovano soprattutto depositi del Quaternario (materiale morenico e detrito di falda) con singoli affiora-

menti di rocce disgregate. Le rocce dislocate affiorano negli intagli dei torrenti laterali, profondi fino a ca. 100 m. I piani di scivolamento sono profondi in ambedue i casi ed ammontano a ca. 200 m nella massa disgregata di Osco, rispettivamente ca. 300 m nella massa dislocata di Calpiogna. Sotto orli di distacco sono frequenti scarpate arcuate che formano vallette parallele al versante (Nackentälchen) (Uomo del Prùch, All'Uomo, Pian Cavallo). AMBROSI et al. (2006), USTASZEWSKI & PFIFFNER (2008), USTASZEWSKI et al. (2008) e PFIFFNER (2009) le interpretano come fratture gravitative (controscarpate) nel settore immediatamente sopra le masse di scivolamento attivo (cfr. pp. 147 seg.).

I movimenti sono postglaciali e secondo DAL VESCO (1970) e BONNARD et al. (1990) sono stati innescati dall'erosione del Ticino dei piedi dei fianchi; al contempo i piani di scistosità, paralleli al pendio, e intercalazioni ricche di mica negli Gneiss Leventina hanno facilitato la formazione di piani di scorrimento. Secondo DAL VESCO (1970) la presenza di un sistema subverticale di fratture con andamento WNW-ESE rappresenta un ulteriore fattore negativo. Le rocce della Falda di ricoprimento Lucomagno sono in parte scivolte sugli Gneiss Leventina sottostanti, il che spiega i complessi dislocati di rocce della Falda di ricoprimento Lucomagno a quote relativamente basse (ad es. a 1220 m s.l.m. presso Vigerà).

La massa disgregata per deformazione gravitativa profonda di Osco (a ovest) è la più attiva nella regione instabile. I risultati delle indagini sono compilati in AMBROSI et al. (2006). Gli spostamenti medi orizzontali a lungo termine ammontano a ca. 5 cm/a nella parte alta, attorno a 2 cm/a nella parte centrale e poco più di 1 cm/a nel settore inferiore (Osco, Vigerà, Freggio). I movimenti verticali ammontano a ca. 5 fino a 7 mm/a nella parte centrale, rispettivamente tra 2,5 e 4,5 mm/a nella parte inferiore.

I movimenti al piede dell'instabilità furono accelerati da intense precipitazioni negli anni 1987/88 e 1993/94, quando a tratti raggiunsero valori di 18-25 cm/a. Le precipitazioni eccezionali dell'agosto 1987 risultarono in una piena corrispondente a un evento di 500 anni; si stima che l'erosione del fiume ha abbassato il letto del Ticino di almeno 10 metri, il che è risultato in una riattivazione di una zona secondaria locale dello scoscendimento (BONNARD et al. 1990). Nel periodo 1993/94 i movimenti aumentati provocarono danni notevoli: ad es. al ponte di Pardoreira della strada cantonale sul Ticino (coord. 2702.34/1149.58/793 m); il piedritto orientale del ponte poggia su materiale in movimento, mentre quello occidentale è costruito su Gneiss granitico Leventina stabile del versante destro della valle; ne derivarono movimenti differenziali nell'arco del ponte (un raccorciamento orizzontale di 106,5 mm nel periodo 1993/94), che resero necessari lavori importanti di riparazione e di messa in sicurezza.

La massa dislocata per deformazione gravitativa profonda di Calpiogna è situata in una regione meno attiva. I movimenti orizzontali ammontano in media a 0,5 fino a 1 cm/a; essi sono più forti nella parte superiore, ma sempre ancora lenti (2-5 cm/a).

Sebbene i movimenti delle masse di Osco e di Calpiogna nei settori dei piedi siano molto lenti (0,4 fino a 1,1 cm/a), le due zone rappresentano comunque un pericolo potenziale, che nel caso estremo potrebbe avere conseguenze gravi (blocco del Ticino con una diga di materiale con susseguente rottura della diga e piena catastrofica a valle). Per questa ragione i fianchi instabili sono controllati con un monitoraggio continuo.

Detrito di versante a componenti grossolani, materiale di frana

In numerose località occorrono detrito di versante a componenti grossolani e materiale di frana sparsi su tutto il foglio. Indicazioni di settori composti essenzialmente di detrito in blocchi grossolani sono spesso già contenute nei toponimi sulla carta topografica: Gana o Sgrùssa significano frana nel dialetto locale. Alcuni esempi di detrito di versante a componenti grossolani e materiale di frana sono descritti qui di seguito:

- Sgrùssa del Lambro sul pendio est del Pizzo del Lambro: vari orli di distacco sono situati immediatamente a sud-est del Pizzo del Lambro in micascisti ricchi di quarzo fino gneiss quarziticci a due miche con granato della Falda di ricoprimento Simano vicini al contatto con i marmi dolomitici. Il materiale della frana forma in gran parte il conoide misto al piede presso Piumogna. Secondo FRANSIOLI (2002) i primi movimenti documentati datano del 1890/91 e il primo franamento importante è avvenuto il 14 agosto 1894. Altri eventi ebbero luogo periodicamente dopo intense precipitazioni. Il franamento è ancora attivo, come documentato dal crollo di massi a seguito di intense precipitazioni nel settembre 1987.
- Ruina di Ce sul fianco est della Val Canaria: secondo LAVIZZARI (1863) la frana è caduta nell'aprile 1846. L'orlo di distacco si trova in micascisti calcari-ferri della «Zona di Bedretto» ed è ben visibile da Airole.
- Sotto Corte, pure sul versante est della Val Canaria: la frana di Sotto Corte era già attiva almeno dall'inizio del XIX secolo (FABBRO 1998a). L'evento più importante si verificò nel mese di ottobre 2009 quando ca. 300 000 metri cubi di gesso e anidrite si staccarono dalla parete (fig. 8). La frana e le misure di monitoraggio sono descritte in AMBROSI et al. (2010, 2012), ma denominate erroneamente come frana di Ce. Questo evento ha bloccato la strada che porta alla parte superiore della Val Canaria, danneggiato due stalle e ricoperto la Garegna con materiale di frana, deviandone il corso (cfr. pp. 157 seg.). La frana di Sotto Corte rappresenta un rischio potenziale considerevole: un evento di maggior volume potrebbe formare una diga temporanea della Garegna che, rompendosi, provocherebbe un'ondata catastrofica di acqua con potenziali gravi conseguenze sulle vie di comunicazione (autostrada, strada cantonale e ferroviaria) poste all'imbocco della Val Canaria (AMBROSI et al. 2012).



Fig. 8: Frana di Sotto Corte del 2009. Foto M. Antognini, 2009.

La genesi della frana di Sotto Corte è discussa in FABBRO (1998a) e in AMBROSI et al. (2010, 2012). Le cause principali, di natura idrogeologica, comprendono gli effetti dell'acqua piovana (alleggerimento delle tensioni interne dovute alla trasformazione dell'anidrite in gesso, formazione di fessure e dissoluzione di gesso), forti precipitazioni, scioglimento delle nevi, i fenomeni carsici e l'erosione del piede del pendio da parte della Garegna.

Cordoni di nivomarena

Cordoni di nivomarena si formano al margine estremo di campi di neve che persistono fino a estate inoltrata. I blocchi di roccia trasportati per gravitazione lungo il campo di neve si accumulano al fronte di questo. I cordoni di nivomarena sul territorio del foglio si trovano ad altitudini tra 2200 e 2500 m s.l.m., spesso su versanti esposti a nord o in siti protetti con scarsa insolazione. Un cordone di nivomarena ben sviluppato appare ad ovest del Pizzo Tom (coord. 2694.50/1155.89).

Conoidi di detrito, falde di detrito, detrito di versante

Aree estese del foglio sono coperte da detrito di versante. Vaste parti dei versanti ripidi sotto pareti di roccia sono ricoperte da falde (o veli) di detrito. Conoidi

di detrito sono subordinati e si trovano al piede di canali nella roccia. Detrito di falda non strutturato è localizzato specialmente nelle regioni più basse e consiste spesso di detrito di alterazione a grana più fine e di materiale morenico.

Conoidi misti: detrito di deiezione, di versante, di valanga e di colata torrentizia

La maggior parte dei conoidi di detrito misti sono formati da detrito di deiezione, di colate torrentizie e da detrito di versante. Quattro grossi conoidi misti si trovano nella Valle Santa Maria tra il Passo del Lucomagno e Acquacalda. Uno si trova al piede del Vallone di Casaccia. Esso forma il conoide (raggio ca. 500 m) di un complesso classico di un torrente selvaggio (BINGGELI 1961), con un imbuto di erosione (che ha inciso per 300 m di profondità le rocce triassiche del fianco vallivo) nel bacino imbrifero e il canale di scarico lungo ca. 700 m. Il complesso attivo scarica regolarmente grosse quantità di detriti, il che ha reso necessaria la costruzione di una galleria di protezione lunga ca. 60 m della strada cantonale nella parte media del conoide.

In alcune località, valanghe periodiche scaricano materiale proveniente dal bacino di raccolta dei conoidi misti nell'area di deposito. Un esempio di un conoide di detrito misto con un'importante apporto di materiale da valanghe si trova nella zona di sedimentazione del Ri del Dragone, tra Airola e Valle.

Un conoide misto con una porzione straordinaria di blocchi di dolomia provenienti dalla Sgrùssa del Lambro si trova alla località Piumogna sul versante sinistro della Val Piumogna, al piede del pendio est del Pizzo del Lambro. Le cascate dell'alpe e la chiesetta di San Giovanni del XVII secolo, al piede attivo del conoide, sono quasi totalmente distrutte e in stato di completa rovina.

Conoidi di deiezione

Sull'area del foglio esistono conoidi di deiezione, in parte molto estesi, esclusivamente sui versanti della Valle Leventina. Da Piotta fino a Rodi essi formano in prevalenza conoidi singoli, mentre tra Polmengo e Chiggionna essi si compenetrano sui lati e formano così un deposito continuo di sedimenti. I grandi conoidi di deiezione della Valle Leventina oggi sono ricoperti di vegetazione e occupati da centri abitati importanti nelle regioni di Rodi-Fiesso e di Faido. Conoidi di deiezione più piccoli e attivi sono sparsi sul territorio del foglio, così ad esempio il Passo dell'Uomo o presso Campo Solario.

Paludi e torbiere

Sul foglio occorrono numerose paludi e torbiere. Con il termine di torbiera si comprendono le torbiere di transizione, che rappresentano il passaggio dalle

torbiere basse a quelle alte. Le altre zone umide sono raggruppate con il termine palude.

Le paludi e torbiere si trovano prevalentemente in depressioni su terreni morenici. In alcuni casi esse giacciono su substrato roccioso in conche modellate dall'azione del ghiacciaio (ad es. Pinett, ca. 700 m a sud del Lago Ritóm). La metà circa delle zone umide si trova ad altitudini fra ca. 1900 m e 2000 m s.l.m.; l'altra metà si trova ad altitudini minori e molto più variabili. Una particolarità sono i prati galleggianti sulla torbiera del Mottone di Garzonera (coord. 2694.08/1150.76) (COTTI et al. 1990). Diciotto paludi e torbiere del territorio del foglio sono di importanza nazionale o cantonale.

La «palude della Bedrina» (coord. 2702.47/1148.78) è la torbiera di transizione meglio protetta (VETTERLI 2003) e studiata in maggior dettaglio (ZOLLER 1960, TORONI 1964, KÜTTEL 1977, ZOLLER & SELLDORF 1988, COTTI et al. 1990). Essa comprende tre torbiere di transizione separate, che si sono formate nel corso dell'interramento di piccoli laghi con fondi argillosi. Il profilo normale è come segue, dall'alto in basso (COTTI et al. 1990):

- muschio di torbiera (*Sphagnum* sp.) – ca. 20 cm;
- torba di carice – ca. 250 cm;
- muschio di torbiera – ca. 80 cm;
- melma semiputrefatta (gyttja argillosa) – 80 cm;
- argilla azzurra – fino a 1,5 m.

Grazie all'ottimo stato di conservazione dei pollini di alberi racchiusi nella torba è possibile allestire una cronostratigrafia dettagliata (tabella 5).

Analisi polliniche e geocronologiche della «palude della Bedrina» e sulla problematica della «oscillazione del Piottino» (*Dryas recente*) sono contenute in BASTIN (1980) e KÜTTEL (1977).

Depositi alluvionali recenti

Estesi piani alluvionali si trovano lungo il fondovalle del fiume Ticino. Alluvioni recenti si trovano lungo il Brenno e in torrenti minori (ad esempio nel Ri dei Calcestri) nonché quali riempimenti di piccoli bacini di origine glaciale (ad esempio Alpe Campolungo). Si tratta di bacini postglaciali riempiti da sedimenti in prevalenza fluviali e, in misura minore, lacustri.

I depositi alluvionali del fondovalle della Valle Leventina sono ricoperti ai margini da conoidi di deiezione e in parte da materiale di riporto artificiale. Rocce resistenti all'erosione delle Falde di ricoprimento Lucomagno e Leventina nella gola di Stalvedro e in quella del Piottino suddividono i depositi alluvionali in tre sezioni. Il segmento occidentale presso Airolo sul territorio del foglio è completa-

Tab. 5: *Suddivisione cronostratigrafica degli ultimi 16 ka BP sulla base di analisi polliniche nella torba della palude della Bedrina. Da COTTI et al. (1990).*

Tardoglaciale	da 15,8 ka BP	Ritiro del ghiaccio dell'ultima glaciazione
	12,4 – 11,8 ka BP	Ritorno della betulla, del pino comune e del pino cembro
	11,8 – 10,3 ka BP	Nuova avanzata dei ghiacciai, formazione della morena del Piottino
Glaciale terminale	10,3 – 9,5 ka BP	«oscillazione del Piottino» (ca. 10 ka BP); ritorno delle piante latifoglie e termofile
	9,5 – 6,0 ka BP	Riforestazione con bosco misto di latifoglie e ritorno dell'abete bianco
Postglaciale	6,0 – 5,0 ka BP	Ritorno della quercia, del faggio e dell'abete rosso

mente ricoperto da materiale di scavo della galleria ferroviaria del San Gottardo. Negli altri due segmenti i piani alluvionali sono lunghi vari chilometri e larghi alcune centinaia di metri. Il gradiente nel segmento centrale ammonta a 1,3% e in quello orientale a 2%. Non esistono dati sulla potenza dei sedimenti di riempimento dei bacini. Sulla base di sondaggi è comunque documentato che la roccia in posto nelle zone più grandi dei piani alluvionali è più profonda di 45 m sotto il piano campagna. Sedimenti lacustri sono stati incontrati nei segmenti centrale e orientale. La superficie dei sedimenti lacustri nel segmento centrale si trova tra 926 e 956 ms.l.m. ad Ambri, rispettivamente al Dazio Grande. La potenza dei sedimenti lacustri varia tra 8 e 24 m. Nel segmento orientale e nella sua continuazione in direzione sud-est fino a Lavorgo e alla frana di Chironico i sedimenti lacustri si estendono su di una lunghezza di ca. 5 km (di cui ca. 2,7 km sul foglio Ambri-Piotta) e hanno una potenza di 22–30 m. La superficie di questi sedimenti si trova a livelli tra 626 e 642 m s.l.m. In un sondaggio a Cavienna, ca. 220 m a sud del foglio (coord. 2706.92/ 1145.79) nei sedimenti lacustri sono stati ritrovati resti di legno: la datazione con il metodo ^{14}C hanno dato età tra 15 e 13,5 ka cal BP, che rappresentano al contempo età minime per la frana di Chironico (ANTOGNINI & VOLPERS 2002).

Terreni modellati artificialmente

Trasformazioni importanti del terreno sono state eseguite da una parte per la costruzione di grandi campi sportivi (a Faido e ad ovest di Madrano) e d'altra parte nell'ambito del grande cantiere di Faido della galleria di base del San Gottardo nella zona di Polmengo.

Riempimenti, materiale di riporto artificiale

Riempimenti e riporti di materiale artificiale sono risultati dalle numerose opere di scavo per impianti idroelettrici, da quelle per la costruzione delle vie di comunicazione del San Gottardo (ferrovia e autostrada) e da quelle per la protezione contro i pericoli naturali. Alcuni esempi sono illustrati qui di seguito:

- Airolo: materiale di scavo del lotto sud della galleria ferroviaria del San Gottardo (1872–1882).
- Vigna e Croce, tra Airolo e Valle (coord. 2690.6/1154.1): un muraglione lungo ca. 300 m, costruito nel 2005 per riparo da valanghe e franamenti di blocchi dal bacino di alimentazione del Ri del Dragone.
- Ponte della Vicinanza, Polmengo di Sopra e presso Vignascia: tre grosse discariche di materiale di scavo dal lotto Faido della galleria di base del San Gottardo, probabilmente temporanee, con la possibilità di una futura estrazione come materiale da costruzione.

TETTONICA

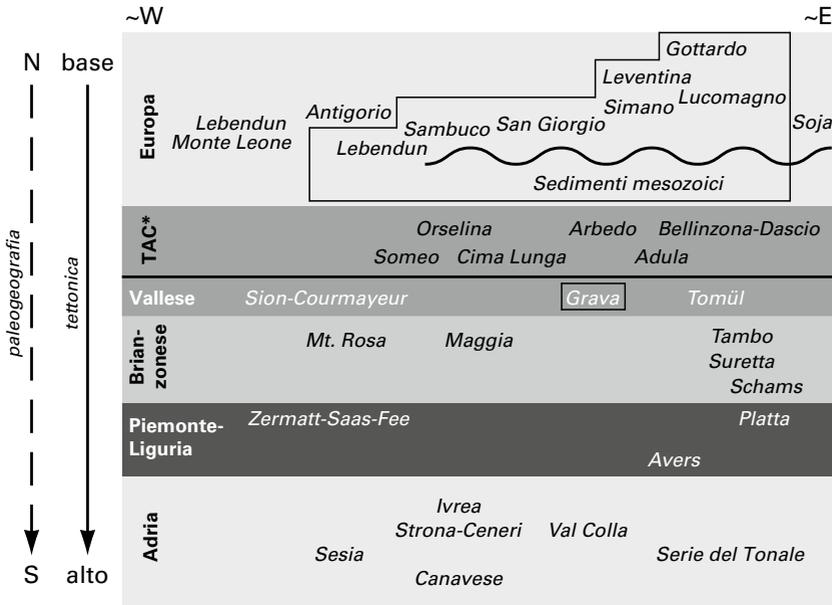
Introduzione

Il foglio Ambri-Piotta occupa l'angolo nord-ovest della carta geologica speciale 127 carta tettonico-petrografica delle Alpi Lepontine Centrali 1:100 000, foglio Sopra Ceneri, di BERGER & MERCOLLI (2006) e il margine sud della carta geologica speciale 128 Structural Map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps di PFIFFNER et al. (2010). Le note esplicative relative sono contenute in BERGER et al. (2007) e PFIFFNER (2011). Queste carte riflettono le conoscenze attuali della regione, soprattutto per quanto riguarda l'interpretazione delle relazioni tettoniche sulla base degli ultimi concetti tettonici. Anche se alcuni aspetti di questi lavori sono ancora controversi appare comunque giustificato descrivere il quadro tettonico del foglio sulla base di queste due pubblicazioni. Si rinvia all'estesa bibliografia contenuta in esse.

La fig.9 illustra le unità tettono-stratigrafiche che si trovano sul foglio nel contesto generale delle Alpi Lepontine Centrali.

In merito a queste unità si osserva quanto segue:

- Salvo la Falda di ricoprimento Grava tutte le unità tettoniche del foglio sono attribuite al margine continentale Europeo. I nuclei delle unità consistono in crosta continentale polimetamorfica (cristallino antico) e sono associati con resti delle rispettive coperture mesozoiche.
- La Falda di ricoprimento Grava è attribuita al Bacino del Vallese. Questo bacino durante il Tardo Giurassico separava il continente europeo a nord dal microcontinente del Brianzonese a sud. La Falda di ricoprimento Grava non è rappresentata come unità tettonica separata sul foglio (cfr. pp. 66 segg.), ma unicamente sulla «Carta tettonica del territorio del foglio Ambri-Piotta e dintorni 1:100 000» (tav. I).
- Una nuova interpretazione importante in BERGER et al. (2007) è la separazione dell'Unità Sambuco (in precedenza «Lobi parziali di Sambuco e Rodi»), corrispondenti al settore settentrionale della Falda di ricoprimento Maggia) a nord dall'Unità Maggia (che corrisponde alla Zona trasversale della Maggia) a sud. L'Unità Sambuco è attribuita al margine sud del continente Europeo, mentre la Zona trasversale della Maggia è attribuita alla Soglia Brianzonese. L'estremità nord di quest'ultima unità si trova ca. 5 km a sud del margine del foglio, su quello contiguo 73 P. Campo Tencia. Anche STECK (2008) e STECK et al. (2013) separano l'Unità Sambuco dalla Zona trasversale della Maggia, ma le interpretano ambedue come «scogli» e le attribuiscono in senso paleogeografico al margine del continente Europeo.



*TAC: tectonic accretion channel (canale di accumulo tettonico)

Fig. 9: Unità tettono-stratigrafiche sul foglio Ambri-Piotta (incorniciato in nero) nel contesto delle Alpi Lepontine Centrali. Da BERGER et al. (2007).

Le unità connesse con il Bacino del Vallese sono definite come Pennidico settentrionale rispettivamente Pennidico inferiore. MILNES (1974) ha suddiviso le unità pennidiche nelle unità pennidiche inferiori e in quelle superiori e ha coniato il termine di «Complesso subpennidico» per il dominio sottostante, che fa da collegamento fra le unità pennidiche e quelle elvetiche. TRÜMPY (1980) ha definito questo settore come «unità infrapennidiche». Secondo PFIFFNER et al. (2010) e PFIFFNER (2011) queste unità (vale a dire le Falde di ricoprimento Gottardo e Leventina) rappresentano il substrato cristallino dei sedimenti dell'Elvetico meridionale e di quelli dell'Ultraelvetico.

In senso strutturale, le unità tettoniche sono tradizionalmente considerate come falde di ricoprimento (pieghe coricate, «recumbent folds»). Esse consistono, in modo del tutto semplificato, in un nucleo di ortogneiss incluso in paragneiss e in un involucro di metasedimenti mesozoici. I metasedimenti mesozoici sono considerati come gli elementi di separazione dei ricoprimenti. I criteri in parte confusi per la definizione e la delimitazione delle singole falde di ricoprimento hanno

indotto WENK (1956) a coniare il termine di «regione gneissica lepontina» («lepon-tinische Gneissregion») che comprende le falde di ricoprimento del dominio europeo citate più sopra. MILNES (1974) ha coniato il termine «Northern Steep Belt–NSB» (zona raddrizzata settentrionale, «nördliche Steilzone»). Questa zona è caratterizzata da un’immersione ripida dei piani di scistosità e comprende la parte nord della Falda di ricoprimento Lucomagno e quella sud della Falda di ricoprimento Gottardo. Il raddrizzamento di questa zona è posteriore alla formazione delle falde di ricoprimento (cfr. più sotto). Essa ha andamento all’incirca est–ovest e forma il margine settentrionale della Culminazione del Ticino («Tessinkulmination» secondo PREISWERK 1921; definita anche «Tessiner Dom» rispettivamente «Tessiner Subdom» da MERLE et al. 1989). Il margine meridionale coincide con il «Southern Steep Belt–SSB» (zona raddrizzata meridionale, in origine «Zona di radice») al contatto con le Alpi Meridionali. Il confine con la culminazione della Toce (o del Sempione), situata a occidente, è marcato dalla Zona trasversale della Maggia («Maggia Steep Zone») con andamento nord–sud. L’interpretazione di questa zona è controversa (cfr. a questo proposito GRUJIC & MANCKTELOW 1996, MAXELON & MANCKTELOW 2005, BERGER et al. 2007, STECK 2008 e STECK et al. 2013). Sul foglio la Culminazione del Ticino comprende le unità Leventina, Lucomagno, Simano, San Giorgio, Sambuco e l’estremità est dell’unità Lebendun.

Un quadro sinottico delle sinforme e delle antiforme più importanti sul territorio del foglio è contenuto nella fig. 10.

Unità tettoniche

Le falde di ricoprimento elvetiche, ultraelvetiche e pennidiche delle Alpi Lepontine consistono in uno zoccolo cristallino prealpino e localmente nella rispettiva copertura mesozoica metasedimentaria. A sua volta lo zoccolo cristallino di regola comprende tre gruppi litologici:

- Cristallino polimetamorfico, vale a dire rocce che sono state rielaborate da due o più cicli orogenetici: in prevalenza gneiss migmatici, gneiss metasedimentari (paragneiss) e anfiboliti.
- Corpi metagranitoidi più antichi, di età prevalentemente del Primo Paleozoico.
- Corpi metagranitoidi più recenti, di età del Tardo Paleozoico Superiore.

Falda di ricoprimento Gottardo

Il margine sud della Falda di ricoprimento Gottardo occupa l’angolo nord-ovest del foglio e rappresenta l’elemento più settentrionale e contemporaneamente l’elemento tettonico più profondo del foglio. La Falda di ricoprimento Gottardo è stata carreggiata sopra il Massiccio dell’Aar ed è perciò considerata come una falda

di ricoprimento e non più un massiccio (ad esempio BERGER et al. 2007). MERCOLLI et al. (1994a, b) hanno descritto l'evoluzione prealpina dello zoccolo cristallino policiclico sulla base del rilevamento dettagliato di STEIGER (1962) e definito le quattro unità seguenti:

- Unità dello zoccolo del «Proto-Gottardo» (pre-Ordoviciano Medio). Questa unità è stata intrusa dai protoliti dello Gneiss listato. L'Unità dello zoccolo comprende rocce che sono state rielaborate da almeno tre cicli orogenetici (Ordoviciano, Carbonifero e Terziario, vale a dire dalle orogenesi panafricana, varisica e alpina). Il metamorfismo alpino (di grado della facies inferiore dell'anfibolite) nel settore meridionale della Falda di ricoprimento Gottardo ha in sostanza rimaneggiato le paragenesi mineralogiche precedenti. Sul foglio appaiono le unità seguenti: Gneiss di Sorescia, Zona di Corandoni e «Serie di Giubine». Datazioni radiometriche di NUNES & STEIGER (1974) su vari tipi di gneiss dell'Unità dello zoccolo hanno confermato l'età pre-ordoviciana tarda dei protoliti sedimentari e magmatici. Eventi metamorfici posteriori sono documentati da età del Permiano–Carbonifero.
- Lo Gneiss listato (Streifengneis) trae origine da corpi granitoidi tardo-ordoviciani. La sua composizione varia da granito a granodiorite fino a quarzomonzonite. La struttura listata caratteristica delle bande leucocratiche (dello spessore dal millimetro fino al centimetro) è il risultato dell'intensa deformazione della tessitura originaria a grana grossolana dei corpi granitoidi; settori porfirici sono stati deformati in gneiss occhiadini. Le datazioni radiometriche hanno fornito un'età caledoniana tra 453 e 419 Ma (cfr. p.25). Queste datazioni confermano le età relative dedotte dalle osservazioni sul campo: i corpi granitoidi hanno intruso unità metamorfiche più antiche e sono state intruse a loro volta da corpi granitoidi varisici.
- Metasedimenti del Paleozoico Medio (Siluriano–Devoniano): questi metasedimenti comprendono una serie eterogenea di gneiss, micascisti fino filladi, in parte con orneblenda, e subordinatamente quarziti e marmi. Questa sequenza eterogenea è stata definita come «Serie della Tremola» da STEIGER (1962), che a sua volta l'ha suddivisa in tre zone (Zona di Pontino, Zona del Sasso Rosso e Zona di Nelva; cfr. p.27). Secondo STEIGER (1962) i protoliti (sedimenti e tufi basici subordinati) sono stati rielaborati da due eventi meta-

Fig. 10: Carta tettonica sinottica del foglio Ambri-Piotta con le sinforme e antiforme più importanti. Le linee in nero segnano l'andamento dei limiti delle falde di ricoprimento e delle scaglie tettoniche. I metasedimenti triassici (inclusi anche quelli della Zona della Nufenen-Piora-Frodalera e della Zona dello Scopi) sono rappresentati in giallo. Unità tettoniche da nord a sud: FG = Falda di ricoprimento Gottardo; FLu = Falda di ricoprimento Lucomagno; FL = Falda di ricoprimento Leventina; ZB = «Zona di Bedretto»; FL = Falda di ricoprimento Lebendun; USG = Unità San Giorgio; US = Unità Sambuco; FS = Falda di ricoprimento Simano.

morfici (ambidue di grado della facies inferiore dell'anfibolite), dapprima dal metamorfismo varisco, seguito da quello alpino. STEIGER (1962) ha postulato un'età minima del Paleozoico Medio per i protoliti.

- Corpi granitoidi tardo- fino a postvarisici: i corpi granitoidi tardo- fino a postvarisici comprendono le due intrusioni della Granodiorite di Cristallina e del Granito di Medel (cfr. pp. 30 segg.). Essi intrudono in modo discordante le unità litostratigrafiche più antiche con andamento est-ovest. Datazioni radiometriche su zirconi hanno indicato un'età dell'intrusione di 305 ± 25 Ma per il protolito della Granodiorite di Cristallina (GRÜNENFELDER 1963) e di 290 ± 20 Ma per il protolito del Granito di Medel (GRÜNENFELDER 1962).

SCHALTEGGER (1994) contiene un quadro sinottico delle datazioni radiometriche su rocce della Falda di ricoprimento Gottardo.

Il cristallino antico del margine sud della Falda di ricoprimento Gottardo e i metasedimenti mesozoici contigui presentano un'immersione verso nord (cfr. profili 1 e 2, tav. II) e formano la parte meridionale della struttura a ventaglio della Falda di ricoprimento Gottardo già notata negli anni a cavallo tra il secolo XVIII e il secolo XIX (cfr. ad esempio la pregevole rappresentazione grafica sulla «Lamina I» di DE GIMBERNAT 1804).

Copertura mesozoica

Come già menzionato nel sottocapitolo sui metasedimenti triassici, una separazione della serie autoctona da quella parautoctona del margine sud della Falda di ricoprimento Gottardo è problematica. Sul territorio del foglio la copertura autoctona manca quasi totalmente. Secondo BAUMER (1964) essa è stata separata dalla copertura sedimentaria ultraelvetica (parautoctona) dal carreggiamento della Falda di ricoprimento Lucomagno e trasportata in direzione nord. Il piano di scollamento doveva essere localizzato all'interno delle masse plastiche delle rocce carbonatiche ed evaporitiche del Triassico Medio.

Resti della copertura triassica autoctona si trovano in rare località e sono documentati in modo univoco dalla presenza della quarzite di base della Formazione di Mels al contatto con lo zoccolo cristallino della Falda di ricoprimento Gottardo (ad esempio all'Alpe Croce e sul versante est della Val Canaria).

Falda di ricoprimento Leventina

Il nucleo della Culminazione del Ticino (definito anche come Antiforma di Leventina, ad esempio da MAXELON & MANCKTELOW 2005) è occupato dalla Falda di ricoprimento Leventina su di una lunghezza di 35 km tra Rodi-Fiesso a nord-ovest e Claro a sud-est. Si tratta dell'unità tettonica più profonda affiorante lungo la Valle Leventina e la Val Riviera. Sul foglio il settore nord-ovest della Falda

di ricoprimento Leventina appare su di una lunghezza di ca. 8 km. Esso consiste essenzialmente nello Gneiss Leventina, uno gneiss leucocratico a due miche con diverse varietà tessiturali. L'intrusione granitica è di età varisica (cfr. pp. 35). La scistosità ha una direzione NW-SE e un'immersione di regola attorno a 10-25° verso sud-ovest. Al fronte nord l'immersione aumenta a 30-45°. La base dello Gneiss Leventina non è conosciuta. Nel caso delle lenti di anidrite descritte da HISS (1975) nel sondaggio della Biaschina a nord-ovest di Giornico non si tratta del limite inferiore della Falda di ricoprimento Leventina, bensì di intercalazioni nello gneiss granitico stesso.

Nella parte inferiore dello Gneiss Leventina la tessitura è in prevalenza fusolare e raramente porfiroide. L'intensità della deformazione alpina aumenta verso l'alto e di conseguenza la tessitura diventa scistoso-laminare. La varietà scistoso-laminare nel settore frontale (a ovest della Valle di Freggio) è inoltre pieghettata (cfr. anche p. 37). Nella parte superiore, potente fino a ca. 200 m, la deformazione duttile è risultata in milonitizzazione (cfr. pp. 152 seg.). Maggiori dettagli sull'evoluzione tettono-metamorfica della Falda di ricoprimento Leventina sono contenuti in RÜTTI et al. (2008).

«Quarzite del tetto» e Marmo calcitico

La «Quarzite del tetto», l'elemento più alto della Falda di ricoprimento Leventina è stata interpretata come una metaquarzite del Primo Triassico ad esempio da BOSSARD (1925) e NIGGLI et al. (1936). Secondo questi autori essa, assieme al Marmo di Freggio (cfr. pp. 33 seg.), rappresenterebbe la separazione mesozoica tra la Falda di ricoprimento Leventina e la Falda di ricoprimento Lucomagno, rispettivamente tra le Falde di ricoprimento Leventina e Simano (STECK et al. 2013). NIGGLI et al. (1936) hanno postulato un'origine magmatica della quarzite in forma di differenziati ultra-acidi. Secondo I. Mercolli (com. scritta 2013) una differenziazione magmatica non è possibile a causa dell'alta percentuale di quarzo; il passaggio graduale dallo Gneiss Leventina alla «Quarzite del tetto» può essere interpretato come un profilo di alterazione. La funzione della quarzite quale separazione delle falde di ricoprimento è perciò dubbia. BIANCONI (1971), MILNES (1976) ed ETTER (1992a) sono dell'opinione che le unità Leventina e Lucomagno fanno parte di un'unica falda di ricoprimento – la Falda di ricoprimento Lucomagno-Leventina, in cui lo Gneiss Leventina rappresenta il nucleo orto e gli gneiss e scisti Lucomagno rappresentano l'involucro para nel senso classico della distinzione. PREISWERK et al. (1934) nello «Schizzo tettonico in scala 1:750 000» nella «Carta geologica speciale no. 116 Alpi Ticinesi fra Valle Maggia e Val Blenio» avevano già coniato il termine «Falda di ricoprimento Lucomagno-Leventina». Questa ipotesi non può essere confermata poiché la base dello Gneiss Leventina è sconosciuta. Un argomento contro questa ipotesi sono le manifestazioni milonitiche in parte intense (indizi di orizzonti di sovrascorrimento di falde di ricoprimento) nella zona

di passaggio dalla Falda di ricoprimento Leventina a quella Lucomagno (cfr. pp. 152 seg., il foglio 73 P. Campo Tencia e KELLER 1968) e, più a sud, tra le Falde di ricoprimento Leventina e Simano (RÜTTI et al. 2005).

Anche il Marmo calcitico è stato considerato come un elemento di separazione tra la Falda di ricoprimento Leventina e quella Lucomagno (cfr. pp. 33 seg., BOSSARD 1925, p. 506; 1929b, p. 68; NIGGLI et al. 1936, p. 50; PREISWERK et al. 1934). La genesi delle lenti di Marmo calcitico all'interno dello Gneiss Leventina è controversa. BIANCONI (1971, p. 16) presume che si tratti di processi autometasomatici nel magma granitico (carbonatazione in seguito a un apporto importante di acido carbonico nel senso di BARTH et al. 1960). Secondo ETTER (1992a) le lenti sono interpretate come intercalazioni carbonatiche al pari di altre conosciute nello Gneiss Leventina e in altre falde di ricoprimento penniniche e quindi senza funzione di separazione tra falde di ricoprimento.

Intercalazione Centrale di Chironico-Faido-Piottino

L'importanza dell'Intercalazione Centrale di Chironico-Faido-Piottino è controversa. Sulla carta geologica speciale no. 116 Alpi Ticinesi fra Valle Maggia e Val Blenio (PREISWERK et al. 1934) è indicata come «zona basica» nello gneiss granitico. L'Intercalazione Centrale divide lo Gneiss Leventina in due parti sub-orizzontali. Essa è stata descritta per la prima volta da CASASOPRA (1939, pp. 574 segg.). Questo autore definisce la parte superiore come «Lobo di Gribbio» e lo considera come parautoctono, separato dalla parte inferiore autoctona dall'Intercalazione che ha avuto la funzione di orizzonte di sovrascorrimento. L'Intercalazione Centrale è passata quasi inosservata nella letteratura. Essa affiora quasi esclusivamente sul versante destro della valle, dove ha una potenza da ca. 80 m fino a 120 m. Essa consiste prevalentemente di micascisti fino gneiss scistosi a granato (simili a quelli delle Falde di ricoprimento Lucomagno e Simano) e subordinatamente di gneiss a due miche e albite, di anfibolite e di quarzite a muscovite. Sulla base della posizione stratigrafica CASASOPRA (1953, p. 511) postula un'età premesozoica per le quarziti, che attribuisce chiaramente ai nuclei cristallini. Fenomeni di milonitizzazione sono caratteristici nel settore meridionale (Val d'Osadigo, Chironico-Gribbiasca, sui fogli 1272 P. Campo Tencia e 1273 Biasca) e diminuiscono gradualmente di intensità in direzione nord (CASASOPRA 1939, p. 578).

KELLER (1968, p. 13) definisce l'Intercalazione Centrale come «zona limite tra il corpo degli Gneiss Leventina e la massa del Campo Tencia». Sul foglio dell'atlante 73 P. Campo Tencia (KELLER et al. 1980) essa è indicata come «Paragneiss scistosi con lenti d'origine tettonica dell'unità sottostante (tetto dello Gneiss Leventina)». Ambedue le interpretazioni non sono corrette, almeno per quanto riguarda il settore sul foglio Ambri-Piotta, poiché la parte superiore dello Gneiss Leventina è potente da 200 m (a sud-est) fino a 400 m (a nord-ovest) e termina verso l'alto con la «Quarzite del tetto». Si tratta perciò di un' «intercalazione» vera e propria.

È indiscusso che l'Intercalazione Centrale fa parte di una serie prealpina di metasedimenti con inclusi basici dello zoccolo cristallino. Strutturalmente essa può rappresentare una sinforma isoclinala coricata, aperta verso ovest, all'interno del corpo dello Gneiss Leventina, come già postulato da CASASOPRA (1939, p. 677). Sulla base dei risultati ottenuti nella galleria di base del San Gottardo (profilo 2, tav. II) e nella galleria di accesso di Faido (profilo 3, tav. II) l'Intercalazione Centrale viene interpretata come una di alcune sinforme coricate ipotetiche di cristallino antico del Lucomagno, che separano «lobi» di Gneiss Leventina (cfr. profili 3 e 4, tav. II). Secondo questa interpretazione la sinforma dell'Intercalazione Centrale ha la cerniera grossomodo in corrispondenza dell'asse della Valle Leventina, rispettivamente a nord-est della stessa. L'asse della piega ha una direzione NW-SE e il piano assiale una leggera inclinazione verso sud-ovest. Ne conseguirebbe che essa si è formata durante la fase di deformazione D_1 (cfr. pp. 134 segg.) sotto l'effetto di un sovrascorrimento in direzione WSW; si tratterebbe perciò di una direzione trasversale rispetto a quella principale (verso nord), come già postulato da CASASOPRA (1939, p. 692). Una struttura analoga è descritta nella regione di Bosco/Gurin da MERLE et al. (1989, fig. 9); questi autori spiegano il raddoppiamento dello gneiss granitico Antigorio mediante uno scorrimento in direzione ovest.

Falda di ricoprimento Lucomagno

La Falda di ricoprimento Lucomagno è sovrapposta alla Falda di ricoprimento Leventina ed è l'unità tettonica con la maggiore estensione sul foglio. Le rocce della Falda di ricoprimento Lucomagno sono sormontate da metasedimenti del Triassico ultraelvetico e penninico sia a nord che a sud. Sul versante destro della Valle Leventina le rocce triassiche e quelle della Falda di ricoprimento Lucomagno (cristallino antico di Prato-Cornone secondo BIANCONI 1971) si assottigliano rapidamente in direzione sud-est. Di conseguenza, nel settore sud-est del foglio (regione Valbona, a nord della Motta di Gribbio), la Falda di ricoprimento Lucomagno è in parte in contatto diretto con rocce del cristallino antico di Gribbio (Falda di ricoprimento Simano) e in parte ne è separata dalla milonite presso Ogiòra (cfr. p. 152). Sul versante sinistro della Valle Leventina gli gneiss basali della Falda di ricoprimento Lucomagno sono da debolmente a moderatamente milonizzati su di una lunghezza di circa 5 km e una potenza di ca. 400 m.

È generalmente accettato che i protoliti delle rocce policicliche dello zoccolo cristallino erano di origine proterozoica (cfr. pp. 45 seg.). I piani di scistosità mostrano un andamento leggermente arcuato (da ovest in direzione est: WSW-ENE, E-W, WNW-ESE). Nel settore meridionale essi hanno un'immersione debole verso nord fino a NNE a corrispondenza della posizione sul fianco nord fino a NNE dell'Antiforma di Leventina. Nel settore settentrionale l'inclinazione dei piani è raddrizzata fino a rovesciata in corrispondenza della Sinforma di Chièra. Questa struttura, individuata da MILNES (1976), è stata in seguito studiata in dettaglio da

ETTER (1992b). Essa risulta dall'inversione della vergenza durante la fase di deformazione D_4 . Il fianco nord, con immersione ripida verso nord, corrisponde alla Zona raddrizzata settentrionale (Northern Steep Belt) di MILNES (1976).

La copertura mesozoica

Resti della copertura sedimentaria appaiono sporadicamente (ad es. presso Pos Carorescio) e in parte anche sotterranei in alcuni sondaggi sopra la galleria di base del San Gottardo e nella galleria di base stessa (cfr. profilo 2b, tav. II). Gran parte della copertura sedimentaria consiste di sedimenti mesozoici alloctoni. Sul fronte settentrionale della Falda di ricoprimento Lucomagno si tratta delle rocce della Zona della Nufenen-Piora-Frodalera e della Zona dello Scopi, che rappresentano la separazione dalla Falda di ricoprimento Gottardo. Al margine sud della Falda di ricoprimento Lucomagno i metasedimenti della Zona triassica di Rodi-Ogiòra formano la separazione tra la Falda di ricoprimento Lucomagno e la «Zona di Bedretto», rispettivamente la Falda di ricoprimento Simano. Profili completi attraverso la zona triassica di Rodi-Ogiòra affiorano tra le località Pian d'Ört e Ogiòra. In questo settore si presenta un costrutto simmetrico con quarzite a sericite della Formazione di Mels al contatto con ambedue le unità di cristallino antico delle Falde di ricoprimento Lucomagno e Simano e con diversi tipi di marmo dolomitico e con dolomia carciata (in parte brecciata) al centro (cfr. BIANCONI 1971, pp. 42 segg.). A prima vista questa struttura appare come una sinclinale o sinforma con un piano assiale con immersione verso sud-est. È però più probabile che si tratti di due serie triassiche separate, una con giacitura normale sulla Falda di ricoprimento Lucomagno e l'altra rovesciata, sotto la Falda di ricoprimento Simano. Tra le due serie si trova dolomia carciata, la quale ha avuto la funzione di piano di scorrimento della Falda di ricoprimento Simano carreggiata sulla Falda di ricoprimento Lucomagno. Una conferma indiretta di questa ipotesi è la presenza della zona milonitica presso Ogiòra sulla continuazione est della zona triassica che scompare a cuneo (cfr. p. 152).

La Zona dello Scopi

La Zona dello Scopi rappresenta la parte frontale di una placca di sedimenti carreggiata da sud contro la Falda di ricoprimento Gottardo. Con l'affioramento al Pizzo del Corvo essa occupa il punto più alto sul foglio. La serie va dal Triassico Medio fino al Primo Giurassico e ha generalmente un'immersione ripida verso nord, mentre la «Formazione di Stgir» è ripiegata in stile disarmonico (cfr. BAUMER 1964, profilo 1, tav. II). La Zona dello Scopi viene strutturalmente attribuita alla fase di deformazione D_4 . Secondo WIEDERKEHR et al. (2008) la Zona dello Scopi fa parte del dominio subpennidico. PFIFFNER et al. (2010) e PFIFFNER (2011) interpretano invece la Zona dello Scopi come la copertura sedimentaria originaria della Falda di ricoprimento ultraelvetica Lucomagno-Leventina.

Zona della Nufenen-Piora-Frodalera

La Zona della Nufenen-Piora-Frodalera confina a sud con la Zona dello Scopi nell'angolo nord-est del foglio e forma ad ovest su tutto il foglio la separazione tra la Falda di ricoprimento Gottardo e la Falda di ricoprimento Lucomagno. Il limite tra la serie autoctona e quella parautoctona è incerto e non è chiaramente documentato in nessun luogo. Gli orizzonti di scorrimento sono localizzati nella dolomia cariata e si sono formati particolarmente nell'anidrite degli strati evaporitici (HERWEGH & PFIFFNER 1999, p. 85). Anche i limiti tra le singole zone (Zona della Nufenen, Zona di Piora e Zona di Frodalera) sono incerti, poiché criteri di distinzione non sono definiti o non sono visibili sul campo. Il limite tra la Zona di Piora e la Zona della Nufenen contigua ad ovest può essere localizzato presso il Bosco di Ravoriò, dove la Falda di ricoprimento Lucomagno scompare a cuneo. La Zona di Piora, a ovest, passa alla Zona di Frodalera presumibilmente nella regione di Laraset. La Zona di Piora forma di gran lunga la parte maggiore della Zona della Nufenen-Piora-Frodalera. Essa si estende per circa 15 km da ovest a est ed è stata investigata in dettaglio in merito alla sua estensione in profondità e alla sua composizione litologica nell'ambito della progettazione della galleria di base del San Gottardo.

Esplorazione della Zona di Piora in profondità

La Zona di Piora è stata esplorata con vari sondaggi nell'ambito della progettazione della galleria di base del San Gottardo. A priori non si poteva escludere la presenza di dolomia saccaroide con acqua, il che, a causa della copertura notevole e delle relative forti pressioni idrostatiche, avrebbe causato gravi problemi tecnici durante lo scavo.

Il sondaggio profondo di Gana Bubaira, eseguito negli anni 1964/65, non ha fornito risultati univoci. Il sondaggio ha dovuto essere interrotto a ca. 50 m sopra il livello della galleria per ragioni tecniche, dimodoché la presenza della Zona di Piora al livello della galleria non poté essere confermata o esclusa. Secondo la prognosi, essa doveva passare a nord del sondaggio profondo con un'immersione ripida verso nord (DAL VESCO 1965) ed essere localizzata sul fianco raddrizzato nord della Sinforma di Chièra (ETTER 1992a). Questa prognosi si è rivelata essere fondamentalmente corretta (cfr. profilo 2, tav. II). Il cunicolo di ricognizione di Polmengo e i sondaggi eseguiti dal suo fronte hanno fornito ulteriori risultati (cfr. pp. 182 segg.). Al livello del cunicolo di ricognizione affiorò tra l'altro dolomia saccaroide satura di acqua, flottante e sottoposta a pressione idrostatica. Nei sondaggi inclinati verso il basso è stato constatato che al livello della galleria di base del San Gottardo non affiora più dolomia saccaroide, bensì un'alternanza di marmo dolomitico compatto e di anidrite a grana grossa senza acqua e con una potenza effettiva di ca. 90 m. Il limite di separazione tra le due zone deve essere

localizzato ca. 200 m sopra il livello della galleria di base del San Gottardo sotto forma di un ipotetico «cappellaccio di gesso» impermeabile (cfr. profili 2 e 2b, tav. II). I risultati dei sondaggi sono stati confermati in ambedue i tubi dall'avanzamento senza problemi attraverso la Zona di Piora, con una potenza apparente di ca. 150 m.

Dai risultati consegue che la Zona di Piora non è una semplice struttura sinclinale, come già notato da SCHMID (1998). Già le indagini sismiche (FREI & PFIFFNER 1991, fig. 2) avevano indicato che l'immersione ripida verso nord di questa zona continua sotto il livello della galleria. Un'altra deduzione plausibile è che i metasedimenti della Zona di Piora rappresentano una separazione tra la Falda di ricoprimento Gottardo e la Falda di ricoprimento Lucomagno. In modo particolare la presenza importante di anidrite ha ridotto la resistenza meccanica di questa pila di sedimenti durante l'orogenesi alpina. La Zona di Piora di conseguenza ha agito come orizzonte di taglio e di scorrimento durante il sovrascorrimento del cristallino antico del Lucomagno su quello del Gottardo. SCHMID (1998, p.4) definisce la Zona di Piora «[...] 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». ([...] come un elemento di separazione, con immersione verso nord e rovesciato, tra la Falda di ricoprimento Leventina-Lucomagno e la Falda di ricoprimento Gottardo. Il rovesciamento del fronte delle due Falde di ricoprimento e dell'elemento di separazione (cioè la Zona di Piora) ha avuto luogo solamente dopo l'apogeo del metamorfismo lepontino, presumibilmente durante il Primo Miocene).

La geologia della Zona di Piora è riassunta in ANTOGNINI (2012) e la storia della lunga ricerca geologica e mineralogica è descritta in BIANCONI & PEDUZZI (2012).

Falda di ricoprimento Simano

Il fronte settentrionale della Falda di ricoprimento Simano affiora nel settore sud-est del foglio. Essa si estende dalla Motta di Gribbio a est fino all'Alpe Zaria a ovest e forma tra l'altro la catena di cime del Pizzo Campolungo. BIANCONI (1971) nella parte frontale settentrionale l'ha suddivisa in due unità di cristallino antico:

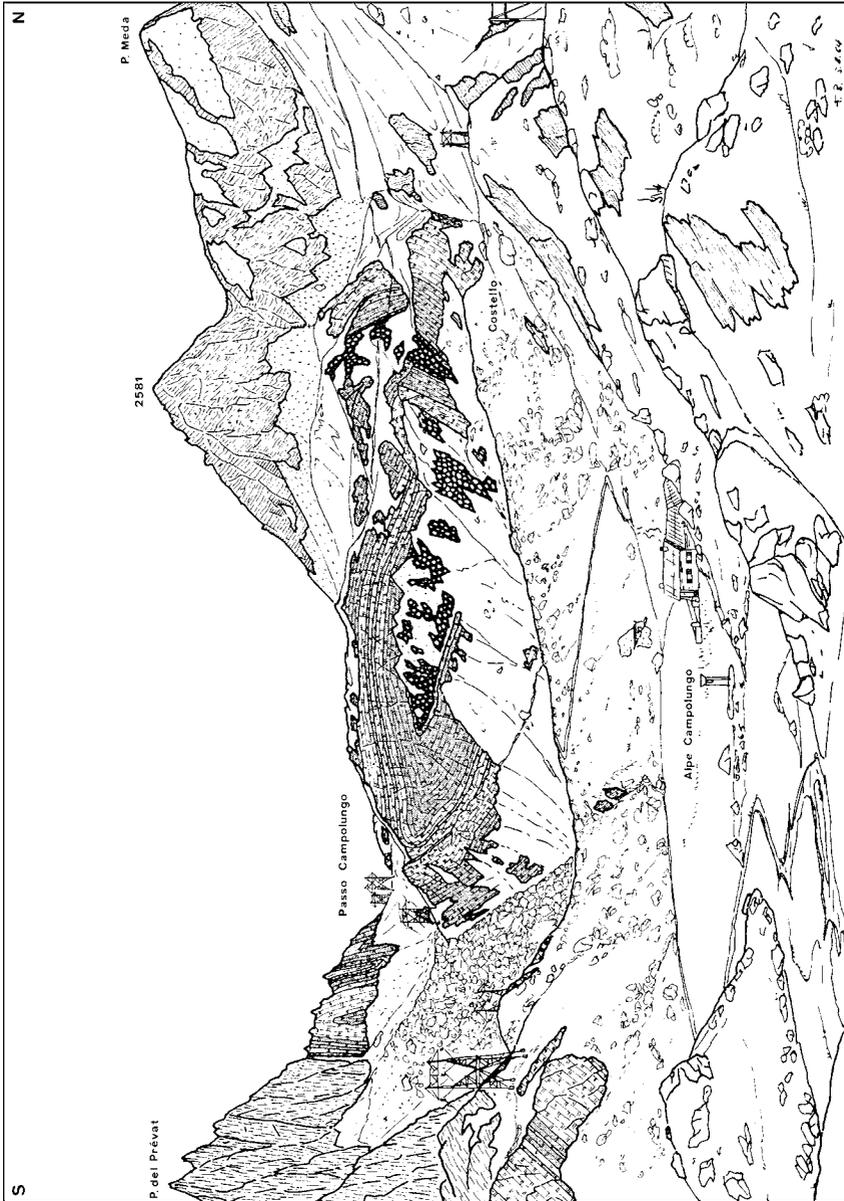
- Unità di Gribbio: l'Unità di Gribbio costituisce la porzione orientale più bassa della Falda di ricoprimento Simano e termina a ridosso dello sovrascorrimento ipotetico nella Val Piumogna. Essa forma l'Antiforma di Dalpe (cfr. fig. 10), separata a nord (al letto) dai metasedimenti della Falda di ricoprimento Lucomagno sottostante dalla Zona triassica di Rodi-Ogiora e dalla zona milonitica presso Ogiora. Nel settore all'estremo sud-est essa è a diretto contatto con

lo Gneiss Leventina. A sud (al tetto) l'Unità di Gribbio è separata dall'Unità Campo Tencia sovrastante da Calcescisti, dal cristallino antico dell'Unità San Giorgio e dalla Zona triassica del Campolungo. La Zona triassica del Campolungo scompare a cuneo circa 1 km a sud del margine del foglio alla località Nedi (foglio 1272 P. Campo Tencia).

- Unità del Campo Tencia: l'Unità del Campo Tencia nella sua parte frontale forma il nucleo della Sinforma del Prévât (un'anticlinale sinforme), i cui fianchi comprendono rocce permotriassiche e triassiche della Zona triassica del Campolungo. Più a sud l'Unità del Campo Tencia è deformata dalla Sinforma del Campo Tencia, con asse a direzione NW-SE, attribuita alla fase di deformazione D_3 (GRUJIC & MANCKTELOW 1996, RÜTTI 2003).

L'area dell'Unità del Campo Tencia compresa tra la Zona triassica del Campolungo e il Pizzo Campolungo, rispettivamente il Lago Morghirolo (foglio 1272 P. Campo Tencia) è stata rilevata in dettaglio da ALBISETTI (1999) e SOLDINI (2002). In ambedue i lavori le rocce del cristallino antico del nucleo della Sinforma del Prévât (tra la Zona triassica del Campolungo e la banda triassica sottile del Piz Prevaldin-Leit) sono attribuite all'Unità Sambuco (definita come «Falda di ricoprimento Maggia») e unicamente le rocce del cristallino antico a sud del Piz Prevaldin (la piccola cima immediatamente a sud-est del Pizzo del Prévât) all'Unità del Campo Tencia. Questa separazione è basata su presunte sottili differenze litologiche non dimostrabili. Questa interpretazione è stata postulata in origine da GRUJIC & MANCKTELOW (1996), ma in seguito giustamente respinta (MAXELON, 2004, MAXELON & MANCKTELOW 2005). Le analisi di ALBISETTI (1999, pp. 62 segg.) dimostrano infatti che i metasedimenti delle due unità tettoniche presumibilmente separate presentano un chimismo assai omogeneo, senza differenze significative.

Ambedue le unità della Falda di ricoprimento Simano consistono quasi esclusivamente di metasedimenti (micasisti e gneiss con granato, staurolite e distene, ricchi di quarzo fino quarziticci nel settore stratigraficamente più alto). Intercalazioni di possibili ortogneiss appaiono unicamente nell'area all'estremo sud del foglio. Bande lenticolari di anfiboliti (sill basici metamorfizzati) sono rare. Secondo BERGER et al. (2007) la predominanza di metasedimenti nel settore settentrionale indica che la Falda di ricoprimento Simano può essere suddivisa in due parti: in una parte frontale a nord (il «Lobo di Campo-Tencia» secondo la nomenclatura di NIGGLI et al. 1936) con gneiss e scisti metasedimentari prevalenti, e in una parte meridionale con vaste masse di metagranitoidi (Gneiss di Verzasca, affiorante sul foglio 73 P. Campo Tencia), a sua volta verosimilmente carreggiata sulla parte nord. Sul foglio non esistono datazioni radiometriche. Gli ortogneiss dell'area sud hanno fornito un'età di intrusione da caledoniana a varisca (ALLÈGRE et al. 1974, KÖPPEL et al. 1981).



Copertura mesozoica: Zona triassica di Pianmez

Il ramo triassico meridionale a est di Prato rappresenta la copertura mesozoica dell'Unità di Gribbio ed è denominato Zona triassica di Pianmez in BIANCONI (1971). Questa zona ha una lunghezza di ca. 1,8 km e alla sua estremità meridionale (in corrispondenza della cascata superiore della Piumogna) essa separa il cristallino antico di Gribbio da quello sovrastante dell'Unità San Giorgio. A ovest essa è sovrastata da uno strato di Calcescisti della «Zona di Bedretto» che la separano dall'Unità San Giorgio.

Copertura mesozoica: Zona triassica del Campolungo

Il margine nord del cristallino antico del Campo Tencia è sormontato dalla Zona triassica del Campolungo, la quale raggiunge una potenza apparente di ca. 300 m grazie a ripiegamenti tettonici. Alla base della sequenza stratigrafica localmente appaiono metaconglomerati quarziticci lenticolari, presumibilmente di età permiana. La serie normale nell'area centrale tra il Pizzo del Lambro e l'Alpe Pianasio comprende le tre Formazioni di Mels, di Röti e di Quarten, descritte in dettaglio in BIANCONI (1971, p. 171 e fig. 62):

La struttura tettonica complessa della Zona triassica del Campolungo nel suo settore centrale è visibile nella piega spettacolare di marmi dolomitici con nucleo di dolomia carciata tra il Passo e l'Alpe Campolungo (fig. 11). La piega appariscente ha occupato i naturalisti del XIX e dell'inizio del XX secolo (ad es. DE DOLOMIEU 1801, VON FRITSCH 1873, p. 139 e fig. 20, tav. IV, e FRAAS (1892, p. 56). PREISWERK (1919, fig. I e profili I, II e III) interpreta la piega del Campolungo come «überkippte Tauchfalte» («la piega immersa rovesciata» del Campolungo): è merito suo l'aver riconosciuto per primo che lo stile tettonico comprende pieghe con strutture rovesciate («überkippt»), vale a dire «anticlinali sinformi» (sinforme) e «sinclinali antiforimi» (antiforme).

BIANCONI (1971, pp. 220 segg. e tav. III) ha precisato l'interpretazione tettonica sulla base di un rilevamento di dettaglio. Nel profilo meglio documentato e con i migliori affioramenti, tra il Piz Prevadin a sud e il Pizzo Meda a nord (BIANCONI 1971, profilo 4, tav. III) appare un complesso di quattro sinforme e altrettante anti-forme. Le due sinforme a sud (in corrispondenza del Pizzo del Prévat immediatamente a sud del Passo Campolungo) contengono un nucleo di cristallino antico del Campo Tencia. Il cristallino antico più a sud mostra una struttura a forma di chiglia, lunga ca. 2,3 km, che scompare nell'aria ad ambedue le estremità; il nucleo di cristallino antico raggiunge una potenza apparente di ca. 500 m nell'area dei Leit. Il nucleo delle antiforime consiste solitamente di dolomia carciata. Nel profilo del

Fig. 11: Rappresentazione degli affioramenti triassici tra l'Alpe e il Passo Campolungo con la famosa piega del Campolungo. Da BIANCONI (1971).

Passo Cadonighino il nucleo dell'antiforma comprende anche un piccolo affioramento di Calcescisti. Secondo BIANCONI (1971, pp.223 seg.) lo stile tettonico è inoltre caratterizzato da piani di taglio negli orizzonti di dolomia carinata, il che risulta in pieghe fagliate asimmetriche con fianco mediano assottigliato o soppresso.

Interpretazioni più recenti del profilo classico del Passo Campolungo individuano cinque fasi di deformazione alpina (D_1 fino D_5 ; cfr. pp.134 segg.); la fase D_2 è considerata la più importante e all'origine delle pieghe f_2 (GRUJIC & MANCKTELOW 1996, fig. 3a, b). Secondo questi autori si tratta di strutture secondarie della sinforma principale, la «Sinforma del Campolungo», oggi conosciuta con il nome di Sinforma di Mogno e da alcuni autori correlata con la Sinforma del Molare (RÜTTI 2003, RÜTTI et al. 2005). MAXELON (2004, pp. 48 seg. e fig.17) e MAXELON & MANCKTELOW (2005 p.199) interpretano le strutture secondarie come pieghe parassitarie. Durante la fase di deformazione D_2 il fianco superiore della Sinforma di Mogno è stato ripiegato in modo intenso con la formazione delle piccole pieghe parassitarie. L'evoluzione delle pieghe parassitarie è rappresentato nella fig. 12. Le pieghe formate durante la fase di deformazione D_2 corrispondono alle quattro sinforme e antiforme di BIANCONI (1971). Da questa interpretazione risulta che le Unità Sambuco e Simano appartengono allo stesso orizzonte tettono-stratigrafico ripiegato attorno alla Sinforma di Mogno e quindi alla stessa falda di ricoprimento s.str. Questa interpretazione coincide con quella di BERGER et al. (2007).

Unità San Giorgio

L'Unità San Giorgio forma un piccolo complesso, lungo 3 km e con una potenza massima di 400 m, affiorante a nord dell'Alpe Cadonigo tra il Ri di Foch e la Val Piumogna. Il complesso è racchiuso da Calcescisti della «Zona di Bedretto» ai fianchi nord e sud e in parte con ripetizioni dovute a scaglie tettoniche. Essa è separata dai Calcescisti da metasedimenti triassici unicamente all'estremità occidentale. Il limite sud-ovest con la Falda di ricoprimento Simano è rappresentato dalla Zona triassica del Campolungo. Il limite orientale è problematico: a ovest e ad est della Piumogna appaiono rocce del cristallino antico dell'Unità San Giorgio, rispettivamente della Falda di ricoprimento Simano. BIANCONI (1971) assume che vi sia un sovrascorrimento ipotetico con andamento nord-sud che separa il cristallino antico delle due unità tettoniche e che in questo settore non esista una serie triassica di separazione.

PREISWERK (1917) aveva notato le analogie litologiche delle rocce metasedimentarie psammitiche e pelitiche di questa unità e quelle della «Serie della Tremola» e in seguito attribuito l'Unità San Giorgio al «Lobo del Campo Tencia» (PREISWERK 1918b, p.61). Altri autori correlano l'Unità San Giorgio con il cristallino antico Lebedun-Soja della Scaglia di Soja (EGLI 1966, pp.78 segg.) o della Falda di ricoprimento Lebedun stessa (BURCKHARDT 1942, pp.141 segg.; STAUB

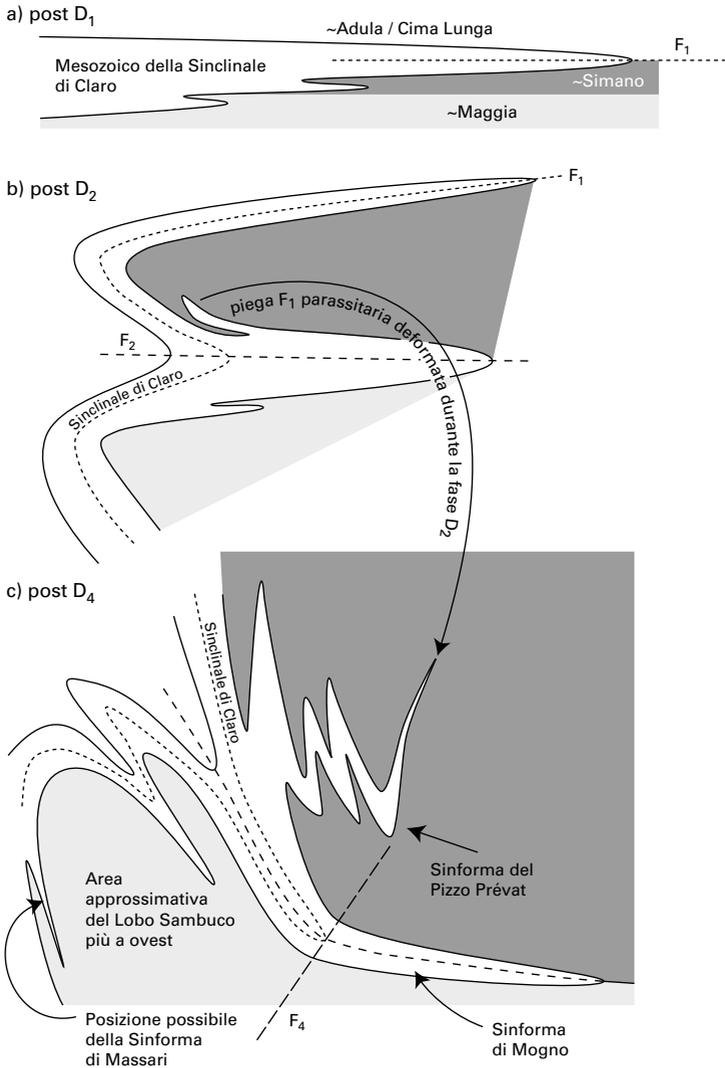


Fig. 12: Schizzo schematico dell'evoluzione strutturale tra il fronte della Falda di ricoprimento Simano e l'Unità Sambuco. La struttura complessa delle pieghe parassitarie della Sinforma del Prévât si è formata durante la fase di deformazione D_2 ma è rappresentata unicamente nell'ingrandimento (c) per ragioni di scala. Le tracce dei profili hanno un andamento all'incirca nord-sud. Da MAXELON & MANCKTELOW (2005).

1958, tav. III). AMMANN (1963, 1973) descrive analogie litologiche con uno gneiss a clorite e plagioclasio ricco di quarzo e con strutture a covoni dell'Unità di Nara, attribuita al Permiano.

L'età del cristallino antico di San Giorgio è incerta, tuttavia dev'essere pre-triassica, dato che al fronte ovest (Ri del Foch) ha una copertura di rocce triassiche. BERGER et al. (2007, p. 129) assumono che si tratti di serie clastiche permiane del «tipo Verrucano» (come nella Scaglia di Soja), attribuite al Tardo Paleozoico del dominio Europeo. Di conseguenza le rocce rappresentano il passaggio dallo zoccolo policiclico alle serie carbonatiche del Primo Mesozoico. Secondo questa interpretazione i metasedimenti clastici sarebbero monometamorfici e quindi rielaborati unicamente dal ciclo orogenetico alpino.

Copertura mesozoica

Il cristallino antico dell'Unità San Giorgio è coperto da una serie di rocce triassiche unicamente nella punta occidentale, nel ripido intaglio del Ri di Foch, dove presentano una potenza da 3 a 20 m. Questa serie è denominata Trias di San Giorgio da BIANCONI (1971). Essa comprende marmi dolomitici e dolomia cariata. PREISWERK (1917) menziona l'esistenza di quarzite triassica sul tetto del cristallino antico alla località Fisgióch; l'affioramento è rappresentato sulla carta geologica speciale 116 Carta geologica delle Alpi Ticinesi fra Valle Maggia e Val Blenio (PREISWERK et al. 1934). BIANCONI (1971) non è stato in grado di confermare questo affioramento; si tratta presumibilmente di un micascisto quarzítico a muscovite appartenente al cristallino antico.

Falda di ricoprimento Lebendun

La punta orientale della Falda di ricoprimento Lebendun entra appena ca. 500 m sul territorio del foglio prima di scomparire a cuneo. L'unico affioramento presso Varozzèi (coord. 2690.3/1150.7) consiste di meta-arcose in contatto probabilmente scagliato con i Calcescisti della «Zona di Bedretto». L'età delle rocce della Falda di ricoprimento Lebendun è controversa. RODGERS & BEARTH (1960) avevano interpretato i metaconglomerati e le metapsammiti come sedimenti mesozoici del tipo Flysch, depositati sulle serie dei Calcescisti. Questa interpretazione è ripresa, con leggere modifiche, sulla Carta geologica della Svizzera 1:500 000 (BWG 2005a), mentre sulla Carta tettonica della Svizzera 1:500 000 (BWG 2005b) la Falda di ricoprimento Lebendun è considerata come un nucleo di cristallino antico. Quest'ultima interpretazione si basa essenzialmente su quella di WENK & GÜNTHER (1960), che avevano postulato un'età pre-triassica - presumibilmente del Permocarbonifero - sulla base del reperto di campagna (serie normale: metasedimenti Lebendun - quarzite e marmi dolomitici triassici - Calcescisti). Un'età permocarbonifera appare perlomeno plausibile sulla base della parallelizza-

zione con l'Unità San Giorgio e con la Scaglia di Soja. JOOS (1967) ha interpretato la Falda di ricoprimento Lebendun come una potente piega di ritorno consistente soprattutto in una serie pefitica sedimentata in origine in un bacino del Tardo Paleozoico, situato al margine meridionale della Falda di ricoprimento Gottardo. Per maggiori dettagli sulla posizione paleogeografica della Falda di ricoprimento Lebendun si rimanda all'articolo di GALLI et al. (2007).

Unità Sambuco

L'Unità Sambuco affiora nel settore sud-ovest del foglio e costituisce la catena montuosa tra il Pizzo Massari e il Pizzo di Corno. A est della Maggia e del Lago del Sambuco predominano paragneiss e ortogneiss polimetamorfici. Sul versante opposto della valle predominano invece lo Gneiss di Matorello e ortogneiss. Salvo poche eccezioni, il cristallino antico dell'Unità Sambuco è sormontato da rocce della «Zona di Bedretto». Scaglie dell'Unità Sambuco - lunghe fino a 1,5 km e con potenza fino a 300 m - si trovano all'interno della «Zona di Bedretto», soprattutto nell'area tra il Pizzo Meda e il Pizzo di Corno.

Il nucleo dell'Unità Sambuco è caratterizzato da un complesso costituito da anfibolite, orneblendite e gneiss a bande scuro. BERGER et al. (2007, p. 130) lo considerano l'equivalente metamorfico di una serie intrusiva ordoviciana comprendente orneblendite, diorite, tonalite e granodiorite. Sopra il nucleo affiorano ortogneiss e gneiss fino micascisto a due miche e plagioclasio bruno-scuro. Le rocce stratigraficamente superiori dell'Unità Sambuco consistono di litologie ricche di quarzo (analoghe a quelle del cristallino antico del Campo Tencia) e di uno scisto a grafite e muscovite del Permocarbone. Lo Gneiss granitico di Matorello, la roccia predominante nel settore a ovest della Maggia, rappresenta presumibilmente un'intrusione tardovariscica completamente ricristallizzata durante il metamorfismo alpino (cfr. pp. 63 seg.).

L'Unità Sambuco era tradizionalmente attribuita alla Falda di ricoprimento Maggia ed era composta dal cosiddetto «Lobo parziale di Sambuco», a nord-est dell'omonimo lago, e dal cosiddetto «Lobo parziale di Rodi» a sud-ovest dello stesso. Ambedue i lobi parziali, a forma di cucchiaio, costituivano il Lobo della Maggia nel settore settentrionale della Falda di ricoprimento Maggia. L'attribuzione tettono-stratigrafica dei due lobi parziali è controversa. GRUJIC & MANCKTELOW (1996), RÜTTI (2003), MAXELON (2004), MAXELON & MANCKTELOW (2005) e GALLI et al. (2007) li attribuiscono alla Falda di ricoprimento Maggia, che assieme alla Falda di ricoprimento Simano forma un'unità tettonica (l'orizzonte tettono-stratigrafico Maggia-Simano). BERGER et al. (2007) li considerano invece come un'unità indipendente, l'Unità Sambuco, appartenente al dominio paleogeografico Europa. L'Unità Sambuco è separata dalla Falda di ricoprimento Maggia, attribuita al dominio Brianzonese, situata a sud. Su questo punto controverso si consulti anche STECK (2008), BUSSIEN et al. (2011) e STECK et al. (2013).

Copertura mesozoica: Zona triassica del Pizzo Meda – Cimetta Briolent

Il cristallino antico dell'Unità Sambuco è separato dai Calcescisti della «Zona di Bedretto» da rocce univocamente triassiche solo sul fronte sud-est. Le rocce triassiche al fronte orientale dell'Unità Sambuco sono denominate Zona triassica del Pizzo Meda– Cimetta Briolent da BIANCONI (1971) sulla base della loro distribuzione geografica. La zona è suddivisa in due rami: Leiarozza–Valle dei Cani a nord-est e Pianascetti–Cimetta Briolent (punto 2172 s.l.m.) a sud-ovest. Questa zona triassica corrisponde al fianco nord della Sinforma di Mogno. La serie triassica è descritta in dettaglio da BIANCONI (1971), mentre le strutture geologiche complesse sono descritte da GUNZENREINER (1998). Le caratteristiche essenziali della serie triassica sono:

- Al contrario della Zona triassica del Campolungo non è possibile stabilire una sequenza normale a causa dei fenomeni intensi di scollamento e scagliamento. Lo stile tettonico a scaglie è particolarmente intenso nei dintorni della Leiarozza.
- Lo gneiss chiaro quarzítico a muscovite del Permiano presenta una potenza molto variabile, da 0,5 m fino a 25 m. La quarzite basale della Formazione di Mels spesso manca. La Formazione di Röti consiste di marmi dolomitici con numerose varietà, mentre la dolomia cariata manca completamente. Al tetto seguono banchi discontinui di rocce metamorfiche della Formazione di Quarten.
- Le rocce della Formazione di Quarten si presentano in parte in forma di scaglie nei Calcescisti basali.
- Al contatto tra il Triassico e i Calcescisti affiorano spesso marmi calcitici a grana grossa, di età dubbia (cfr. pp. 69 segg.).
- Nei profili a ovest (Passo e Valle dei Cani) occorrono sinforme e antiforme della fase di deformazione D_2 , difficilmente correlabili lateralmente.
- Nel profilo del Passo dei Cani nei marmi dolomitici affiora una struttura dalla morfologia pressoché a spirale (cfr. BIANCONI 1971, figg. 33, 36). PREISWERK (1920, p. 519) la compara con «il fluire della dolomia come magma fluido» («erscheint der Dolomit einem flüssigen Magma vergleichbar»). La struttura è stata interpretata da GUNZENREINER (1998) come una struttura di interferenza complessa di pieghe delle fasi di deformazione D_1 , D_2 e D_3 .

«Zona di Bedretto»

La «Zona di Bedretto» è l'unità tettonica più alta sul foglio. Essa costituisce gran parte del versante destro della Valle Leventina sulla continuazione degli affioramenti potenti della Val Bedretto. I Calcescisti sono stati assegnati alla «Zona

Sinclinale Bedretto–Tremorgio» da PREISWERK (1918b), in seguito ridenominati in «Zona di Bedretto» (ad esempio LABHART 2005). Non è chiaro in che rapporto i Calcescisti della «Zona di Bedretto» stanno con la Falda di ricoprimento Grava situata a nord-est. PROBST (1980) fa un parallelo tra i Calcescisti del settore nord della «Zona di Bedretto» e gli Scisti di Sosto della parte sud-ovest della Falda di ricoprimento Grava. Una dimostrazione di questa ipotesi non è comunque ancora stata addotta. Il complesso isolato di Calcescisti a ovest del Lago Ritóm, che giace sui metasedimenti triassici della Zona della Nufenen-Piora-Frodalera, può essere interpretato come un resto della Falda di ricoprimento Grava sulla base della sua posizione (cfr. «Carta tettonica del territorio del foglio Ambri-Piotta e dintorni 1:100 000», tav. I).

All'interno dell'Unità Sambuco appaiono rocce della «Zona di Bedretto» nella sinclinale parziale raddrizzata di Massari (RÜFFER 1990, pp. 11 segg. e fig. 2.5. A). Si tratta di una sinforma della fase di deformazione D_2 , che si estende su di una lunghezza di ca. 3,4 km tra Cascina di Lago fino al piede sud del Pizzo Massari e che raggiunge una potenza massima di ca. 150 m (cfr. fig. 10). Nella punta sud-est della sinclinale parziale di Massari le rocce dei Calcescisti sono in parte in contatto con straterelli centimetrici intensamente tettonizzati di rocce triassiche (cfr. p. 80).

EVOLUZIONE TETTONO-METAMORFICA

Evoluzione prealpina

Gli eventi metamorfici prealpini sono indicati sulle carte di FREY et al. (1999) e HANDY & OBERHÄNSLI (2004). Sul territorio del foglio, le rocce della «Serie della Tremola» e quelle a nord di questa, cioè lo Gneiss listato e le unità più antiche dello zoccolo del «proto-Gottardo» sono state elaborate da almeno due cicli orogenetici prealpini (ad es. MERCOLLI et al. 1994b, LABHART 2005, NIGGLI et al. 2008, VÖGELI et al. 2013). Queste rocce sono state ulteriormente rielaborate in larga misura dal metamorfismo alpino. La distinzione tra l'associazione minerale prealpina e quella alpina è difficile, poiché la maggior parte dei minerali sono stati ricristallizzati o si sono formati durante il metamorfismo alpino.

Più a sud eventi orogenetici prealpini relittici sono documentati in alcune datazioni radiometriche ($^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ nella roccia totale e U/Pb in zircone) in unità del cristallino antico della Falda di ricoprimento Lucomagno (1015, 625 e 470 Ma; cfr. pp. 45 seg.) e nell'Unità Sambuco (480–400 Ma; cfr. p. 61). Granati presumibilmente polimetamorfici (con nucleo prealpino e margine alpino) sono stati trovati in metapeliti della Falda di ricoprimento Simano (cfr. pp. 145 seg.). I dati sono comunque troppo scarsi per stabilire un'evoluzione sistematica.

Evoluzione alpina

Deformazione alpina

Le Alpi sono state originate dalla collisione tra il continente Europeo e la microplacca Adriatica. L'evoluzione della deformazione alpina delle Alpi Lepontine Centrali è stata intensamente studiata con metodi strutturali moderni a partire dai lavori di MILNES (1974, 1976). Per compilazioni complete e dati bibliografici sui lavori recenti che includono settori del foglio si rimanda ai lavori di GRUJIC & MANCKTELOW (1996), MAXELON (2004), MAXELON & MANCKTELOW (2005), RÜTTI et al. (2008) e STECK (2008). Una tabella che presenta una correlazione delle terminologie in parte molto eterogenee delle fasi di deformazione è data in GRUJIC & MANCKTELOW (1996, p. 496). Essa comprende tra gli altri i lavori di CHADWICK (1965, 1968; regione del Lucomagno), SIBBALD (1971; Val Piora), MILNES (1974, 1976; Alpi Lepontine Centrali), PROBST (1980; Calcescisti del Pennidico settentrionale), SIMPSON (1982, «lobo» settentrionale della Falda di ricoprimento Maggia) e THAKUR (1973; Zona pennidica settentrionale e settore meridionale della Falda di

ricoprimento Gottardo). Un altro confronto delle fasi di deformazione con nomi differenti (tra le altre per le Falde di ricoprimento Gottardo e quella di Grava nonché per le Zone di Piora-Frodalera e quella dello Scopi) è contenuta in VÖGELI et al. (2013, p. 120). Nonostante alcuni autori descrivano fino a sette fasi di deformazione (ad es. STECK 2008), attualmente si accettano tre fasi principali di deformazione alpina (denominate D_1 , D_2 e D_4 nel testo presente). Le tre fasi principali di deformazione sono caratterizzate brevemente, e le due fasi di deformazione senza ristrutturazione penetrativa (D_3 e D_5) menzionate qui di seguito. Le sinforme e le antiforme principali affioranti sul territorio del foglio Ambri-Piotta sono rappresentate sulla carta strutturale (fig. 10).

Come riassunto in PFIFFNER (2009), durante una fase iniziale i sedimenti del Bacino Vallesano vennero scollati dal substrato cristallino, traslati a nord e impilati sotto forma di ricoprimenti (D_1). Durante una fase successiva il cristallino venne a sua volta scollato dalla crosta inferiore, anch'esso traslato verso nord e impilato sotto forma di ricoprimenti (D_2). Questi eventi iniziarono nel Subennidico nell'Eocene Medio, quindi continuarono in modo diacronico verso nord e durante l'Oligocene compresero il dominio Elvetico. Nella regione del foglio Ambri-Piotta questo ciclo ebbe inizio nel Tardo Eocene e durò fino all'Oligocene. Una terza fase di deformazione (D_4), abbinata con la giacitura raddrizzata del margine sud della Falda di ricoprimento Gottardo e del fronte della Falda di ricoprimento Lucomagno, ebbe luogo nel Miocene ed è risultata in grandi pieghe rovesciate (fase di Chièra).

Durante la fase di deformazione più antica (D_1) si formarono pieghe isoclinali su tutte le scale e accompagnate da una foliazione parallela ai piani assiali delle pieghe. Le strutture D_1 sono presenti unicamente sotto forma di relitti nelle pieghe e nei piani della scistosità, ad esempio nella varietà con tessitura scistoso-laminare pieghettata dello Gneiss Leventina; secondo RÜTTI (2003, fig. 2.3b) il pieghettamento è il risultato di un'interferenza delle fasi D_1 e D_2 . La fase D_2 fu la fase di deformazione più importante nelle Alpi Lepontine Centrali; essa ha dato origine alla maggior parte delle strutture ancora visibili. Durante questa fase si formarono pieghe isoclinali su scala grande e piccola (cfr. fig. 12), con scistosità penetrativa e un'elongazione lineare in direzione SE-NW. Essa ha cancellato quasi totalmente le strutture precedenti. La scistosità predominante in tutto il Duomo Lepontino è connessa con la fase di deformazione D_2 (cfr. ad es. WENK 1955). Durante questa fase si formarono anche le Sinforme di Mogno(-Campolungo), di Massari e del Prévât. La più recente delle tre fasi principali di deformazione (D_4) ha formato ripiegamenti sinformi su grande scala e un raddrizzamento delle strutture precedenti (formazione della Zona raddrizzata settentrionale). La piega rovesciata più conosciuta di questa fase è la Sinforma di Chièra (ETTER 1992b); secondo MARQUER (1990) essa è risultata dal retroscorrimento del massiccio dell'Aar e della Falda di ricoprimento Gottardo. Altre strutture della fase di Chièra comprendono le Antiforme della Valle di Campo e di Pian Segno e la Sinforme di Dötra e di Campra nell'angolo nord-est del foglio.

Le fasi D_3 e D_5 non hanno generato strutture penetrative o al massimo del tutto minori. Durante la fase D_3 si sono formate pieghe aperte, con assi raddrizzati e con andamento obliquo rispetto al trend su larga scala dell'orogene (GRUJIC & MANCKTELOW 1996). A questa fase appartengono le Antiforme di Leventina e di Mezzodì-Sambuco e la Sinforma del Campo Tencia. La fase di deformazione D_5 sul territorio del foglio si manifesta in modo insignificante sotto forma di pieghe a cerniera aguzza (pieghe a Chevron rispettivamente pieghe a Kink) su scala piccola. Indizi della fase D_5 appaiono nella Zona triassica del Pizzo Meda-Cimetta Briolent (GUNZENREINER 1998).

Metamorfismo alpino

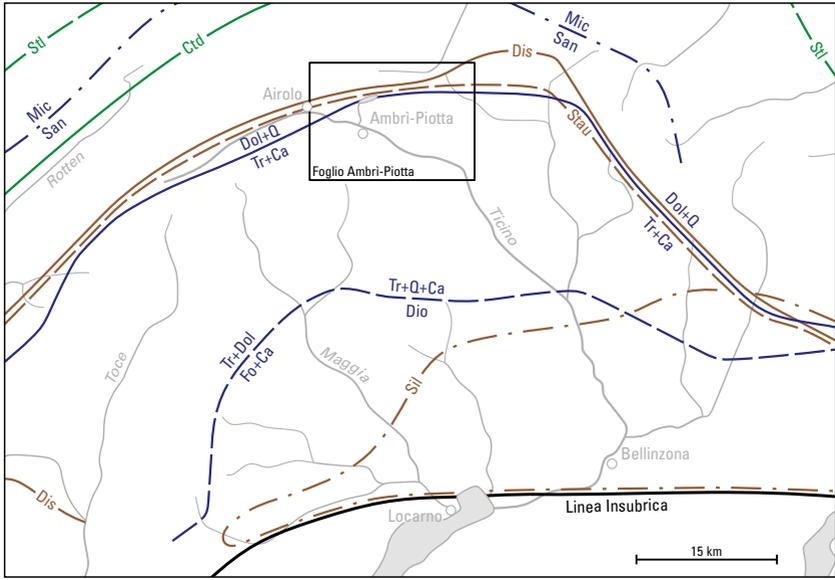
Sul territorio del foglio il grado del metamorfismo alpino aumenta da nord (facies superiore degli scisti verdi) verso sud (facies dell'anfibolite) (cfr. tra gli altri FREY et al. 1974, 1999, ENGI et al. 2004, e bibliografie ivi contenute). I singoli aspetti del metamorfismo alpino sono descritti qui di seguito.

Zone di minerali e zone di paragenesi minerali

Alcune zone di minerali e zone di paragenesi minerali alpine sono rappresentate sulla fig. 13, compilata sulla base dei dati di TROMMSDORFF (1966, 1980) e ENGI et al. (2004), che a loro volta hanno considerato dati da NIGGLI (1960, 1970) e NIGGLI & NIGGLI (1965). I limiti delle zone rispecchiano la geometria del Duomo metamorfico del Lepontino. La distribuzione del contenuto di anortite in plagioclasio sia nella paragenesi calcite-plagioclasio (WENK 1962) sia nella paragenesi orneblenda-plagioclasio in anfiboliti (WENK & KELLER 1969) presenta strutture analoghe. Che i limiti delle zone minerali tagliano in modo discordante i limiti tettono-stratigrafici è già stato riconosciuto in questi studi.

Il limite di zonazione minerale più importante passa nel settore settentrionale del foglio, all'incirca lungo la linea Airole-Passo del Lucomagno/Alpe Pertusio. Esso è espresso attraverso i limiti di minerali e di paragenesi: distene dentro (dal termine tedesco Disthen in, ecc.), staurolite dentro e comparsa della paragenesi tremolite-calcite (a partire da dolomite e quarzo) (fig. 13). Questo limite coincide all'incirca con l'apparizione di paragenesi con scapolite nelle rocce (carbonatiche) mesozoiche come già menzionato correttamente da TROMMSDORFF (1966), contrariamente alle carte di distribuzione in KUHN (2004) e KUHN et al. (2005), sulle quali questa linea è erroneamente rappresentata ca. 8 km più a sud.

Il limite descritto qui sopra definisce la linea di separazione tra la facies metamorfica degli scisti verdi a nord e quella dell'anfibolite a sud (in generale: cloritoide fuori/staurolite-distene dentro), come già descritta da FREY (1967). La separazione è stata studiata in dettaglio nella regione del Passo del Lucomagno da FOX (1975, fig. 2) su campioni di metapeliti della Formazione di Stgir ed è risultata



Limiti approssimativi della prima comparsa (dentro) rispettivamente della scomparsa (fuori) di:

— — — — —	stilpnomelano fuori (Stl)	—————	distene dentro (Dis)
—————	cloritoide dentro (Ctd)	- - - - -	staurolite dentro (Stau)
		- · - · - ·	sillimanite dentro (Sil)

Limiti approssimativi delle paragenesi minerali:

—————	dolomite + quarzo (Dol + Q)	—————	scapolite dentro
—————	tremolite + calcite (Tr + Ca)	≈	
—————	tremolite + quarzo + calcite (Tr + Q + Ca)	≈	—————
—————	diopside (Dio)		tremolite + dolomite (Tr + Dol)
			—————
			forsterite + calcite (Fo + Ca)
- · - · - ·	microclino (Mic)		
- · - · - ·	sanidino (San)		

Fig. 13: Quadro sinottico di alcune zone minerali e zone di paragenesi minerali alpine nelle Alpi Lepontine. Compilato da TROMMSDORFF (1966, 1980) e ENGI et al. (2004).

nella definizione di quattro zone minerali rappresentate sulla fig. 14. Le zone con staurolite (senza granato; Zone 2 e 3) sono in buon accordo con l'isograda della staurolite di NIGGLI (1970).

Secondo FOX (1975) i piani delle isograde descritte hanno un'inclinazione di almeno 35° verso N, il che conferma la discordanza con i limiti tettono-stratigrafici già citata.

Nell'area a sud del limite tra la facies degli scisti verdi e quella dell'anfibolite, le metapeliti presentano le paragenesi tipiche della facies dell'anfibolite, come ad esempio muscovite-biotite-staurolite-granato, muscovite-biotite-staurolite-distene e muscovite-biotite-staurolite-distene-granato. Il quarzo appare sempre, localmente accompagnato da plagioclasio e/o tormalina. Il granato è ricco di almandino (FOX 1975, p. 556).

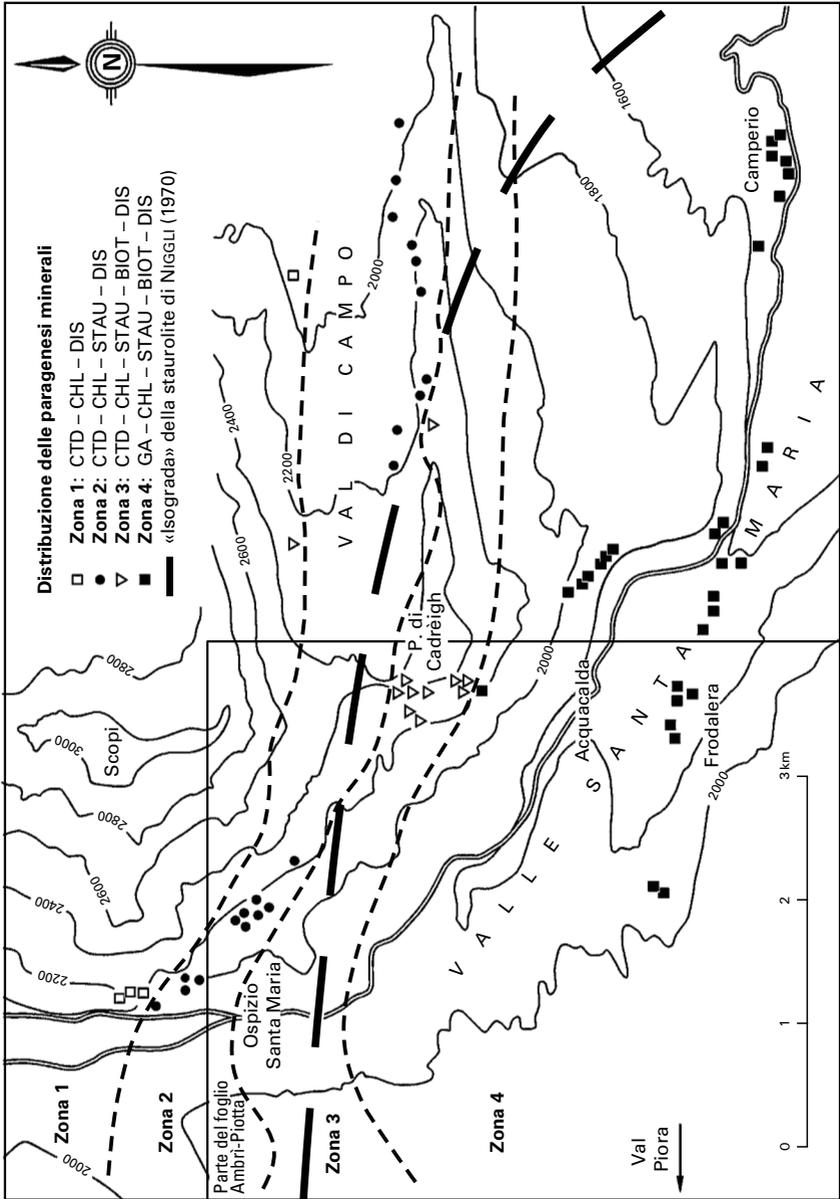
MERZ ARREAZA (1989) sulla base della ricristallizzazione dei feldspati nel Granito di Medel e nella Granodiorite di Cristallina indica il passaggio dalla facies degli scisti verdi a quella dell'anfibolite più a nord, ca. 3 km a nord del Passo del Lucomagno. Questo limite coincide con la discontinuità nel feldspato potassico tra il microclino di bassa temperatura e quello di alta temperatura nei feldspati potassici prealpini in graniti non deformati.

Condizioni di pressione e temperatura e fasi di deformazione

Secondo ENGI et al. (2004, p. 160), l'evoluzione del metamorfismo alpino nelle Alpi Centrali può essere distinta in tre fasi discrete sulla base di analisi petrografiche e della geocronologia:

- Metamorfismo ad alta pressione (Eocene): relitti della fase alpina dell'eclogite nel Lepontino centrale compaiono unicamente in unità tettoniche di *mélange*, ad esempio nell'Unità Cima Lunga (Cima di Gagnone) e nella Zona di Mergoscia-Arbedo (Alpe Arami). Le condizioni di pressione e temperatura avevano raggiunto ca. 32 kbar e fino a 840°C nel periodo da ca. 55 a 35 Ma fa (BROUWER et al. 2005). Relitti di questo genere non occorrono sul foglio. In un articolo recente WIEDERKEHR et al. (2008) hanno descritto la presenza di relitti di carfolite ricca di Fe e Mg nel Lepontino nordorientale immediatamente a est del limite est del foglio in metasedimenti del Pennidico inferiore della Falda di ricoprimento Grava (Scisti di Sosto) e della Zona subpennidica delle Scaglie di Peiden. Questo minerale è tipico del metamorfismo ad alta

Fig. 14: Zone minerali nelle metapeliti della regione del Passo del Lucomagno definite da quattro paragenesi (da FOX 1975). CTD = cloritoide; CHL = clorite; DIS = distene; STAU = staurolite; BIO = biotite; GA = granato. L'indicazione della clorite è ambigua, perché non si distingue tra formazione primaria e formazione retrograda. Il settore evidenziato corrisponde all'angolo nord-est del foglio Ambri-Piotta.



pressione e bassa temperatura in condizioni di scisti blu (350–400°C e 12–14 kbar). Secondo WIEDERKEHR et al. (2009) questo evento metamorfico ha avuto luogo 43–41 Ma fa, quindi durante la fase di deformazione D₁ (subduzione precoce), contemporanea allo scollamento dei sedimenti del Bacino Vallesano.

- Metamorfismo di tipo Barrow (Oligocene–Miocene): il metamorfismo di tipo Barrow è connesso con la formazione delle falde di ricoprimento durante l'Oligocene e sul territorio del foglio ha raggiunto le condizioni della facies ad anfibolite nel Miocene. Le isolinee di questa fase metamorfica tagliano in discordanza le falde di ricoprimento. L'evento metamorfico è più recente della formazione delle falde di ricoprimento e quindi post-D₂; esso ha sopravvissuto in parte alla fase D₃. Le isoterme e isobare di questa fase principale del metamorfismo alpino sono rappresentate sulla fig. 15. Esse corrispondono alle condizioni vicine a T_{max} e P(T_{max}) e definiscono il Duomo termico del Lepontino (HANDY & OBERHÄNSLI 2004).

Da questa rappresentazione risulta che sul foglio avevano regnato pressioni tra 5,5 e 6,5 kbar e temperature tra 550 e 600°C, che secondo OBERHÄNSLI & GOFFÉ (2004) corrispondono al passaggio dalla facies inferiore dell'anfibolite (8–12 kbar/450–600°C) a quella mediana (5–13 kbar/500–650°C). La riellaborazione è stata diacronica: l'apice termico è stato raggiunto nella zona rad-drizzata meridionale già ca. 28 Ma fa (Oligocene Medio), nella parte centrale del Lepontino più tardi, 26–21 Ma fa (Tardo Oligocene fino a Primo Miocene) e infine nella parte settentrionale del Lepontino solo 20–18 Ma fa (ENGI 2011).

Queste valutazioni concordano con quelle di WIEDERKEHR et al. (2011). Questi autori hanno analizzato la cristallinità di materiale organico nei metasedimenti (prevalentemente Calcescisti) a nord-est del foglio per determinare le temperature massime raggiunte durante il metamorfismo alpino. Nella piccola area di sovrapposizione con il foglio Ambri-Piotta tra il Passo del Lucomagno e Pian Segno le temperature massime hanno raggiunto 520–570°C.

Il metamorfismo di tipo Barrow è stato provocato dalla collisione continentale. Per una discussione sulle possibili fonti di calore del Duomo del Lepontino si veda WIEDERKEHR et al. (2008, pp. 148 segg.). Il riscaldamento del Duomo del Lepontino può essere interpretato come una combinazione di un ispessimento della crosta al termine della fase di subduzione e di un aumento della produzione radiogenica di calore della pila di falde di gneiss lepontine (crosta continentale).

- Evoluzione retrograda: durante la fase alpina tardo-orogenetica il metamorfismo era meno profondo e il grado di metamorfismo più basso (facies degli scisti verdi). Il metamorfismo era retrogrado e accompagnato da fluidi idrotermali. Durante questa fase ebbero luogo l'esumazione delle falde di rico-

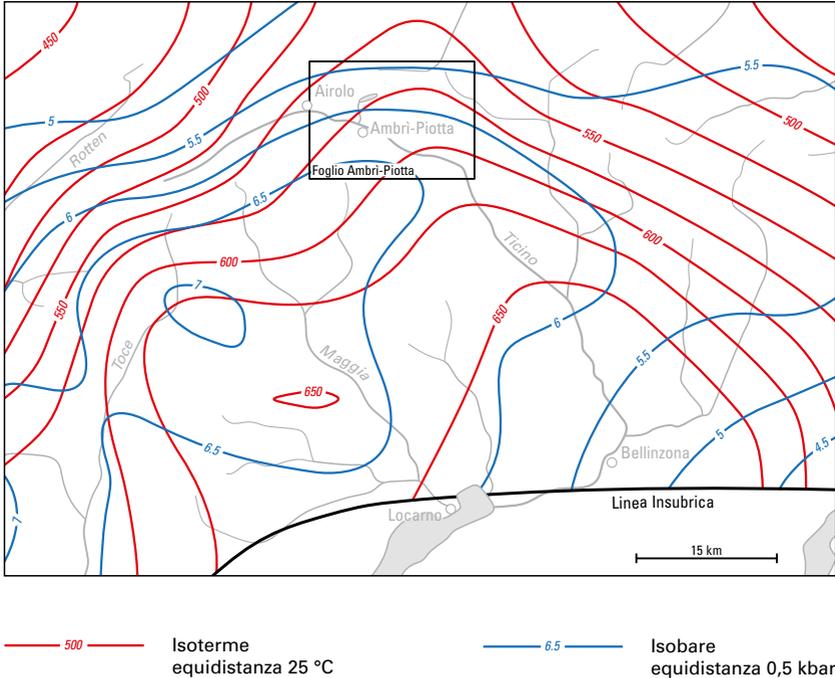


Fig. 15: Modello delle isoterme e delle isobare durante la rielaborazione metamorfica alpina di tipo Barrow nelle Alpi Lepontine. Le isolinee corrispondono alle condizioni vicine a T_{max} e $P(T_{max})$. Da ENGI et al. (2004).

primanto pennidiche e il rispettivo raffreddamento del duomo termico. L'esumazione era controllata da faglie normali, contemporanee ai grossi retroscorrimenti (HANDY & OBERHÄNSLI 2004, p.217). Secondo LUCCHINI (1998, 2002) e SHARP et al. (2005) la formazione di quarzo idrotermale ebbe inizio a temperature di ca. 450°C ancora durante il metamorfismo di tipo Barrow nel Primo Miocene (20–18 Ma fa), ma la maggior parte del quarzo idrotermale è stato formato durante la fase tardo-orogenetica. La temperatura scese poi gradualmente fino a ca. 150°C nel Tardo Miocene (8–6 Ma fa).

Nella tabella 6 sono riassunti i dati disponibili sulle condizioni di pressione e temperatura regnanti durante il metamorfismo alpino sul territorio del foglio Ambri-Piotta e dei dintorni immediati. I singoli dati corrispondono bene con le fasi metamorfiche descritte sopra e con i rispettivi dati sulle pressioni e le temperature illustrate più sopra, nonostante il loro carattere eterogeneo.

Tab. 6: Condizioni di pressione e temperatura durante il metamorfismo alpino sul territorio del foglio Ambri-Piotta e dei dintorni immediati.

p/T [kbar]/[°C]	Fase di deformazione	Osservazioni	Metodo	Regione/località	Citazione bibliografica
6/600	n.i.			foglio Ambri-Piotta in generale	FREY et al. (1980)
n.i./550 – 575	sin-/post-D ₂	massimo termico	multi-equilibri	Leventina settentrionale	ENGI et al. (1995)
9 – 11/ca. 500 7 – 8/n.i. 6 – 7/600 – 650	D ₁ D ₂ D ₂ /D ₃	massimo del metamorfismo	paragenesi minerali stabili in metapeliti	Falda di ricopr. Simano e Leventina Leventina settentr.	RÜTTI (2003) RÜTTI et al. (2005)
5 – 7/550 8 – 10/550	D ₂		valori Si (pfu) in miche chiare	Gneiss granitico Leventina	RÜTTI (2003) RÜTTI et al. (2008)
9 – 11/450 – 540 4,5 – 6/540 – 580 n.i. n.i.	D ₁ D ₂ D ₃ D ₄	form. di dis e fengite gre-sta-dis/bio in S ₂ mica chiara e bio, scistosità di crenulaz. S ₃ deform. fragile e fessure	n.i.	Falda di ricopr. Lucomagno, sezione settentrionale	WABER (1986)
7,5/643	D ₂ /D ₃ (?)	p (T _{max})	calcoli termobarometrici degli equilibri dei fluidi nellaormalina	metapeliti, Capanna dei Leit	GIERÉ et al. (1996)
6,5/550	D ₁ (?)	anello in granato, margine interno inormalina	modellazione di pseudosezioni p/T	metapeliti, Capanna dei Leit	GIERÉ et al. (2011)
8,1/630 8,5/660 5,5/587	D ₂ D ₃ post-D ₃	form. principale: granato form. di distene form. di staurolite e biotite			
≤8/650	n.i.	metapeliti, Formazione di Quartien (Frodalera)	modellazione con Perpele_X e valori medi p/T	Brönich	SCHENKER (2008)
n.i./520 – 570	n.i.	metapeliti, Zona dello Scopi, Scaglia di Peiden	crystalinità di materiale organico (spettroscopia Raman)	Lucomagno-Plan Segno	WIENERKEHR et al. (2011)

p/T [kbar]/[°C]	Fase di deformazione	Osservazioni	Metodo	Regione /località	Citazione bibliografica
5 >= 460	n. i.	scapolite «dentro» (in)	modellazione con THERMOCALC	Leponitino	KUHN et al. (2005)
5 - 7 / 545 - 600 a seconda del XCO2	n. i.	paragenesi scapolite- plagioclasio-feldspato alcalino	modellazione con THERMOCALC	Leponitino	KUHN (2004)
n. i./400 - 630	tarda D ₂ /D ₃	milonite sul tetto dello Gneiss granitico Leventina	microstrutture in deformazioni del quarzo	Grumo - Giomico Valle Leventina	TIMAR-GENG et al. (2004)
2/500	post-D ₃ /D ₄ (?)	orfi di calcite attorno alla tremolite in marmo dolomitico	tenore di Mg nella calcite in equilibrio con dolomite/ termobarometria in inclusioni fluide	Triassico, Costello a ovest dell'Alpe Campolungo	MERCOLLI (1982)
1,5 - 3,3/500	post-D ₃ /D ₄ (?)	orfi di calcite attorno alla tremolite in marmo dolomitico	tenore di Mg nella calcite in equilibrio con dolomite/ termobarometria in inclusioni fluide	Triassico, Passo Cadonighino	WALTHER (1983)
n. i./534	n. i.	11 campioni di marmi dolomitici con tremolite	tenore di Mg nella calcite in equilibrio con dolomite	Triassico, Mogno- Fusio	BERCHTOLD (1990)
n. i./230±50 n. i./120±20	raffreddamento postmetamorfico	gneiss occhiadino e Gneiss granitico di Matorello	tracce di fissione in zircone tracce di fissione in apatite	Alpe Scheggia Lago del Sambuco	STEINER (1984)
n. i./450 n. i./150	20 - 18 Ma 8 - 6 Ma	formazione del quarzo idrotermale	inclusioni fluide	Leponitino	SHARP et al. (2005) LUCCHINI (1998, 2002)

n. i.: nessuna indicazione

Evoluzione nel tempo

I dati pubblicati sull'età delle varie fasi di deformazione alpine e della loro correlazione con il grado di metamorfismo (condizioni di pressione e temperatura e formazione di minerali) disponibili sul foglio e nelle vicinanze immediate sono riassunti qui di seguito (secondo lo schema di RÜTTI 2003).

Rielaborazione precoce ad alta pressione (fino al Tardo Eocene)

Sul territorio del foglio Ambri-Piotta non esistono paragenesi di alta pressione. Se tali fossero esistite, esse sarebbero state oblitrate dalle fasi posteriori (ENGI et al. 2004, WIEDERKEHR et al. 2008).

Tardo Eocene fino all'Oligocene (40–35 Ma) – Fase di deformazione D₁

Durante questo periodo nel settore ovest della Falda di ricoprimento Simano regnarono pressioni di 9–11 kbar e la temperatura raggiunse ca. 500°C. La paragenesi mineralogica stabile in metapeliti ricche di alluminio consiste di granato-clorite-zoisite-quarzo ± distene; cloritoide e paragonite appaiono quali inclusi in granato.

Primo Oligocene (pre-Bregaglia, 35–30 Ma) – Fase di deformazione D₂

Durante questa fase si è formata la scistosità principale. Nel settore ovest della Falda di ricoprimento Simano il metamorfismo raggiunse condizioni di 7–8 kbar e ca. 650°C (RÜTTI 2003). Nelle metapeliti ebbe luogo la formazione sincinemica di biotite, muscovite, distene, granato e staurolite. La paragenesi mineralogica stabile è muscovite-biotite-plagioclasio-quarzo-staurolite-granato ± distene. I granati con inclusi a forma di S (struttura a palla di neve) sono caratteristici di questa fase nelle unità cristalline antiche della Falda di ricoprimento Lucomagno (BEFFA 1996) e di quella Simano (BIANCONI 1971, RÜFFER 1990, ALBISETTI 1999, SOLDINI 2002). Durante questa fase si è formata una prima generazione di tremolite nei marmi dolomitici.

Tardo Oligocene (sin- fino post-Bregaglia, 30–25 Ma) – Fase di deformazione D₃

Nel settore meridionale del Duomo Lepontino (Zona raddrizzata meridionale) il massimo del metamorfismo alpino fu raggiunto probabilmente tra le fasi D₂ e D₃. Nel settore occidentale della Falda di ricoprimento Simano regnarono pressioni attorno a 6–8 kbar e temperature di 650–700°C. La paragenesi mineralogica stabile in metapeliti ricche di alluminio è biotite-muscovite-quarzo-plagioclasio-granato-staurolite-distene. I tre allumosilicati andalusite furono formati parzialmente an-

che durante la fase D_3 , per cui si manifestano spesso due generazioni di crescita. Nelle rocce metapelitiche si formarono poeciloblasti elicitici di plagioclasio, granato, staurolite, distene, zoisite e clinozoisite, mentre nei marmi si formarono porfiroblasti di tremolite e scapolite. Nel granato (ad esempio alla località a sud di Bulbrinch, coord. 2702.24/1146.96) RÜTTI (2003) descrive nuclei prealpini e perciò un metamorfismo plurifase. La formazione prealpina dei granati è però controversa (HERMANN & RUBATTO 2010, GIERÉ et al. 2011). BERG et al. (2013) hanno esaminato porfiroblasti ruotati di granato in metapeliti della Falda di ricoprimento Lucomagno al contatto immediato con metasedimenti triassici nell'area del Passo del Sole. I granati si sono formati durante il metamorfismo alpino di tipo Barrow, come confermato dalla datazione con Lu/Hf su granati, che ha fornito età di $25,5 \pm 0,3$ Ma. STEIGER & DEUTSCH (1984) hanno determinato età di 29–23 Ma con $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ in orneblenda.

Miocene (25–15 Ma) – Fase di deformazione D_4

Il massimo del grado di metamorfismo della facies dell'anfibolite nel settore settentrionale del Duomo Lepontino fu raggiunto 20–18 Ma fa (ALLAZ 2008, JANOTS et al. 2009, WIEDERKEHR et al. 2009). MADONNA et al. (2008) e SCHENKER (2008) indicano valori massimi della pressione e della temperatura di 8 kbar rispettivamente 650°C per le metapeliti di Frodaler e Brönich. Da ca. 17 Ma il metamorfismo retrogrado con facies degli scisti verdi segna l'inizio dell'esumazione e del raffreddamento contemporaneo delle falde di ricoprimento penniniche. L'età di raffreddamento della biotite sul foglio ammonta a 17–15 Ma (carta Alpine tectono-metamorphic ages, HANDY & OBERHÄNSLI 2004), rispettivamente 17–16 Ma ($^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ in biotite dello Gneiss Leventina, KÖPPEL & GRÜNENFELDER 1975). Minerali di grado di metamorfismo più alto sono trasformati in minerali della facies degli scisti verdi (formazione di pseudomorfo): ad es. granato e biotite si trasformano in clorite e la tremolite in talco. MERCOLLI (1979, 1982) attribuisce anche la formazione di aggregati di tremolite nei marmi dolomitici di Costello a questo periodo.

Miocene fino presente (post- D_4 e D_5)

L'esumazione progressiva è accompagnata da fenomeni di deformazione fragile a partire dal Miocene Medio. Si formano tra l'altro ultracataclasi, pseudotachiliti e minerali di fessura. Questa fase più giovane è documentata in varie determinazioni di età: 20–6 Ma – formazione del quarzo idrotermale (LUCCHINI 1998, 2002, SHARP et al. 2005); 15,5–14,5 Ma – $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ in minerali di fessura nel settore meridionale della Falda di ricoprimento Gottardo (PERETTI et al. 1981); 12,7–12,0 e 6,9–6,7 Ma – età delle tracce di fissione in zirconi rispettivamente in apatiti nello Gneiss granitico Matorello e nello gneiss occhiadino dell'Alpe Scheggia dell'Unità Sambuco (STEINER 1984); 11–9 Ma – età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ in pseudotachiliti

nel Duomo Lepontino (ALLANIC et al. 2006); 10–3,7 Ma – età delle tracce di fissione in apatiti delle pseudotachiliti sul tetto dello Gneiss Leventina, settore Grumo–Giornico (TIMAR-GENG et al. 2004); 9,5–7,1 Ma – età $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ in illite delle cacheriti nella galleria di base del San Gottardo (ZWINGMANN et al. 2010). Mediante datazioni con il metodo (U-Th)/He sono state determinate rate medie di sollevamento di 0,5 km/Ma, con rate maggiori di 0,7 km/Ma tra 16 e 14 Ma fa (GLOTZBACH et al. 2010, JANOTS & RUBATTO 2014).

Zone di fratturazione

Fessurazione

Un rilevamento sistematico della fessurazione (litoclasti) non esiste. Nel settore settentrionale del foglio BEFFA (1993a, p. 44) descrive due sistemi di fessure con andamento ca. NW–SE e NE–SW nella Falda di ricoprimento Gottardo e nella Zona di Piora contigua a sud. La stessa osservazione vale per la «Serie della Tremola» nell'area dell'Alpe Pontino (NATOLINO 1993). SCHNEIDER (1991) ha rilevato i sistemi di fessure in superficie lungo una striscia larga 5 km sulla traccia della galleria di base del San Gottardo e ha rilevato i sistemi seguenti: ENE–WSW, E–W ed ESE–WNW. RÜTTI (2003, p. 24) descrive gli stessi tre sistemi nelle Falde di ricoprimento Leventina e Simano. ETTER (1992a) ha rilevato cinque sistemi di fessure, in parte coniugate, nella regione tra la Zona di Piora e lo Gneiss Leventina nei dintorni della galleria di base del San Gottardo. I tre sistemi più importanti sono riassunti qui sotto.

- K_1 è la fessurazione principale. Essa ha un andamento N–S e un'inclinazione ripida verso W. La distanza media delle fessure varia da 0,5 a 3 m. I piani delle fessure sono generalmente lisci e l'apertura varia tra 0 e 3 mm. Una patina di clorite è rara.
- Il sistema K_2 ha un andamento ca. E–W e un'inclinazione di 80° N.
- Il sistema K_3 ha un andamento ENE–WSW e un'inclinazione di 40° verso SSE. Questo sistema ha probabilmente avuto una funzione essenziale come orizzonte di scorrimento dei grandi scivolamenti di Osco e Calpiogna. Gli altri due sistemi sono rari e compaiono solo localmente.

Nella galleria di base del San Gottardo ETTER (2006, p. 142) descrive due sistemi di fessurazione pressoché verticali nella stazione multifunzionale (SMF) di Faido: K_1 , con direzione WSW–ENE e K_2 , con andamento NW–SE. Le fessure di questi sistemi sono spesso rivestite da clorite e/o quarzo.

Filoni di quarzo

Fessure con riempimento di quarzo idrotermale sono rare sul foglio. Le dimensioni di queste fessure sono generalmente troppo piccole per poter essere rappresentate sul foglio. I filoni di quarzo contengono generalmente plagioclasio e sericite e raramente biotite e tormalina. Alcuni filoni furono sfruttati nel passato in piccole cave (cfr. p.177). Filoni di quarzo più estesi affiorano in tre località in rocce della Falda di ricoprimento Lucomagno:

- Alpe Cari (coord.2706.10/1151.05), con andamento E-W, ca.180 m di lunghezza fino a 50 m di potenza;
- Costa di Giübin (coord.2698.25/1154.93), con andamento NW-SE, ca.120 m di lunghezza e fino a 20 m di potenza;
- Pian Töi (2693.45/1153.92), andamento E-W, lunghezza ca.120 m e fino a 25 m di potenza.

Faglie

Zone di deformazione fragile affiorano raramente perché le rocce affette sono di solito intensamente disgregate. Di conseguenza l'erosione fluviale di queste strutture forma solitamente forre colmate da detrito. Esse sono perciò visibili indirettamente come canali morfologici (SCHNEIDER 1991). Queste zone di regola consistono in sistemi di fratture chiuse e fitte.

Sul foglio sono rappresentate sia le zone con espressione morfologica sul campo sia lineamenti visibili unicamente su foto aeree o sul modello altimetrico digitale del terreno. Negli gneiss e scisti della Falda di ricoprimento Gottardo affiorano due sistemi di faglie, uno con andamento NNW-SSE fino a NW-SE e uno perpendicolare a questo, con andamento NE-SW. Sul fianco sud-ovest della Valle Leventina i ruscelli trasversali incidono profondamente zone di faglia con andamento ENE-WSW e WNW-ESE nel ripido gradino dello Gneiss Leventina. Nella galleria di adduzione del Piottino GRÜTTER (1931, pp.5 segg.) ha rilevato undici zone di fratturazione con specchio di faglia e riempimento di farina di roccia dello spessore fino a 1 m (si tratta eventualmente di cachiriti). In un caso era stato possibile determinare un senso di movimento orizzontale.

Zone di faglia neotettoniche

Sono definite come «zone di faglia neotettoniche» le faglie dell'Olocene attive dopo la fase massima dell'ultima glaciazione e quindi di origine postglaciale (USTASZEWSKI & PFIFFNER 2008). Gli autori distinguono tre tipi di zone di faglia neotettoniche: zone di faglia unicamente tettoniche (estremamente rare), faglie gravitative e faglie composite (vedi sotto).

Sul foglio non appaiono zone di faglia neotettoniche di natura meramente tettonica. ETTER (1992a) ha rilevato varie faglie recenti nell'area a sud del Pizzo Predelp e del Pizzo Campello. Si tratta di faglie gravitative (faglie antitetiche o controscarpate) connesse ai processi gravitativi profondi (deep-seated gravitational slope deformations) delle parti alte degli scivolamenti di Osco e Calpiogna (USTASZEWSKI & PFIFFNER 2008, fig. 6, USTASZEWSKI et al. 2008, fig. 3b, PFIFFNER 2009, fig. 7-13, 7-14), senza componente tettonica (cfr. p. 106 e AMBROSI et al. 2006).

Faglie neotettoniche sono numerose ad esempio sul foglio attiguo a occidente 68 Val Bedretto (LABHART 2005, p. 67, HAFNER et al. 1975). Morene antiche sono tagliate da ripide faglie parallele alla valle, con valori di dislocazione fino a 10 m; la parte a valle è spesso sollevata rispetto a quella a monte. Le strutture possono essere seguite per varie centinaia di metri. Gli studi di USTASZEWSKI & PFIFFNER (2008) e di USTASZEWSKI et al. (2008) hanno dimostrato che queste faglie sono il risultato della combinazione di processi tettonici e gravitativi e di movimenti isotatici postglaciali di compensazione (alleggerimento a seguito del scioglimento dei ghiacciai vallivi). Gli autori le definiscono composite faults (all'incirca: faglie con varie cause). Secondo USTASZEWSKI et al. (2008, fig. 1) faglie di questo tipo affiorano al margine ovest del foglio, nell'area di Pian Töi e Piano Verde sul pendio meridionale del Föisc.

Cachiriti e cataclasiti

Anche le cachiriti e le cataclasiti (per le definizioni cfr. HEITZMANN 1985) sono raramente osservabili in superficie, mentre sono esposte in modo ottimale in galleria. Durante la costruzione della galleria di base del San Gottardo, nella stazione multifunzionale (SMF) di Faido e a sud della stessa nello Gneiss Leventina sono state attraversate alcune zone cataclastiche fino cachiritiche (cfr. profilo 2, tav. II). La più importante e contemporaneamente la più critica in termini geotecnici è quella della SMF di Faido. La struttura sul territorio del foglio si estende per lunghe tratte nella Falda di ricoprimento Lucomagno e continua a sud-est di questa. La struttura è stata denominata come «zona cachiritica di Faido» da ETTER (2006). In effetti, si tratta di una combinazione di zona cachiritica al centro e cataclastica ai margini. Nel testo che segue il termine cachirite è da intendere come una combinazione di cataclasite e cachirite nel senso di ETTER (2006).

La «cachirite di Faido»

Nello scavo della caverna trasversale, che è situata sulla continuazione della galleria di accesso dalla SMF Faido-Polmengo, è stata attraversata una zona complessa di faglie subverticali con una potenza tra 10 e 50 m e un andamento NW-SE che taglia l'asse della galleria e della SMF Faido sotto un angolo estremamente sfavorevole di 10°. Questa situazione ha causato problemi massicci di stabilità e conseguenti misure tecniche dispendiose (AMBERG 2006).

Le singole faglie hanno un'inclinazione di 60–70° verso NE. Il settore centrale, potente pochi metri, è formato da cachirite, che consiste in una farina di roccia grigia con inclusi di frammenti di roccia ricca di quarzo. La farina di roccia contiene minerali di argilla di neoformazione (smectite, clorite con ferro e illite). Anche le zone marginali, di spessore decametrico, sono affette da deformazioni fragili. Queste comprendono numerose fessure capillari, di spessore da 1 a 20 µm, ricoperte da minerali di argilla, e distanziate da 5 a 20 mm, che hanno portato alla formazione di gneiss cataclastico e ad una fratturazione intensa.

Le strutture sono rappresentate sulla fig. 16; oltre ai piani della scistosità degli gneiss e due sistemi di fratture K1 e K2, esse comprendono anche due sistemi di cachiriti:

- *Kk1; cachiriti con andamento W-E*: questo sistema ha formato cachiriti dello spessore di soli alcuni centimetri che hanno riattivato le fratture K1. Sulla base dell'angolo di immersione, esse possono essere suddivise a loro volta in due sistemi: Kk1a, con un'inclinazione di 70° verso S e Kk1b, con un'inclinazione ripida verso N. L'orientazione e la direzione della dislocazione indicano un sollevamento della parte nord, un restringimento verticale e una dilatazione in direzione N-S.
- *Kk2; cachiriti con andamento NW-SE*: le grosse zone di faglia della SMF di Faido appartengono a questo sistema. Queste cachiriti riattivano le fratture K2. Anch'esse comprendono due sistemi: Kk2a (in parte con potenza plurimetrica, inclinazione di ca. 70° verso N e la parte nord-est dislocata verso il basso; esse formano le grandi zone di faglia della SMF Faido) e Kk2b (più rare e meno potenti delle cachiriti del sistema Kk2a; con inclinazione ripida verso SW e la parte SW dislocata verso il basso). L'orientazione e la direzione della dislocazione indicano un sollevamento della parte sud-ovest, un restringimento verticale e una dilatazione in direzione NE-SW.

Ambedue i sistemi riattivano zone a debole resistenza tettonica risultanti dai due sistemi di fratturazione principali K1 e K2. Per questa ragione ETTER (2006) attribuisce la formazione dei due sistemi di cachiriti al sollevamento a volta delle Alpi Centrali durante una fase orogenetica tarda. ZWINGMANN et al. (2010) postulano un'estensione orogenetica recente quale causa dei sistemi di cachirite.

Estensione della «cachirite di Faido» in superficie: in superficie la «cachirite di Faido» si può seguire su di una lunghezza di almeno 12 km. La struttura si estende dalla riva orientale del Lago Ritóm (coord. 2696.94/1155.55) via la sponda meridionale dei Laghi di Chièra e Predelp fino al margine est del foglio a sud-est di Molare (coord. 2707.50/1148.58). Secondo R. Lucchini (com. scritta 2011) la struttura può essere seguita in direzione est fino alla Cima di Ganna Rossa a est di Acquarossa

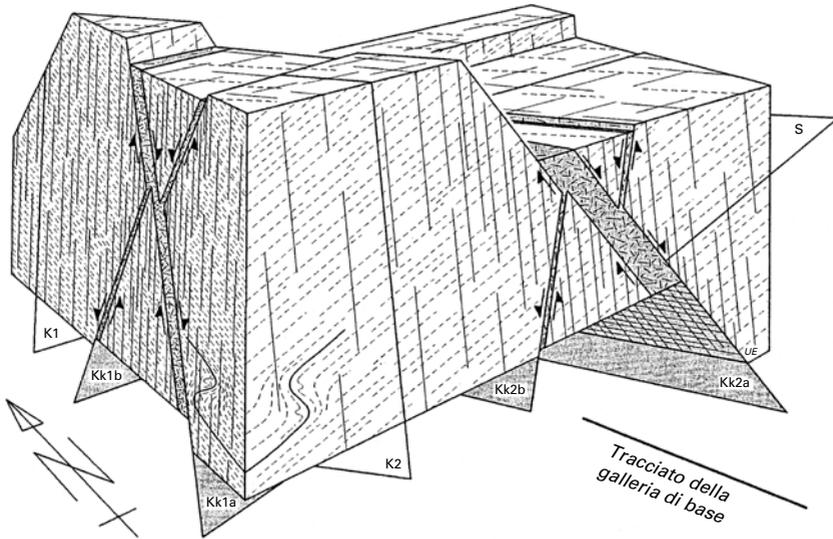


Fig. 16: Diagramma a blocchi delle strutture osservate nella «cachirite di Faido» nella stazione multifunzionale di Faido della galleria di base del San Gottardo. Le superfici in tinta grigia denotano i diversi sistemi di cachirite. Da ETTER (2006).

(foglio 1273 Olivone). Di conseguenza questa struttura avrebbe una lunghezza totale di almeno 24 km.

Sul foglio i migliori affioramenti si trovano nel settore ovest, tra il Lago Ritóm e i Laghi di Chièra, dove sono state individuate cachirite di potenza centimetrica in strutture cataclastiche in nove località. La struttura cachiritica ha un andamento di 320–330° e un'inclinazione di 60° verso NE (TGTA 2006). Nel settore orientale, tra i Laghi di Chièra e Molare, la struttura non è affiorante. In questo settore essa è stata esplorata da VOLPERS (2006) attraverso misurazioni con il metodo VLF (Very-Low-Frequency).

Datazioni radiometriche: ZWINGMANN et al. (2010) hanno prelevato campioni di argilla di faglia (Lette o Verwerfungston; fault gouge) da dieci zone cachiritiche nello Gneiss Leventina nella galleria di base del San Gottardo tra il portale sud presso Bodio e la SMF Faido. Quattro campioni provengono dalla tratta situata sul presente foglio, di cui due dalla SMF Faido. Le strutture hanno una direzione ca. NW–SE e una potenza fino a 20 m. Le argille di faglia hanno uno spessore da

5 cm fino a 2 m; i minerali di argilla autigeni consistono prevalentemente di illite e caolinite. I politipi dell'illite indicano una temperatura di formazione da 100–200°C (dominio di formazione della diagenesi fino all'anchizona inferiore). Le datazioni radiometriche in illiti in dieci campioni hanno fornito età $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ di 9,5–7,1 Ma (Tardo Miocene).

Autoclasti di scaglie e microsismi: a partire dal mese di aprile 2003 nella SMF di Faido si sono registrate autoclasti di scaglie, che erano probabilmente il risultato di un rilassamento subitaneo della roccia associata a zone di faglia (RÖTHLISBERGER 2006). Più tardi fu osservato che le autoclasti di scaglie erano registrate contemporaneamente anche dal Servizio Sismologico Svizzero – SED (BAER et al. 2007). Di conseguenza l'AlpTransit Gottardo SA incaricò il SED di installare una rete provvisoria di monitoraggio sismico con otto stazioni di misura in superficie nei dintorni della SMF di Faido e due in galleria. Questa rete di stazioni ha registrato da due a tre microsismi al mese con una magnitudine locale fino a 1,9 M_L , comunque non percettibili in superficie.

Il 25 marzo 2006 sul cantiere si verificò un'autoclasti di scaglie che nei comuni vicini fu percepita come un microsisma accompagnato da un forte scoppio. La magnitudine raggiunse un'intensità di 2,4 M_L . In superficie non furono registrati danni, ma in galleria l'autoclasti di scaglie provocò alcune incrinature e stacchi minori di placche dall'involucro di calcestruzzo spruzzato del rivestimento della galleria (NEAT 2006). Brillamenti di controllo in galleria hanno confermato la supposizione che gli ipocentri dei microsismi sono localizzati nelle immediate vicinanze della zona cachiritica principale e connessi con le autoclasti di scaglie (BAER et al. 2007).

L'analisi approfondita e l'interpretazione dei dati sismici (KISLING & REHBOCK-SANDER 2007) hanno indicato che le autoclasti di scaglie sono provocate da trasposizioni di pressioni immediatamente adiacenti la galleria. I microsismi sono invece generati in piani di frattura distanti alcune centinaia di metri dal tubo est e con un andamento parallelo a quello delle zone cachiritiche esposte in galleria. Dopo la conclusione dei lavori di scavo in questo settore le autoclasti di scaglie sono diminuite rapidamente, al contrario della frequenza e dell'intensità dei microsismi, caratterizzati da una lenta diminuzione.

Nel 2010 sono stati registrati 36 microsismi con magnitudini tra 0,2 e 1,5 M_L nella regione di Piora. I loro epicentri coincidono con il tracciato della galleria di base (DEICHMANN et al. 2011). Nel 2011 sono stati registrati nuovamente 46 microsismi con deboli magnitudini locali tra 0,2 e 1,8 M_L nella regione di Piora. Gli epicentri coincidono entro alcune centinaia di metri con il tracciato della galleria di base. La migrazione degli epicentri in direzione nord riflette quella del fronte di escavazione (DEICHMANN et al. 2012). Nel 2012 sono stati registrati solo quattro microsismi molto deboli con magnitudini $\leq 1,0 M_L$ nella regione tra il Passo del Lucomagno e la Valle Leventina (DIEHL et al. 2013).

Miloniti e fenomeni di milonitizzazione

Zone di taglio duttili di regola sono più antiche delle deformazioni fragili descritte più sopra. La loro formazione risale in parte al Miocene ed è contemporanea alla fase di deformazione D₄. Fenomeni di milonitizzazione di diversa intensità affiorano in modo discontinuo alla base della Falda di ricoprimento Lucomagno, nella zona del tetto dello Gneiss Leventina e nella zona milonitica presso Ogiòra:

- Falda di ricoprimento Lucomagno: lo gneiss a due miche, ortoclasio e microclino, laminare e p.p. pieghettato, e la sua varietà con clorite alla base della Falda di ricoprimento Lucomagno sono da debolmente a moderatamente milonitizzati su una lunghezza di ca. 5 km e su di una potenza fino a ca. 400 m.
- Zona milonitica presso Ogiòra: la faglia di taglio duttile presso Ogiòra è l'unica zona milonitica rappresentata graficamente sul foglio. Sulle carte geologiche speciali no. 81 Geologische Karte des obern Tessin- und Maggia-Gebietes (PREISWERK 1918a) e no. 116 Carta geologica delle Alpi Ticinesi fra Valle Maggia e Val Blenio (PREISWERK et al. 1934), è indicato uno strato lenticolare di «scisti grafitici ricchi di quarzo», che nelle legende vengono attribuiti «presumibilmente al Carbonifero». PREISWERK (1918b, p. 56) dapprima lo attribuisce al Carbonifero, come lo strato analogo di Matengo; più tardi NIGGLI et al. (1936, p. 10) menzionano la possibilità che si tratti di un fenomeno di milonitizzazione come confermato da altri autori (ad es. BIANCONI 1971). La zona milonitica, lunga ca. 580 m, affiora negli intagli di quattro torrenti sul fianco ripido tra Ogiòra e Valbona (tra le coordinate 2705.16/1146.92 e 2705.64/1146.64). Al centro la potenza raggiunge ca. 20 m. Non si trova a contatto con dolomia cariata triassica, bensì sulla continuazione diretta in direzione est della Zona triassica di Rodi-Ogiòra, che scompare a cuneo ca. 100 m a ovest. Essa è separata dal tetto dello Gneiss Leventina da una banda di micascisti fino gneiss a due miche da leucocratici a mesocratici della Falda di ricoprimento Lucomagno, che si assottiglia verso est, a sua volta sormontata da gneiss scistosi bruno-chiaro a grana fine a due miche, plagioclasio e granato della Falda di ricoprimento Simano. Macroscopicamente la roccia presenta una scistosità molto intensa, una tessitura lenticolare e un colore grigio-violetto, per cui effettivamente assomiglia a metasedimenti del Carbonifero; ma il pigmento carbonioso manca totalmente.

Dai reperti al microscopio di BIANCONI (1971, p. 19 seg.) si deduce che i metasedimenti originari comprendevano almeno due tipi litologici: a) gneiss a biotite con plagioclasio e b) micascisto con granato, staurolite e distene. I fenomeni di milonitizzazione hanno probabilmente avuto luogo al settore di contatto tra i metasedimenti della Falda di ricoprimento Lucomagno e quelli sovrastanti della Falda di ricoprimento Simano. Le rocce triassiche situate tra queste due unità sono state spremute fuori completamente.

- Falda di ricoprimento Leventina: sul versante destro della Valle Leventina il settore superiore della varietà scistoso-laminare dello Gneiss Leventina è milonitizzato immediatamente sotto l'Intercalazione Centrale di Chironico-Faido-Piottino (CASASOPRA 1939, p.571), ma soprattutto nella porzione del tetto dello gneiss, con crescente intensità (CASASOPRA 1939, p.666, RÜTTI 2003, RÜTTI et al.2008). Secondo RÜTTI et al. (2005) la scistosità della milonite ha piani ravvicinati e bande di taglio sono frequenti. Le bande di taglio mostrano un senso di scorrimento con la parte superiore verso NW (top to NW shear), attribuito alla fase di deformazione D_1 o D_2 . Nella continuazione sud-est la Falda di ricoprimento Simano giace direttamente sulla Falda di ricoprimento Leventina. Anche in questo settore il tetto dello Gneiss Leventina è milonitizzato (RÜTTI 2003). Questa zona milonitica corrisponde probabilmente all'unità «Paragneiss scistosi con lenti d'origine tettonica dell'unità sottostante (tetto del Gneiss di Leventina)» indicata sul foglio 73 P. Campo Tencia (KELLER et al. 1980). Più a SSE, sul foglio 1273 Biasca, pure sul versante destro della valle, è stata individuata una zona milonitica della potenza di 200–250 m su di una lunghezza di ca. 9 km (tra la Val Osadigo [o Valle d'Usedi] e la Val d'Ambra) al tetto dello Gneiss Leventina (RÜTTI 2003). Sulla base dello studio delle tessiture del quarzo e delle microstrutture TIMAR-GENG et al. (2004) hanno dedotto che la milonitizzazione ha avuto luogo a temperature di 400–630 °C durante la fase di deformazione D_2 fino D_3 e di conseguenza contemporaneamente alla formazione della Zona trasversale della Maggia e del Subduomo del Ticino. A questo proposito va notato che all'interno di questa zona sono state individuate varie pseudotachiliti descritte dapprima da IROUSCHEK & HUBER (1982). Secondo TIMAR-GENG et al. (2004) si tratta della riattivazione della zona milonitica in condizioni da fragili a fragili-duttili, temperature retrograde e con un senso di scorrimento in direzione WNW. Datazioni radiometriche delle tracce di fissione in apatite hanno fornito età di 10–3,7 Ma.

Da queste considerazioni risulta un quadro complesso con zone di taglio duttili e un senso di movimento della parte superiore in direzione nord-ovest sia al tetto dello Gneiss Leventina sia al tetto della Falda di ricoprimento Lucomagno al contatto con la Falda di ricoprimento Simano. Lo stesso vale nel settore della scomparsa della Falda di ricoprimento Lucomagno, dove la Falda di ricoprimento Simano giace direttamente sulla Falda di ricoprimento Leventina. In quest'ultimo caso i movimenti più importanti sono probabilmente avvenuti al tetto della Falda di ricoprimento Lucomagno, dove la zona triassica di separazione è stata spremuta fuori.

IDROGEOLOGIA

Fenomeni carsici

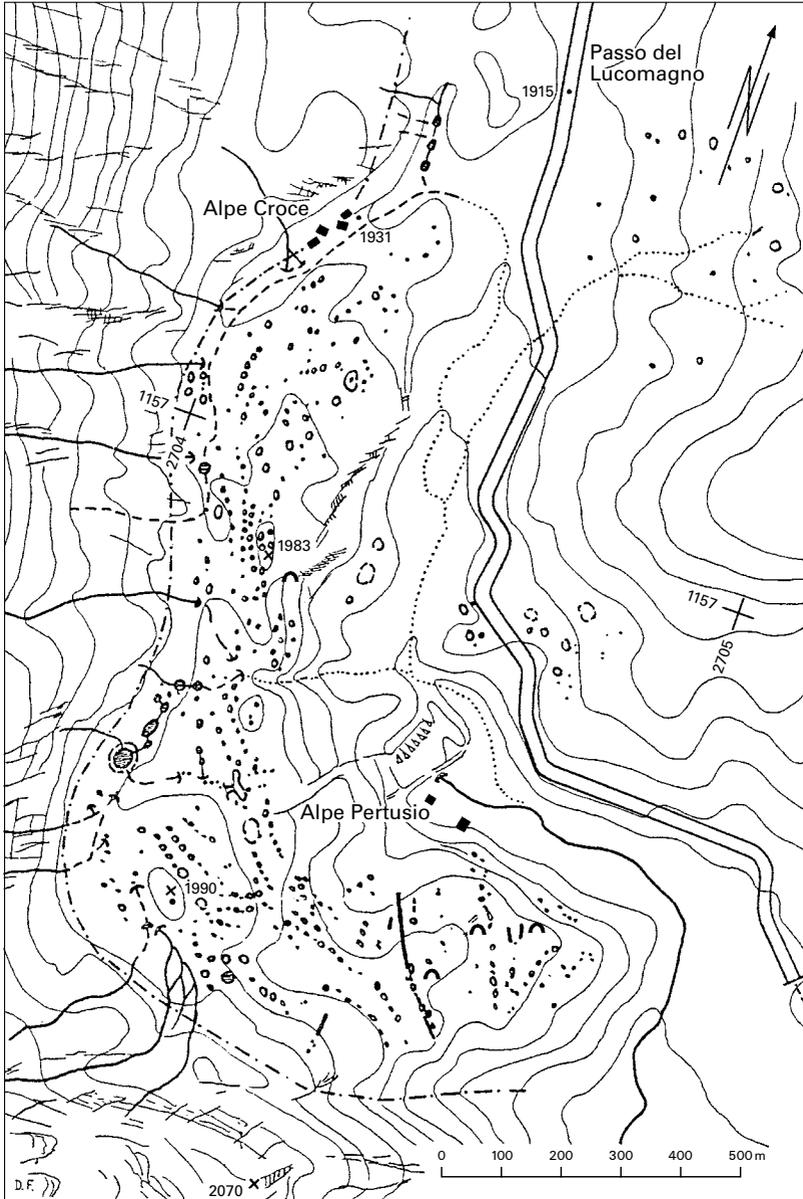
Doline

Le doline sono assai frequenti nelle rocce triassiche delle Zone della Nufenen-Piora-Frodalera e dello Scopi. Nelle zone triassiche rimanenti al contrario occorre un'unica dolina a Vidresch (coord. 2701.96/1148.27) tra Prato Leventina e Cornone.

Nelle Zone della Nufenen-Piora-Frodalera e in quella dello Scopi, accanto a doline isolate e a piccoli gruppi di doline esistono quattro settori che ne contengono grosse concentrazioni, propriamente campi di doline (da ovest a est):

- Versante est della Val Canaria: fenomeni carsici nel gesso creano in quest'area fitte concentrazioni di doline. Il gesso è parzialmente ricoperto da un esile strato di depositi morenici. Le doline, di diametro massimo di 15 m e profondità massima di 5 m, si estendono sulla massa di gesso su di una lunghezza di ca. 1,6 km (tra le coord. 2691.9 e 2693.5). FABBRO (1998a) e BERNASCONI (1980) danno descrizioni dettagliate.
- Pian Giübin fino a ovest del Pizzo Columbe: numerose doline su di una lunghezza di ca. 3,1 km (tra le coord. 2698.85 e 2701.95) in dolomia carciata, marmo dolomitico con calcite e in parte con sottile copertura di depositi morenici. Una dolina morfologicamente appariscente su una piccola collina (coord. 2699.52/1155.39/2050 m) dà il nome alla località: Calderoni di Piora (cauderon det Piora nel dialetto locale e nella forma corretta al singolare), ovvero «la grande caldaia di Piora»).
- A est del Pizzo Columbe fino al Piano dei Canali: numerose doline distribuite su di una lunghezza di ca. 1,7 km (tra le coord. 2703.0 e 2704.7) in una zona con dolomia carciata, marmo dolomitico con calcite e una sottile copertura di depositi morenici. Le doline hanno di regola dimensioni molto piccole, ad eccezione di una con un diametro di ca. 100 m.
- Alpe Croce fino all'Alpe Pertusio: nella dolomia a sud del Passo del Lucomagno, in parte concentrazione estremamente fitta di doline su ca. 1,5 km di lunghezza (tra le coord. 2157.50 a nord e 1156.05 a sud). Si tratta del campo di doline classico di Pertusio, che copre una superficie di ca. 1 km² (cfr. fig. 17). Si

Fig. 17: Fenomeni carsici nell'area Alpe Croce-Alpe Pertusio (da COTTI & FERRINI 1958). Equidistanza delle curve di livello: 20 m; linea piena: torrenti permanenti; linea tratteggiata: torrenti intermittenti; linea a tratti e punti: contatto Gneiss listato-dolomia; cerchi fini: doline; semicerchio: grotte.



tratta di doline a forma di imbuto, suddivise da BINGGELI (1961) in tre tipi: doline a inghiottitoio, doline di assorbimento (o doline di dissoluzione) e doline di crollo. La maggior parte presenta un diametro minore di 5 m e una profondità minore di 2 m, ma non raramente le doline raggiungono alcuni decimetri di diametro. Esse sono spesso riempite di acqua, in parte permanentemente.

Il campo di doline di Pertusio è alimentato idrologicamente da una dozzina di torrenti che scendono dal fianco est dello Scai (nello Gneiss listato) e che scompaiono nelle doline in media ca. 100 m a est del contatto tra le rocce cristalline e le dolomie (COTTI & FERRINI 1958). La densità maggiore di doline occorre nel settore ovest del campo, dove la dolomia presenta la potenza minore sugli gneiss listati della Falda di ricoprimento Gottardo (cfr. fig. 17). Secondo BINGGELI (1961) in quest'area la densità sorpassa le 100 doline per ettaro. Le doline sono apparentemente controllate soprattutto da un sistema di fessure con orientazione NW-SE.

Grotta

I fenomeni carsici nelle rocce carbonatiche ed evaporitiche del Triassico Medio comprendono anche alcune grotte.

Nell'area carsica Alpe Croce-Alpe Pertusio sono conosciute tre grotte ca. 300 m a sud dell'Alpe Pertusio e una allo Stabbio Vecchio (cfr. fig. 17). Una delle grotte di Pertusio è lunga almeno 300 m e profonda 47 m (MARI 1996).

Inghiottitoio/sorgente carsica, risorgenza di un torrente

I fenomeni carsici descritti nei capitoli precedenti sono associati a un'idrografia carsica, che comprende inghiottitoi di torrenti (punti di infiltrazione), sorgenti di risorgenza, rispettivamente sorgenti carsiche e i corsi d'acqua sotterranei tra questi due punti, spesso indefiniti.

Valle Santa Maria

Nell'area Alpe Croce-Alpe Pertusio il drenaggio è quasi totalmente sotterraneo. I torrenti che drenano lo Gneiss listato del fianco est dello Scai vengono inghiottiti nella striscia di dolomia vicina al contatto (cfr. fig. 17). Essi alimentano la risorgenza collettiva di Pertusio (secondo BINGGELI 1961 si tratta di una «source vaclusienne» nel senso stretto del termine), che rappresenta la sorgente vera e propria del Brenno (coord. 2704.56/1156.60/1825 m). Il nome Pertusio, «pertüs» in dialetto, deriva dal nome del latino medievale pertusium, che significa «roccia forata, foro nella roccia». La distanza tra gli inghiottitoi e la risorgenza non supera i 600-700 m e il dislivello ammonta a ca. 140 m (COTTI & FERRINI 1958). Il bacino

idrografico della sorgente secondo MARI (1996) ammonta a ca. 3,7 km², rispettivamente a 2,4 km² secondo OTZ (1998) e comprende unicamente il versante ovest della valle. Il fianco sud-ovest dello Scopi drena invece in direzione della Val di Campo, come dimostrato da prove con sostanze traccianti nel 1995 e 1996 (OTZ et al. 2003). La portata di deflusso della sorgente mostra le forti fluttuazioni tipiche per le sorgenti carsiche: negli anni 1957/58 il minimo era di 12 l/s, il massimo di 1310 l/s e la portata media 140,5 l/s (BINGGELI 1961). Secondo MARI (1996) la portata media pluriennale è di 165 l/s. Prove con traccianti a colori in diversi corsi d'acqua sotterranei nel 1994 hanno indicato velocità di decorso tra 0,15 e 3 m/min.

Le analisi dell'acqua della sorgente carsica di Pertusio (BINGGELI 1961, MARI 1996) indicano che non si tratta, come spesso affermato, di un'acqua solfatica. Infatti il tenore di solfato attorno a 100 mg/l è relativamente modesto. La stessa osservazione vale per le concentrazioni del carbonato, del calcio e della durezza totale. Da ciò si può dedurre che la dissoluzione di gesso e dolomite nel decorso sotterraneo è minima. È da notare che al contrario l'acqua del Brenno a Pian Segno, ca. 3,5 km a valle, contiene concentrazioni di solfato assai più elevate (ca. 610 mg/l). Le alte concentrazioni provengono dalle immissioni del Ri di Lareccio, un torrente laterale che drena le rocce triassiche carbonatiche ed evaporitiche (comprese le dolomie cariate) situate a ovest, su di una lunghezza di ca. 3 km.

Val Canaria

Secondo FABBRO (1998a, pp. 41 segg.) quantità notevoli di acqua dell'ordine di grandezza di 60–90 l/s infiltrano dalla Val Piora nella Val Canaria (HALDIMANN & OTZ 1999 stimano invece 180–250 l/s). Quest'acqua dissolve ca. 850–900 m³ di gesso e dolomia l'anno, presumibilmente sotto forma di canali carsici, il che rappresenta una delle cause importanti della formazione di fianchi instabili in Val Canaria (cfr. pp. 107 seg.). Qui di seguito sono descritti alcuni fenomeni di idrologia carsica nel bacino imbrifero della Val Canaria.

- Valle di Büi: il Riale di Büi è alimentato da acque sotterranee provenienti da perdite del Lago Ritóm (FABBRO 1998a, OTZ et al. 2003). Il torrente scorre nella Valle di Büi all'incirca al contatto del gesso con la dolomia carciata e si infiltra parzialmente presso Tecc (coord. 2692.32/1154.24/1530 m). L'acqua infiltrata alimenta le tre sorgenti carsiche che sgorgano ca. 750 m più a valle a un'altitudine di ca. 1250 m s.l.m. presso Frasnè di dentro (FABBRO 1998a).

Le analisi chimiche dell'acqua di queste sorgenti mostrano concentrazioni molto alte di solfato di calcio tra ca. 1000 e 1400 mg/l che indicano una notevole dissoluzione di gesso (e in parte anidrite) nel decorso sotterraneo delle acque.

- Sotto Corte: la frana del 2009 ha obbligato la Garegna a scavarsi due decorsi sotterranei nella massa di gesso. Gli inghiottitoi si trovano alle coord. 2692.07/

1154.83/1330 m al piede del versante sinistro della valle. Una risorgenza si trova nella Garegna ca. 200 m a valle alle coord. 2691.94/1154.64/1280 m; in questo punto il deflusso rappresenta però solo ca. 1/8 della portata totale fino a 7001/s della Garegna. I 7/8 rimanenti sgorgano altri 300 m a valle (coord. 2691.70/1154.35/1250 m) a Frasnè di Dentro. Lo sviluppo del decorso sotterraneo della Garegna è descritto in dettaglio in FABBRO (1998a).

- Laghetto dell’Alpe: questo laghetto – noto anche come «Lago di Alpe di Lago» – non ha un deflusso superficiale. Esso è situato in una conca glaciale con materiale morenico a quota 2010 m s.l.m. FABBRO (1998a) sulla base di prove con traccianti ha potuto dimostrare che il lago è alimentato in parte con acqua da perdite del Lago di Tom. Questo fatto, abbinato alla sua posizione geologica al contatto tra metasedimenti triassici e rocce dei Calcescisti, spiega le concentrazioni leggermente elevate di calcio (23 mg/l) e solfato (9 mg/l) nella sua acqua; non è da escludere la possibilità di un aumento delle concentrazioni dovuto all’evaporazione di acqua durante i mesi estivi. FABBRO (1998a) ha pure dimostrato che il lago a sua volta alimenta la sorgente di Pian Partüss (coord. 2693.51/1155.76/1840 m), ca. 500 m a nord-ovest.

Val Piora

- Lago di Tom: la metà meridionale del Lago di Tom giace su marmi dolomitici triassici della Zona di Piora come lo sbarramento che lo ostruisce. Il deflusso del lago è sotterraneo e l’inghiottitoio si trova ca. 40 m a sud-est della cascina dell’alpe sulla riva del lago. Anche la risorgenza è in marmi dolomitici; essa si trova solo ca. 130 m a sud-ovest della riva del lago e ad un livello di soli pochi metri sotto a quello del lago. Come già menzionato precedentemente, le sue perdite sotterranee alimentano in parte il Laghetto dell’Alpe.
- Lago di Dentro: il lago ha un deflusso sotterraneo, che però non è dovuto a fenomeni carsici, siccome è completamente racchiuso da gneiss e scisti insolubili della Zona di Corandoni e dello Gneiss di Sorescia. Il decorso sotterraneo segue molto probabilmente zone di fessurazione. Esso è lungo solo ca. 160 m ed alimenta una sorgente captata a sud dello sbarramento di roccia (coord. 2699.82/1156.03/2280 m).

Prove con traccianti in Val Piora: importanti prove con traccianti sono state eseguite nel periodo tra il 1963 e il 1997 in Val Piora (DR. H. JÄCKLI 1994, HALDIMANN & OTZ 1999, OTZ et al. 2003) nell’ambito delle indagini di ricognizione durante la fase di progettazione del tunnel di base del San Gottardo. Le prove avevano due scopi: a) stabilire i collegamenti idraulici tra le acque di superficie della Zona di Piora e la cosiddetta «falda acquifera di Piora», e b) stabilire l’eventuale possibilità di un collegamento tra l’acqua di questo acquifero e la galleria di

base, in modo particolare nel settore di avanzamento della Zona di Piora. I risultati sono descritti in HALDIMANN & OTZ (1999) e in OTZ et al. (2003) e sono riassunti qui di seguito:

- Il Lago Ritóm presenta perdite di acqua quando il suo livello è superiore a 1835 m s.l.m. (corrisponde al livello del primo innalzamento del 1918). L'acqua si infiltra all'estremità ovest del lago e fluisce esclusivamente in direzione ovest verso la Val Canaria.
- Non esistono collegamenti idraulici tra le acque superficiali della Val Piora e la sorgente carsica di Pertusio.
- Le grosse doline alla località Calderoni di Piora si trovano esattamente sopra lo spartiacque sotterraneo di direzione nord-sud (all'incirca lungo la coord. 2699.5), che si trova ca. 2,9 km a ovest dello spartiacque in superficie al Pizzo Columbe. Si stima che i due torrenti a est dello spartiacque sotterraneo, la Murinascia Grande e il Ri dei Calcestri, perdono 150–200 l/s per infiltrazione. In modo particolare il Ri dei Calcestri è di solito addirittura asciutto al suo sbocco nella Murinascia Grande. L'acqua carsica fluisce in direzione est sotto lo spartiacque topografico e alimenta le sorgenti del Ri di Lareccio ad una distanza di ca. 6,5 km e raggiunge addirittura sorgenti nella Val di Campo, lontane ca. 13,5 km.
- In alcune doline di Pian Segno nella Valle Santa Maria esistono risorgenze d'acqua carsica artesiane. Ciò significa che l'acqua carsica nelle rocce triassiche carbonatiche ed evaporitiche della Zona di Piora-Frodalera sotto la Valle Santa Maria è in parte sotto forma di acquifero confinato e indica che il corpo idrico ricevente non si trova nella Valle Santa Maria bensì probabilmente ad est di questa.
- Le sostanze traccianti hanno presumibilmente raggiunto il cunicolo di ricognizione di Polmengo (che si trova a un livello di 300 m superiore a quello della galleria di base) dopo 24 giorni dalla loro iniezione nelle doline dei Calderoni di Piora e nei torrenti Murinascia Grande e Ri dei Calcestri. Questo reparto è però dubbio viste le concentrazioni estremamente basse.

Valle Leventina

- Lago Inferiore di Chièra: il lago si trova in una depressione di origine glaciale ed è sbarrato da materiale morenico dello Stadio dell'Egesen (coord. 2701.65/1152.76/2344 m). Il lago è alimentato dal deflusso del Lago Superiore di Chièra, ma a sua volta esso non ha un deflusso superficiale. Il decorso sotterraneo ha una lunghezza di soli 50 m ca. e fluisce probabilmente alla base del materiale morenico. La risorgenza si trova ca. 50 m a sud-ovest della

riva del lago e alimenta un torrente che si ramifica in due ruscelli sopra l'Alpe Chièra. Il ramo est si perde per infiltrazione presso l'Alpe Chièra, quello ovest si infila ca. 100 m a ovest della ramificazione per risorgere a sua volta ca. 260 m a ovest. In ambedue i casi le infiltrazioni coincidono molto probabilmente con controscarpate immediatamente a nord dell'orlo di distacco dello scivolamento di Osco.

- Lago di Ravina: il lago è situato nella lingua di un bacino glaciale ed è sbarrato da un cordone morenico. Il deflusso è totalmente sotterraneo e non se ne conoscono i fattori che lo controllano: probabilmente si tratta di una combinazione di canali carsici in marmi calcitici e di sistemi di fessurazione nei Calcescisti. Anche le sorgenti alimentate dal suo deflusso sono sconosciute.
- Lago di Prato: l'acqua del lago si infila ca. 250 m a nord del lago (coord. 2693.1/1149.6/2010 m) in depositi quaternari che coprono micascisti calcariferi con intercalazioni di marmo appartenenti alla «Zona di Bedretto». Due risorgenze compaiono a soli 100 m ca. di distanza dall'inghiottitoio (coord. 2693.10/1149.69/1980 m e 2693.15/1149.68/1990 m). È possibile che il decorso sotterraneo alimenti anche le sorgenti di Cassina di Lago, situate a ca. 300 fino a 400 m dal punto di infiltrazione, via banchi di marmo con andamento est-ovest nei Calcescisti.
- Alpe Cara: nell'area tra il Lago di Cara e l'Alpe Cara nel settore del Pto. 2217 m (coord. 2695.87/1148.98) esiste un sistema imponente di inghiottitoi a forma di imbuto (FABBRO 2010). L'acqua superficiale si infila nel settore di due banchi paralleli di marmi calcitici di potenza modesta (2–6 m), affioranti su di una lunghezza di 450, rispettivamente 250 m. I banchi di marmo appartengono ai Calcescisti pennidici e sono racchiusi all'interno dell'Unità Sambuco a ca. 100 m di distanza dal suo contatto proprio con i Calcescisti. Gli strati hanno un andamento parallelo alla scistosità locale (WNW–ESE, inclinazione attorno a 60° verso SSW). I contatti con le rocce dell'Unità Sambuco sono tettonizzati (scistosità intensa e in parte pieghettamento).

Il banco topograficamente superiore contiene cinque inghiottitoi principali, e quello inferiore tre, dell'acqua del torrente transitorio senza nome alimentato dal Lago di Cara. Gli inghiottitoi presentano in parte dimensioni notevoli con diametri fino a 20 m e profondità fino a 6 m (cfr. fig. 18). Una prova di tracciamento con fluoresceina ha indicato che l'acqua ha un decorso sotterraneo di ca. 1 km in direzione della Valle Leventina e che risorge a ca. 400 m di dislivello nel Ri Secco (FABBRO 2010). Il nesso idrologico è molto probabilmente legato a un sistema di faglie ad andamento nord–sud.

- Leiarozza: la Leiarozza (dialetto per «piccolo laghetto») si trova a quota 2366 m s.l.m., ca. 250 m a nord del Pizzo Meda nella Valle dei Cani. Il laghetto è situato nel punto più basso di una depressione senza sbocco, al contatto tra



Fig. 18: Sistema di inghiottitoi dell'Alpe di Cara: inghiottitoio nel banco topograficamente superiore di marmo. Due ruscelli minori (in alto e in basso sulla figura) terminano all'inghiottitoio (centro della figura), dove precipitano per alcuni metri nell'imbuto per poi infiltrare nel marmo. Foto S. Strasky, 2012.

marmi dolomitici della Zona triassica del Pizzo Meda-Cimetta Briolent e Calcescisti. Nella tarda estate e con un livello basso dello specchio del laghetto è visibile un inghiottitoio in forma di imbuto (2697.08/1147.96/2366 m). L'acqua di infiltrazione alimenta molto probabilmente le quattro sorgenti che sgorgano al piede dei pendii di Calcescisti a sud-ovest del Lago Tremorgio e ca. 700 m a est della Leiarozza a quote attorno a 2000 m s.l.m.

- Lago Tremorgio: il Lago Tremorgio è drenato in parte minore lungo decorsi sotterranei probabilmente controllati da sistemi di fratture e da lenti e banchi di marmo nei Calcescisti.

Sorgenti

Sul foglio sono riportate quasi 500 sorgenti di acqua, che in seguito scorre in superficie oppure viene captata in opere tecniche per l'approvvigionamento di acqua potabile. Il grado di rilevamento delle sorgenti dei vari autori, in origine mol-

to eterogeneo, nell'ambito della compilazione del foglio è stato completato con dati da BINGGELI (1961), DR. H. JÄCKLI (1993), OPPIZZI (1994) e SUPSI (2004b). Accanto alle risorgenze di torrenti sotterranei e alle sorgenti carsiche descritte più sopra, affiorano numerose sorgenti di fessura, di rocce sciolte e di contatto sotto forma di sorgenti puntiformi o in alcuni orizzonti di sorgenti, caratterizzate brevemente qui di seguito.

- Sorgenti di fessura e di rocce sciolte: le sorgenti di fessura comportano la presenza di una sistema di fessure continuo e sgorgano direttamente dalla roccia. Molto più comuni sono però le sorgenti in rocce sciolte che sgorgano al passaggio dalla roccia in posto a rocce sciolte in falde di detrito o in zone con scarsa copertura morenica. Le sorgenti primarie sono spesso sorgenti di fessura vere e proprie, mascherate sotto una copertura di sedimenti sciolti. Esempi di sorgenti in rocce sciolte sono presenti su tutto il territorio del foglio.
- Sorgenti di contatto: sorgenti di questo tipo scaturiscono al contatto tra uno strato permeabile acquifero e uno impermeabile sottostante. A questo tipo appartengono numerose sorgenti che sgorgano al piede di detrito di falda permeabile al contatto con materiale impermeabile morenico. Esempi sono le sorgenti con grosse portate immediatamente a nord dell'Alpe Cadonighino, che sgorgano alla base dei depositi morenici e che rappresentano il bacino sorgentizio del Ri di Foch. Non esistono dati sistematici sulla portata delle sorgenti sul foglio. In alcuni casi le sorgenti di contatto si presentano sotto forma di numerose fuoruscite di acqua lungo una linea orizzontale. Queste sorgenti sul foglio sono rappresentate come orizzonti di sorgenti. Un esempio notevole si trova a est del Lago Pécian in fondo alla Val Piora, dove numerose sorgenti sgorgano dallo stesso orizzonte lungo ca. 600 m.

BEFFA (1993a, pp.22 seg.) nel 1991 ha esaminato sistematicamente e misurato i parametri pH, contenuto di ossigeno, conduttività elettrica e sostanze disciolte in ca. 310 sorgenti nella regione tra Madrano, Val Canaria, Passo del Sole, e il confine Ticino-Grigioni. Nelle rocce delle Falde di ricoprimento Gottardo e Lucomagno i valori pH variano tra 6 e 7, nelle rocce triassiche essi sono leggermente basici (7–8). Per le regioni rimanenti non esistono dati sistematici sul chimismo delle sorgenti.

Laghi alpini

La carta sinottica in BIANCONI (1969) sul territorio del foglio contiene 32 laghi alpini e tre laghi di sbarramento artificiali: il Lago del Sambuco, il Lago della Valletta, a meridione del rifugio Garzonera (coord.2694.1/1149.8) e un laghetto senza nome alla località Ressiga, 1,5 km a sud-est di Nante (coord. 2691.96/1151.81).

Nella lista sistematica di BIANCONI (1969) accanto alle superfici sono indicate anche le rispettive altitudini dei livelli dell'acqua. Solo un laghetto senza nome alla località Roncascio (coord. 2691.08/1152.29/1423 m), a sud-est di Nante, si trova a una quota inferiore a 1800 m s.l.m. Gli altri grandi laghi naturali (Lago Ritóm, Lago Cadagno, Lago Tremorgio) si trovano ad altitudini tra 1800 e 1900 m s.l.m. Tutti gli altri laghi sono a quote ancora più alte; i più alti si trovano sul versante sud della Val Cadlmo vicino allo spartiacque che la separa dalla Val Piora (Lago di Schenadüi a 2579 m s.l.m. e i Laghetti della Miniera a 2525 m s.l.m.).

Il fattore principale della genesi dei laghi alpini è l'erosione glaciale, come già giustamente notato da GARWOOD (1906). Di regola i laghi alle altitudini maggiori si trovano in bacini rocciosi, nel punto più basso di circhi glaciali locali e con la diga di sbarramento di roccia in posto. Esempi sono il Lago di Chièra superiore (2361 m s.l.m.) e il Lago Scuro (2451 m s.l.m.). Laghi ad altitudini minori giacciono soprattutto in un bacino costituito da materiale morenico e spesso sbarrato da un cordone morenico. Esempi sono il Lago Cadagno e il Lago di Ravina. In molti casi, fenomeni carsici (dissoluzione di banchi carbonatici del Triassico e di marmi calcitici dei Calcescisti, parzialmente con deflusso sotterraneo) rappresentano un fattore complementare importante. Ciò vale specialmente per i laghi alpini seguenti: Lago Ritóm, Lago Cadagno, Lago di Tom, Lago dei Campanitt, la Leiarozza e il Lago Tremorgio. Nel caso del Lago Cadagno il pendio della riva orientale è caratterizzato da due strutture lineari parallele al pendio, interpretate come strutture di dislocazione e probabilmente legate con fenomeni carsici a grande scala decisivi per la genesi del lago. Un antico letto di corso d'acqua, tracciabile lungo ca. 600 m, è parallelo alla riva sud del lago. Alcune particolarità di quattro laghi alpini sono descritte qui sotto.

Laghetto di Giübin

Il Laghetto di Giübin (coord. 2698.54/1155.16/2097 m) è l'unico esempio di laghetto effimero sul foglio. Il lago, dal diametro di ca. 30 m si riempie durante lo scioglimento delle nevi ed è in seguito completamente vuoto in agosto (PEDUZZI 2005, p. 159). Il laghetto giace in una piccola conca senza sbocco su materiale morenico, sulla lingua di un antico ghiacciaio locale. La roccia sottostante consiste di metasedimenti quarziticci della Formazione di Quarten vicino al contatto con dolomia carinata. Questa si trova all'estremità WNW di una zona di faglia lunga ca. 2,5 km che passa dal Laghetto di Giübin e con andamento WNW-ESE, lungo la quale affiorano numerose doline e inghiottitoi.

Lago Tremorgio

Il Lago Tremorgio occupa il centro di una depressione marcata a forma di imbuto e con fianchi ripidi in rocce dei Calcescisti. Il punto più basso è a quota

1770 m s.l.m. Il livello massimo dello specchio d'acqua si trova a quota 1827 m s.l.m. Il lago allo stato naturale era sbarrato al lato nord-est da uno sperone di roccia in parte coperto da resti di materiale morenico. Il suo livello è stato innalzato con un muro nel 1917. Una caratteristica appariscente è la forma pressoché circolare, con un diametro di ca. 700 m. Sulla base della forma e di altri criteri geologici, tettonici e morfologici, BÄCHTIGER (1976) ha interpretato l'imbuto del Tremorgio come il prodotto di un impatto di meteorite. BIANCONI (1977a) ha potuto dimostrare che tutti i criteri invocati da BÄCHTIGER (1976) si fondano su interpretazioni scorrette e che la genesi del Lago Tremorgio è dovuta alla combinazione di erosione glaciale, zone tettoniche fragili e fenomeni carsici, come del resto già postulato in precedenza da altri autori (ad esempio GARWOOD 1906, OTZ 1969).

Già prima dell'innalzamento artificiale del 1917 il lago presentava perdite d'acqua notevoli, fino a 200 l/s (HASLER 1949, p. 49). Il lago perde ancora fino a 90 l/s malgrado lavori importanti di impermeabilizzazione (OTZ 1969). Mediante prove con trizio come tracciante, OTZ (1969) ha potuto dimostrare che le perdite d'acqua alimentano numerose sorgenti al piede del versante sud della Valle Leventina tra Ambri-Sopra e Mascengo, una sorgente nella Val Piumogna, e addirittura una sopra Fusio e una sopra Mogno nella Val Lavizzara. Da queste prove si deve dedurre che i decorsi d'acqua sotterranei sono controllati da canali carsici in rocce carbonatiche della Zona triassica del Campolungo e dei Calcescisti, probabilmente accoppiate con sistemi di fratture aperte. OTZ (1969) ha dimostrato la presenza di 14 importanti punti di perdita all'estremità nord-est del lago. Uno degli inghiottitoi ha un diametro di 4 m e ha una perdita di 34 l/s. Gli inghiottitoi si trovano molto probabilmente in lenti e banchi di marmi nei Calcescisti.

Lago Cadagno

Il Lago Cadagno è uno degli ultimi laghi alpini che presenta il fenomeno della meromissi crenogenica, caratterizzata dal fatto che l'acqua dello strato superiore e quella dello strato inferiore non si mescolano mai. Il lago ha una superficie di ca. 25 ha, una profondità massima di 21 m e un volume d'acqua di ca. 2,6 milioni di m³ e viene studiato in grande dettaglio già da molti anni dal Centro di Biologia Alpina di Piora. Pubblicazioni di carattere sinottico e la lista completa della vasta bibliografia relativa sono contenuti in PEDUZZI et al. (1998) e TONOLLA & PEDUZZI (2006).

La meromissi crenogenica stabile è causata da soluzioni saline che scaturiscono sul fondo del lago alla sua estremità sud. L'acqua delle sorgenti è fortemente mineralizzata, ha una conduttività elettrica di 1360 μ S/cm e contiene le concentrazioni seguenti: 170 mg/l calcio, 75 mg/l magnesio, 80 mg/l solfato, 120 mg/l carbonato. Nell'acqua sul fondo del lago sono stati misurati valori estremamente alti di idrogeno solforato tra 80 e 100 mg/l (PEDUZZI & TONOLLA 1998). L'acqua delle sorgenti proviene dal sistema carsico nei metasedimenti triassici (marmi dolomitici,

dolomia cariata e gesso/anidrite) della Zona di Piora e forma lo strato inferiore (il cosiddetto «monolimnio»). Essa è anossica e con carattere riducente. Batteri anaerobici producono tra l'altro metano e ammonio; più importanti sono però i batteri solforiduttori (*Desulfocapsa*), che trasformano il solfato in idrogeno solforato, estremamente tossico. Lo strato superiore (il «mixolimnio», acqua di superficie) proviene invece da acque superficiali povere di minerali e ricche di ossigeno originate nelle rocce cristalline della Falda di ricoprimento Gottardo. Grazie alla differenza di densità delle due acque la loro stratificazione è molto stabile ed è separata da una chemoclina (strato di separazione) a una profondità di ca. 10–13 m, caratterizzata da un cambiamento radicale delle concentrazioni dei componenti chimici. In questo strato vivono batteri anaerobici fototrofi del ciclo dello zolfo, il cui metabolismo è basato da una parte sulla luce e su materiale organico (alghe) proveniente dallo strato superiore e dall'altra dall'idrogeno solforato proveniente dallo strato inferiore. Si tratta prevalentemente del batterio *Chromatium okenii*, che trasforma a ritroso l'idrogeno solforato in solfato e che durante i mesi estivi conferisce un colore rosso lampone intenso alla chemoclina. Grazie a questo metabolismo la chemoclina assume una funzione di filtro che impedisce all'idrogeno solforato tossico di salire nello strato superiore nel quale, al contrario dello strato inferiore, vivono molti pesci.

HEBTING et al. (2006) hanno investigato l'acqua riducente e i sedimenti del Lago Cadagno e dimostrato che nella fase precoce della diagenesi la stabilizzazione dei composti organici derivanti da organismi animali morti è dovuta a processi meramente chimici e non a processi microbiologici. Si tratta di processi di idrogenazione in sedimenti anossici, nei quali composti di zolfo (idrogeno solforato nel caso del Lago Cadagno) rappresentano i donatori di idrogeno nella filiera di riduzione. Il materiale organico così conservato (cioè non ossidato) nel corso della continuazione della diagenesi può evolvere ad esempio a petrolio.

NIEMANN et al. (2012) hanno eseguito indagini sismiche e due sondaggi al carotiere nel settore più profondo del lago e recuperato due carote (lunghe 10,5 m, rispettivamente 9,5 m). I risultati indicano che i sedimenti attraversati dai sondaggi documentano gli ultimi 12 ka. I sedimenti appartengono a tre tipi: sedimenti normali («background»), sedimenti depositati in periodi di piena e sedimenti costituiti da materiale rielaborato. Periodi di piena durante l'Olocene furono particolarmente intensi tra 4,5 e 3,5 ka BP. Le paleotemperature determinate indicano anomalie climatiche nel periodo caldo del Medioevo, un periodo freddo ca. 1,5 ka fa e il cosiddetto ottimo climatico dell'Olocene (NIEMANN et al. 2012).

Lago Ritóm

In origine anche il Lago Ritóm (dal termine locale Ri det Tom) presentava il fenomeno della meromissi, che venne poi distrutto dalla costruzione della prima diga di sbarramento nel 1918 (PEDUZZI & TONOLLA 1998). Nel 1950 fu poi costruita

l'attuale seconda diga di innalzamento, che ha portato a un volume di acqua di ca. 50 milioni di m³, una superficie di 1,49 km² e una profondità massima di 69 m. BOURCART (1906) indica che l'acqua in profondità conteneva ben 1400 mg/l SO₃, 700 mg/l CaO e 200 mg/l MgO, che derivano molto probabilmente dalla dissoluzione di dolomia cariata e gesso/anidrite. L'acqua del Lago Ritóm alimenta la centrale idroelettrica delle FFS a Piotta. Dati sulle gallerie sono contenuti nel capitolo Gallerie, cunicoli di ricognizione e sondaggi e quelli sulle perdite d'acqua del lago alle pp. 184 seg., rispettivamente pp. 158 seg.

MINERALI DI FESSURA E NEI MARMI DOLOMITICI DEL CAMPOLUNGO

Ad eccezione delle unità litologiche della Falda di ricoprimento Gottardo al suo limite estremo nord, il foglio Ambri-Piotta al confronto con altre regioni delle Alpi Centrali è relativamente povero in minerali di fessura. I marmi dolomitici del Triassico del Campolungo, al contrario, costituiscono un giacimento unico per la sua ricchezza di minerali ben cristallizzati, in parte rari. I ritrovamenti nella Zona triassica del Campolungo sono descritti a partire dalla p. 169.

A questo riguardo si rammenta che la raccolta di minerali nel Canton Ticino richiede un permesso cantonale e uno comunale. Per alcuni giacimenti vale un divieto assoluto di raccolta.

Minerali di fessura

La formazione del quarzo in fessure alpine è iniziata attorno a 450°C e 20–18 Ma fa ed è continuata fino a temperature di ca. 150°C e 8–6 Ma fa (LUCCHINI 1998, 2002, SHARP et al. 2005). Il rapido raffreddamento della colonna di rocce è spiegato con una circolazione molto profonda (10 e più chilometri) di acque meteoriche dopo la formazione delle fessure quarzifere. I risultati delle analisi di deuterio su quarzo idrotermale hanno confermato indirettamente che la superficie attuale nel passato era ca. 3 km più alta e che perciò le Alpi Centrali erano notevolmente più elevate rispetto ad oggi (SHARP et al. 2005).

NIGGLI & DE QUERVAIN (1938) indicano nove paragenesi principali nelle fessure in gneiss e scisti al margine sud della Falda di ricoprimento Gottardo. I minerali più comuni sono il quarzo (sempre con abito ticinese), l'albite e l'adularia. CASASOPRA (1939, pp. 593 segg.) descrive 28 paragenesi minerali conosciute in fessure nello Gneiss Leventina, di cui undici sono presenti sul foglio. Il quarzo ha sempre abito ticinese anche in questo settore. Per dettagli si rimanda a CASASOPRA (1939).

Dati sistematici sui minerali di fessura si trovano in KOENIGSBERGER (1908), NIGGLI & DE QUERVAIN (1938), NIGGLI et al. (1940), PARKER (1954) e DE QUERVAIN & FREY (1967). Qui di seguito si descrivono due esempi scelti di ritrovamenti in superficie e due in galleria.

Pizzo Meda

A sud del Pizzo Meda (sul fianco sud-ovest del Punto 2581) affiora una fessura subverticale con riempimento di quarzo nei micascisti calcariferi della «Zona di Bedretto». Essa contiene aggregati sferici di cristalli di quarzo da colonnari

allungati ad aciculari limpidi (aggregati cosiddetti «a riccio»). Gli aggregati di quarzo sono simili a quelli del ritrovamento molto più importante di Paltano in Val Bedretto (foglio 68 Val Bedretto; LABHART 2005, p. 76).

Lago Tremorgio

Il ritrovamento di scapolite nobile, famoso e unico nelle Alpi Svizzere, è stato scoperto nel 1929 sulla riva est del Lago Tremorgio dal cristalliere C. Taddei (TADDEI 1937) e studiato da JAKOB et al. (1931). Altri ritrovamenti importanti sullo stesso giacimento datano del 1966 a cura di M. Pacciorini (610 cristalli lunghi da 5 a 67 mm) e del 1979 a cura dell'Ufficio Cantonale delle Miniere di Bellinzona e del Museo cantonale di storia naturale di Lugano. Durante quest'ultima campagna fu scoperta una drusa in una lente di quarzo massiccio contenente all'incirca 500 cristalli di scapolite lunghi fino a 70 mm (STEIGER 1980, 1982).

La scapolite del primo ritrovamento si trova in una drusa in una fessura in micascisti calcariferi. Il materiale di riempimento della drusa comprende il minerale principale calcite (con sfaldatura romboedrica), muscovite, biotite (in parte in rosette), quarzo, albite, epidoto, apatite, rutilo, pirite e limonite. La scapolite presenta un abito prismatico allungato con sezione quadrata e senza facce terminali, durezza di 5-6,5, trasparente e di colore giallo paglia pallido: la scapolite appartiene quindi alla rara varietà «nobile». Gli esemplari di questo ritrovamento sono considerati i più pregevoli di tutta l'Europa.

La composizione chimica della scapolite nobile corrisponde a un termine ricco di mejonite (rapporto mejonite 0,72-0,74/marialite 0,28-0,26), tipico delle Alpi Centrali. Nel caso della marialite si tratta di un termine ricco di solfato (la marialite a cloro manca quasi completamente), molto raro nelle Alpi Centrali (KUHN 2004, KUHN et al. 2005).

Galleria di adduzione del Piottino (Dazio Grande-Lavorgo)

Durante i lavori di scavo della galleria di adduzione (Dazio Grande-Lavorgo) dell'impianto idroelettrico «Piottino» nel 1930 sono state trovate numerose fessure subverticali con mineralizzazioni pregiate, in particolare nel settore nord (GRÜTER 1931, p. 5). I minerali sono stati descritti da TADDEI (1930) e PARKER (1930).

Le fessure sono prevalentemente riempite con quarzo massiccio di spessore da 2 a 10 cm. Muscovite con tinta verdastra forma nidi micacei. La dolomite sovrappone spesso quarzo ed è talvolta accompagnata da quarzo, siderite e rutilo aghi-forme. Il rutilo, sotto forma di aggregati reticolari di sagenite, è attorniato da carbonato ed è talvolta associato con gesso. La pirite si presenta in grani minuti, in aggregati e come copertura di minerali più antichi. I cristalli sono di regola cristallizzati in cubo e ottaedro; rari esemplari mostrano un forte stiramento (fino a

20 volte la dimensione trasversale). Altri minerali, rari, comprendono calcite, anatasio, ematite (rose di ferro), titanite, pennina, barite, tormalina gialla e sfalerite.

Galleria di base del San Gottardo

Nell'ambito della costruzione della galleria di base del San Gottardo i ritrovamenti più importanti di minerali sono stati fatti nel cunicolo di ricognizione di Polmengo (1994–1996). Cinque fessure mineralizzate (potenti fino a 1 m) contenevano cristalli pregiati di carbonati (dolomite-ankerite, siderite e calcite), accompagnati da quarzo, muscovite, biotite, pirite e rutilo. Questa paragenesi minerale è conosciuta dai lavori in galleria precedenti nello Gneiss Leventina, ma nei ritrovamenti di Polmengo i carbonati sono particolarmente numerosi e ben cristallizzati. La dolomite-ankerite ha spesso morfologia selliforme, la siderite è romboedrica o in forma di piastre e la calcite si presenta in romboedri limpidi o lattei-torbidi di dimensioni molto variabili (da pochi millimetri a 10 cm). Il rutilo si presenta spesso in reticoli di sagenite, raramente in cristalli aciculari lunghi fino a 3 cm. Il quarzo, generalmente con abito ticinese, è spesso ricoperto da clorite e cubi minuti di pirite.

Negli scavi eseguiti più tardi (galleria di accesso Faido–Polmengo e tracciato principale della galleria, 2000–2009) non furono invece ritrovati minerali di qualità particolarmente pregiata. Le rare fessure sia negli gneiss e scisti delle Falde di ricoprimento Leventina e Lucomagno, sia nella Falda di ricoprimento Gottardo (Granito di Medel) avevano dimensioni ridotte (al massimo 50 cm di potenza). La paragenesi più comune consisteva in quarzo, calcite, muscovite, con dolomite-ankerite e pirite subordinate. Ritrovamenti di fluorite verde (in ottaedri fino a 3 cm), pirrotina (al massimo 3 cm) e tormalina nera (in cristalli aghiformi lunghi fino a 4 cm) erano molto più rari e sporadici.

Minerali nei marmi dolomitici del Campolungo

I marmi dolomitici del Campolungo sono famosi in tutto il mondo per la loro ricchezza di minerali ben cristallizzati e hanno attirato l'attenzione di mineralogisti e geologi già a partire dalla fine del XVIII secolo. La bibliografia relativa è di gran lunga troppo vasta per essere riportata in questa sede. I lavori più importanti sono menzionati qui sotto (si rimanda a questi per indicazioni bibliografiche dettagliate). Sono conosciute 25 specie minerali, in gran parte componenti della roccia o impiantate in druse minuscole. GÜBELIN (1939) ha elaborato una monografia completa sui minerali. I ritrovamenti principali sono descritti in quel lavoro e in BIANCONI (1977b). I minerali più importanti sono descritti in dettaglio qui di seguito.

Tremolite

La regione del Campolungo è la località tipo del minerale tremolite. La tremolite fu il primo minerale ad essere descritto nei marmi dolomitici. Già PINI (1786) dà una descrizione precisa dell'aspetto e delle proprietà del minerale, ma lo denomina vagamente come «*scerlo bianco radiato, o anzi striato a raggi concentrici*», senza dubbio la varietà raggiata della tremolite, senza dargli un nome e senza menzionare la località precisa del ritrovamento («Valle Maggia»). Il nome «tremolite» fu usato per la prima volta da HÖPFNER (1789), ma quest'autore indica però il ritrovamento con «Gotthard». Nella Val Tremola si trova l'actinolite, anch'essa scoperta dal PINI (1784) attorno al 1783/84, ma non la tremolite, a tutt'oggi sconosciuta nella regione del Gottardo. Il minerale fu così denominato sulla base di un'indicazione geografica errata del ritrovamento. HÖPFNER (1790) contiene la prima analisi chimica della tremolite. Già due anni dopo FLEURIAU DE BELLEVUE (1792, p. 89) nel suo articolo sul «marbre élastique du Saint-Gothard» scrive che ha visto questo «marbre» al «Campo-Longo» e che esso contiene tremolite bianca e grigia. In seguito DE MECHEL (1795) e DE SAUSSURE (1796) descrivono cinque, rispettivamente sei varietà di tremolite: DE MECHEL (1795) indica il Campolungo correttamente come la località di ritrovamento, mentre DE SAUSSURE (1796) insiste con la Val Tremola.

Indicazioni complete sulla storia della tremolite del Campolungo sono contenute in BIANCONI (1977b, 1979 e 1986) e ROTH (2006).

La tremolite si presenta in quattro varietà differenti per colore e morfologia:

- tremolite prismatico bianca, la varietà più diffusa;
- tremolite prismatico grigia, la seconda varietà per diffusione;
- tremolite prismatico verde, molto rara;
- aggregati fibroso-raggiati di tremolite bianca, conosciuti anche sotto il nome di «grammatite-sole», localmente abbondante.

L'asse *c* delle tremoliti prismatiche bianche è lungo fino a 12 cm, quello della varietà verde fino a 7 cm e quello della varietà grigia fino a 20 cm. I cristalli prismatici di tremolite sono ricchi di inclusi a grana molto fine (dolomite, calcite, quarzo, sericite e apatite, oltre che a grafite nella varietà grigia), concentrate soprattutto nella diagonale maggiore della sezione rombica. Il sinonimo «grammatite» (dal greco *gramma* = linea), ufficialmente non più riconosciuto, prende il nome appunto da questa concentrazione lineare caratteristica degli inclusi ed era stato coniato da HAÜY (1801) a sostituzione del termine tremolite, etimologicamente falso.

La composizione chimica delle tre varietà di colore nei cristalli prismatici di tremolite è contenuta nella tabella 7.

Gli inclusi finissimi di grafite determinano il colore grigio della tremolite. Il colore verde è causato da un contenuto elevato di V_2O_3 . La tremolite verde è pure caratterizzata da alti tenori di Al_2O_3 e fluoro.

Tab.7: *Analisi chimiche delle tre varietà di tremolite di differente colore (da BIANCONI 1971, p.170). Provenienza dei campioni: tremolite bianca in marmo dolomitico saccharoide bianco, Alpe Pianascio; tremolite grigia in marmo dolomitico scistoso grigio, Costello; tremolite verde in marmo dolomitico saccharoide bianco, Passo Cadonighino.*

	Tremolite bianca [% in peso]	Tremolite grigia [% in peso]	Tremolite verde [% in peso]
SiO ₂	58,0	57,2	54,0
TiO ₂	0,13	0,3	0,4
Al ₂ O ₃	3,1	4,4	9,8
FeO	0,23	0,50	0,16
V ₂ O ₃ (*)	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 ₂ O	0,5	0,4	1,4
K ₂ O	0,05	0,05	0,2
H ₂ O	1,8	2,0	1,3
F	0,9	0,4	2,0
CO ₂	0,0	0,0	1,3
Somma parziale	100,11	99,87	100,89
O = F ₂	0,4	0,2	0,8
Somma	99,71	99,67	100,09

(*) Contenuti massimi in analisi con la microsonda (com. scritta di M. Weibel, 1977).

Tormalina

Cristalli molto pregiati di tormalina verde e bianca, idiomorfi e trasparenti, lunghi fino a 1,5 cm, sono rari e occorrono nel marmo dolomitico saccharoide bianco (cfr. fig. 19a). La prima descrizione è di DE DOLMIEU (1798), che indica la località di ritrovamento una volta ancora con «Saint-Gothard».



Fig. 19: Minerali ben cristallizzati nel marmo dolomitico bianco della Zona triassica del Campolungo (conservati nella collezione mineralogica del Museo cantonale di storia naturale di Lugano): (a) tormalina verde trasparente (lunghezza 1 cm); (b) corindone rosa (lunghezza 4 cm); (c) il rarissimo diasporo (lunghezza 6 mm) in una minuscola drusa; (d) flogopite bruno-ambra (diametro 5 mm). Foto M. Antognini.

Cristalli di tormalina bruna, in parte trasparenti, idiomorfi e lunghi fino a 1 cm sono relativamente abbondanti nel marmo dolomitico grigio presso Costello, da 500 a 800 m a ovest dell'Alpe Campolungo. La prima descrizione è di KOENIGSBERGER (1908).

Corindone, crisoberillo e diaspro

Il corindone è il più famoso dei minerali rari nel marmo dolomitico bianco. È stato apparentemente scoperto nel 1813 dai fratelli Camossi, cristallieri di Airole. Nel ritrovamento classico sul fianco nord del Passo di Cadonighino il corindone si presenta in cristalli opachi e tozzi, di colore da rosa-chiaro ad azzurro-violetto (cfr. fig. 19b). In un nuovo ritrovamento scoperto nel 1992 (ROVETTI et al. 1994) i cristalli prismatici, di colore rosa-violetto, sono più allungati e sono lunghi fino a 5 cm.

Il minerale più raro nel marmo dolomitico è il crisoberillo. A tutt'oggi è conosciuto un unico esemplare, di colore verde, con morfologia tabulare e diametro di 4 mm. In origine esso era conservato nella collezione mineralogica del principe Gilberto Borromeo a Milano e determinato da ARTINI (1920). Il minerale oggi è esposto nel Museo Civico di Storia Naturale di Milano. GUASTONI & PEZZOTTA (2007) hanno confermato la diagnosi di E. Artini, attribuiscono il colore verde al contenuto elevato di V_2O_3 (0,7%) e descrivono la paragenesi con corindone, flogopite e pirite. Sulla base della paragenesi minerale è indubbio che il crisoberillo provenga dal ritrovamento classico del corindone della regione del Campolungo.

Il diaspro, in origine denominato «tormalina bianca», è stato scoperto al Campolungo da EBEL (1808). Il minerale è molto raro e si presenta in cristalli lamellari incolori fino a 1 cm in piccole druse (cfr. fig. 19c).

Altri minerali

Altri minerali, meno pregiati, comprendono:

- Distene (cianite): il minerale è molto raro nel marmo dolomitico, è lungo fino a 4 cm e si trova ad esempio nel marmo dolomitico grigio di Costello, a ovest dell'Alpe Campolungo. Il minerale è stato descritto per la prima volta da BERNOULLI (1811).
- Ortoclasio: cristalli idiomorfi brunastri, dalle dimensioni di alcuni millimetri, descritti per la prima volta da LINCK (1907).
- Scapolite: cristalli opachi, lunghi fino a 3 cm, di colore bianco-latteo fino a giallo brunastro; scoperta da MÜHLETALER (1922).

Altri minerali comprendono apatite, dolomite (in rari cristalli da incolori a bianco-latteo, pressoché idiomorfi), tennantite (molto rara), malachite e azzurrite (prodotti di ossidazione della tennantite), fluorite (molto rara, in cristalli di pochi millimetri di grandezza), fuchsite (molto rara), calcite (in piccoli romboedri bianchi fino a bluastri), muscovite, plagioclasio, flogopite (cfr. fig. 19d; cfr. anche pp. 88 segg.), pirite (frequente, in dimensioni fino a 1 cm, in superficie sempre limonitizzata), quarzo (in parte in piccoli cristalli idiomorfi e limpidissimi in piccole druse), rutilo, talco (solitamente pseudomorfo su tremolite), titanite e zoisite (cristalli di colore verde-chiaro, semitrasparenti).

Fluorescenza

Alcuni dei minerali descritti qui sopra mostrano una forte fluorescenza. Esempi particolarmente pregiati sono illustrati nelle fotografie scattate da M. Antognini in luce UV di corindone, scapolite e tremolite (MAZZOLENI & APPIANI 2010, figg. 308–314). A questo proposito si ricorda che già PINI (1790) aveva descritto la termoluminescenza della dolomia bianca del Campolungo (cfr. p. 83).

MATERIE PRIME MINERALI

I dati sulle materie prime minerali riportati in questo capitolo sono riassunti per la maggior parte dalla Carta delle materie prime minerali della Svizzera 1:200 000, foglio 1 Ticino-Uri (WENGER & STEIGER 1990) con note esplicative di WENGER et al. (1990). Dati supplementari sono stati ottenuti da altre pubblicazioni. Dati storici dettagliati sono riportati in SCHNEIDERFRANKEN (1943).

Pietre e materiali da costruzione

Dolomia e marmo calcitico

Marmi dolomitici impuri, ricchi di calcite sono stati estratti in varie località. Sul foglio sono indicate due cave abbandonate:

- Prato Leventina: piccola cava abbandonata a ovest della chiesa di Prato Leventina (coord. 2700.90/1148.85/1030 m). La dolomia è stata usata per la produzione di calce. Accanto alla cava si trovano i resti di una fornace da calce, restaurata nel 1980.
- Dalpe-Cornone: cava abbandonata direttamente sulla strada per Dalpe (coord. 2702.64/1148.35/1230 m). Il fronte di abbattimento era lungo ca. 100 m. Le tracce dei tagli alla sega indicano che il marmo dolomitico impuro è stato usato come materiale da costruzione (il campanile romanico della chiesa di Prato Leventina è forse stato costruito con materiale da questa cava).

Altre fornaci da calce testimoniano antiche estrazioni di dolomia.

Resti di una fornace da calce erano ancora visibili negli anni 1960 tra Casanova e Tre Cappelle sopra la strada cantonale (coord. 2698.58/1150.79/970 m). In questa località è stata probabilmente prodotta calce da un marmo dolomitico estratto da un affioramento situato a ca. 500 m di distanza.

Oltre alla citata fornace da calce restaurata di Prato Leventina, resti di una fornace da calce sono ancora visibili a Ravina (coord. 2691.50/1151.39/1680 m). Nel XIX secolo è stata prodotta calce per il fabbisogno locale (cascine degli alpi). In questo caso la calce non è stata prodotta da marmo dolomitico, bensì da un marmo calcitico a grana grossa quasi puro appartenente ai Calcescisti.

Dei numerosi affioramenti di dolomia sul foglio, quello di Rodi-Fiesso è stato esaminato durante la seconda guerra mondiale per la produzione potenziale di MgO. Il marmo dolomitico triassico in quella località ha una potenza di ca. 60 m e

affiora ca 500 m a ovest della stazione ferroviaria di Rodi-Fiesso (coord. 2699.35/1149.50/1040 m). Esso contiene flogopite e tremolite come componenti subordinati, che si rispecchiano nelle analisi chimiche (DE QUERVAIN 1941). Uno sfruttamento non ha avuto luogo.

Gneiss Leventina

A sud di Chiggiogna fu sfruttata una varietà chiara, da fusolare a porfirica, dello Gneiss Leventina («beola») in tre cave immediatamente a est della linea ferroviaria presso Vignascia (tra le coord. 2706.64/1146.57 e 2706.90/1145.95). Le cave abbandonate sono state colmate con materiale di scavo dal lotto Faido dalla galleria di base del San Gottardo negli anni 2004–2006.

Pietra ollare

Una lente di meta-ultrabasite, lunga ca. 10 m e della potenza di 4 m, affiora alla località Fornarelli (coord. 2695.58/1147.34/2400 m). La lente consiste in una fel-site di talco-tremolite-antofillite/cummingtonite-magnesite (RÜFFER 1990), probabilmente sfruttata come pietra ollare. Non esistono però informazioni su un eventuale sfruttamento di questa lente di meta-ultrabasite.

MANNONI et al. (1987) menzionano un altro affioramento di pietra ollare nei dintorni dell'Alpe Scheggia; le coordinate, ovviamente «arrotondate», (2694.0/1148.0) non permettono di determinare la località con precisione. Probabilmente si tratta dello stesso giacimento registrato come «TI 30–40» nell'inventario dei giacimenti di pietra ollare del Canton Ticino (PFEIFER & SERNEELS 1986). Il giacimento si troverebbe nei dintorni dell'Alpe Scheggia (coord. 2694.20/1147.45/2140 m). Anche in questo caso non esistono dati più dettagliati.

Minerali industriali e minerali metalliferi

Minerali industriali e minerali metalliferi sfruttati

Gesso e anidrite

Gesso e anidrite appaiono in varie località, particolarmente nei metasedimenti triassici della Zona della Nufenen-Piora-Frodalera (cfr. pp. 95 seg.). I due affioramenti descritti qui di seguito nel passato sono stati esaminati per scopi diversi e in parte sfruttati su scala molto modesta.

Airola

Il gesso affiora a sud della stazione ferroviaria di Airola alla località Raviröi (coord. 2690.26/1153.34) e dal 1931 fu sfruttato e lavorato in un forno elettrico dalla «Fabbrica di Gesso Ticinese SA». Non esistono però dati concreti su quantità, qualità e trattamento del gesso. In seguito l'impresa nel 1940 fu acquistata dalla Gipsunion (SCHNEIDERFRANKEN 1943, p. 89). La data della cessazione delle operazioni non è documentata.

Val Canaria

L'ammasso più grosso di gesso e anidrite affiora in Val Canaria con una potenza apparente (in direzione NE-SW) di ca. 1,2 km e un'estensione affiorante di ca. 2,3 km. In superficie affiora unicamente gesso a grana grossa con muscovite/sericite, flogopite, clorite e limonite. Un cunicolo lungo 67,2 m (coord. del portale: 2691.95/1154.54/1290 m) fu scavato in direzione est nel 1931 dalla Fabbrica di Gesso Ticinese SA. Dopo un involucro superficiale di gesso della potenza di 25-30 m appare anidrite asciutta. Questa è impura, come risulta da analisi chimiche (EMPA 1941, JÄCKLI 1941). Uno sfruttamento non ebbe apparentemente luogo. JÄCKLI (1941) ha stimato le riserve geologiche potenziali di anidrite a 10 milioni di tonnellate.

Quarzo

Filoncelli idrotermali di quarzo sono stati sfruttati durante la seconda guerra mondiale dalle Officine del Gottardo SA di Bodio per la produzione di silicio in varie località, specialmente nello Gneiss Leventina. Sul foglio sono rappresentate due cave abbandonate molto piccole alla località Pos Còta, ca. 250 m a sud della capanna del Tremorgio (coord. 2698.89/1148.43 e 2698.97/1148.43), in cui furono sfruttati filoni di quarzo in micascisti calcariferi dei Calcescisti. Il quarzo era trasportato per teleferica a Rodi-Fiesso.

La «quarzite del tetto» (in effetti l'orizzonte ricco di quarzo al tetto dello Gneiss Leventina) in contatto con gli gneiss e scisti sovrastanti della Falda di ricoprimento Lucomagno (cfr. pp. 37 seg.) fu estratta anch'essa per la produzione di silicio durante le due guerre mondiali in due cave, una a Morasco (coord. 2700.70/1149.36) e una sulla strada Rodi-Prato Leventina (coord. 2701.42/1149.15). La potenza dell'orizzonte quarzatico parallelo alla scistosità ammontava al massimo a 10 m. Il quarzo estratto era di seconda qualità (SiO₂ da 93 a 95% in peso). Esso era trasportato per mezzo di una teleferica da Morasco alla stazione ferroviaria di Rodi-Fiesso e di lì per ferrovia alle Officine del Gottardo SA a Bodio. Negli altiforni di Bodio si produceva silicio quale componente di leghe per acciai speciali. Lo sfruttamento fu abbandonato nel 1943 a causa della qualità scadente della materia prima e degli alti costi di estrazione.

Galena argentifera

Galena argentifera è stata rinvenuta vicino ai Laghetti della Miniera nella Val Cadlino (coord. 2699.236/1156.872). Il giacimento è già menzionato da PINI (1783). Esso consiste in filoncelli irregolari di galena in rocce della «Serie di Giubine» e nello Gneiss listato della Falda di ricoprimento Gottardo, che in profondità, apparentemente, si riuniscono (MARIANI 1905). Nel più ricco dei filoni la galena è massiccia, con uno spessore medio di 2 cm e con ingrossamenti lentiformi fino a 10 cm. La mineralizzazione in superficie era esposta lungo ca. 5 m. Negli altri filoni la mineralizzazione era visibile solo in tracce. Secondo MARIANI (1905) la galena conteneva tra 243 e 320 ppm di argento e 77,7% in peso di piombo.

Nel XIX secolo furono rilasciate varie concessioni a persone locali per lo sfruttamento della galena argentifera, le quali eseguirono modesti lavori di esplorazione. Nel 1904 la concessione fu rilasciata alla «Gotthard Mining and Engineering Company» di New York. Questa società nel 1904 e nel 1905 eseguì lavori di esplorazione in superficie (alcune trincee) e sotterranei (cunicoli poco profondi) lungo i filoni principali. Durante questi lavori furono estratte alcune tonnellate di minerale; uno sfruttamento industriale non ha comunque avuto luogo. H. Preiswerk stese un rapporto sul giacimento nel 1905 che in seguito venne pubblicato in FRIEDLÄNDER (1930, p. 67). Altri dettagli storici sono contenuti in SCHNEIDERFRANKEN (1943) e BRANDL (2007).

Minerali industriali investigati

Barite

Nella parte superiore della Valle di Freggio affiora una lente della potenza di ca. 2 m di barite bianca a grana grossa, intercalata nel settore del tetto e parallela alla scistosità della varietà scistoso-laminare pieghettata dello Gneiss Leventina (coord. 2701.31/1151.20/1740 m). Essa si trova sotto un'altra lente di marmo calcitico (cfr. pp. 33 seg.), che a sua volta giace sotto la «quarzite del tetto» dello Gneiss Leventina (NIGGLI et al. 1936, FREY 1967, VOLPERS 1976). La genesi delle lenti di marmo calcitico e di barite è discussa alla p. 120.

Fluorite

Circa 1 km a ovest dell'Alpe Campolungo (coord. 2697.42/1147.47/2320 m), nel settore del tetto della serie dolomitica triassica, affiora un marmo calcitico con fluorite, massiccio, a grana da media a grossolana, di colore grigio-bluastro. Il marmo calcitico in forma di banchi in parte lenticolari si estende su di una lunghezza di ca. 20 m e affiora su di una potenza di ca. 8 m. L'estensione in direzione sud è mascherata da materiale morenico. La fluorite appare in grani di 1–3 mm di diametro. Esiste una stima volumetrica della composizione mineralogica in una sezione

sottile (in % vol.; BIANCONI 1971): calcite (90), fluorite (8), quarzo (2) e clorite (<1). MERCOLLI (1979, 1982) presuppone un'attività idrotermale durante il Trias, che ha generato la formazione iniziale della fluorite.

Fosfato

AMBÜHL (1929, 1943) descrive due orizzonti di scisto a biotite e apatite lunghi ciascuno 1,1 km e con giacitura parallela alla scistosità dello Gneiss listato della Falda di ricoprimento Gottardo alla località Piatto della Miniera a nord-est del Piz Corandoni (coord. 2698.70-2699.76/1157.04-1157.40). Per la descrizione litologica cfr. p. 24. I due orizzonti furono esaminati in dettaglio nel periodo 1942-45 come risorse potenziali di concime fosfatico (AMBÜHL 1943, ALTHAUS 1946, ZWEIFEL & DE QUERVAIN 1954). Lo scisto ad apatite (denominato anche «corandonite») al Piatto della Miniera raggiunge una potenza da 0,6 a 7,0 m (in media di 3,5 m); esso ha un contenuto di apatite di 7-29% e uno di fosfato di 6-12%. Le riserve sono state stimate a 150 000 t di scisto con un tenore medio di 8,5% di P₂O₅, valori valutati come troppo bassi per uno sfruttamento redditizio.

GALLERIE, CUNICOLI DI RICOGNIZIONE E SONDAGGI

Galleria di base del San Gottardo

La galleria di base del San Gottardo fa parte della nuova trasversale ferroviaria delle Alpi (Neuen Eisenbahn-Alpentransversale - NEAT) e rappresenta un futuro collegamento ferroviario per alta velocità tra l'Europa settentrionale e quella meridionale. Con una copertura di rocce fino a 2300 m si tratta della galleria ferroviaria con la potenza della copertura maggiore del mondo. La galleria di base del San Gottardo è lunga 57 km (di cui ca. 12,2 km sul foglio Ambri-Piotta) e ha un dislivello di ca. 160 m. Lo scavo è stato suddiviso in cinque lotti (da nord a sud: Erstfeld, Amsteg, Sedrun, Faido e Bodio), dei quali gli ultimi due, i più meridionali (Faido e Bodio), si trovano in parte sul foglio. Il lotto Faido comprende una stazione multifunzionale (SMF), collegata con la superficie a Polmengo presso Faido con una galleria di accesso, lunga 2651 m e con un gradiente di 12,7% (galleria di accesso Faido). La geologia della galleria di accesso Faido è descritta in VOLPERS et al. (2003) e rappresentata in forma semplificata nel profilo 3 (tav. II). Lo scavo dei due tubi della galleria di base del San Gottardo in direzione nord (verso Sedrun) ha avuto luogo dalla SMF di Faido. I lavori della parte sud della galleria di base del San Gottardo (lotti Faido e Bodio) sono descritti tra l'altro in LOMBARDI (2000). Il profilo geologico lungo il tracciato della galleria di base del San Gottardo sul territorio del foglio è rappresentato sul profilo 2 (tav. II). Esso contiene anche i risultati geologici del cunicolo di ricognizione di Polmengo in forma semplificata. La rappresentazione delle unità litologiche è data in forma sommaria, in particolare nel caso della Falda di ricoprimento Lucomagno, siccome non è possibile correlare le forti variazioni litologiche su piccola scala tra la superficie e l'orizzonte della galleria. Va poi notato che questo profilo rappresenta un primo abbozzo preliminare dell'interpretazione dei risultati. Il profilo definitivo lungo l'intera galleria sarà presentato dopo la conclusione dei lavori e quando saranno disponibili tutti i risultati delle investigazioni geologico-petrografiche in un rapporto del Servizio geologico nazionale sulla geologia della galleria di base del San Gottardo.

La prognosi geologico-geotecnica era particolarmente critica e incerta rispetto a due questioni: a) come è lo sviluppo della Zona di Piora e in particolare il comportamento della dolomia saccaroide in profondità, e b) se la Sinforma di Chièra raggiunge il livello della galleria di base del San Gottardo. Sulla base delle numerose interpretazioni rispetto a queste due domande furono eseguite numerose perizie, dapprima su ordine dell'Ufficio federale del traffico (DAL VESCO 1964a, b, 1965, 1966, DAL VESCO & NORBERT 1973, FREI & PFIFFNER 1991, ETTER 1991, 1992a, SCHAAD & PFIFFNER 1992) e in seguito su ordine di AlpTransit SA (SCHNEI-

DER 1991, DR. T. R. SCHNEIDER 1993, DIETLER & SCHNEIDER 1993, FELLNER 1997, 1999a, b). La perizia di DIETLER & SCHNEIDER (1993) contiene un riassunto dettagliato e la valutazione di ben 28 interpretazioni tettoniche a partire dal lavoro di dissertazione di KRIGE (1918).

Sondaggi della galleria di base del San Gottardo

Tutti i sondaggi verticali profondi sul foglio sono stati eseguiti nell'ambito della progettazione della galleria di base del San Gottardo. Essi sono descritti brevemente qui di seguito.

Sondaggio profondo di Gana Bubaira

Il sondaggio profondo di Gana Bubaira è stato eseguito nel 1964/65 e posizionato al fronte settentrionale del cristallino antico della Falda di ricoprimento Lucomagno vicino al contatto con le rocce triassiche della Zona di Piora (coord. 2704.07/1154.21/2100 m). Gli obiettivi del sondaggio erano di stabilire se la Zona di Piora a) raggiunge il livello della galleria di base del Gottardo e b) in questo caso, in quale posizione tettonica e sviluppo litologico si presenta.

Dopo 22 m di rocce sciolte del Quaternario (materiale morenico) e 40 m di rocce triassiche (Formazione di Röti e Formazione di Quarten), il sondaggio ha attraversato fino alla profondità finale una serie nel dettaglio piuttosto eterogenea di micascisti e gneiss a due miche della Falda di ricoprimento Lucomagno, in parte granatiferi. La sequenza può essere suddivisa in tre zone con orneblenda e in due senza orneblenda. L'analisi di carote al diamante orientate, estratte a intervalli regolari, ha permesso di determinare che la scistosità della serie litologica completa presenta una forte inclinazione verso nord e che essa appartiene probabilmente per intero al fianco ripido settentrionale della Sinforma di Chièra (cfr. profilo 2, tav. II). I risultati del sondaggio di Gana Bubaira e le loro interpretazioni sono contenute in DAL VESCO (1965, 1966) e ETTER (1992a).

A causa di problemi di ordine tecnico il sondaggio, eseguito prevalentemente con il metodo rotary, non ha potuto chiarire tutte le questioni. Durante l'avanzamento il sondaggio ha presentato una notevole deviazione dalla verticale (in media ca. 15° verso SSW) ed è dovuto essere interrotto a una profondità di 1600 m di lunghezza del sondaggio, rispettivamente a quota 530 m s.l.m. (1570 m di profondità verticale), vale a dire ca. 50 m sopra il livello progettato della galleria.

La presenza della Zona di Piora al livello della galleria non è quindi potuta essere direttamente confermata o esclusa (cfr. anche pp. 123 seg.).

Sondaggio profondo di Campo Solario

Il sondaggio di Campo Solario è stato eseguito nel 1964 e posizionato ca. 2 km a est dell'asse della galleria di base del San Gottardo a Campo Solario (coord.

2705.04/1155.40/1850 m). L'obiettivo del sondaggio era di determinare la posizione in profondità del contatto settentrionale tra il Triassico carbonatico e il Granito di Medel. Il sondaggio verticale al diamante era situato nei metasedimenti triassici, ca. 50 m a sud del contatto con il Granito di Medel in superficie. Il sondaggio secondo ETTER (1992a) raggiunse una profondità di 237 m (SCHMID 1992 indica invece 321 m). Secondo ETTER (1992a) i metasedimenti triassici (dolomia e dolomia cariata) sono coperti da rocce sciolte del Quaternario potenti 20 m e raggiungono la profondità di 204 m. A questo livello appare il contatto con il Granito di Medel, che costituisce la parte più profonda nel sondaggio (204–237 m).

Non esistono documenti con maggiori dettagli. Dal profilo geologico (profilo 2, tav. II) risulta che anche il settore settentrionale della Zona di Piora presenta un'immersione ripida verso nord e che rappresenta probabilmente una struttura complessa con varie sinforme separate da piani di taglio.

Sondaggio profondo di Chiggogna

Nel settore profondo della Falda di ricoprimento Leventina le strutture geologiche hanno una giacitura pressoché orizzontale, rendendo impossibile proiettare dati geologici dalla superficie fino al livello della galleria di base del Gottardo. Per l'esplorazione della situazione geologica al livello della galleria fu eseguito il sondaggio al diamante di Chiggogna (coord. 2706.2/1147.4/695 m). Ad eccezione dei primi 2,10 m (materiale di riporto artificiale) tutto il sondaggio ha attraversato lo Gneiss Leventina fino alla profondità finale di 301,75 m. Questo tipo litologico si presenta sotto forma di un'alternanza di due tipi tessiturali principali, descritti qui di seguito:

- Gneiss Leventina porfirico, di regola con feldspati individuali lunghi da 1 a 3 m;
- Gneiss Leventina fusolare, solitamente con grani di feldspato più o meno lenticolari o stirati, lunghi da 1 a 4 cm, in parte porfirico e in parte laminare.

In alcune carote orientate alle profondità tra 210 m e 302 m è stato possibile determinare i piani di scistosità (inclinazione di 4–16° verso WSW fino a NW) e le lineazioni di minerali (inclinazione di 10–16° verso WNW fino a NW). Nastri di quarzo, dello spessore fino a ca. 5 cm, in parte obliqui rispetto alla scistosità, sono abbastanza frequenti.

Cunicolo di ricognizione di Polmengo

Per chiarire la questione fondamentale ancora insoluta relativa alla presenza o meno della Zona di Piora e del suo sviluppo al livello della galleria di base del San

Gottardo, prima dello scavo negli anni 1993–1996 è stato scavato il cunicolo di ricognizione di Polmengo, lungo 5552 m, ca. 350 m sopra il livello della galleria di base del San Gottardo (FELLNER 1999a, PFIFFNER 2000, VOLPERS 2000). La situazione geologica del cunicolo di ricognizione di Polmengo è rappresentata in modo semplificato sul profilo 2 (tav. II) e i sondaggi eseguiti dal fronte del cunicolo sono illustrati sul profilo 2b (tav. II).

Nel marzo 1996 occorre una violenta venuta d'acqua con abbondante sabbia dolomitica, provocata dal sondaggio pilota (Bo 1.2) nel cunicolo di ricognizione. Un secondo sondaggio, con leggera inclinazione verso l'alto (Bo 1.3, lungo 288,50 m), ha attraversato l'intera Zona di Piora (245 m) e così confermato lo sviluppo del Triassico carbonatico sotto forma di dolomia saccaroide (ca. 50%), dolomia consolidata (ca. 16%) e dolomia cariata (con gesso, ca. 33%). Le rocce attraversate erano sature di acqua, prive di coesione ed erano sotto una pressione idrostatica molto alta (ca. 100 bar). In seguito furono eseguiti quattro sondaggi inclinati verso il basso (cfr. profilo 2b, tav. II). Il risultato essenziale fu che al livello della galleria di base del San Gottardo i metasedimenti triassici non consistono più di dolomia saccaroide, bensì di un'alternanza di marmo dolomitico a grana fine e compatto e di anidrite a grana grossa con i componenti accessori clorite, flogopite, gesso, magnesite, talco, tremolite, quarzo, miche chiare e minerali opachi (FELLNER 1999a, HERWEGH & PFIFFNER 1999). Tra il livello del cunicolo di Polmengo e quello della galleria di base del San Gottardo si presume l'esistenza di un «tappo di gesso», rispettivamente «cappellaccio di gesso», a quota ca. 800 m s.l.m. (Gipsspiegel secondo HERWEGH & PFIFFNER [1999] rispettivamente Gipshut secondo FELLNER [1999a]), alla base della dolomia saccaroide. Fino a questa quota è attiva la circolazione d'acqua con dissoluzione di anidrite e trasformazione in gesso; sotto non vi è più circolazione d'acqua. Secondo l'interpretazione di HALDIMANN & OTZ (1999), la dolomia saccaroide satura di acqua al livello del cunicolo di ricognizione di Polmengo (ca. 850 m s.l.m.) è il risultato di processi di alterazione chimica e di fenomeni di carsismo. Poiché il corpo ricevente d'acqua si trova a ca. 800 m s.l.m., a profondità inferiori non ha più luogo la circolazione d'acqua, per cui al livello della galleria di base del San Gottardo (ca. 480–500 m s.l.m.) l'alternanza originaria asciutta di dolomia e anidrite è ancora intatta. Il reperto favorevole di questi lavori di ricognizione ha reso inutili l'avanzamento di un pozzo e altri lavori al livello del cunicolo di Polmengo progettati in origine. I risultati dei sondaggi sono stati confermati dall'avanzamento senza problemi tecnici dei due tubi della galleria di base del San Gottardo attraverso la Zona di Piora.

Nella citata alternanza di marmo dolomitico e di anidrite nelle carote del sondaggio BS 4.5 (uno dei quattro sondaggi inclinati menzionati più sopra) appaiono filoncelli di gesso e zolfo elementare (KROPF & LEUPIN 2000). Zolfo elementare è stato notato anche nella corrispondente zona nella galleria di base (ANTOGNINI 2012). In ambedue gli articoli non è discussa la possibile genesi dello zolfo elementare. Verosimilmente esso risulta dalla riduzione in ambiente anaerobico del sol-

fato (dall'anidrite) a idrogeno solforato da parte di batteri solforiduttori. L'idrogeno solforato viene successivamente ossidato a zolfo elementare da parte di ossigeno. Queste reazioni quasi sicuramente sono avvenute immediatamente dopo i lavori di sondaggio, rispettivamente di traforo.

Officine idroelettriche del Ritóm

La centrale idroelettrica delle FFS a Piotta è azionata dall'acqua del Lago Ritóm. Nell'ambito della costruzione dell'impianto idroelettrico furono eseguite varie opere di costruzione. Lo specchio d'acqua naturale del lago che in origine era a quota 1826 m s.l.m. fu rialzato due volte: a quota 1835 m s.l.m. con la costruzione della prima diga nel 1918 e alla quota attuale di 1850 m s.l.m. con il rialzo nel 1950. Contemporaneamente furono scavate varie gallerie per sfruttare la maggiore capacità di ritenuta del bacino d'accumulazione del lago e per compensare l'aumento delle perdite d'acqua (infiltrazioni in rocce triassiche all'estremità ovest del lago) connesse con l'aumento della pressione idrostatica e con la possibile riattivazione di inghiottitoi carsici sul fondo del lago, come correttamente prognosticato in una perizia da HEIM et al. (1911).

Le gallerie furono costruite in varie tappe. In una prima fase, dal 1918 al 1920, fu costruita una galleria d'adduzione, lunga 880 m e con un gradiente del 7‰, alla condotta forzata (stazione di Piora-Piotta). La galleria d'adduzione alla condotta forzata porta al pendio sopra il Bosco d'Altanca. Non esiste un rilevamento geologico sistematico, bensì unicamente un profilo costruito da ARBENZ (1920) sulla base dei rapporti mensili. Dal profilo di ARBENZ (1920) risulta che sono stati attraversati due banchi di rocce carbonatiche triassiche, uno alle progressive ca. 410–460 m (dalla presa d'acqua a Piora) e l'altro alle progressive ca. 675–715 m. Il primo banco è designato «dolomia e gesso» ed è descritto come prevalentemente asciutto e stabile, ad eccezione di alcune tratte che «si possono scavare con il piccone». Il secondo banco è caratterizzato con «dolomia cariata, in parte asciutta in parte umida». I metasedimenti triassici apparentemente non erano saturi d'acqua (afflussi d'acqua di una certa importanza apparvero solo nei primi 70 m) e l'avanzamento non presentò problemi tecnici particolari.

In una seconda fase, nell'ambito del rialzamento della diga, fu realizzata l'adduzione di altre acque. Nel 1950–1955 fu dapprima scavata la galleria di adduzione della Garegna, lunga 2480 m, che porta l'acqua del fiume Garegna al Lago Ritóm. Le condizioni geologiche incontrate nella galleria corrispondono grosso modo a quelle in superficie (WINTERHALTER 1957, STEIGER 1962). La Zona di Piora ha causato gravi problemi tecnici durante l'avanzamento: l'afflusso di acqua raggiunse fino a 160 l/s e la dolomia saccaroide fuoriuscì nel cunicolo in parte sotto forma fluida consistente in sabbia dolomitica sciolta mescolata ad acqua creando

caverne con un volume fino a 1000 m³. Per proteggere la galleria d'adduzione nel settore di queste dolomie è stato scavato un cunicolo di drenaggio parallelo alla galleria principale.

Più tardi all'acqua della Garegna fu aggiunta parzialmente quella dell'Unteralpreuss tramite una galleria lunga 4 km. L'acqua dell'Unteralpreuss sfocia nella Garegna ca. 50 m a monte della captazione della galleria d'adduzione della Garegna e raggiunge il Lago Ritóm tramite questa. Con un'altra galleria l'acqua del Reno di Medel viene deviata dalla Val Cadlimo nel bacino idrografico del Lago Ritóm. L'opera di captazione si trova alla località Stabbio Nuovo ed è affiancata al muro di un piccolo bacino artificiale lungo ca. 160 m. La galleria è lunga 1,2 km e sbocca vicino al Passo dell'Uomo sempre ancora a nord-est dello spartiacque tra la Val Termine e la Val Piora. Da quel punto un cunicolo in calcestruzzo lungo 0,5 km in rocce sciolte oltrepassa lo spartiacque e trasporta l'acqua a sud dello spartiacque a Segna (coord. 2701.44/1156.50/2218 m) nel bacino idrografico della Murinascia Grande in Val Piora.

Impianto idroelettrico del Piottino

Anche l'impianto idroelettrico del Piottino è stato costruito dalle FFS e viene operato dal 1932. L'acqua del Ticino è captata al Dazio Grande ed è trasportata in una galleria lunga 8992 m nel versante destro della Valle Leventina fin sopra Lavorgo, da dove una condotta forzata in superficie la convoglia alla centrale di Lavorgo. Dei 9 km scarsi della galleria d'adduzione ca. 6,3 km (a partire dal Dazio Grande) si trovano sul foglio Ambri-Piotta. Nell'ambito della progettazione della galleria fu stesa una perizia geologica (HEIM et. al. 1911). I periti avevano prognosticato correttamente che la galleria si sarebbe trovata completamente nello «gneiss ticinese» (l'attuale Gneiss Leventina) e in micascisti e che non avrebbe attraversato la Zona triassica di Rodi-Ogìora («Prato-Dalpe»). La prognosi fu confermata dalla costruzione senza problemi (GRÜTTER 1931). La galleria è localizzata nel settore superiore dell'Intercalazione Centrale di Chironico-Faido-Piottino e in quello inferiore dello Gneiss Leventina che la sovrasta su tutta la sua lunghezza. La grossezza della grana diminuisce gradualmente verso sud-est (diminuzione degli gneiss occhiadini a grana grossolana). Contemporaneamente, «lo stiramento e l'intensità della scistosità» aumentano in questa direzione (GRÜTTER 1931, p. 15) e indicano una probabile milonitizzazione incipiente.

Galleria sotto pressione Fiesso-Dazio grande

Nell'ambito della costruzione dell'autostrada A2 il piccolo bacino di captazione del Dazio Grande ha dovuto essere smantellato. Esso è stato rimpiazzato da

una galleria sotto pressione lunga 920 m tra il bacino di compensazione del Ticino a Fiesso e la galleria d'adduzione esistente che inizia al Dazio Grande. Il passaggio tra questi due settori consiste in un sifone sotto il Ticino al Dazio Grande.

La galleria sotto pressione Fiesso–Dazio Grande si trova nella parte frontale della Falda di ricoprimento Leventina ed è stata rilevata geologicamente da VOLTERRA (1976, pp. 113 segg.). Lo Gneiss Leventina qui si presenta in tre varietà tessiturali (occhiadino-fusolare, scistoso-laminare e scistoso-laminare pieghettata). L'unica difficoltà geotecnica durante l'avanzamento fu causata dalla presenza di due marmitte dei giganti, riempite con sabbia, ghiaia e blocchi arrotondati del diametro fino a 80 cm, nella galleria di collegamento con il sifone.

Sondaggio di esplorazione Nagra

L'anidrite della Val Canaria è stata investigata come sito potenzialmente idoneo per il deposito sotterraneo di scorie radioattive. A questo scopo nel 1975 la Nagra ha eseguito un sondaggio di esplorazione, situato alle coord. 2692.08/1154.70/1320 m. Il sondaggio con carotaggio al diamante aveva un azimut di 100°, era pressoché orizzontale (inclinato di 2° verso l'alto) e raggiunse una lunghezza totale di 554,17 m. I risultati riguardanti l'obiettivo furono negativi (JÄCKLI 1976, 1979) e il sito potenziale fu abbandonato.

ESCURSIONI

Sul territorio del foglio vi sono vari tracciati di escursioni geologiche ben documentati e in paesaggi piacevoli. Una scelta di alcune escursioni interessanti e raccomandabili sono riassunte qui sotto.

Passo del Lucomagno – Acquacalda – Olivone

Questa escursione è descritta nella Guida di escursioni geologiche della Svizzera (escursione no. 23, NABHOLZ et al. 1967). La prima tappa va da Sogn Gions via il Passo del Lucomagno a Acquacalda. Essa è centrata sulle rocce del cristallino antico e i graniti della Falda di ricoprimento Gottardo e sulla loro copertura mesozoica meridionale. La seconda tappa va da Acquacalda a Olivone. In questa parte l'interesse si concentra sulle intrusioni tardo- fino a postvarisiche (Granodiorite di Cristallina e Granito di Medel) e gli affioramenti classici di metapeliti a Frodalerà e Brönich. L'escursione richiede uno o due giorni, a seconda del grado di approfondimento e delle deviazioni dal tracciato normale.

Passo del Lucomagno – Passo di Gana Negra – Frodalerà/Brönich

Questa escursione, descritta da FREY et al. (1980), è centrata sullo studio delle condizioni del metamorfismo alpino. L'accento sta nell'aumento del grado di metamorfismo da nord verso sud, il quale può essere osservato in alcuni affioramenti-chiave nelle rocce della Formazione di Quarten e nelle metapeliti della parte basale della «Formazione di Stgir». L'escursione richiede un giorno con vettura e brevi percorsi a piedi. È possibile combinare questa escursione con la prima tratta di quella descritta sopra.

Piora – Passo del Lucomagno – Val Blenio

La tratta occidentale dell'escursione che va dal Lago Ritóm fino in Val Camadra (GANSSE & DAL VESCO 1964) è situata sul territorio del foglio Ambri-Piotta. Durante la prima giornata si visitano i metasedimenti della Zona di Piora e le rocce ultraelvetiche e pennidiche del Primo e Medio Giurassico lungo il profilo a nord del Lago Ritóm (Föisch – Camoghè – Pizzo Tom). Durante il secondo giorno l'escursione continua passando per la riva del Lago di Tom per poi tornare alla diga

del Lago Ritóm. Una deviazione interessante a partire dal Lago di Tom passa dalle rive del Lago Cadagno all'Alpe di Piora: qui si può visitare il Centro di Biologia Alpina di Piora dove durante i mesi estivi è studiata la biologia della regione e in modo particolare il fenomeno della meromissi del Lago Cadagno (cfr. pp. 164 seg.). La regione è comodamente raggiungibile con la funicolare da Piotta a Piora, rispettivamente in vettura (rispettare gli orari di apertura della strada).

Tremorgio – Campolungo – Leit

Da Rodi una funivia porta al Lago Tremorgio (1827 m s.l.m.) circondato dalle rocce dei Calcescisti pennidici. Un comodo sentiero con begli affioramenti di Calcescisti porta all'Alpe Campolungo (2086 m s.l.m.) e continuando verso ovest al Passo Campolungo. La salita dall'Alpe alla capanna dei Leit Campolungo (2257 m s.l.m.) offre un'ottima visione nei micascisti ricchi di quarzo fino quarziticci del fronte del cristallino antico del Campo Tencia (Falda di ricoprimento Simano). Le rocce metapelitiche contengono sovente granato, staurolite e/o distene, come pure tormalina nera. Contemporaneamente sono visibili le strutture tettoniche (anti-forme, sinforme e la spettacolare piega coricata del Campolungo). Le rocce triassiche (marmi dolomitici e dolomia cariata) affiorano sul sentiero che va dall'Alpe Campolungo al Passo Campolungo (2318 m s.l.m.). Si consiglia di completare lo studio della regione del Campolungo con una puntata al Passo Cadonighino (Passo Vanit sulla carta topografica 1:25 000), con begli affioramenti di rocce triassiche e in modo particolare di marmo dolomitico con abbondante tremolite. È possibile pernottare alla capanna dei Leit della SAT.

Vari temi riguardanti la geologia della regione del Campolungo sono approfonditi nelle seguenti pubblicazioni: geologia e stratigrafia (BIANCONI 1971), geologia strutturale GRUJIC & MANCKTELOW (1996) e mineralogia BIANCONI (1977b, 1979). La descrizione dell'escursione «Campolungopass» nella Guida di escursioni geologiche della Svizzera (REINHARD & PREISWERK 1934) è antiquata.

Piotta – Passo Sassello – Lago del Sambuco

Un'escursione che porta dai Calcescisti dell'estesa Zona Tremorgio–San Giacomo, a nord, al cristallino antico dell'Unità Sambuco, a sud è descritta in GÜNTHERT (1976). L'escursione inizia a Giof (1386 m s.l.m.; parcheggio). Da lì un sentiero porta via Camperitt lungo la Calcascia al pto. 1613 m s.l.m. e Pian Taiöi fino al Rifugio Garzoneria SAT (2003 m s.l.m.). I numerosi affioramenti lungo il sentiero danno una buona visione nelle rocce dei Calcescisti pennidici della «Zona

di Bedretto». Dal rifugio Garzonera SAT (o già da Pian Taiöi) un sentiero va in direzione sud passando per Zemblasca (1809 m s.l.m.), l'Alpe Cassina di Lago (1979 m s.l.m.) e il Passo Sassello (2336 m s.l.m.) per poi scendere al Lago del Sambuco. Questo tracciato è particolarmente adatto per l'osservazione delle rocce del cristallino antico dell'Unità Sambuco. Buoni affioramenti dei metasedimenti dell'Unità Sambuco e dello Gneiss granitico di Matorello si trovano lungo la strada carreggiabile sulla riva orientale del Lago del Sambuco (raggiungibile anche con vettura da Fusio).

BIBLIOGRAFIA

- 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. – 16th Ann. V.M. Goldschmidt Conf., Geochim. cosmochim. Acta 70/18, Suppl. 1, 9.
- ALLAZ, J. (2008): Metamorphic evolution in the northern Central Alps: Linking ³⁹Ar-⁴⁰Ar 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 Cadlino-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 Corandonit im Val Cadlino, 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 ¹⁴C 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., swisstopo, 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^{ème} 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 Chiggiona–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 Tirol» 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 1:25000. 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 1:25000, 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. – 8th 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. – *Ecolae 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 ¹⁰Be and in situ ¹⁴C. – *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. – 6th 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 Tremolaserie 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. – 21st 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 Bleniotal. – *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. (traduzione ital. di S. Casasopra).
- 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 Airole; studio idrogeologico nella zona de «I Dragoni». – Rapp. Consorzio Ripari e Premunizioni sopra Airole (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: GOLFETTI, 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): Carta Geologica delle Alpi Ticinesi fra Valle Maggia e Val di Blenio, 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. (traduzione ital. di F. Bianconi), 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. – *Ecolage geol. 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*. – *Ecolage geol. 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. – *Eclogae 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. – *Eclogae 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 Lukmanier-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 ⁴⁰Ar/³⁹Ar 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.

CARTE GEOLOGICHE PUBBLICATE

Carta geologica della Svizzera 1:500 000 (2005).

Carta tettonica della Svizzera 1:500 000 (2005).

Carta idrogeologica della Svizzera 1:500 000, falde acquifere (2007).

La Svizzera durante l'ultimo massimo glaciale (LGM) 1:500 000 (2009).

Carta geologica generale della Svizzera 1:200 000

Foglio 7 Ticino, di P. CHRIST & W. NABHOLZ, 1955.

Carta geotecnica della Svizzera 1:200 000

Foglio 4 Bellinzona–St. Moritz, di F. DE QUERVAIN, D. FREY, F. HOFMÄNNER & V. JENNY, 1967 (seconda edizione).

Carta delle materie prime minerali della Svizzera 1:200 000

Foglio 1 Ticino–Uri, di C. WENGER & R. STEIGER, 1990.

Carta geologica della Svizzera 1:100 000

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

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

Foglio XVIII Brieg–Airolo, di E. VON FELLEBERG, J. BACHMANN, C. MOESCH & H. GERLACH, 1885.

Foglio XIX Bellinzona–Chiavenna, di F. ROLLE, 1882.

Atlante geologico della Svizzera 1:25 000

n. 34 Basodino (CN 1271), di C. E. BURCKHARDT & A. GÜNTHER, 1957.

n. 68 Val Bedretto (CN 1251), di S. HAFNER, A. GÜNTHER, C. E. BURCKHARDT, R. H. STEIGER, J. W. HANSEN & C. R. NIGGLI, 1975.

n. 73 P. Campo Tencia (CN 1272), di F. KELLER, E. WENK, F. BIANCONI & P. HASLER, 1980.

n. 126 Oberalppass (CN 1232), di E. AMBÜHL, H. M. HUBER, E. NIGGLI, W. HUBER, M. NIGGLI & W. FLÜCK, 2008.

n. 133 Urseren (CN 1231), di T. LABHART, 2012.

n. 136 Greina (CN 1233), di A. BAUMER, W. EGLI, J. D. FREY, W. JUNG, A. RIEMANN, A. UHR, S. VÖGELI & M. WIEDERKEHR, 2013.

Carte geologiche speciali

n. 6 Geognostische Karte des Sanct Gotthard, 1:50000, di K. VON FRITSCH, 1873.

n. 81 Geologische Karte des obern Tessin- und Maggia-Gebietes, 1:50000, di H. PREISWERK, 1918.

n. 116 Carta geologica delle Alpi Ticinesi fra Valle Maggia e Val Blenio, 1:50000, di H. PREISWERK, L. BOSSARD, O. GRÜTTER, P. NIGGLI, E. KÜNDIG & E. AMBÜHL, 1934.

n. 127 Tectonic and petrographic map of the Central Lepontine Alps, 1:100000, di A. BERGER & I. MERCOLLI, 2006.

- n. 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, di O.A. PFIFFNER, M. BURKHARD, R. HÄNNY, A. KAMMER, R. KLIGFIELD, N. S. MANCKTELOW, J. G. RAMSAY & R. ZURBRIGGEN, 2010.
- n. 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, di O.A. PFIFFNER, J. G. RAMSAY & S. M. SCHMID, 2010.

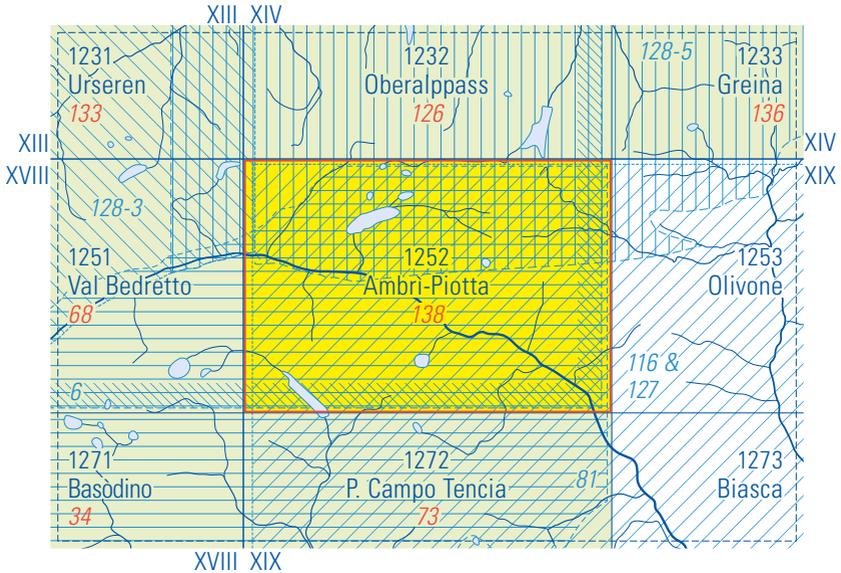


Fig. 20: Carte geologiche pubblicate con base topografica ufficiale.

Altre carte geologiche, in parte con base topografica semplificata (selezione)

- 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, 1:50000. 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, 1:50000. 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, 1:25000. 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, 1:50000. – 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 fogli 1:25000. – Su incarico della direzione della Gotthardbahn, Berlino.

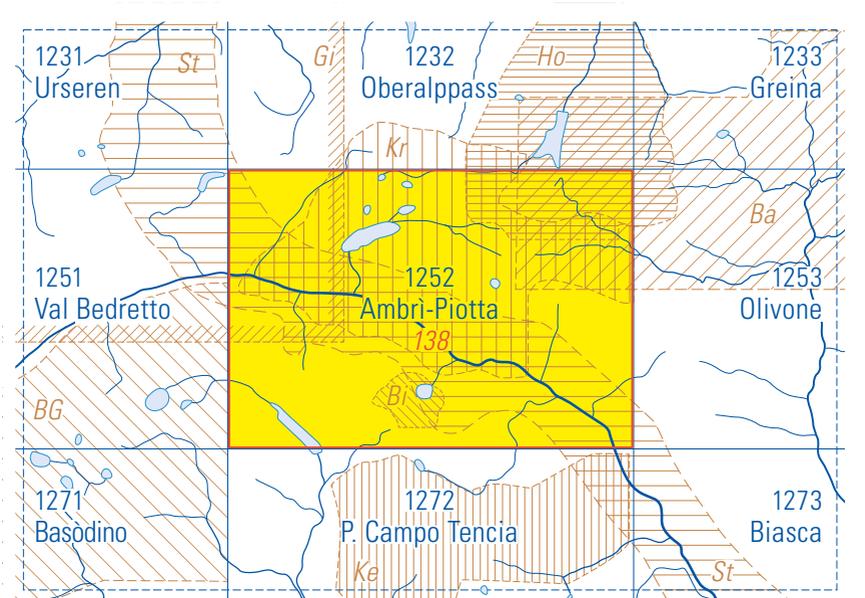


Fig. 21: Carte geologiche pubblicate, in parte con base topografica semplificata.

Base topografica

1231-1233 }
1251-1253 } Fogli della carta nazionale della Svizzera 1:25 000.
1271-1273 }

ANNESI

- Tavola I: Carta tettonica del territorio del foglio Ambri-Piotta e dintorni 1:100 000.
Tavola II: Profili geologici sul territorio del foglio Ambri-Piotta 1:25 000 e 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

Ultraelvetico – Ultrahelvetikum

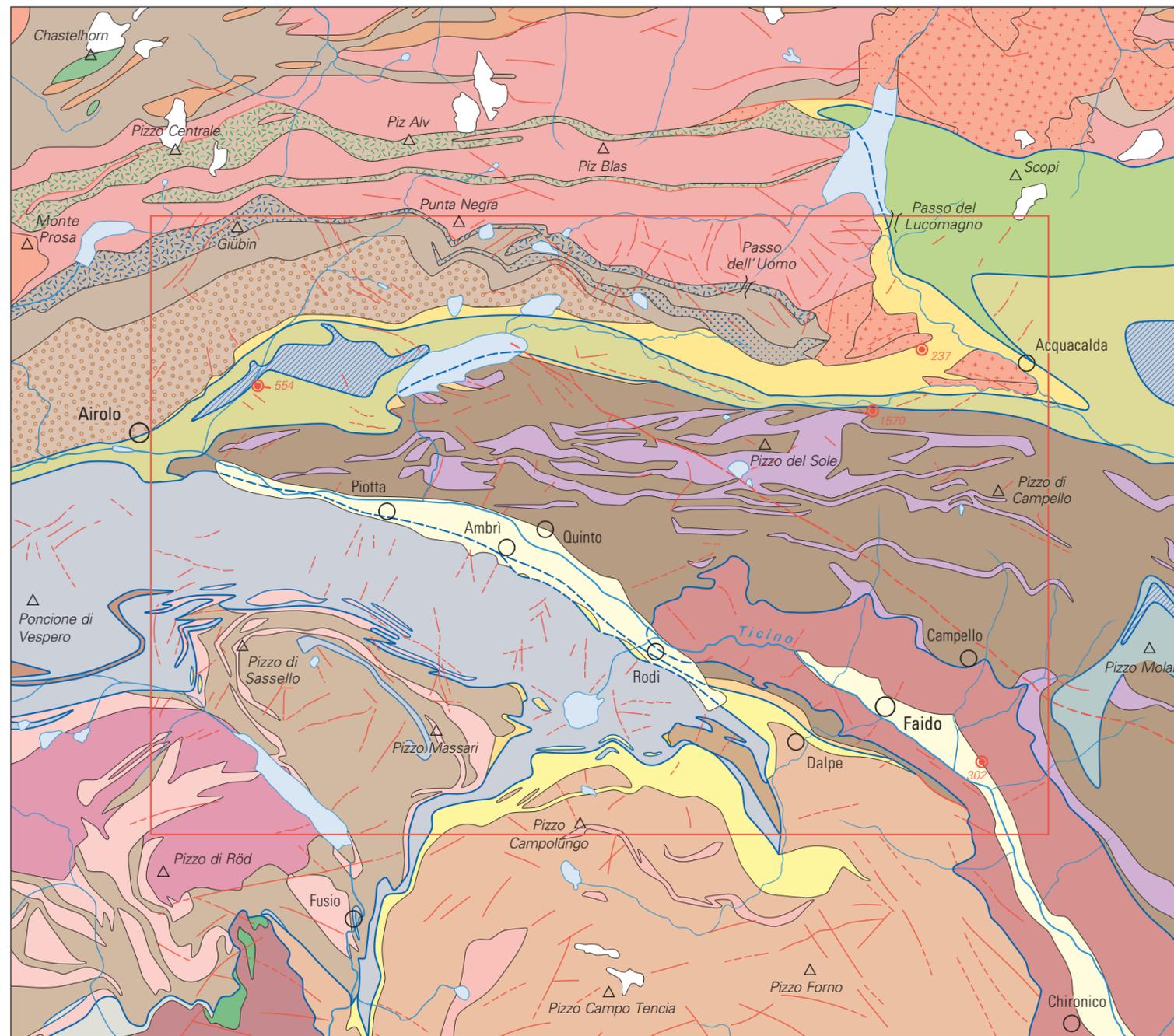
- Zona della Nufenen-Piora-Frodalera – Nufenen-Piora-Frodalera-Zone
- Zona dello Scopi – Scopi-Zone
- Metasedimenti triassici – Triassische Metasedimente
- Paragneiss e micascisti – Paragneise und Glimmerschiefer
- Ortogneiss – Orthogneise
- Falda di ricoprimento Leventina – Leventina-Decke

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)
- — — Zona cachirritica, zona milonitica (certa / presunta)
Kakirritzone, 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)



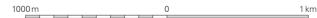
Profili geologici sul territorio del foglio Ambri-Piotta

Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Ambri-Piotta

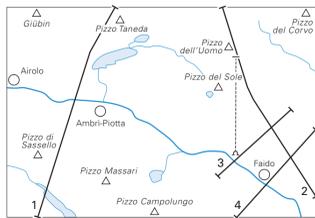
di - von

Filippo Bianconi

Scala - Massstab 1:25000



Tracce dei profili - Lage der Profile



- Quaternario - Quartär
Deposito alluvionale - Alluvion
Massa in scivolamento, massa di scoscendimento
Morena, detrito di falda - Moräne, Hangschutt
Pennidico - Penninikum
«Zona di Bedretto» - «Bedretto-Zone»
Unità Sambuco - Sambuco-Einheit

- Falda di ricoprimento Lebendun - Lebendun-Decke
Trias in gen. - Trias i.Allg.
Paragneiss, localmente conglomeratico

- Falda di ricoprimento Simano - Simano-Decke
Dolomia, marmo dolomitico e dolomia carinata
Paragneiss e micasisti, spesso granitiferi

- Ultraelvetic - Ultrahelvetikum
Zona della Nufenen-Piora-Frodalera (NPF)
Gesso («Cappellaccio di gesso», ipotetico) - Gips («Gipshut», hypothetisch)
Formazione di Stgir - Stgir-Formation

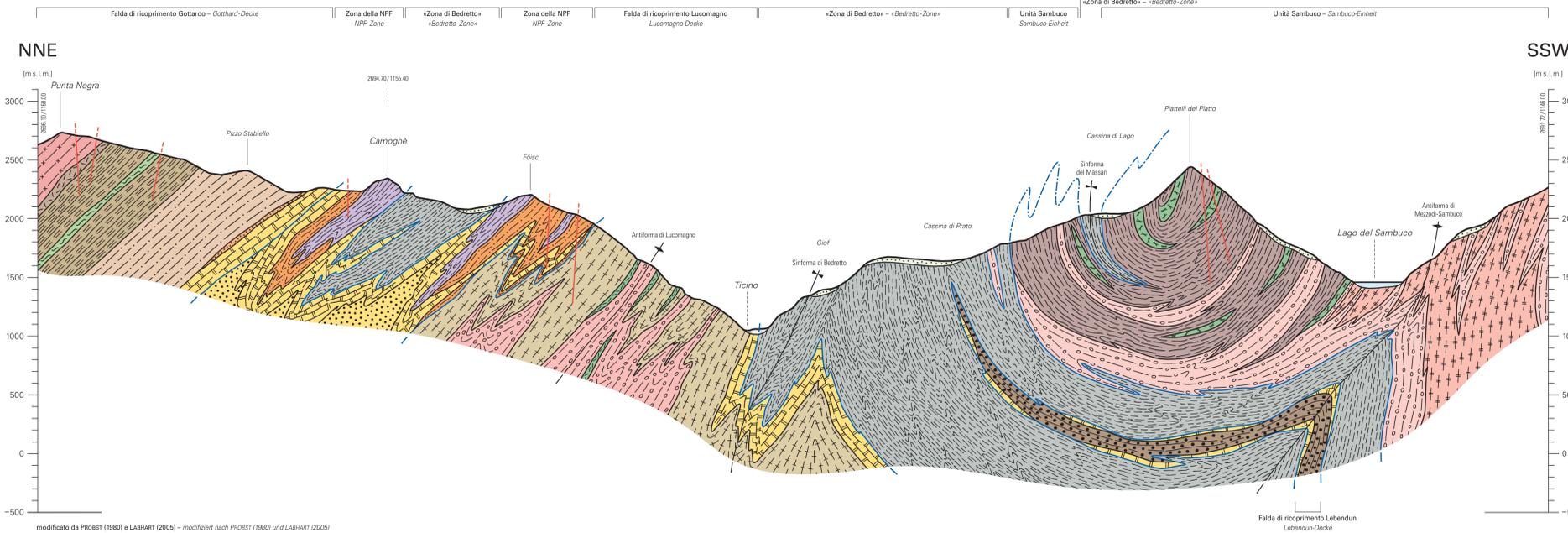
- Falda di ricoprimento Lucomagno - Lucomagno-Decke
Dolomia, marmo dolomitico e dolomia carinata
Ortogneiss e gneiss aplitici - Ortho- und Aplitgneiss
Paragneiss e scisti, p.p. granitiferi, raramente con orneblenda

- Falda di ricoprimento Leventina - Leventina-Decke
«Quarzte del tetto» - «Dachquarzit»
Gneiss Leventina a tessitura in prevalenza fusolare, localmente porfiroide

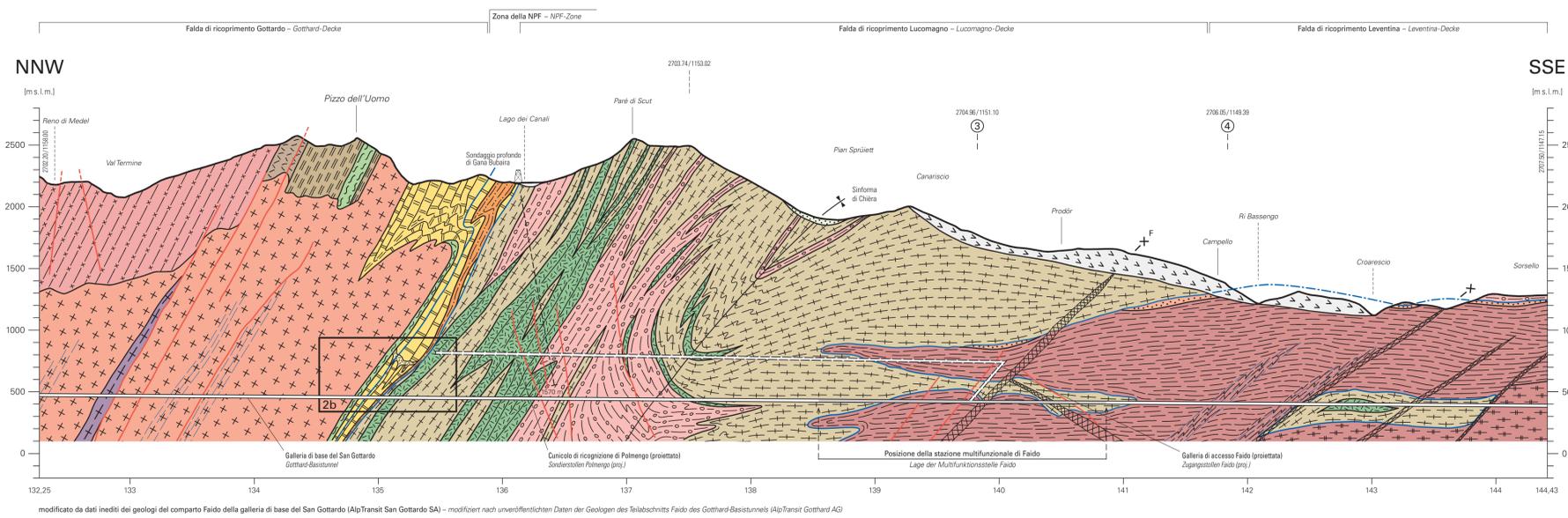
Elvetic - Helvetikum

- Falda di ricoprimento Gottardo - Gotthard-Decke
Gesso («Cappellaccio di gesso», ipotetico) - Gips («Gipshut», hypothetisch)
Alternanza di marmo dolomitico e anidrite
Dolomia, marmo dolomitico e dolomia carinata
Formazione di Mels - Mels-Formation
Granodiorite di Cristallina - Cristallina-Granodiorit
Granito di Medel - Medel-Granit

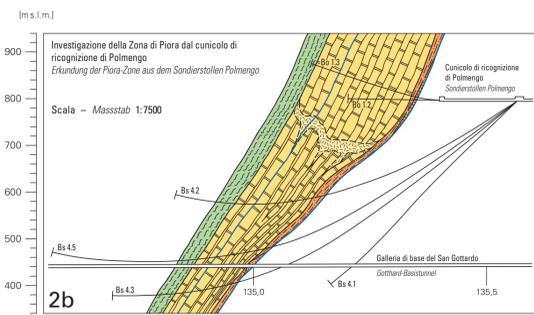
- «Serie della Tremola»: Zona di Pontino - «Tremola-Serie»: Pontino-Zone
Ortogneiss, «gneiss listato» - Orthogneiss, «Strefengneiss»
Gneiss di Sorescia - Sorescia-Gneiss
Zona di Corandoni - Corandoni-Zone
«Serie di Giubine» - «Giubine-Serie»
Sinforma / Antiforma - Synform / Antiform
Sovrascorrimento - Überschiebung
Faglia, frattura - Bruch, Verwerfung
Zona cacheritica (F=Cachirite di Faido) - Kachiritzone (F=Kachirit von Faido)
Zona milonitizzata - Mylonitisierte Zone
Sondaggio (con numero di riferimento) - Bohrung (mit Referenznummer)
Sondaggio profondo di Gana Bubaira (proiettato, con profondità finale)
Intersezione di due profili - Profilschnittstelle



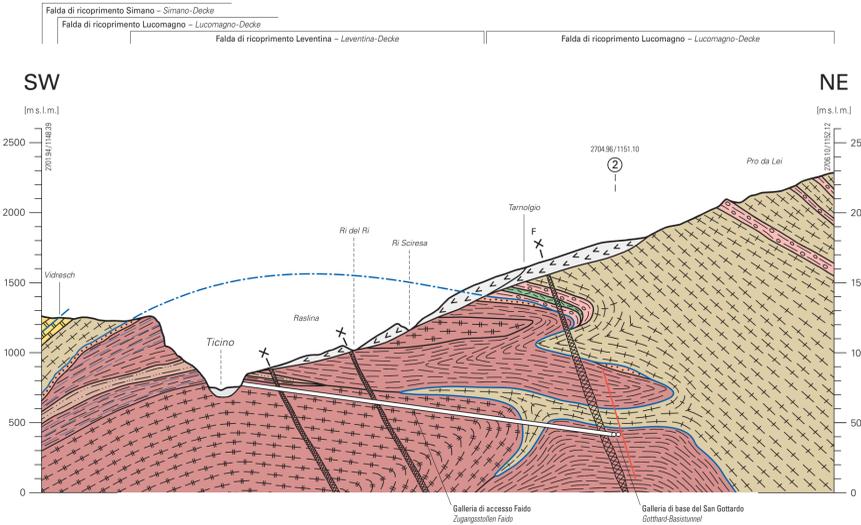
modificato da PROBST (1980) e LABHART (2006) - modifiziert nach PROBST (1980) und LABHART (2006)



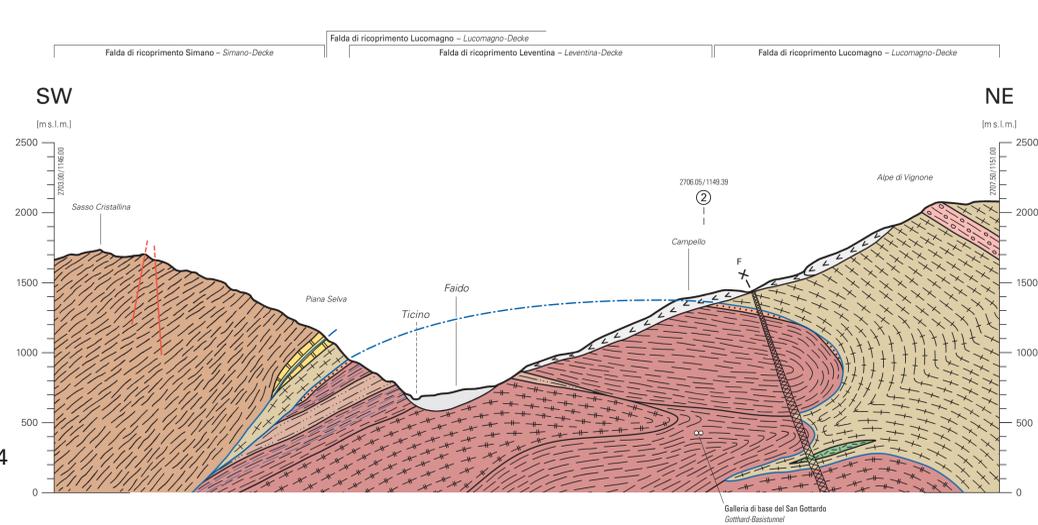
modificato da dati inediti dei geologi del comparto Faido della galleria di base del San Gottardo (Alp/Transit San Gottardo SA) - modifiziert nach unveröffentlichten Daten der Geologen des Teilabschnitts Faido des Gotthard-Basstunnels (Alp/Transit Gotthard AG)



modificato da VOLPERS (2000) e dati inediti dei geologi del comparto Faido della galleria di base del San Gottardo (Alp/Transit San Gottardo SA) - modifiziert nach VOLPERS (2000) und unveröffentlichten Daten der Geologen des Teilabschnitts Faido des Gotthard-Basstunnels (Alp/Transit Gotthard AG)



Galleria di accesso Faido Zugangsstollen Faido, Galleria di base del San Gottardo Gotthard-Basstunnel



Galleria di base del San Gottardo Gotthard-Basstunnel