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

1:25 000

1231 Urseren

Erläuterungen

TONI LABHART und FELIX RENNER

2012

Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

133

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

1:25 000

1231 Urseren

Erläuterungen

50 Textfiguren, 4 Tabellen und 3 Tafelbeilagen

verfasst von
TONI LABHART und FELIX RENNER

2012

Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis

Karte
LABHART, T. (2012): Blatt 1231 Urseren. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte *133*.

Erläuterungen
LABHART, T. & RENNER, F. (2012): Blatt 1231 Urseren. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. *133*.

Titelbilder

Umschlag
Die Sandbalmhöhle, auf der Voralp, ca. 5 km westlich von Göschenen gelegen, gilt als grösste Kristallkluft der Alpen. In das flach liegende, ca. 2 m mächtige, kristallhaltige Quarzband ist seit dem 16. Jh. ein rund 250 m langes Gangsystem vorgetrieben worden. Foto P. Indergand.

Erläuterungen
Prävariszischer Paragneis («Gurschengneis») mit hellen, aplitischen Lagen, die während der variszischen und/oder alpinen Gebirgsbildung verschiefert und unregelmässig verfaltet worden sind. Bildhöhe ca. 1 m. Foto C. Gisler.

Herausgeber

© 2012, Bundesamt für Landestopografie, CH-3084 Wabern. – Alle Rechte vorbehalten. Übersetzungen und analoge oder digitale Vervielfältigungen dieses Dokuments oder von Teilen davon, die nicht ausschliesslich dem privaten Eigengebrauch dienen, sind nur mit Erlaubnis des Herausgebers gestattet.

Das Bundesamt für Landestopografie swisstopo ist ein Unternehmensbereich der armasuisse.

ISSN 1420-2913
ISBN 978-3-302-40053-2

MIX
Papier aus verantwortungsvollen Quellen
FSC® C030149

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort des Herausgebers ... 4

Zusammenfassung ... 5
Riassunto ... 6
Résumé ... 7
Summary ... 8

Vorwort und Dank des Autors der Karte ... 9

Geologische Übersicht ... 10

Historischer Rückblick auf die Kartierung des Gebiets von Blatt Urseren ... 11

Stratigraphie und Petrographie ... 13
- Helvetikum ... 13
  - Aar-Massiv ... 13
    - Prävariszisches Kristallin südlich des Zentralen Aare-Granits ... 13
    - Prävariszisches Kristallin nördlich des Zentralen Aare-Granits ... 19
    - Variszische Intrusiva ... 19
    - Variszische Vulkanite und vulkanoklastische Sedimente ... 38
    - Ganggesteine ... 40
    - Postvariszische Sedimente ... 48
  - Gomser Zwischenmassiv ... 49
    - Prävariszische Gneise ... 49
  - Urseren-Zone ... 49
    - Postvariszische Sedimente und Vulkanite ... 51
  - Gotthard-Massiv ... 60
    - Prävariszische Paragneise und Migmatite ... 60
    - Prävariszische Orthogneise («Streifengneis») ... 72
    - Variszische Paragneise und Schiefer ... 75
    - Spätvariszische Intrusiva ... 76
    - Ganggesteine ... 83
  - Quartär ... 85
    - Spätes Pleistozän ... 86
    - Holozän ... 93

Tektonisch-metamorphe Entwicklung ... 102
- Ordovizischer Zyklus und ältere Relikte ... 102
- Variszischer Zyklus ... 104
- Alpiner Zyklus ... 106
- Spät- und postalpine Heraushebung ... 112

Hydrogeologie ... 115
Rohstoffe ... 117
Technische Geologie ... 125
Exkursionen ... 132
Literaturverzeichnis ... 135
Publizierte geologische Karten ... 148
Beilagen ... 152

VORWORT DES HERAUSGEBERS

Das Atlasblatt Nr. 133 Urseren liegt im Bereich des Kreuzungspunktes dreier wichtiger Alpenpässe, des Gotthard-, des Furka- und des Oberalppasses. Dieses Gebiet spielt auch geologisch-tektonisch die Rolle eines wichtigen Bindeglieds, da es einerseits die Einheiten des Oberwallis mit denen Graubündens verbindet und anderseits einen bedeutenden Teil der in der alpinen Gebirgsbildung sehr wichtigen Grenzzone zwischen Aar-Massiv und Gotthard-Massiv abdeckt.

In den Jahren 1970–2009 hat Prof. T. Labhart das vorliegende Gebiet intensiv begangen und kartiert und seine Aufnahmen, unter Miteinbezug der bereits bestehenden Unterlagen und Forschungsresultate, zu einem einheitlichen, modernen Kartenblatt aufgearbeitet.

Dr. F. Renner hat in aufwendiger Detailarbeit die Randzonen und Seiten- und Endmoränenwälle der heutigen und einstigen Gletscher des vorliegenden Gebiets erfasst und zeitlich eingestuft. Damit hat er die Grundlage für die Gesamtinterpretation der Glazialablagerungen beigesteuert, die – in Ergänzung zu den Feldaufnahmen – anhand von Orthofotos aus dem Jahre 2007 durchgeführt wurde. Die Dissertationen von AMBÜHL (1929) und HOFMÄNNER (1964) bildeten weitere, bedeutende Grundsteine der Karte. Dipl. Geol. C. Gisler hat im Bereich Gemsstock–Chastelhorn–Gloggentürmli die Kartierung von E. Ambühl, insbesondere die westliche Fortsetzung der auf Blatt Oberalppass auskartierten Borel- und Tenelinzone, überarbeitet sowie ergänzende, lokale Kartierungen im Raum Göschenen-Andermatt, im Bitziwald, am Winterhorn und am Furkapass sowie am Maasplanggstock und im Chelenalp-Gebiet durchgeführt.

Das zwischen dem Zentralen Aare-Granit und dem Mesozoikum der Urseren-Zone gelegene prävariszische Kristallin $\mathbf{GM_A}$ könnte, ausgehend von den Arbeiten von NIGGLI (1965a) und FEHR (1922a, b), noch weiter unterteilt werden. Diese Aufgabe bleibt jedoch künftigen Forschergenerationen vorbehalten.

Die kartographische Bearbeitung des Kartenblattes Urseren lag in den Händen von Monika Etter-Seitz (Orell Füssli Kartographie AG) und Remo Trüssel (Landesgeologie, swisstopo). Das Atelier Ursula Heilig SGD gestaltete den Schriftsatz. Die wissenschaftliche Begutachtung wurde von der Schweizerischen Geologischen Kommission koordiniert. Die Kommentare und Beiträge von Prof. U. Schaltegger, Prof. A. Pfiffner, PD Dr. A. Berger, Dr. M. Wiederkehr und Dr. R. Burkhalter haben Wesentliches zu den vorliegenden Erläuterungen beigetragen.

Das Bundesamt für Landestopografie dankt allen Beteiligten für ihre wertvolle Arbeit und für die gute Zusammenarbeit während der redaktionellen Phase. Ebenfalls gedankt sei allen übrigen Personen (Private, Gemeinde- und Kantonsbehörden, Fachstellen, Geologiebüros u.a.), die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

Mai 2013

Bundesamt für Landestopografie
Geologische Landesaufnahme

ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet von Atlasblatt Urseren umfasst südliche Teile des Aar-Massivs, die Urseren-Zone und nördliche Bereiche des Gotthard-Massivs. Beide Massive bestehen aus prävariszischem, polymetamorphem Kristallin (überwiegend Gneise, Schiefer, Amphibolite) und aus variszischen Graniten. Letztere umfassen den flächenmässig dominanten Zentralen Aare-Granit und den Voralp-Granit sowie vier weitere, kleinere Granitkörper (Gamsboden- und Fibbia-Granitgneis, Winterhorn- und Cacciola-Granit). Die Urseren-Zone trennt als km-mächtiger, alpin steilgestellter Sedimentzug die zwei Massivblöcke. Es handelt sich um die Reste (?Karbon–Malm) der ursprünglichen Sedimentbedeckung des nördlichen Gotthard-Massivs und des Tavetscher bzw. Gomser Zwischenmassivs.

Die alpine Gebirgsbildung bewirkte mit ihren Einengungs-, Versenkungs- und Überschiebungsvorgängen eine tiefgreifende Überprägung des Altbestandes, einerseits durch eine niedriggradige, von Norden nach Süden zunehmende alpine Metamorphose, anderseits durch eine Tektonisierung, die sich in einer starken Verschieferung und Bruchbildung äussert und in Kombination mit einer späteren Heraushebung für das heutige junge Hochgebirgsrelief verantwortlich ist. Einer besonderen alpinen physikochemischen Konstellation ist die Entstehung der weltberühmten alpinen Zerrklüfte und ihrer Mineralien zu verdanken. Im Aare-Granit des vorliegenden Gebiets liegen drei der grössten Kristallhöhlen der Alpen. Es ist auch heute noch ein Zentrum der Strahlerei, die hier schon im Neolithikum nachgewiesen ist. Ins 16. Jh. zurück reichen der Abbau und die Verwendung von Giltstein für Stubenöfen und Architekturelemente.

Aussergewöhnlich gut dokumentiert ist die Geschichte der quartären Vereisung. Sie reicht vom Höchststand der letzten Vergletscherung (LGM) mit seinen noch heute gut sichtbaren Auswirkungen auf die Morphologie über die spät- und postglazialen, durch ^{14}C-Altersbestimmungen an Holz und Torf datierten Stadien bis zum heutigen dramatischen Gletscherschwund mit seinen Begleiterscheinungen.

Für die Erschliessung des Gotthardpasses sind im vorliegenden Gebiet seit Jahrhunderten Pionierleistungen im Strassen-, Brücken- und Tunnelbau erbracht worden. Der Gotthard-Bahntunnel, der Gotthard-Strassentunnel und der Furka-Basistunnel sind diesbezügliche Meisterwerke.

RIASSUNTO

Il territorio del foglio Urseren comprende la parte meridionale del Massiccio dell'Aar, la Zona di Urseren e la parte settentrionale del Massiccio del Gottardo. Entrambi i massicci sono costituiti da un basamento cristallino polimetamorfico prevarisico (prevalentemente gneiss, scisti e anfiboliti) e da graniti varisici. Questi comprendono il Granito Centrale dell'Aar e il Granito di Voralp, oltre a quattro corpi intrusivi minori (Gneiss granitici di Gamsboden e di Fibbia e Graniti di Winterhorn e Cacciola). La Zona di Urseren rappresenta una sequenza chilometrica di sedimenti che hanno subito una forte inclinazione durante la deformazione alpina e separa i due massicci. Si tratta dei resti della copertura sedimentaria originale (?Carbonifero – Malm) della parte nord del Massiccio del Gottardo e del Massiccio di Tavetsch, rispettivamente di Goms.

L'orogenesi alpina con i processi di compressione, immersione e impilamento delle falde ha marcato le diverse unità tettoniche con un metamorfismo pervasivo nella facies scisti verdi, crescente da Nord verso Sud. Inoltre, la sovrappressione tettonica ha provocato la formazione di una forte scistosità e di fratture. Una surrezione posteriore è responsabile del rilievo montagnoso attuale. La presenza di note fessure alpine riempite di minerali è dovuta a particolari condizioni fisicochimiche. Tre delle più grandi grotte a cristalli delle Alpi si trovano nel Granito dell'Aar sul territorio del foglio Urseren. L'area è tutt'oggi un centro di interesse per i collezionisti di cristalli e vi si hanno tracce di questo tipo di attività sin dal Neolitico. L'estrazione e l'utilizzo della pietra ollare per la produzione di stufe ed elementi architettonici risalgono al XVI secolo.

La storia glaciale del Quaternario è documentata in modo eccezionale. Essa ricopre dal massimo dell'ultima glaciazione (LGM), i cui effetti sulla morfologia sono ancora ben visibili, sino all'attuale e rapido ritiro dei ghiacciai, passando dagli stati tardi- e postglaciali datati al ^{14}C nel legno e nella torba.

Da secoli il lavoro di pionieri ha favorito il varco del passo del Gottardo con la realizzazione di opere d'arte quali ponti, gallerie e altre tratte stradali. Le gallerie ferroviaria e stradale del Gottardo e la galleria del Furka sono capolavori di grande importanza per il transito attraverso delle Alpi.

RÉSUMÉ

Le territoire couvert par la feuille Urseren est traversé par la partie méridionale du massif de l'Aar, par la zone d'Urseren ainsi que par la partie septentrionale du massif du Gothard. Les deux massifs se composent d'un socle cristallin polymétamorphique antévarisque (principalement gneiss, schistes et amphibolites) et de granites varisques. Parmi ces derniers se trouvent le Granite central de l'Aar et le Granite de la Voralp, ainsi que quatre plus petits corps intrusifs (Gneiss granitiques de Gamsboden et de Fibbia, Granites du Winterhorn et de Cacciola). La zone d'Urseren est une bande d'épaisseur kilométrique séparant les deux massifs précédents, formée de sédiments redressés par la tectonique alpine. Il s'agit des restes de la couverture sédimentaire originelle (?Carbonifère–Malm) de la partie nord du massif du Gothard et du massif du Tavetsch, respectivement du Goms.

L'orogenèse alpine, avec ses processus de compression, d'enfouissement et de chevauchement, a marqué ici les roches d'une empreinte métamorphique de faible degré, augmentant du nord vers le sud, ainsi que par une tectonisation exprimée par une forte schistosité et de nombreuses failles. Une surrection postérieure est responsable de l'actuel relief montagneux. La présence de fissures alpines remplies de minéraux, très réputées, est due à des conditions physico-chimiques particulières. Trois des plus grands fours à minéraux des Alpes se trouvent dans le Granite de l'Aar, au sein du territoire de la feuille Urseren. C'est aujourd'hui encore un pôle cristallier déjà attesté au Néolithique. L'exploitation de la pierre ollaire pour les fourneaux et des éléments architecturaux remonte jusqu'au 16e siècle.

L'histoire glaciaire du Quaternaire est exceptionellement bien documentée ici. Elle va du maximum de la dernière glaciation (LGM), avec ses effets sur la morphologie encore bien visibles aujourd'hui, jusqu'à l'actuel et rapide recul des glaciers, en passant par les stades tardi- et postglaciaires datés par ^{14}C sur du bois et de la tourbe.

Depuis des siècles, des travaux de pionniers ont favorisé le passage du col du Gothard par la réalisation d'ouvrages d'art tels que ponts, tunnels et autres tronçons routiers. Les tunnels ferroviaire et routier du Gothard et le tunnel de la Furka sont également des ouvrages très importants pour la traversée des Alpes.

SUMMARY

The map sheet Urseren comprises the southern part of the Aar Massif, the Urseren Zone and the northern domains of the Gotthard Massif. Both Aar and Gotthard Massifs consist of pre-Variscan, polymetamorphic crystalline basement (predominantly gneisses, schists and amphibolites), and Variscan granites. The latter include the Central Aare Granite which covers the largest part of the area of the map sheet, the Voralp Granite, as well as four smaller granite bodies (Gamsboden and Fibbia Granitic Gneisses, Winterhorn and Cacciola Granites). The Urseren Zone represents a km-wide sedimentary sequence, which was steeply inclined during Alpine deformation and separates the Aar and the Gotthard Massifs. It is generally regarded as a remnant of the original sedimentary cover (?Carboniferous – Malm) of the northern Gotthard Massif as well as the Tavetsch and Goms Massifs, respectively.

Compression, burial and nappe-stacking during Alpine orogeny resulted in a pervasive metamorphic overprint of the different tectonic units with overall greenschist facies conditions and a generally north to south increasing grade. Additional tectonic overprinting caused the formation of a strong Alpine main foliation and fractures, which, combined with a late uplift, are responsible for the young present-day relief of the high mountains. Special physico-chemical conditions led to the formation of the famous Alpine fissures and associated mineral suites. Three of the largest crystal caves of the Alps are situated in the Aare Granite of this map sheet. To date, this area still is a center of interest for mineral collectors, and such activities can be traced back to the Neolithic. Quarrying and use of soapstone for tile stoves and architecture date back to the 16th century.

The depositional and morphological record of the Quaternary glaciation is exceptionally well documented. It ranges from the still clearly visible features of the Last Glacial Maximum (LGM), to the late- to postglacial stages, dated by radiocarbon dating techniques of wood and peat, and finally to the present-day drastic glacial retreat and its noticeable phenomena.

The planning and construction of the Gotthard highway and Gotthard tunnel during the past two centuries were pioneering achievements in the fields of highway, bridge and tunnel engineering. The Gotthard railway tunnel, Gotthard highway tunnel and the Furka base tunnel remain masterpieces in this regard.

VORWORT UND DANK DES AUTORS DER KARTE

Das vorliegende Atlasblatt Urseren ist Teil einer Kartierung der kristallinen Urner Hochalpen durch den Verfasser. Neben anderweitiger vollamtlicher Tätigkeit in der Freizeit entstanden, kann diese erst jetzt, nach der Emeritierung, sukzessive in den Druck von Kartenblättern umgesetzt werden.

Die Motivation für dieses aufwendige Unternehmen ist auf meinem Interesse an der Urner Geologie und am transalpinen Tunnelbau begründet. Darüber hinaus basiert sie aber auch auf einer persönlichen Verbundenheit mit Land und Leuten in Uri, entstanden durch meine Aktivitäten als Alpinoffizier und Bergsteiger.

Einem grossen Personenkreis bin ich zu Dank verpflichtet:

- Für Führung in schwierigem Gelände: Paul Mattli und dipl. Geol. Bernd Rathmayr, beide dipl. Bergführer, Dr. Andy Jenni, dipl. Geol. Christian Gisler und Dr. Karl Hausmann.
- Für Begleitung im Feld, mannigfache wissenschaftliche Diskussionen wie auch Unterstützung bei der Erarbeitung der Erläuterungen: Prof. Urs Schaltegger, Dr. Felix Renner, Dr. Volker Lützenkirchen, Dr. Thilo Arlt wie auch den Verantwortlichen der angrenzenden Atlasblätter Oberalppass (Dr. Marianne Niggli) und Guttannen (PD Dr. Jürgen Abrecht).
- Christian Gisler und Felix Renner für die Kartierung einzelner Teilgebiete.
- Dr. Alfred Isler, Landesgeologie, für die Redaktion von Karte und Erläuterungen. Er hat seine ganze Sachkompetenz und Erfahrung eingebracht, und dies viele Monate über seinen letzten Arbeitstag hinaus. Bei der Schlussredaktion hat ihn sein Nachfolger Dr. Michael Wiederkehr tatkräftig unterstützt.

In den SAC-Hütten des Gebiets sind wir vor und nach anstrengenden Kartiertagen bestens betreut worden, immer mit viel Interesse für unsere Tätigkeit. Speziell verdankt sei die Gastfreundschaft von Elisabeth und Paul Mattli in der Chelenalp-Hütte und im Gwüest auf der Göscheneralp.

Die Kartierung eines derartigen hochalpinen Terrains ist nie abgeschlossen. Klettertechnische Schwierigkeiten und die Gefährdung durch Stein- und Eisschlag setzen der Begehbarkeit und damit der Detaillierung der Kartierung Grenzen. Mit erhöhter Risikobereitschaft, alpinistischem Können und entsprechendem Zeitaufwand werden sich einige offene Fragen noch klären lassen.

GEOLOGISCHE ÜBERSICHT

Das Gebiet des Atlasblattes Urseren umfasst den südlichen Teil des Aar-Massivs, die Urseren-Zone und den nördlichen Teil des Gotthard-Massivs. Die Einbettung dieses Gebietes in den überregionalen Rahmen und ein zusammenfassender Überblick ist LABHART (1999) zu entnehmen.

Im Aar-Massiv dominieren Bildungen des variszischen Magmatismus. Neben dem mächtigen Körper des Zentralen Aare-Granits sind dies der Voralp-Granit, saure und basische Gänge sowie die vulkanoklastische Diechtergletscher-Formation mit einem eingelagerten jüngeren Andesitkörper. Polymetamorphes, wohl hauptsächlich ordovizisch geprägtes «Altkristallin» ist flächenmässig untergeordnet. Es kann in einen nördlich des Zentralen Aare-Granits und einen südlich desselben gelegenen Teil unterteilt werden. Letzterer bildet eine lang gestreckte, alpin stark deformierte und sehr heterogene Einheit am Südrand des Aar-Massivs. Im Bereich des an der Furkapassstrasse gelegenen Hotels Belvédère ist ferner ein schmaler Ausläufer des Südlichen Aare-Granits aufgeschlossen.

Die Urseren-Zone trennt als km-mächtiger, steilstehender Zug permokarboner, triassischer und jurassischer Sedimente die Kristallinkomplexe des Aar- und Gotthard-Massivs. Es sind die alpintektonisch reduzierten Reste der Sedimentbedeckung des nördlichen Gotthard-Massivs bzw. des Gomser und Tavetscher Zwischenmassivs. Ihre weichen Gesteine bestimmen den Verlauf der morphologischen Muldenzone Oberalppass–Urserental–Furkapass, welche auf rund 17 km diagonal durch das Gebiet des Atlasblatts verläuft. Diese markante inneralpine Längsfurche wird akzentuiert von jungen, zum Teil neotektonischen Bruchscharen.

Der Nord- und Ostrand des Gotthard-Massivs wird im vorliegenden Gebiet durch prävariszische Paragneise aufgebaut. Diese «Gurschengneise» stellen zusammen mit flächenmässig geringen, genetisch jedoch bedeutsamen Einlagerungen von Metabasika (Amphibolite als Metabasalte und -gabbros), Metaultrabasika (Serpentinite und Giltsteine) und Quarziten bzw. Kalksilikatfelsen die ältesten gotthardmassivischen Gesteine dar, geprägt von einem gut fassbaren orogenen Zyklus ordovizischen Alters. Darin eingelagert sind im Südosten mehrere Züge von Streifengneis (frühsilurische Metagranite). Mehrere spätvariszische Granitkörper durchsetzen dieses «Altkristallin»: Der Gamsboden-Granitgneis und – marginal – der Fibbia-Granitgneis, ferner der Winterhorn-Granit und der Cacciola-Granit.

Die geologische Geschichte ist von mindestens drei Gebirgsbildungen geprägt. Auf eine ordovizische («kaledonische») geht die Metamorphose grosser Anteile des «Altkristallins» zurück. Die Granite sind Produkte des spätvariszischen Magmatismus. Die tektonische Überprägung während der alpinen Gebirgsbildung führte zu Zusammenschub und Heraushebung und schuf, zusammen mit fluviatilen und glazialen Erosionsprozessen, die heutige Gebirgsarchitektur. Alle Gesteine des Gebiets zeigen eine niedriggradige alpine Metamorphose, deren Intensität von Norden gegen Süden zunimmt.

Eine aussergewöhnliche tektonometamorphe Konstellation führte zur Entstehung der alpinen Zerrklüfte und ihrer Mineralien. Im Zentralen Aare-Granit der Göscheneralp und des Furkagebiets wurden neben vielen anderen drei der grössten und ertragreichsten Quarz-Zerrklüfte der Alpen entdeckt. Diese liegen im Voralptal (Sandbalm), am Tiefengletscher (Gletschhorn) und am Planggenstock.

Morphologisch zeigen die tektonischen Einheiten grosse Unterschiede. Im Gotthard-Massiv dominieren wenig markante Gipfel mit ausgeprägter Verschuttung. Die Gipfelhöhen erreichen knapp 3000 m ü.M. Im Gegensatz dazu zeigt das Aar-Massiv, inbesondere der Zentrale Aare-Granit, ein junges Hochgebirgsrelief mit kühnen Bergformen und rund 20 Gipfeln von über 3000 m Höhe. Kulminationspunkt ist der Dammastock mit 3630 m ü.M. Entsprechend unterschiedlich ist die Vereisung. Während im Aar-Massiv noch mehrere grössere Gletscher (Rhone-, Sidelen-, Tiefen- und Dammagletscher) existieren, sind diese im Gotthard-Massiv auf einzelne Eis- und Firnfelder zusammengeschmolzen. Generell ist ein rasches Rückschmelzen aller Gletscher festzustellen. Gut erhaltene Moränenwallsysteme und Datierungen von Holzfunden (^{14}C-Datierung und Dendrochronologie) ermöglichen eine leicht nachvollziehbare Gliederung des Spät- und Postglazials und eine gute Korrelation mit den Gletscherständen der Ostalpen.

HISTORISCHER RÜCKBLICK AUF DIE KARTIERUNG DES GEBIETS VON BLATT URSEREN

Das Gebiet von Blatt Urseren hat dank seiner Lage am viel begangenen Gotthardpass schon im späten 18. und im 19. Jh. die Aufmerksamkeit vieler bedeutender Gelehrter gefunden. Auch eine knapp gefasste Schilderung dieser langen Erforschungsgeschichte würde den Rahmen dieser Erläuterungen bei Weitem sprengen. Die folgende Darstellung beschränkt sich deshalb auf einen Teilaspekt, nämlich die Geschichte der geologischen Kartierung des Gebiets.

Die frühen Erforscher – H. C. Escher, H.-B. de Saussure, D. de Dolomieu und andere – haben sich trotz längerer Feldaufenthalte im Gebiet noch nicht an Kartendarstellungen gewagt. Erste Vorläufer geologischer Karten waren Beilagen zu einem Exkursionsführer von DE MECHEL (1795) und einer Schilderung des Urserentals von Pater Placidus SPESCHA (1820, 1828). Beide Karten enthalten, auf einer zeichnerisch primitiven Geländedarstellung, die Fundstellen von Gesteinen und Mineralien («fossiles»), darunter bereits die wichtigsten Gesteine und viele Zerrkluftmineralien. Die Inhalte zeigen so viele Ähnlichkeiten, dass eine gemeinsame Quelle zu vermuten ist. Als erste geologische Karte auf topographischer Grundlage gilt diejenige von LARDY (1833, Massstab ca. 1:120 000).

Die Übersichtskarten von GIMBERNAT (1803) (vgl. SABARIS & WEIDMANN 1982) und EBEL (1808) mussten aus Mangel an Grundlagenwissen zwangsläufig Stückwerk bleiben. Erst die Geologische Karte der Schweiz 1:380 000 von STUDER & ESCHER VON DER LINTH (1853, 2. ergänzte Auflage 1869) brachte eine korrekte Wiedergabe der grossen Züge des Gebiets, insbesondere der Zweiteilung in Gneise/Schiefer und Granit und des trennenden Urseren-Mesozoikums.

Die zwei ersten echten Detailkarten des Gotthard-Massivs 1:50 000 von GIORDANO (1873) und VON FRITSCH (1873) standen bereits in Zusammenhang mit der Projektierung des Gotthardtunnels, nach dessen Vollendung STAPFF (1885) mit seiner Übersichtskarte der Gotthard-Bahnstrecke Erstfeld–Castione erstmals eine Karte 1:25 000 vorlegte, die auch heute noch durch die ihr zugrunde liegenden minutiösen und genauen Beobachtungen besticht.

SONDER (1921) gab in einer Kartenskizze im Massstab 1:100 000 die Situation der Gotthardgranite wieder. Diese Darstellung ist weit präziser als die farbige Kartenskizze 1:375 000, die der meisterlichen Schilderung des Forschungstandes von ALB. HEIM (1921) beigegeben ist. Im weiteren Verlauf des 20. Jh. sind im Gebiet nur noch vereinzelte Detailkarten erarbeitet worden.

Im Gotthard-Massiv sind das die Kartenskizze 1:25 000 in AMBÜHL (1929) und das unpublizierte Original dieser Karte auf topographischer Grundlage (im Depot der Landesgeologie) sowie die Kartierung von HOFMÄNNER (1964) im Massstab von ca. 1:30 000. Die Karte 1:10 000 von NIGGLI (1965a) erreicht das Gebiet von Blatt Urseren nur marginal.

Die Karte der Urseren-Zone und angrenzender Teile von Aar- und Gotthard-Massiv im Massstab 1:33 333 von FEHR (1926) vermittelt einen guten Überblick über das Mesozoikum, ist aber im Massivbereich nur von beschränktem Nutzen, da sie auf der Annahme eines nicht existenten Kontakthofes im «Altkristallin» basiert. Leider ist der detaillierten Bearbeitung der Urseren-Zone durch WYSS (1985) keine Karte beigegeben.

Im Aar-Massiv publizierte FISCHER (1905) eine Kartenskizze der nördlich an den Zentralen Aare-Granit angrenzenden Gneise und Schiefer (inkl. Diechtergletscher-Formation). Darnach erschienen nur noch zwei grössere, auf Feldarbeit basierende Arbeiten, diejenigen von LIECHTI (1933) und SCHALTEGGER (1989). Da sie aber keine Karten enthalten, erscheint mit dem Blatt Urseren 127 Jahre nach der Karte von STAPFF (1885) erstmals wieder eine detaillierte Karte des Aar-Massivs zwischen Reuss- und Rhonegletscher.

Das Blatt Urseren schliesst im Netz des Geologischen Atlas der Schweiz die Lücke zwischen Blatt Val Bedretto (HAFNER et al. 1975) im Süden und dem Blatt Oberalppass (AMBÜHL et al. 2008) im Osten. Die Anschlussblätter Guttannen im Westen (J. Abrecht) und Meiental im Norden (T. Labhart) sind in Bearbeitung.

STRATIGRAPHIE UND PETROGRAPHIE

HELVETIKUM

AAR-MASSIV

Prävariszisches Kristallin südlich des Zentralen Aare-Granits

Zwischen dem Südrand des Zentralen Aare-Granits und dem Südrand des Aar-Massivs erstreckt sich quer durch das Gebiet von Blatt Urseren ein schmaler, durchwegs stark alpin deformierter und von jungen Brüchen durchsetzter Streifen altkristalliner Schiefer und Gneise. Dessen Mächtigkeit nimmt von 500 m im Osten (Raum Gütsch bis Tiefenbach) auf einen Kilometer im Gebiet der Furka-Passhöhe zu.

STALDER (1964) hat im Grimselgebiet zwischen dem Grimsel-Granodiorit (der hier den Südrand des Zentralen Aare-Granits bildet) und dem Südlichen Aare-Granit die «Gneis-Schiefer-Zwischenzone» (GSZ) ausgeschieden. Die zwei letztgenannten Einheiten lassen sich gegen Osten bis an die Furkapassstrasse verfolgen, wo sie in der Umgebung des Hotels Belvédère gut studiert werden können.

NIGGLI (1965a) hat hier zwischen Koord. ca. 672.640/158.810 und 672.800/158.650 das in der Tabelle 1 wiedergegebene Profil aufgenommen. Viele der in diesem Profil erwähnten Quarzite und Phyllite werden heute als alpine Mylonite bis Ultramylonite interpretiert. Weitere gute Aufschlüsse finden sich am Strässchen zum alten Fort Galen (Koord. ca. 673.000/158.900).

Die Gesteine dieser «Gneis-Schiefer-Zwischenzone» dürften, wie aus der geologischen Situation im Bereich des beim Grimselpass gelegenen Totensees hervorgeht (vgl. NIGGLI 1965a, Profil D), ein randliches Relikt der erodierten Hüllgesteine des Südlichen Aare-Granits darstellen. Das wegerodierte Dach und seine randlichen Relikte sind als «Altkristallin» zu bezeichnen (NIGGLI 1965a, S. 103). Im Gebiet von Blatt Urseren scheint diese «Zwischenzone» im Bereich des Hotels Belvédère auszustreichen; sie wurde deshalb, wie auch die Hauptmigmatitzone C. R. Nigglis, dem nicht weiter differenzierten prävariszischen Kristallin $\mathbf{GM_A}$ zugeordnet. Der Südliche Aare-Granit keilt aus.

Zwischen der Reuss beim Urnerloch und dem Furkapass verlaufen die Gneise und Schiefer der Kartiereinheit $\mathbf{GM_A}$ in den steil abfallenden Hängen nördlich der Furkareuss. Einzig im Grenzkamm gegen den Kanton Wallis bilden sie mit dem Furkastock und den nordwestlich anschliessenden Gratpunkten 2800 bzw. 2814 drei wenn auch bescheidene Gipfel.

Der Kontakt mit dem Zentralen Aare-Granit wird von einer markanten, im Mittel mit 65–75° gegen Nordwesten einfallenden Störzone gebildet. Im Westen wird sie von mächtigen quarzitischen Myloniten begleitet. Eine jüngste Genera-

Tabelle 1: *NW–SE-Sammelprofil durch das prävariszisches Kristallin der «Gneis-Schiefer-Zwischenzone» entlang der Furkapassstrasse beim Hotel Belvédère (aus NIGGLI 1965a, leicht gekürzt).*

Mächtigkeit [m]	**Lithologie**
	Zentraler Aare-Granit (bzw. Grimsel-Granodiorit)
8–10	Feinkörniger homogener, grauer Biotitgneis, feingebändert, teils phyllitisch
11	Grobkörniger Gneis mit feinkörnigen Zwischenlagen. Viele Aplitfetzen.
5	Dünnschiefrige Phyllite, stark aplitisch durchzogen
33	Grobkörniger Gneis mit seltenen feinkörnigen Lagen. Viele Aplitfetzen.
40	Grobkörniger Gneis mit feinkörnigen Schlieren und basischen Schollen
31	Grobkörniger Gneis mit hellen Quarziten als Lagen und Linsen
50	Unruhige Gneise mit basischen Einschlüssen
15	Unruhige Gneise mit vielen Quarziten
10	Sehr schöne Bändermigmatite, durchgehend
15–30	Unruhiger Gneis mit vielen Quarziten
6	Serizitphyllite mit pyritreichen Lagen
1	Quarzphyllite
4	Serizitphyllite mit Pyritlagen auf Schieferungsflächen
2	Grünliche, rötliche, weisse und graue Quarzphyllite in cm- und mm-Rhythmen
	Variable Zone von boudinierten Quarziten
	Südlicher Aare-Granit (ausserordentlich stark verschiefert)

tion von diskordanten Aplitgängen (auf der Karte wegen ihrer geringen Mächtigkeit nicht dargestellt) dürfte vom Zentralen Aare-Granit her stammen.

Die Lithologie ist ausserordentlich wechselhaft und zum Teil durch kontinuierliche Übergänge geprägt. Dies kontrastiert mit der Darstellung von FEHR (1926), der die Zone in mehrere, schematisch und streng parallel durchlaufende Einheiten unterteilt, basierend auf der Hypothese einer vom Zentralen Aare-Granit ausgehenden und daher gegen Süden an Intensität abnehmenden Kontaktmetamorphose. Mit der damit verbundenen, schwer verständlichen Nomenklatur hat sich NIGGLI (1965a, Tab. 9) auseinandergesetzt.

Die Urseren-Gneise von STAPFF (1878, 1880a, b) umfassen dieses prävariszische Kristallin, das seinerzeit noch nicht als solches erkannte Permokarbon der Urseren-Zone sowie nördlichste Teile der gotthardmassivischen Paragneise.

GM_A Biotit-Chlorit-Serizitschiefer und -gneise, granitoide Gneise, Migmatite sowie Serizitphyllite und Quarzit; starke Kakiritisierung und Mylonitisierung

Es handelt sich um eine ausserordentlich wechselhafte, stark alpin tektonisierte Gesteinsfolge, deren Lithologien rasch ineinander übergehen. Auf eine Gliederung und genetische Deutung dieser Zone ist im Sektor Urseren verzichtet worden. Dies steht im Gegensatz zur westlichen Fortsetzung im Raum Gletsch-Oberwald im Gebiet von Blatt Ulrichen, wo NIGGLI (1965a) an hervorragenden Aufschlüssen eine chronologische Abfolge der Ereignisse rekonstruieren konnte.

Das beste Abbild dieser Vielfalt und Wechselhaftigkeit zeigen die Aufnahmen im Gotthard-Strassentunnel. Dort wurden im Nordteil dieser Zone die folgenden Gesteinstypen unterschieden, welche alle durch Übergänge miteinander verbunden sind (nach KELLER et al. 1987):

- Augengneise und helle augenführende Gneise.
- Lagige bis leicht gebänderte fein- bis mittelkörnige leukokrate Gneise.
- Feinkörnige mesokrate Gneise, schiefrige Gneise bis Schiefer von grosser Vielfalt: fein- bis mittelkörnige Epidot, Biotit und Alkalifeldspat führende Serizit-Plagioklasgneise; Epidot und Biotit führende Serizit-Alkalifeldspatgneise; feinkörnige, gebänderte Biotit-Plagioklasgneise bis Mylonite; feinkörnige und feinlagige Zweiglimmer-Plagioklasgneise; mylonitische Zweiglimmer-Plagioklasschiefer.
- Bändergneise mit markanter Wechsellagerung aller oben erwähnter Gesteinstypen im dm- bis m-Bereich.

Im Südteil der Zone konnte zwischen Tm 3645–4069 ab Nordportal das folgende Detailprofil aufgenommen werden (aus KELLER et al. 1987, leicht vereinfacht):

- 25 m Braune Glimmerschiefer und feinkörnige, feinlagige, mesokrate Zweiglimmer-Plagioklasgneise mit rotbraunem Biotit, Klinochlor führend;
- 6 m Graue feinkörnige, relativ glimmerreiche Gneise, z.T. Alkalifeldspat führend;
- 36 m Graue feldspatreiche, lagige, fein- bis mittelkörnige Biotit und Serizit führende Alkalifeldspatgneise, ± Kalzit führend;
- 16 m Bändergneise mit Bänderung im Bereich von 5 bis 10 cm. Helle Augengneise dominierend;
- 19 m Graue feinkörnige, Chlorit und Kalzit führende Biotit-Plagioklasgneise bis Zweiglimmer-Plagioklasgneise, z.T. wirr von Epidotadern durchsetzt. Bis zu 25–50% olivbrauner Biotit;

– 110 m Monotone Serie von grauen, fein- bis mittelkörnigen, feldspatreichen Kalzit, Chlorit und Biotit führenden Serizit-Alkalifeldspatgneisen, Serizit führenden Biotitgneisen bis Zweiglimmergneisen mit stark wechselndem Alkalifeldspatgehalt (bis 45%), z.T. Epidot führend;
– 6 m Mittelkörniger, heller Aplitgranit, alpin wenig beansprucht;
– 50 m Vorwiegend graue, sehr feinkörnige, schiefrige, leicht gebänderte Gneise. Auf den letzten 10 m in Serizitschiefer übergehend. Petrographisch heterogen. Vorwiegend ± Kalzit, Epidot und Chlorit führende Zweiglimmer-Plagioklasgneise. Lokal Amphibolit.

Die auch im Streichen rasche Ablösung der Lithologien äusserte sich auch darin, dass im Strassentunnel höchstens ansatzweise eine Korrelation zwischen dem Haupttunnel und dem in 50 m Abstand parallel dazu verlaufenden Sicherheitsstollen möglich war.

An der Oberfläche können die entsprechenden Gesteine in folgenden Profilen studiert werden:

– an der Militärstrasse von Nätschen nach Gütsch (Mylonite),
– auf dem Galeriedach beim Urnerloch zwischen Schöllenen und Altchilch,
– am wenig befahrenen Strässchen von Tiefenbach nach Tätsch,
– an der Furkapassstrasse zwischen Tiefenbach und dem Muttbach (Fig. 1, Achtung Verkehr!).

Die von HUBER (1948) im Gebiet von Blatt Oberalppass auskartierten Südlichen Granitgneise dürften sich bis zur Reuss fortsetzen, konnten aber nur lokal von den übrigen Lithologien der «**GM_A**-Gneise» abgegrenzt werden. Zudem ist noch nicht geklärt, ob diese Südlichen Granitgneise eine selbständige Einheit oder lediglich stärker tektonisierten Südlichen Aare-Granit darstellen. Sie wurden deshalb im Gebiet von Blatt Urseren nicht als eigene Einheit ausgeschieden.

Zwischen dem Urnerloch und Realp-Lochbergbach liegen die Aufschlüsse in zerrütteten, z.T. hakengeworfenen Felsschrofen und steilen, steinschlägigen Runsen. Im Gebiet von Tiefenbach und westlich davon, im Gebiet des Furkapasses, ist das prävariszische Kristallin (**GM_A**) besser zugänglich. Hier lässt sich ansatzweise der Anschluss an die Kartierung von NIGGLI (1965a) im Gebiet von Gletsch–Oberwald herstellen. Dieser Autor hat drei seiner Einheiten, d.h. die Augengneise von Gletsch, die Hauptmigmatitzone von Gletsch und die «Gneis-Schiefer-Zwischenzone» bis zum Grenzkamm Wallis/Uri im Raum Furkastock verfolgen können. Östlich des Furkagrates geben sich diese Zonen nur noch als diffus begrenzte Augengneis-Areale und Schollenzüge mit Metabasiten zu erkennen. Diese Verhältnisse sind wohl teilweise primärer Natur, teilweise aber auch das Resultat der starken alpinen Deformation.

Bänderung und Schieferung liegen im Allgemeinen mehr oder weniger parallel zum generellen NE–SW-Streichen. Eine auffallende Anomalie ist das zum Teil

Fig. 1: Grauer Biotitgneis, durchsetzt von mehreren Generationen von Aplitgängen. Furkapassstrasse bei Galenstöck.

flache bis mittelsteile nordwestliche Einfallen der Schieferungsflächen zwischen der Passhöhe bzw. dem Furkastock und Tiefenbach (Fig. 2). Dies kann im Westen zum Teil durch Rutschphänomene und Hakenwurf erklärt werden, kaum aber im Raum Furka-Passhöhe–Bielenstafel.

Die ganze Zone ist von Brüchen durchzogen, wie sie auf S. 110f. beschrieben werden. An einigen Lokalitäten lässt sich im Fels wie auch in der Lockergesteinsbedeckung eine relative Hebung des talseitigen Flügels beobachten, so bei Lutersee-Blackenstafel und nordöstlich des Furkastocks (vgl. Fig. 43).

Augengneis

Im westlichen Teil des Kartengebietes finden sich Einlagerungen von augengneisartigen Gesteinstypen, vor allem zwischen dem Furkastock und der Furka-Passhöhe sowie zwischen Tiefenbach und dem Lochbergbach. Hier sind sie auch im Zuleitungsstollen zum Göscheneralpsee angefahren worden.

Dieser Augengneis besitzt sehr unterschiedliche Ausbildungen. Zum Teil geht er graduell, unter vermehrtem Auftreten von Alkalifeldspäten, aus Schiefern und Gneisen hervor, zum Teil scheint er mit dem hellen Leukosom von Migmatiten verbunden zu sein oder bildet diskordante Massen. Es ist zu vermuten, dass es sich um mehrere Generationen handelt.

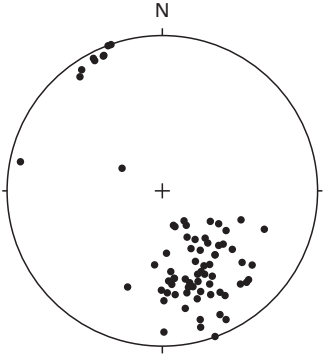


Fig. 2: Parallelgefüge im prävariszischen Kristallin ($\mathbf{GM_A}$) im Bereich Furkastock–Tiefenbach (Schmidt'sches Netz, untere Halbkugel).

Diese unzusammenhängenden Vorkommen sind wohl die östlichen Ausläufer der Augengneise von Gletsch, die NIGGLI (1965a) aus dem Gebiet von Gletsch bis an den Grenzgrat Wallis/Uri im Bereich des Furkastocks verfolgte. Auch dieser Autor beobachtete alle Übergänge von nahezu feldspatfreien Schiefern zu klassischen Augengneisen. Entsprechend variabel ist der Mineralbestand. Es dominieren Quarz (als konstantester Gemengteil), Alkalifeldpat und Plagioklas mit je >15%. Dazu kommen Biotit (5–15%), Hellglimmer, Epidot und Chlorit, ferner Titanit, Orthit, Apatit, Zirkon, Kalzit und Opakmineralien.

Die Ansichten über die Genese dieser Augengneise sind kontrovers. So spricht NIGGLI (1965a) von feldspatisierten Sedimenten, während OSCHIDARI (1986) sie überwiegend als Metagranite interpretiert. Die Deutung als Metakonglomerate durch FEHR (1922a) wird von allen späteren Bearbeitern abgelehnt.

Basische Lagen und Schollen

Vor allem im Gebiet nordöstlich der Furka-Passhöhe finden sich sporadisch Einschaltungen von Grüngesteinen in der Grössenordnung von 10 m bis höchstens 50 m. Makroskopisch lassen sich Metaamphibolite, Metagabbros sowie Chlorit-Schiefer und -gneise unterscheiden. Auffallend ist der hohe Epidotgehalt dieser Gesteine. Die Verbandsverhältnisse sind schwer zu beurteilen.

Einige Vorkommen zeigen Migmatitcharakter und repräsentieren wohl die östlichen Ausläufer der von NIGGLI (1965a) beschriebenen Hauptmigmatit-Zone von Gletsch.

Prävariszisches Kristallin nördlich des Zentralen Aare-Granits

G_b Biotitgneise und -schiefer, z.T. migmatitisch; mit Amphibolit-einschaltungen

Das auf einer Fläche von wenigen Quadratkilometern in der Nordwestecke des Kartengebiets anstehende Kristallin ist eine wenig prägnante Einheit, die im Rahmen des angrenzenden Blattes Meiental (T. Labhart et al., in Vorb.) diskutiert werden wird. Geographisch umfasst sie die schwierig zu begehende Gratzone Wysse Nollen – Eggstock – Südliches Maasplanggjoch mit der von hier ins obere Chelenalptal abfallenden, zum Teil vergletscherten Talflanke sowie die Umgebung der Chelenalphütte. Verbreitet sind monotone, rot anwitternde, alpin und wohl auch variszisch verschieferte Biotitgneise und -schiefer. Nördlich des Eggstocks häufen sich pegmatitische Nester von blaugrauem Feldspat. Eingelagert sind Amphibolite und migmatitische Schollenamphibolite, z.B. südlich der Chelenalphütte.

Grössere Amphibolitmassen treten am Maasplanggstock auf (FISCHER 1905), sowie – im Gebiet von Blatt Meiental – im oberen Chelenalptal. Diese sind bereits Teil der von ABRECHT (1994) im Grimselgebiet definierten Zone Ofenhorn–Stampfhorn.

Ein weiteres, randlich des Zentralen Aare-Granits gelegenes «Altkristallin»-Vorkommen liegt zwischen dem Hoch Horefellistock und der Alp Horefelli. Es wird an mehreren Stellen vom Voralp-Granit und seinen Apliten intrudiert (vgl. Fig. 3), und ist von jüngeren, geringmächtigen «Quarzporphyr»- und Lamprophyrgängen durchsetzt.

Variszische Intrusiva

Variszische Intrusiva in grosser Vielfalt bauen beträchtliche Teile des Aar-Massivs auf. Der weitaus grösste Körper ist der Zentrale Aare-Granit mit über 100 km Länge, maximal 8–10 km Breite und rund 500 km² Fläche. Er wird begleitet von Graniten, Granodioriten, Syeniten, Monzoniten und Dioriten, die volumenmässig von untergeordneter, genetisch jedoch von grosser Bedeutung sind.

SCHALTEGGER & VON QUADT (1990) und SCHALTEGGER & CORFU (1992) haben mit Hilfe radioisotopischer Altersbestimmungen (U-Pb-Analysen an Zirkon) drei magmatische Phasen («Pulse») unterscheiden können:

- Vor ca. 334 Ma (Mio. Jahre) intrudierten im östlichen Aar-Massiv mit dem Punteglias-Granit, dem Punteglias-Diorit, dem Giuv-Syenit und dem Tödi-Granit Kalium-Kalzium-betonte Magmen.
- Vor ca. 310–308 Ma erfolgte die Platznahme des Düssi-Fruttstock-Diorit/Brunni-Granit-Komplexes sowie des Schöllenen-Diorits und des Voralp-Granits. Diese Gesteine weisen einen kalkalkalischen Charakter auf.

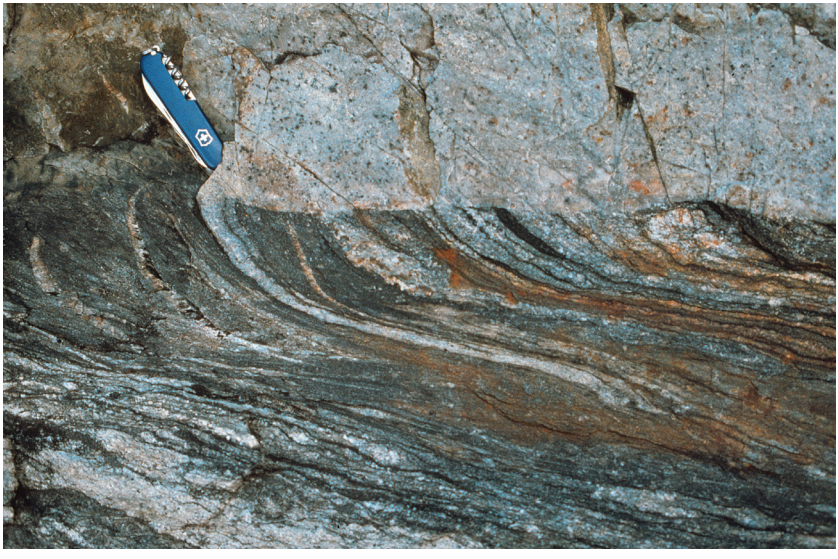


Fig. 3: Intrusivkontakt zwischen Voralp-Granit (oben) und präherzynischem Kristallin (unten). Aufschluss am Chüeplanggenstock (Blatt Meiental).

– Von ca. 300–298 Ma, d.h. an der Wende Karbon/Perm, drangen die gewaltigen kalkalkalischen Magmamassen des Zentralen Aare-Granits ins «altkristalline» Grundgebirge ein.

Diese Intrusivtätigkeit war während ihrer gesamten Dauer von vulkanischer Aktivität begleitet (SCHALTEGGER & CORFU 1995).

Im Gebiet von Blatt Urseren sind der Zentrale Aare-Granit, der Voralp-Granit, der Schöllenen-Diorit (mit dem verwandten Rossplatten-Diorit) sowie der Südliche Aare-Granit (s.u.) aufgeschlossen.

γ_{SA} Südlicher Aare-Granit

Am westlichen wie auch am östlichen Kartengebietsrand treten Granitzüge auf, die in der Literatur unter dem Namen Südlicher Aare-Granit beschrieben worden sind:

Bei Gütsch am Oberalppass löst sich am Südrand des Aare-Granits ein Granitzug aus der Hauptmasse, der sich fast 20 km weit gegen Osten verfolgen lässt. HUBER (1948) nannte ihn Südlicher Aare-Granit (vgl. auch NIGGLI et al. 2008, S. 13). Dessen Alterseinstufung ist unsicher. Er schliesst Schollen des ca. 334 Ma al-

ten Giuv-Syenits ein, was im Widerspruch zum Zirkonalter von 350 Ma in SCHALTEGGER & CORFU (1992) zu stehen scheint. Dieser höhere Alterswert ist jedoch auf altes, ererbtes Blei in den Kernen der analysierten Zirkone zurückzuführen.

Am Furkapass streicht von Westen her der letzte Ausläufer des Südlichen Aare-Granits der Grimselregion ins Gebiet, wo er bei Belvédère inmitten von «altkristallinen» Myloniten als schmaler tektonisierter Span auskeilt (STALDER 1964, NIGGLI 1965a und Nebenkarte «Geologisch-tektonische Übersicht 1:200 000»).

γ_V Voralp-Granit

Der Voralp-Granit lehnt sich zwischen dem Mässplanggstock (nicht zu verwechseln mit dem Maasplanggstock) am Westhang des Chelenalptals und dem (Chli) Horefellistock in der Voralp als maximal 1,5 km breiter Zug nördlich an den Zentralen Aare-Granit an. Es ist dies das Westende eines Granitkörpers von rund 12 km Länge, 1–2,5 km Breite und etwa 20 km² Fläche, der sich ostwärts bis ins Meiental verfolgen lässt. Er wurde erst im Verlaufe der Kartierung der Atlasblätter Meiental und Urseren als eigenständiger Granitkomplex erkannt und nach dem Bereich seiner grössten Mächtigkeit, dem Voralpgebiet, benannt. Frühere Bearbeiter (BALTZER 1888, FISCHER 1905, KOENIGSBERGER 1910 und LIECHTI 1933) schlugen ihn zum Zentralen Aare-Granit und interpretierten ihn zum Teil als dessen helle nördliche Randfazies.

Der Voralp-Granit ist aber ein unmittelbarer Vorläufer des Zentralen Aare-Granits. Die Kontakte der beiden Granitkörper sind zwar meist alpintektonisch überprägt, doch an einigen wenigen Stellen greifen Apophysen und Aplitgänge des Zentralen Aare-Granits in den Voralp-Granit hinein. Die Schlüssellokalität befindet sich im Kessel südwestlich unterhalb des Hoch Horefellistock (Koord. 678.775/169.075, 2780 m ü.M.). Diese relative Altersbeziehung wird durch ein radioisotopisches Alter von 309 ± 2 Ma bestätigt (SCHALTEGGER & CORFU 1992). Zwischen dem prävariszischen Kristallin ($\mathbf{G_b}$) und dem Voralp-Granit sind an mehreren Stellen schöne Intrusivkontakte ausgebildet, mit Apophysen, die die Gneisstrukturen scharf diskordant durchschlagen (Fig. 3). Die bestzugängliche Lokalität liegt am Alpinwanderweg zwischen der Chelenalp- und der Bergseehütte (Koord. 677.050/169.600, 2550 m ü.M.), eine weitere in der Voralp südlich des Horefellistocks.

Makroskopisch stellt der Voralp-Granit ein helles, fein- bis mittelkörniges Gestein von weissem bis hellgrauen Gesamteindruck dar. Vom Zentralen Aare-Granit ist er im Handstück nicht immer leicht auseinanderzuhalten: Unterscheidungskriterien sind das feinere Korn, der spärliche, eigenartig fetzige bis strahlige Biotit sowie die meist fehlende grünliche Färbung der Plagioklase. Im Ganzen zeigt er wenig Variationen. Der Voralp-Granit ist nur in geringem Ausmass alpin verschiefert bzw. vergneist. Auffallend ist die Häufung von markanten schwarzen (Ultra-)Mylonitbändern in gewissen Zonen.

Fig. 4: Charakteristische Geländemorphologie im Granit; Salbitschijen-Westgrat.

Der mikroskopische Mineralbestand zeigt als Hauptgemengteile Quarz (35–45%), Alkalifeldspat (32–40%) und serizitisierten Plagioklas (13–21%). Dazu kommen olivgrüner Biotit (3–6%) sowie Chlorit, Stilpnomelan (aus Biotit), Granat und weitere Akzessorien (Zirkon usw.). Granat ist örtlich auf jungen Überschiebungsflächen angereichert, in Lagen von wenigen mm bis maximal 7 cm Dicke. Der Gesamtchemismus ist mit den sauersten Gliedern des Zentralen Aare-Granits vergleichbar (Tab. 2).

Als Gesamtkomplex zeigt der Voralp-Granit auffallende Ähnlichkeiten mit dem gleichaltrigen Brunni-Granit (GNOS 1988).

Aplitische Randfazies

Gegen die Kontakte zu wird der Voralp-Granit graduell feinkörniger, heller und sehr glimmerarm und ist oft durchsetzt von einem Netz schmaler Aplitgänge. Besonders ausgeprägt ist dies auf der Westseite des Chelenalptals. Im Übrigen ist dieser Westteil des Voralp-Granits arm an Gängen. Lokal finden sich Lamprophyre, so am Weg zwischen der Chelenalp- und der Bergseehütte, bei Koord. 677.200/169.550.

γ_A Zentraler Aare-Granit

Auf rund 20 km Länge und 6–8 km Breite durchzieht der Zentralen Aare-Granit das Gebiet von Blatt Urseren in nordöstlich–südwestlicher Richtung. Mit seinen rund 100 km² nimmt er fast die halbe Fläche des Kartenblattes ein. Er ist aber im Westen zu rund einem Sechstel von Gletschern überdeckt.

Wegen seiner Grösse und seiner Bedeutung für Landschaft und Morphologie (Fig. 4) wie auch für die geologische Geschichte des Aar-Massivs verlangt dieser gewaltige Granitkomplex eine etwas vertiefte Betrachtung.

Unter den dafür konsultierten Publikationen ist als weitaus wichtigste die Dissertation von SCHALTEGGER (1989) zu nennen, zusammen mit den Folgearbeiten SCHALTEGGER (1990a, b), SCHALTEGGER & VON QUADT (1990) und SCHALTEGGER & CORFU (1992). Dazu gesellen sich Stollenaufnahmen (LABHART & RYBACH 1980, KELLER et al. 1987) sowie Untersuchungen zur alpintektonischen Überprägung (GULDENFELS 1999, LAWS 2001). Die einzige ältere Detailstudie – leider ohne Kartenbeilage – stammt von LIECHTI (1933). Teilgebiete sind auf den Karten von KOENIGSBERGER (1910) und FEHR (1926) dargestellt. Eine allgemein verständliche Publikation über den Zentralen Aare-Granit im Raum Göschenen findet sich in LABHART (2000), eine ähnliche, erweiterte Darstellung für das westlich anschliessende Grimselgebiet in LABHART (2007).

Das Querprofil durch den Zentralen Aare-Granit in den Zuleitungsstollen zum Göscheneralpsee

Beim Bau des Staudamms auf der Göscheneralp sind 1956 zwei Zuleitungsstollen zum Stausee gebohrt worden, ein nördlicher aus dem Voralptal (Zuleitungsstollen Vorderalpreuss) und ein südlicher, mit dem die Furkareuss angezapft wird (Zuleitungsstollen Furkareuss). Mit Ausnahme eines kurzen, vom Stausee überdeckten Teilstücks erschliessen sie ein komplettes Querprofil durch den hier acht Kilometer breiten Zentralen Aare-Granit und – im Nordteil – durch den Südrand des Voralp-Granits (vgl. Taf. II, Profil 3). Aufnahmen des Verfassers (siehe LABHART & RYBACH 1980) dienten zur Vertiefung der bauseits vorhandenen Unterlagen (WINTERHALTER 1958). Die im Felde gemessene zonare Verteilung der Radioaktivität bestätigte sich bei der quantitativen Bestimmung der Gehalte an den radioaktiven Elementen Uran, Thorium und Kalium im Labor (LABHART & RYBACH 1980). 57 anlässlich dieser Kampagne und weiterer kurzer Begehungen gesammelte Proben wurden später von SCHALTEGGER (1989) im Rahmen seiner Dissertation geochemisch und isotopengeochemisch analysiert, zusammen mit einer grossen Anzahl weiterer Proben aus dem Reusstal und dem Grimselgebiet. Dank diesen Untersuchungen ist der Göscheneralp-Querschnitt ein eigentliches Referenzprofil für die Gliederung, die Geochemie und die Entstehungsgeschichte des Zentralen Aare-Granits im Gebiet von Blatt Urseren geworden, bedeutsam auch als Basis für die Interpretation der Oberflächenbefunde.

Der Granitkomplex zeigt im Göscheneralp-Querschnitt geochemisch wie petrographisch einen grossräumigen Zonarbau. Die kompatiblen Spurenelemente (Ti, Sr, Ba und andere) wurden im Zentrum angereichert, die inkompatiblen (U, Th, Rb) am Rand. Petrographisch lassen sich grob eine mächtige granitisch-granodioritische, alpin mehr oder weniger durchgehend vergneiste Zentralfazies und je eine etwas saurere nördliche und südliche Randfazies unterscheiden. Diese Faziesbereiche sind durch fliessende Übergänge miteinander verbunden. Scharfe Kontakte sind lediglich randlich von Aplitgranitstöcken und von Ganggesteinen, d.h. von Apliten, «Quarzporphyren» und Lamprophyren, ausgebildet. Dieser Zonarbau deutet laut Schaltegger auf eine sequentielle Platznahme hin: Den Kern der gesamten Intrusivmasse bilden ältere, weniger differentierte Magmen. Deren Kontakte mit den Rahmengesteinen wurden dann von jüngeren, immer höher differentierten Magmen für ihre Platznahme benutzt.

Im Reusstal-Querschnitt zeigt sich ein ähnliches Bild. Im Grimselgebiet dagegen bilden die einzelnen Faziesbereiche nur noch isolierte, in sich geschlossene Komplexe.

Gliederung

Die in den Stollen bei besten Aufschlussverhältnissen und gestützt auf eine Fülle geochemischer Daten ermittelte Grossgliederung (s.o.) zeichnet sich zwar auch an der Oberfläche durch eine mächtige, stark verschieferte bzw. vergneiste Kernfazies und eine etwas saurere nördliche wie südliche Randfazies ab. Hingegen verunmöglichen die primär fliessenden Übergänge zusammen mit der alpintektonischen Überprägung in den meisten Fällen eine scharfe Grenzziehung. Es gibt effektiv keine auf einer Karte ohne Widersprüche darstellbare Unterteilung. Von der grossen Masse des Zentralen Aare-Granits s.l. wurde deshalb nur im Raum der Voralp (Koord. ca. 681.000/169.400) eine nördliche Randfazies abgetrennt. Ausgeschieden wurden ferner Aplitgranitstöcke, eine am Dammagletscher gelegene dioritische Grossscholle, die Diorite der Schöllenen und der Rossplatten sowie «Quarzporphyr»- und Lamprophyrgänge.

Unklar bleibt, ob der von STALDER (1964) im Grimselgebiet auskartierte Grimsel-Granodiorit im Osten am Rhonegletscher endigt, oder aber, wie z.B. auf der Karte von FEHR (1926) eingezeichnet, in Form von Augengneisen bis zur Sidelenhütte hinüberzieht. Gemäss NIGGLI (1967) ist Grimsel-Granodiorit auch nördlich der Strassenkehren beim Belvédère, am Weg zur Eisgrotte, anstehend. Möglicherweise schafft das rasche Zurückschmelzen des Rhonegletschers schon bald neue Aufschlüsse und damit Klarheit in dieser Frage.

Nördliche Randfazies

Ein etwa 100 m breites Band von hellem leukokratem Granit bildet im Voralptal den Nordrand der Granitmasse. Im Voralptal und im Zuleitungsstollen Voralpreuss tritt eine pegmatoide Varietät mit nur 1% dunklen Gemengteilen auf

(Stockbachfazies nach SCHALTEGGER 1989). In Ausbildung und Chemismus entsprechen diese hellen Varietäten dem Mittagflue-Granit der Grimsel und dem Randgranit des Güetli bei Gurtnellen.

Südliche Randfazies

Eine südliche Randfazies ist entlang des gesamten Granit-Südkontaktes zu beobachten. Sie geht durch fliessende Übergänge aus der Normalfazies hervor: Der Granit wird heller, manchmal auch massiger, SiO_2-reicher und zeigt erhöhte Gehalte an radioaktiven Elementen. Je nach Bearbeiter und angewandten Kriterien wird sie als ganz unterschiedlich mächtig beschrieben.

- Im Raum Schöllenen–Bäzberg ist sie nach SCHALTEGGER (1989, S. 25) einige hundert Meter mächtig.
- Im Gotthard-Strassentunnel (KELLER et al. 1987) wurde sie nicht ausgeschieden. Der Zentrale Aare-Granit weist hier aber auf den südlichsten 800 bis 1800 m charakteristisch erhöhte Radioaktivitätswerte auf.
- Im Zuleitungsstollen Furkareuss zeichnet sich geochemisch recht klar eine südliche Randfazies von rund 1800 m Mächtigkeit ab (SCHALTEGGER 1989).

Morphologie

In drei Hauptketten baut der Zentrale Aare-Granit die höchsten und eindrücklichsten Berge des Kartengebiets auf, die alle einem von den eiszeitlichen Gletschern abgeschliffenen Sockel aufsitzen. Es sind dies:

- Die Nord–Süd gerichtete, den Rhonegletscher im Osten begrenzende Kette Eggstock – Schneestock – Dammastock – Rhonestock – Tiefenstock – Galenstock – Gross und Klein Furkahorn. Mit Höhen über 3500 m ü.M. bilden die sechs erstgenannten Gipfel die topographische Kulmination des Gebiets. Sie erschliessen an sich ein komplettes Querprofil durch den Zentralen Aare-Granit, welches aber wegen des schwierigen Geländes und der Eisbedeckung bis heute nie im Detail untersucht worden ist.
- Die West–Ost verlaufende Kette Tiefenstock–Gletschhorn–Winterstock–Lochberg–Blauberg–Müeterlishorn–Mittagstock–Spitzberg, die die Wasserscheide zwischen Göschenertal und Urserental bildet, mit einem in südwestlicher Richtung verlaufenden Seitenzweig Bielenhörner–Gross Furkahorn. Dank ihrer Lage im massigen, wenig verschieferten Granit zeigen einige dieser Gipfel die typischsten Granitmorphologien des Gebiets.
- Die Kette Schijenstock–Bergseeschijen–Hochschijen–Salbitschijen auf der Nordseite des Göschenertals. Ihre Gipfelformen sind geprägt vom Wechsel kompakter Partien mit steilstehenden alpinen Scherzonen, welche die Einheimischen mit Zaunlatten (Schijen) verglichen haben.

Viele der Gipfel im Zentralen Aare-Granit sind altbekannte und beliebte Kletterberge. Nicht von ungefähr gibt es im Gebiet sieben Hochgebirgshütten: die

Bergsee-, Chelenalp-, Damma-, Albert-Heim- und Sidelen-Hütte im Gebiet von Blatt Urseren und die Voralp- und Salbit-Hütte im unmittelbar angrenzenden Teil des Gebiets von Blatt Meiental. Eingetieft in den Zentralen Aare-Granit sind als Quertäler das Reusstal mit der Schöllenenschlucht, das Voralptal (offiziell als Voralp bezeichnet) und das Chelenalptal sowie das markante Göschenertal, ein parallel zu Schieferung und Bruchlinien verlaufendes Längstal.

Kontakte

Der Zentrale Aare-Granit grenzt an «Altkristallin» und an den Voralp-Granit. Der nördliche Kontakt ist im Gebiet von Blatt Urseren auf rund sieben Kilometer Länge aufgeschlossen und verläuft vom Wysse Nollen im Triftgletschergebiet hinüber ins Chelenalptal und weiter zur Voralp. Er ist über weite Strecken tektonisch überprägt. Eine Ausnahme ist der genetisch bedeutsame Primärkontakt gegen den Voralp-Granit im Kessel südwestlich des Hoch Horefellistocks. In der nordöstlichen Fortsetzung im Gebiet von Blatt Meiental ist im oberen Teil des Ror auf über 1 km Länge ein Primärkontakt zum «Altkristallin» hervorragend aufgeschlossen. Im Gegensatz zur sonst durchwegs steilstehenden, ENE–WSW streichenden Kontaktfläche fällt diese am Wysse Nollen flach nach Norden bzw. Nordwesten ein. Das prävariszische Grundgebirge bildet hier das Liegende des Granits. Die Darstellung in SCHENKER (1986, Fig. 5.3) entspricht nicht den tatsächlichen Verhältnissen.

Der Südkontakt quert auf rund 20 km Länge das Gebiet des Kartenblatts zwischen Furkapass und Oberalppass. Er wird von einer bedeutenden, generell mit ca. 60–75° Grad nordfallenden, alpinen Bruchlinie gebildet, mit spröd überprägten quarzitischen Myloniten und Ultramyloniten. Im Gotthard-Strassentunnel wie auch im Zuleitungsstollen Furkareuss ist der Kontakt zum prävariszischen Kristallin ($\mathbf{GM_A}$) als mächtige Kakiritzone ausgebildet. Primärkontakte sind keine erhalten. Gut aufgeschlossen ist die Kontaktzone auf der Urnerloch-Galerie bei Andermatt und beim Belvédère an der Furkapassstrasse.

Gefüge

Die Aare-Granite sind im Grossen und Ganzen recht monoton ausgebildet, zeigen aber im Detail infolge primärer Unterschiede und alpintektonischer Überprägung eine grosse Variationsbreite. Der wenig deformierte Zentrale Aare-Granit (Fig. 5) ist massig, mit deutlichem magmatischem Gefüge, dominiert von Quarz, Alkalifeldspat und grünlich gefärbtem Plagioklas sowie Biotit in gleichmässig verteilten Flecken.

Die Granite der Randfazies zeigen einen geringeren Biotit- und einen erhöhten Quarzgehalt und, vor allem im Norden, gröberes, lokal sogar pegmatoides Korn. Zudem ist der Quarz infolge der höheren Gesteinsradioaktivität deutlich braun gefärbt. Mit zunehmender alpintektonischer Überprägung entstehen Über-

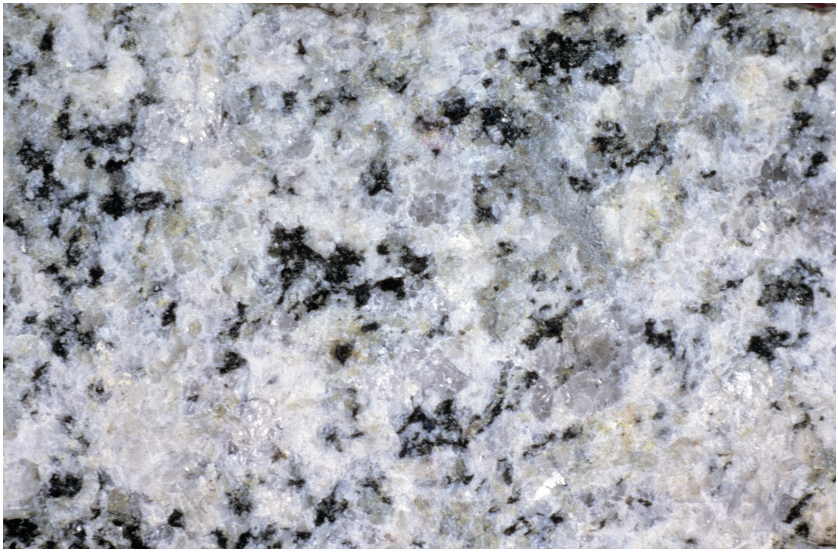


Fig. 5: Handstück eines alpin kaum deformierten Aare-Granits (Bildbreite ca. 5 cm).

gangsformen bis hin zu Granitgneisen und -schiefern. Die Glimmer (Serizit und/oder Biotit) sind in die Schieferung eingeregelt. Werden grössere Alkalifeldspäte umflossen, bilden sich eigentliche Augengneise mit ausgesprochen höckerigen s-Flächen.

Entlang von Störzonen können im cm- bis m-Bereich feinstkörnige gebänderte quarzitische Mylonite bis dunkle, splittrige Ultramylonite auftreten.

Der Mineralbestand ist granitisch im weiteren Sinne. Im QAP-Dreieck nach Streckeisen (Fig. 6) fallen praktisch alle Proben ins Granitfeld, auch die etwas dunkleren Varietäten, die in der Literatur zum Teil als Granodiorite beschrieben sind.

Hauptgemengteile sind Quarz (20–40%), Mikroklin (25–50%) und Albit (25–35%). Als Nebengemengteile und Akzessorien treten Biotit (3–12%), Chlorit, Epidot, Phengit, Orthit, Titanit, Granat, Kalzit, Magnetit, Ilmenit und Zirkon auf. Wie Figur 7 verdeutlicht, ist der primäre granitische Mineralbestand weitgehend den Bedingungen der alpinen grünschieferfaziellen Metamorphose angepasst worden (STECK 1976). Bei den einzelnen Komponenten äussert sich dies folgendermassen:

Quarz: Entsprechend der Lage des Gebiets südlich der Quarz-Rekristallisationsisograde (S. 109) sind die ehemaligen magmatischen Grosskörner zu einem Pflaster kleiner, neu gebildeter Quarzkristalle rekristallisiert.

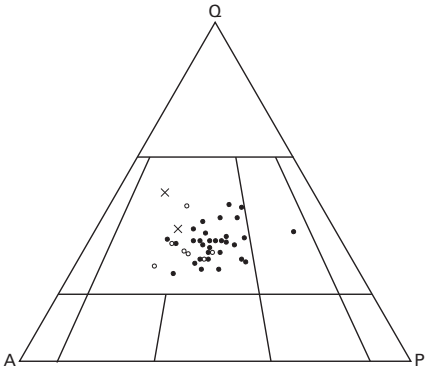


Fig. 6: QAP-Dreieck nach Streckeisen mit den Modalbeständen der Granite der Göscheneralp und des Reusstals (nach SCHALTEGGER 1989, ergänzt). Punkte: zentrale Fazies und südliche Randfazies; Kreise: nördliche Randfazies; Kreuze: Voralp-Granit.

Alkalifeldspat: Bildung von Mikroklinperthit

Albit: Dieses Mineral tritt in unterschiedlichen Neubildungen auf: Der alte, primärmagmatische Plagioklas (15–20% An) ist von einem Albit (0–3% An, selten bis 5% An, ≤ 0,5% Orthoklas) verdrängt worden, unter gleichzeitiger Neubildung von Epidot und Hellglimmer, seltener auch von Granat und Kalzit («Saussuritisierung»). Albit findet sich ferner als perthitische Entmischung im Alkalifeldspat oder als den Wirtkristall teilweise oder gesamthaft verdrängender Schachbrettalbit sowie als neu gebildete Kristalle in einem ± polygonalen Mosaikgefüge mit Quarz oder – seltener – mit Biotit und Phengit im Druckschatten von Alkalifeldspat- oder Albitporphyroklasten.

Biotit: Die grün bzw. olivgrün gefärbten Körner sind unter Ausscheidung von Ti-Phasen (z.B. Rutilnadeln) aus präalpinem braunem Biotit entstanden. Primär in Nestern, mit zunehmender Verschieferung auf s-Flächen eingeregelt und angereichert.

Granat: Die aus je einem Drittel Almandin-, Grossular- und Spessartin-Komponente bestehende alpine Neubildung entstand auf Kosten von Biotit, Epidot und Hellglimmer. Dabei wird Wasser frei und das dreiwertige Eisen des Epidots zu zweiwertigem reduziert. Wenn Kalzit beteiligt ist, entsteht auch CO_2. Die Steuerung durch eine Gasphase ist wohl auch der Grund für die Anreicherung von Granat auf jungen Scherflächen (STECK & BURRI 1971).

Zirkon hat wegen seiner Bedeutung für die Altersbestimmung besondere Aufmerksamkeit gefunden. Die in den einzelnen Granittypen auftretenden Zirkonpopulationen sind in SCHALTEGGER (1989) im Detail beschrieben.

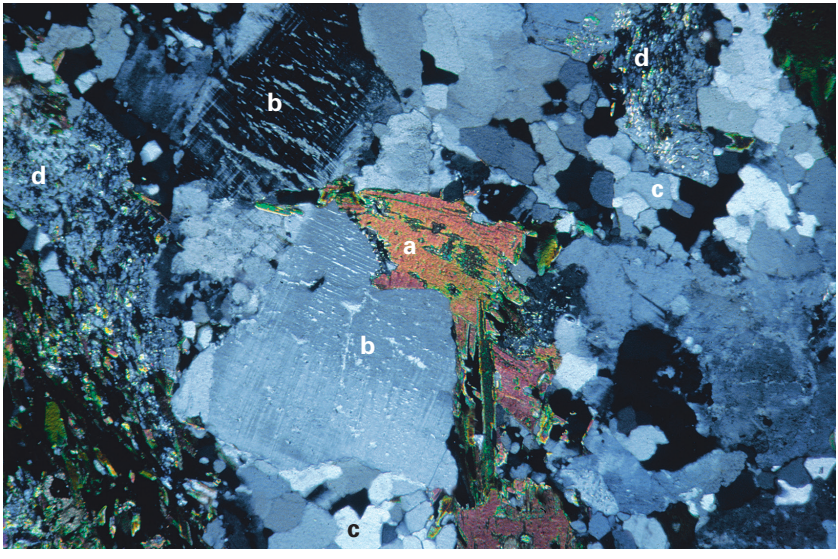


Fig. 7: Aare-Granit. Dünnschliff, doppelt polarisiert (Bildbreite 3 cm). Biotit (a); Alkalifeldspat mit perthitischer Entmischung (b); Quarz, kleine, neu gebildete Kristalle (c); Plagioklas, saussuritisiert (d).

Dunkle Einschlüsse

Im Zentralen Aare-Granit finden sich sporadisch immer wieder Einschlüsse dunkler feinkörniger Gesteine, die basischen Butzen der älteren Literatur. Es sind rundliche, seltener eckige Schollen von dm- bis m-Grösse. Zuweilen treten die Einschlüsse gehäuft in Form diffuser Schwärme auf, deren markantester sich vom Gebiet nördlich des Älpergensees gegen Osten bis in die Schöllenenschlucht erstreckt. Er wurde auch unter Tage im Zuleitungsstollen Furkareuss und im Gotthard-Strassentunnel beobachtet (KELLER et al. 1987, S. 9). Auffallend ist hier der räumliche Zusammenhang mit den gangreichen Zonen. Die Einschlüsse sind vermutlich magmatischen Ursprungs und repräsentieren wohl Anteile eines basischen Magmas.

Nach SCHALTEGGER (1989, S. 28f.) ist das Material der Schollen meist dicht, grün bis graugrün oder, seltener, fleckenartig von Plagioklas-Einsprenglingen durchsetzt. Die mineralogische Zusammensetzung ist quarzdioritisch bis granodioritisch: Quarz, Plagioklas, Biotit und untergeordnet Alkalifeldspat. Vielfach stellt man eine starke retrograde Chloritisierung und Serizitisierung fest. Häufig ist um die Schollen ein heller Saum ausgebildet, in welchem der Granit keinen Biotit enthält. Dieses Phänomen muss mit einem Stoffaustausch zwischen Scholle

und Granit in Zusammenhang stehen, der im plastischen Zustand des Magmas stattgefunden hat.

Drei Grosseinlagerungen von dioritischem Charakter sind wegen ihrer Ausdehnung und ihrer speziellen Petrographie besonders erwähnenswert:

SD Schöllenen-Diorit

Als Schöllenen-Diorit (bzw. Kalisyenit nach FEHR 1926) bezeichnet man eine Schollenzone im Zentralen Aare-Granit, die in der Schöllenenschlucht auf etwa 100 × 500 m aufgeschlossen ist. Sie zieht von der Brüggwaldkurve (Koord. 688.000/167.080) nordostwärts über die Schöllenenreuss hinweg in die steile Ostwand der Schlucht, wo sie auf ca. 1700 m ü.M. auskeilt. Angefahren worden ist sie auch im darunter liegenden Gotthard-Strassentunnel sowie im Lüftungsschacht Bäzberg als 90 m mächtige, inhomogene, wechselvolle Gesteinszone.

In den Oberflächenvorkommen schwimmen dioritische Schollen in einer granitischen bis granodioritischen Matrix. Durch Assimilationsvorgänge entstanden Hornblende führende Granodiorite und graue, dichte Gesteine mit Plagioklas-Augen von Zentimetergrösse.

Die Diorite bestehen aus aktinolithischer Hornblende (40%), daraus entstandenem hellbraunem Biotit mit Sagenit-Entmischung (15%), poikilitischem, z.T. hypidiomorphem Plagioklas (20%), Quarz (10%), xenomorphem Alkalifeldspat als Letztausscheidung (13%) und den Akzessorien Apatit, Zirkon, Titanit, Pyrit (nach SCHALTEGGER 1989, SCHALTEGGER & VON QUADT 1990 und SCHALTEGGER & CORFU 1992). Eine Gesamtanalyse von SCHALTEGGER (1989) findet sich in Tabelle 2. Nach KELLER et al. (1987) bestehen diese Schollen in den Untertageaufschlüssen aus verschiedenartigen Gneisen von einigen Metern Länge, die sich mit dem umgebenden Granit kompliziert verzahnen. Diese Gneise umfassen aplitdurchaderte Granitgneise, graue, fein- und gleichkörnige Gneise mit schlieriger Bänderung, lagige, helle Gneise sowie Gneise mit rhombenförmigen bis rundlichen Feldspataugen. Vom Mineralbestand her handelt es sich um Gesteine granodioritischer bis tonalitischer, quarzdioritischer oder quarzmonzodioritischer Zusammensetzung.

Eine U-Pb-Altersbestimmung an Titanit von SCHALTEGGER & CORFU (1992) ergab ein Alter von 310 ± 3 Ma. Der Schöllenen-Diorit gehört damit gemäss den beiden Autoren zusammen mit dem Voralp-Granit und dem Düssi-Diorit (dessen biotitreiche Fazies dem Schöllenen-Diorit sehr ähnlich ist) zum zweiten spätvariszischen magmatischen Puls (SCHALTEGGER 1994).

RD Rossplatten-Diorit

Der Rossplatten-Diorit liegt wie das Vorkommen in der Schöllenen im Zentralen Aare-Granit, wenige hundert Meter von dessen Südrand entfernt. Gut aufgeschlossen ist er auf einer Länge von 180 m entlang dem Strässchen zwischen Bäz und Rossmettlen (bei Koord. 686.150/165.740). Der Komplex grenzt allseitig an

Fig. 8: Rossplatten-Diorit, durchsetzt von granitischen Gängen und Lagen.
Strasse Bäzberg–Rossplatten.

Hangschutt, die Gesamtausdehnung ist daher nicht genau eruierbar. Gemäss FEHR (1922b, 1926) sind hier früher mehrere Diorit- bzw. Syenitschollen sichtbar gewesen. Aufgeschlossen sind heute meter- bis dekametermächtige, flachgelagerte Pakete eines graugelblichen dioritischen Gesteins. Dieses wird von granitischem Material durchsetzt, einerseits in Form von recht scharf abgesetzten Gängen und Lagen, anderseits von Bereichen, in denen der Diorit in Schollen zerlegt ist (Fig. 8).

Der Mineralbestand umfasst stark saussuritisierten, zonaren Plagioklas (25–30%) (nach FEHR 1922b mit Oligoklas/Andesin-Kern und Na-reicherem Rand), Biotit (15–30%), Amphibol (braungrün, 10–15%), Quarz (10%), Alkalifeldspat (5–10%), Zoisit (8–11%) sowie Titanit (3%), Apatit, Zirkon, Orthit und Opake. Leider gibt es vom Rossplatten-Diorit keine Altersbestimmung.

DD Dioritische Grossscholle am Dammagletscher

Der grösste im vorliegenden Gebiet bisher bekannt gewordene basische Einschluss im Zentralen Aare-Granit ist eine Scholle am Dammagletscher bei Koord. 677.375/166.375. Ihr Volumen wird von ihrem Entdecker (T. Labhart) auf über

Tabelle 2: *Gesamtanalysen (Hauptelemente) der Aare-Granite s. l. (aus SCHALTEGGER 1989).*

Bereich	n	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	LOI*	Summe	Quelle
1. Zuleitungsstollen Voralp und Furka zum Göscheneralpsee, ergänzt durch Daten Voralp-Granit (Oberfläche)														
Nördliche Randfazies Zuleitung Voralpreuss	13	75,77	0,09	12,32	1,32	0,04	0,20	0,41	4,03	4,43	0,02	0,31	98,94	SCHALTEGGER (1989)
Zentralfazies Nordteil Zuleitung Voralpreuss	15	67,69	0,50	15,19	3,31	0,08	0,92	2,12	4,45	3,68	0,19	0,78	98,91	do
Zentralfazies Südteil Zuleitung Furkareuss	12	68,16	0,47	14,94	3,21	0,07	0,91	2,50	4,36	3,67	0,14	0,68	99,11	do
Südliche Randfazies	4	71,65	0,29	13,62	2,09	0,07	0,52	1,39	4,36	3,66	0,08	0,64	98,37	do
Aplitgänge	4	75,44	0,08	12,59	0,85	0,05	0,19	0,36	4,12	4,53	0,08	0,40	98,63	do
Aplitgranitstöcke	3	74,54	0,16	12,37	1,11	0,03	0,29	0,66	3,37	5,24	0,02	0,36	98,15	do
Voralp-Granit	12	75,59	0,08	13,24	1,29	0,05	0,25	0,54	4,81	4,65	0,04	0,49	101,03	T.L., unpubl.
2. Vergleichsdaten Grimsel														
Mittagflue-Granit	13	75,97	0,07	12,15	1,05	0,04	0,14	0,38	3,93	4,58	0,02	0,38	98,85	SCHALTEGGER (1989)
Aare-Granit, normal	9	72,56	0,26	13,40	2,10	0,07	0,50	0,89	4,09	4,36	0,07	0,55	99,07	do
Aare-Granit, hell	12	74,88	0,13	12,47	1,25	0,04	0,22	0,65	3,77	4,75	0,03	0,39	98,57	do
Grimsel-Granodiorit	15	65,50	0,60	15,91	3,97	0,09	1,03	2,90	4,71	3,30	0,18	0,82	98,87	do
Südlicher Aare-Granit	5	75,24	0,14	12,9	1,22	0,05	0,25	0,46	3,69	4,82	0,05	0,31	99,14	do
3. Vergleichsdaten Reusstal														
Nördliche Randfazies (Güetli)	4	74,43	0,15	14,06	1,70	0,5	0,38	1,14	3,89	4,33	0,04	0,42	101,02	SCHALTEGGER (1989)
Zentralfazies Reusstal	7	71,76	0,38	14,36	2,41	0,07	0,76	1,53	3,97	4,12	0,11	0,63	100,1	do
Südliche Randfazies Schöllenen	3	75,17	0,18	13,18	1,48	0,05	0,38	0,94	3,68	4,70	0,06	0,32	100,15	do
Schöllenen-Diorit	1	59,10	0,62	11,66	6,22	0,16	8,78	6,79	2,77	3,23	0,14	0,72	100,19	do

*LOI: Glühverlust (loss on ignition) T.L.: Toni Labhart

1000 m³ geschätzt. Makroskopisch gleicht das Gestein den oben beschriebenen Dioriten. Detailliertere Angaben fehlen noch.

AG Aplitgranitstöcke

Die Aplitgranitstöcke des vorliegenden Gebietes repräsentieren einerseits kleine stockartige Intrusivkörper und anderseits bis zu zehn Meter mächtige Pakete aus hellem, kompaktem Granit. Letzere wurden vor allem in den Kraftwerkstollen der Göscheneralp (vgl. Taf. II, Profil 3) angetroffen. Zum Teil bilden sie gegen den dunkleren Granit scharfe Kontakte und suggerieren so jüngere Intrusionen, zum Teil gehen sie fliessend in das umgebende Gestein über und müssten dann als helle Schlieren interpretiert werden, wie sie z.B. im Granit der Grimsel verbreitet sind. Von den Aplitgängen unterscheiden sich die Stöcke durch ihr gröberes Korn und ihre grössere Mächtigkeit. Gemeinsam ist ihnen der erhöhte Gehalt an radioaktiven Elementen (K, U, Th). In ihrer Art und Zusammensetzung gleichen sie den Gesteinen der nördlichen Randfazies wie auch der hellen Aaregranit-Fazies des Grimselgebietes. Der Chemismus und die Isotopenverhältnisse deuten nach SCHALTEGGER (1989) darauf hin, dass diese Gesteine Teilmagmen der Aaregranit-Intrusion darstellen.

Geochemie

SCHALTEGGER (1989) hat die Aare-Granite des mittleren Aar-Massivs eingehend geochemisch untersucht. An gegen 140 Proben aus den Zuleitungsstollen zum Göscheneralpsee, dem Grimselgebiet und dem Urner Reusstal wurden Haupt- und Spurenelementgehalte bestimmt, ergänzt durch Pb- und Rb-Sr-Isotopenbestimmungen. Diese Daten sind in Folgearbeiten ergänzt und weiterbearbeitet worden (SCHALTEGGER 1990a, SCHALTEGGER & KRÄHENBÜHL 1990, SCHALTEGGER & VON QUADT 1990, SCHALTEGGER & CORFU 1992). Auf diesen für die Zentralmassive einmalig umfassenden Datensatz kann an dieser Stelle lediglich kurz eingegangen werden. Für alle Details wird auf die Originalarbeiten verwiesen.

Die Analysen der Hauptelemente, zusammengestellt in Tabelle 2, erlauben einen raschen, grossräumigen Überblick über den Chemismus der verschiedenen Aare-Granite. Die Zusammensetzung ist generell kalkalkalisch, wobei in der nördlichen Randfazies ein gewisser alkalischer Trend festzustellen ist. Der Zonarbau des Aaregranit-Komplexes äussert sich in allen untersuchten Querprofilen – Göscheneralp, Reusstal und Grimsel – in der Verteilung der Haupt- wie auch der Spurenelemente. Besonders eindrücklich ist dies im Göscheneralp-Profil (Fig. 9) dokumentiert.

Altersbestimmungen

Das Alter des Zentralen Aaregranit-Komplexes konnte durch die Untersuchungen von U. Schaltegger und Mitarbeitern auf 300 ± 2 Ma festgelegt werden

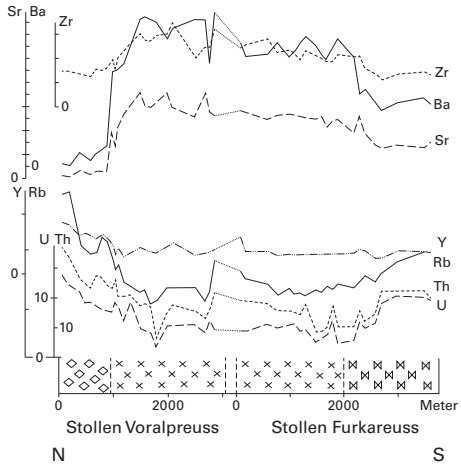


Fig. 9: Geochemisches Querprofil durch das Aar-Massiv entlang der Zuleitungsstollen Furkareuss und Voralpreuss der Kraftwerke Göschenen AG (aus SCHALTEGGER 1989, Fig. 23), basierend auf 57 Analysen. Die Einheiten auf den y-Achsen betragen 100 ppm, mit Ausnahme von Thorium und Uran (10 ppm). Lithologien (von N nach S): nördliche Randfazies, Zentralfazies, südliche Randfazies.

(vgl. SCHALTEGGER 1994). Er repräsentiert den dritten und mächtigsten magmatischen Puls im Variszikum.

Die im Reusstal aufgesammelten Proben lieferten heterogene Zirkonpopulationen mit diskordanten Datenpunkten und einem oberen Schnittpunkt bei 296 ± 3 Ma (SCHALTEGGER & VON QUADT 1990). Konkordante Analysenwerte von Zirkon und Titanit deuten auf ein Intrusionsalter von 298 ± 2 Ma für den gesamten Zentralen Aare-Granit (SCHALTEGGER & CORFU 1992). Die Granite des Reusstals definieren ferner eine Rb-Sr-Gesamtgesteinsisochrone von 291,5 ± 2 Ma und einem initialen Sr-Isotopenverhältnis von 0,7050 (SCHALTEGGER 1989).

Für den Grimselquerschnitt fand SCHALTEGGER (1990b) Rb-Sr-Gesamtgesteinsalterswerte zwischen 297 und 230 Ma. Die Unterschiede zwischen den U-Pb-Altern des Zirkons und den Rb-Sr-Gesamtgesteins-Isochronenaltern ist mit der selektiven Überprägung des Rb-Sr-Systems in den Feldspäten und Glimmern während spätmagmatischer Fluidreaktionen und sicherlich während der alpinen Metamorphose (DEMPSTER 1986) zu erklären. Eine teilweise Zurücksetzung in Kleinproben aus duktilen Scherzonen wurde von MARQUER (1987) beschrieben. Das U-Pb-System des Zirkons wurde während dieser Prozesse weniger oder nicht gestört und liefert heute noch das Alter seiner Kristallisation.

Geodynamische Interpretation[1]

Die magmatischen Gesteine des Aar-Massivs intrudierten zwischen ungefähr 335 und 300 Ma in ein polymetamorphes Grundgebirge. Dieser Zeitraum entspricht der auf die variszische Kollision (mit Deckenbildung und Metamorphose) folgenden Dehnung und Krustenverdünnung infolge des isostatischen Ausgleichs der überdickten orogenen Kruste. Die Intrusion des Zentralen Aare-Granits ist in diesem spätorogenen Kontext zu sehen (SCHALTEGGER & CORFU 1995). Die Magmen wurden wahrscheinlich durch Dekompressionsschmelzen (Teilaufschmelzung infolge von Druckentlastung) in der unteren Kruste eines älteren Grundgebirgssektors gebildet. Ein wichtiges Faktum ist dabei die zeitliche und räumliche Assoziation mit wenig metamorphen Beckensedimenten und mit vulkanisch-vulkanosedimentären Serien (z.B. SCHALTEGGER & CORFU 1995). Ein ähnliches geodynamisches Szenario wird in vielen anderen Teilen des Variszikums angetroffen (Massif Central, Vogesen). Dies gilt auch für die finale rasche Exhumation des Gebirges, verbunden mit der Schüttung mächtiger Trogablagerungen permokarbonen Alters.

Der leicht alkalische Charakter gewisser sehr saurer Glieder des Zentralen Aare-Granits ist ein weiteres Argument für einen spät- bis postorogenen Magmatismus mit Krustenausdünnung. Die generelle kalkalkalische Tendenz wurde von den aufgeschmolzenen Quellengesteinen ererbt (magmatische Gesteine von ordovizischen und frühkarbonen kontinentalen und ozeanischen Inselbögen). Isotopenanalysen an Sr- (SCHALTEGGER 1990b) und Hf-haltigen Mineralen (SCHALTEGGER & CORFU 1992) deuten darauf hin, dass neben diesen aufgeschmolzenen Quellengesteinen auch ein kleiner Anteil von wirklichem Mantelmaterial mitbeteiligt ist.

Alpintektonische Überprägung

Die Aare-Granite sind alpin unter den Bedingungen grünschieferfazieller Metamorphose selektiv deformiert worden, was sich in einer mehr oder weniger intensiven Verschieferung, Bruchbildung und Zerklüftung äussert.

Schieferung und Brüche sind generell NE–SW bis W–E orientiert und weisen eine vertikale Lage oder steiles Südostfallen auf (Fig. 10). Diese dominante «alpine» Richtung stellt im Wesentlichen eine Reaktivierung spätvariszisch angelegter Elemente dar. Besonders deutlich äussert sich dies an den lamprophyrischen und «quarzporphyrischen» Gangsystemen.

Die glimmerreicheren, dunklen Granittypen sind penetrativ verschiefert. Die voralpinen Mineralien sind in die Schieferungsflächen eingeregelt und zum Teil durch alpin neugebildeten Serizit, Albit und Biotit ersetzt. Das granitische Ausgangsgestein liegt je nach Ausgangsmaterial und Intensität der Durchbewegung

[1] U. Schaltegger, schriftliche Mitteilung 2011.

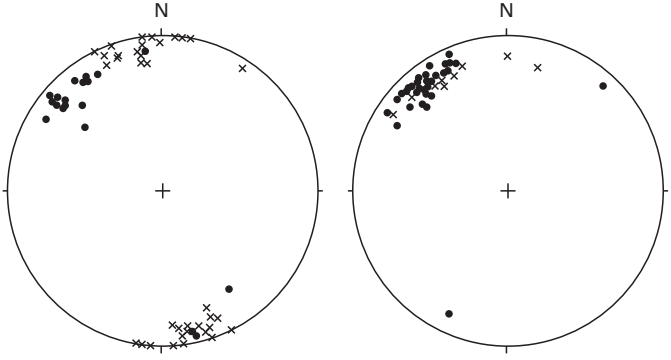


Fig. 10: Alpine Schieferungsflächen und Scherzonen im Zentralen Aare-Granit (Profil der Göscheneralp; Schmidt'sches Netz, untere Halbkugel). Links: Zuleitungsstollen Voralpreuss. Rechts: Zuleitungsstollen Furkareuss. Gefüllte Kreise: Schieferungsflächen; Kreuze: spröde Scherzonen (mit Störungsletten).

heute als Schiefer, Gneis oder Augengneis vor. Besonders ausgeprägt ist dies in der Zentralachse des Granitkörpers Riental–Göschenertal–Göscheneralp–Dammagletscher.

Die Gesteine weisen eine deutliche Plättung auf. Dies lässt sich gut an der Deformation der ursprünglich kugelförmigen basischen Einschlüsse im Granit erkennen. Diese liegen heute als Ellipsoide mit einem Länge : Breite : Dicke-Verhältnis von oft 12 : 1 : 0,2 vor, wobei die längste Achse in der Falllinie liegt. CHOUKROUNE & GAPAIS (1983) führen das gesamte Deformationsmuster auf eine koaxiale, einaktige alpine Verformung zurück.

Der Aaregranit-Komplex wird – im Gelände unübersehbar – von einem Netz paralleler oder sich verzweigender Störzonen durchsetzt. Ihre Dichte variiert örtlich stark. Häufig betragen die Abstände senkrecht zum Streichen mehrere hundert Meter. Die Darstellung im Kartenbild ist nicht einfach, doch sollte die getroffene Auswahl die Art und Intensität dieser Bruchtektonik einigermassen repräsentativ zum Ausdruck bringen. Die Bruchscharen durchsetzen sämtliche Einheiten des Kartenblattes. Sie waren in neuerer Zeit das Thema mehrerer Spezialarbeiten (vgl. S. 111).

Im Bereich des Zentralen Aare-Granits haben GULDENFELS (1999) und LAWS (2001) aufgezeigt, dass die Brüche in grösserer Tiefe unter duktilen Bedingungen als Mylonite angelegt (im Granit oft entlang vorbestehenden Schwächezonen wie Lamprophyrgängen) und später im Verlaufe der Heraushebung als Sprödbrüche mit begleitender Kataklase und Kakiritisierung reaktiviert worden sind. In einigen Fällen dauern die Bewegungen bis in die Gegenwart an.

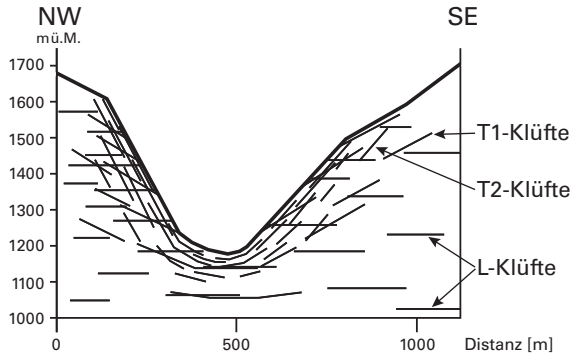


Fig. 11: Halbschematisches Querprofil durch die Schöllenen mit L- und T-Klüften. Die Unterschneidung der steileren T2-Klüfte durch die flacheren T1-Klüfte ist eine der Ursachen, die zur Bildung instabiler Blöcke in den steilen Granitwänden führt (aus BUCHER 2011, Fig. 11.4).

Kluftsysteme unterschiedlichen Alters und Orientierung sind im Zentralen Aare-Granit verbreitet. Seit LIECHTIS (1933) frühem Versuch einer auf den Theorien von H. Cloos und B. Sander basierenden Bestandesaufnahme sind sie nie mehr gesamthaft untersucht worden. In jüngster Zeit haben BUCHER (2006, 2011) und BUCHER & LÖW (2009) eine moderne Studie der Kluftsysteme an den guten Aufschlüssen der Schöllenenschlucht vorgelegt. Die Autoren unterscheiden sieben verschiedene Kluftsysteme:

- Zwei vermutlich alpin-syntektonisch angelegte Scharen (S und Q), die steil stehen, zum Teil parallel zur alpinen Schieferung verlaufen und die ältesten Klüfte des Gebietes repräsentieren dürften.
- Drei Generationen subhorizontaler Klüfte (L), die wahrscheinlich bei der spätalpinen, miozänen Hebung des Massivs als Entlastungsklüfte gebildet worden sind.
- Zwei Generationen von Talklüften (T1 und T2), die junge, in den Talflanken gelegene Entlastungsklüfte darstellen. Die älteren T1-Klüfte fallen flach ein und dürften ihre Entstehung einer frühen pleistozänen Eintalung verdanken (Fig. 11). Die jüngeren T2-Klüfte fallen wesentlich steiler ein und verlaufen parallel zur heutigen Schluchtoberfläche. Wie sich in Stollenbauten zeigte, ist die von den T2-Klüften betroffene Zone bis 150 m mächtig.

Von allen Kluftbildungen im Zentralen Aare-Granit des Urner Landes haben die Minerale führenden Zerrklüfte am meisten Beachtung gefunden, sind doch hier – neben unzähligen kleineren – einige der grössten und ertragreichsten Quarzklüfte der Alpen entdeckt worden (s. Kap. Zerrklüfte und Zerrkluftmineralien).

Variszische Vulkanite und vulkanoklastische Sedimente

Der Magmatismus im Aar-Massiv war während seiner gesamten Dauer begleitet von vulkanischer Aktivität. Manche seiner Förderprodukte effusiver, vulkanoklastischer und vulkanosedimentärer Natur sind in Form eingefalteter Züge erhalten und konnten zum Teil isotopisch datiert oder relativ in Bezug auf die Magmatite eingestuft werden (SCHALTEGGER & CORFU 1995). Sie wurden während eines Zeitraums von 35–40 Ma abgelagert und weisen Alter von 300–334 Ma auf. Sie waren Gegenstand zahlreicher Detailuntersuchungen, u.a. von FISCHER (1905), FRANKS (1968), SCHENKER (1986, 1987), SCHENKER & ABRECHT (1987), BÖHM (1988), OBERHÄNSLI et al. (1988) und SCHALTEGGER & CORFU (1995). Im Gebiet von Blatt Urseren sind Teile der Diechtergletscher-Formation mit einem darin eingeschalteten Metaandesitkörper aufgeschlossen.

h_D Diechtergletscher-Formation

Die in der nordwestlichen Ecke des Kartengebiets am Maasplanggstock anstehenden vulkanosedimentären Gesteine sind schon früh durch FISCHER (1905 und undatierte Karte) erkannt und kartiert worden. Seine Beschreibung hat heute noch Gültigkeit. Es handelt sich um eine Wechsellagerung plattiger, dunkler Tonschiefer mit dünnen, meist weisslichen, in der Schieferung geplätteten «Quarzporphyr»-Linsen sowie sporadischen Einschlüssen faustgrosser «Quarzporphyrbrocken» und eckiger Granit- und Gneis-Komponenten (Fig. 12).

Achtzig Jahre später hat SCHENKER (1986) die westliche Fortsetzung dieses Vorkommens im Gelmergebiet untersucht und als Diechtergletscher-Formation bezeichnet. Es sind ignimbritische Kristall- und Lapillituffe mit rhyolitischen und rhyodazitischen Komponenten sowie sandige und tonige, seltener gröberkörnige, z.T. fanglomeratische, klastische Sedimente (mit 80% Pyroklastika und vulkanischen Intraklasten sowie 20% Grundgebirgskristallin). Im Süden werden diese Gesteine mit einem Intrusivkontakt vom Zentralen Aare-Granit abgeschnitten. Die Intrusion erzeugte einen Kontakthof mit Neubildungen von Biotit, Granat, Andalusit und Muskovit in den pelitischen Gesteinen. An koexistierenden Granat-Biotit-Paaren bestimmten SCHENKER & ABRECHT (1987) Temperaturen von 475–550 °C.

Im Gebiet von Blatt Urseren ist nur der östliche Ausläufer der Diechtergletscher-Formation aufgeschlossen. Dieser kreuzt den Grat zwischen dem nördlichen Maasplanggjoch und Pkt. 3323 auf einer Länge von etwa 800 m. Schichtung und Schieferung fallen mittelsteil mit 45–58° nach Südosten ein (Fig. 13). Der südliche Kontakt ist tektonisch. Die Tonschiefer und Vulkanoklastika reichen nördlich des Maasplanggfirns bis auf eine Höhe von 2800 m ü.M. hinunter. In tieferen Lagen ist nur noch prävariszisches Grundgebirge aufgeschlossen. Der Kontakt muss folglich unter dem Eis des Maasplanggfirns verlaufen. In den Moränen des Che-

Fig. 12: Charakteristisches Handstück aus der Diechtergletscher-Formation (etwa natürliche Grösse).

lengletschers konnten denn auch mehrfach aus der Diechtergletscher-Formation stammende Blöcke beobachtet werden.

α Metaandesit

In der Südwestflanke des Maasplanggstocks ist den Schiefern der Diechtergletscher-Formation ein vulkanischer bis subvulkanischer Andesitkörper eingelagert. Er erstreckt sich über eine Fläche von ca. 400 × 600 m, wobei der grössere Teil vom Gletscher bedeckt ist. Gegen Osten quert dieser Körper den Grat (FISCHER 1905) und zieht in die steile Ostflanke, wo er aber wegen des schwierigen Geländes nicht genau fassbar ist. Die nachfolgende Beschreibung dieses Gesteinskomplexes stützt sich auf FISCHER (1905), SCHENKER (1986) und GISLER (schriftl. Mitt. 2011).

Makroskopisch handelt es sich um ein massiges mesokrates porphyrisches Gestein mit grünblauer dunkler Matrix (Fig. 14). Der Metaandesit ist massiger und etwas heller als die vulkanosedimentären Nebengesteine (Fig. 15). In Kontaktnähe finden sich im Andesit dunkle, feinkörnig-gleichkörnige, xenolithische Schollen von einigen Dezimetern Durchmesser. Am östlichen Kontakt ist zudem zu beobachten, dass die Einsprenglinge gegen den Rand hin abnehmen, was auf die raschere Abkühlung im Randbereich zurückzuführen sein dürfte. An zahlreichen Stellen ist der Kontakt tektonisch überprägt.

Fig. 13: Blick auf die Ostflanke des Maasplanggstocks. Der mittelsteil einfallende Schichtstapel der Diechtergletscher-Formation ist gut zu erkennen. Foto C. Gisler.

Die Einsprenglinge nehmen 20–50% des Gesamtvolumens ein und umfassen (mit abnehmender Bedeutung) Plagioklas, Pyroxen, Biotit, Zirkon und Opakminerale. 60–80% dieser Einsprenglinge sind idiomorphe, 2–10 mm grosse Plagioklase, deren Zoisitfüllung einen anorthitreichen Kern erahnen lässt. Pyroxene sind mit 10–30% vertreten und liegen als verzwillingte hypidiomorphe Kristalle von bis zu 2 mm Grösse vor. Die Kerne diese Pyroxene sind diopsidisch und werden von tremolitischer Hornblende ummantelt, welche ihrerseits meistens in eisenreichen Chlorit umgewandelt ist. Die Mineralogie der aphanitischen Matrix ist mikroskopisch nicht aufzulösen.

SCHENKER (1986) hat dieses Gestein als Diorit bezeichnet. Aufgrund des porphyrischen Gefüges, der Dominanz der Plagioklas-Einsprenglinge und der metamorphen Überprägung scheint der Name Metaandesit zutreffender.

Ganggesteine

Im Kristallin des Aar-Massivs im Kartengebiet wurden drei im Feld erkennbare Gangtypen auskartiert, nämlich Aplite, Lamprophyre und porphyrische Mikrogranite (die «Quarzporphyre» der älteren Literatur). Eine weitere Differenzie-

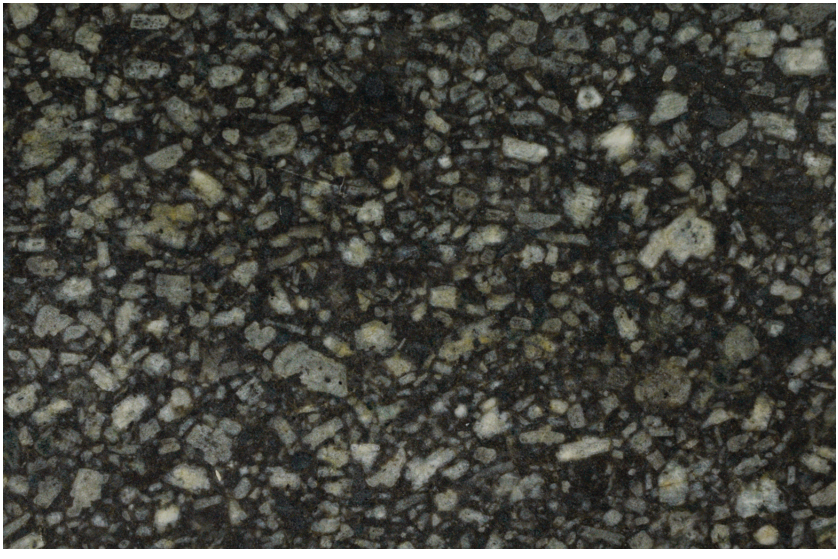


Fig. 14: Metaandesit vom Maasplanggstock. Poliertes Handstück (Bildbreite ca. 10 cm).

rung hätte aufwendige, den Rahmen des Kartierauftrags sprengende Laborarbeit erfordert. Wegen der geringen Mächtigkeit und Ausdehnung vieler Gänge ist das auf der Karte dargestellte Ganginventar nur lückenhaft.

Leider existiert im vorliegenden Gebiet keine einzige absolute Altersbestimmung an Gängen. Es bleibt deshalb vorderhand bei einer auf Feldbefunden basierenden, relativen Einstufung dieser Gänge als jüngste Bildungen des variszischen Magmatismus.

Aplit

Diese scharf abgesetzten feinkörnigen leukokraten granitoiden Ganggesteine sind durchwegs an die Granite und die unmittelbar an dieselben angrenzenden Rahmengesteine gebunden. An einigen wenigen Stellen werden Aplite von Lamprophyren und «Quarzporphyren» durchschlagen. Die Mächtigkeit schwankt zwischen einigen wenigen und 60 cm. Im Mittel sind es wenige Dezimeter. Sie lassen sich zudem selten mehr als einige Meter weit verfolgen. Die Korngrösse bewegt sich im mm-Bereich. Hin und wieder (so im Zentralen Aare-Granit der Älpergenlücke) weisen die Aplitgänge einen pegmatitischen Kern auf.

Die Aplite gehören, zusammen mit der nördlichen Randfazies des Zentralen Aare-Granits und des Voralp-Granits sowie den Aplitgranitstöcken, zu den sauers-

Fig. 15: Blick auf die Westflanke des Maasplangstockes mit Metaandesit (unten) und Tonschiefern bzw. Vulkanoklastika (oben).

ten Gliedern der spätvariszischen Granitabfolge (Tab. 2, S. 32). All diesen Gesteinen gemeinsam ist auch eine erhöhte Radioaktivität.

SCHALTEGGER (1989) hat für sechs Aplite aus dem Grimselgebiet ein Rb-Sr-Gesamtgesteinsalter von 250 Ma ermittelt. Diese wären somit wesentlich jünger als der sie umgebende Granit bzw. Grimsel-Granodiorit. Es ist jedoch zu vermuten, dass während der alpinen Metamorphose eine Beeinflussung des Rb-Sr-Systems der Feldspäte stattgefunden hat und dieses Alter daher kein reales ist.

In der Randfazies des Voralp-Granits beiderseits des Chelenalptals sind Aplite häufig. Die schmalen, meist lediglich wenige cm mächtigen Gänge strahlen in das angrenzende prävariszische Grundgebirge aus. Im Zentralen Aare-Granit sind Aplitgänge dagegen im Allgemeinen nicht sehr häufig. Die wenigen Einzelgänge sind auf der Karte nicht ausgeschieden. Speziell erwähnenswert ist aber das gehäufte Auftreten von Apliten im Gebiet zwischen der Albert-Heim-Hütte und dem Südkontakt des Granits. Ein gutes Bild der Verteilung der Gänge im Granitkörper vermitteln die Stollenaufnahmen der Zuleitungsstollen zum Göscheneralpsee (vgl. Taf. II, Profil 3). Hier wurden insgesamt 29 Aplitgänge mit einer mittleren Mächtigkeit von 28 cm beobachtet. Ihre Verteilung im Granitkörper ist uneinheitlich: Schwerpunkte liegen im Südteil und am Nordrand des zentralen Bereichs.

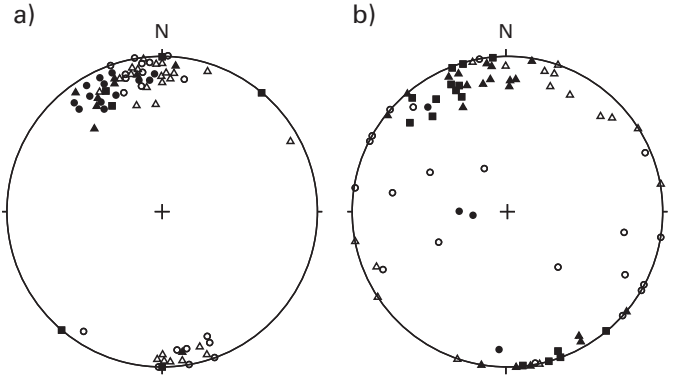


Fig. 16: a) Orientierung der Gänge in den im Zentralen Aare-Granit gelegenen Zuleitungsstollen Furkareuss und Voralpreuss (Schmidt'sches Netz, untere Halbkugel). Kreis gefüllt: Aplite im Zuleitungsstollen Voralpreuss; Kreis leer: Aplite im Zuleitungsstollen Furkareuss; Dreieck gefüllt: Lamprophyre im Zuleitungsstollen Voralpreuss; Dreieck leer: Lamprophyre im Zuleitungsstollen Furkareuss; Quadrat gefüllt: «Quarzporphyre» im Zuleitungsstollen Furkareuss.

b) Orientierung der Gänge im Zentralen Aare-Granit im Raum Göscheneralp – Albert-Heim-Hütte (Schmidt'sches Netz, untere Halbkugel). Kreis gefüllt: Aplite; Kreis leer: Aplite im Gebiet zwischen der Albert-Heim-Hütte und Tiefenbach; Dreieck gefüllt: Lamprophyre, vorwiegend der Älpergen-Zone; Dreieck leer: Lamprophyre nordöstlich des Staudamms des Göscheneralpsees; Quadrate gefüllt: «Quarzporphyre».

Die nördliche Randfazies ist aplitfrei. Das Probenmaterial für die Aplitanalysen in Tabelle 2 stammt aus diesen Stollen. Über ihre räumliche Orientierung geben die Figuren 16a und 16b Auskunft. Bei durchwegs steiler Lagerung sind sie meist NE bis ENE orientiert. Bemerkenswert ist die Übereinstimmung mit der jüngeren alpinen Schieferung (Fig. 10). Im Aare-Granit des Gotthard-Strassentunnels sind Aplitgänge vorwiegend zwischen Tm 700–2300 ab Nordportal Göschenen anzutreffen (KELLER et al. 1987, S. 10).

πγ Gangförmiger Metarhyolith bzw. porphyrischer Mikrogranit («Quarzporphyr»)

Es sind hellgraue bis fast weisse Gänge von einem bis 10 m (maximal 25 m) Mächtigkeit, die sich bei guten Aufschlussverhältnissen bis mehrere hundert Meter weit verfolgen lassen. Sie sind häufig stark alpin verschiefert. Dabei ergeben sich auffallende, glänzende, mit Hellglimmern belegte s-Flächen, auf denen die Einsprenglinge als Knötchen hervortreten. Sie zerfallen zu plattigen, oft wie zurechtgeschnitten wirkenden Blöcken.

Gänge dieses Typs werden in den Schweizer Alpen traditionsgemäss «Quarzporphyr» genannt. Gemäss neuer Nomenklatur wäre die Bezeichnung porphyrischer Mikrogranit korrekter.

In Einzelfällen lassen sich makroskopisch primäre Gefüge beobachten. So enthält ein 14 Meter mächtiger Gang südlich des Älpergensees (Koord. 680.075/164.540, 2540 m ü.M.) zwei unterschiedlich gefärbte Schmelzphasen. Einsprenglinge von Feldspäten sind an die dunklere Phase gebunden (Fig. 17).

Im Mikroskop zeigen die «Quarzporphyre» eine sehr feinkörnige Grundmasse mit 2–10 mm grossen idiomorphen Einsprenglingen von Quarz, Plagioklas und Alkalifeldspat. Der Anteil der Einsprenglinge beträgt in zwei Dritteln der untersuchten Gänge weniger als 5%, kann aber bis maximal 35% erreichen. Der Quarz weist oft Resorptionserscheinungen auf, und der Plagioklas ist z.T. von Alkalifeldspat ummantelt. Nicht selten sind Primärgefüge noch gut erkennbar: Sphärulite, heute aus radialstrahligem Plagioklas bestehend, und symplektitische Verwachsungen von Quarz und Feldspäten in der Matrix. In einzelnen Fällen sind Fliesstexturen erhalten geblieben. Die alpine Deformation ist meist ausgeprägt. Alpine Neubildungen sind Serizit, Albit, Chlorit und grossularreicher Granat. Quarz und Biotit sind rekristallisiert. Bei zunehmender Deformation werden die Einsprenglinge stromlinienförmig umflossen und rotiert. Noch später entstehen stark gerichtete Gefüge von uniformer Korngrösse.

Abgesehen von vereinzelten Gängen im oberen Chelenalptal und in der Umgebung der Albert-Heim-Hütte beschränken sich die «Quarzporphyr»-Vorkommen auf einen gemischten Gangschwarm im Gebiet des Älpergensees. Hier sind in einem ca. 500–700 m breiten Gebietsstreifen etwa zwei Dutzend Lamprophyr- und «Quarzporphyr»-Gänge aufgeschlossen. Sie verlaufen zum Teil über Hunderte von Metern hinweg in west-östlicher Richtung, subparallel zueinander, in Abständen von Metern bis Dekametern, gelegentlich auch in direktem Kontakt zueinander, ohne sich aber zu kreuzen. Der Gangschwarm zieht vom Älpergensee gegen Westen über den Grat südlich des Planggenstocks – hier mit «Quarzporphyren» von über 10 m Mächtigkeit – in die steinschlaggefährdete, schwierig zu begehende Nordflanke des Winterstocks. Von hier setzt er sich fort ins obere Gletschjoch (FEHR 1922a, S. 39) und vermutlich weiter in den Grenzgrat zwischen Tiefenstock und Galenstock. Ein Felssturz aus einem dieser Vorkommen muss die spektakulären plattigen Blöcke geliefert haben, welche das Vorfeld des Tiefengletschers nordwestlich unterhalb der Albert-Heim-Hütte in grosser Anzahl bedecken und deren Material HEIM (1921, S. 98) wie folgt beschrieb: «In keinem Gestein habe ich jemals die in der festen Substanz durch Dislokation erzeugte Bewegung in Textur und Struktur so prachtvoll ausgeprägt gesehen wie hier.» Im Osten des Älpergensees streicht der Gangschwarm über den Hinteren Feldschijen zum Mittagstock und verliert sich dort im schwer zugänglichen Gelände (Fig. 18). Diese Gänge lassen sich mit den 800 Höhenmeter darunter liegenden Gängen im Zuleitungsstollen Furkareuss korrelieren (Taf. II, Profil 3). Dort liegt übrigens die einzi-

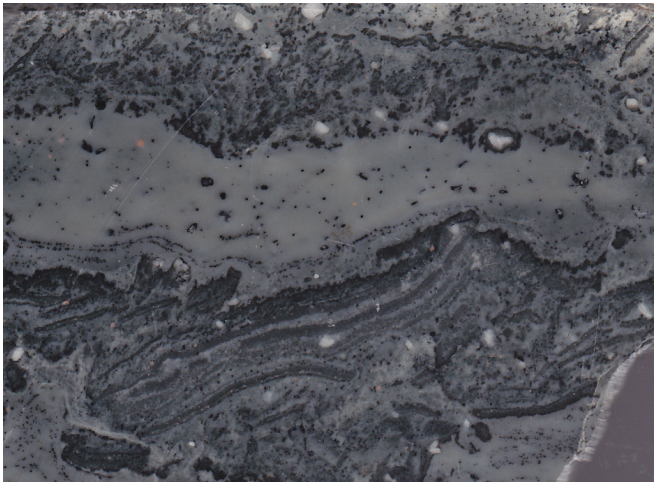


Fig. 17: «Quarzporphyr» mit zwei unterschiedlich gefärbten Schmelzphasen. Älpergensee. Poliertes Handstück (etwa natürliche Grösse).

ge Stelle, wo ein «Quarzporphyr»-Gang in einen mächtigen Lamprophyr eingedrungen zu sein scheint. Die Frage, ob es sich um Gänge oder aber vielleicht um vertikale Förderkanäle von höher gelegenen, heute erodierten Metarhyolith-Vorkommen handelt, muss offen bleiben.

Dieser gemischte Gangschwarm ist keine einmalige Erscheinung: Auf dem Gebiet von Atlasblatt Meiental findet sich am Nordrand des Voralp-Granits ein noch wesentlich breiterer und längerer, ähnlich zusammengesetzter. Sein Westende erreicht das Gebiet von Blatt Urseren im oberen Chelenalptal. Die Lamprophyre und die «Quarzporphyre» laufen, wie erwähnt, oft über mehrere hundert Meter parallel zueinander ohne sich zu durchschlagen. Dies deutet auf die enge genetische Koexistenz zweier nicht miteinander mischbarer Magmen hin (SCHALTEGGER 1989).

L Lamprophyr

Dunkle, feinkörnige, häufig stark alpin deformierte Gänge mit Mächtigkeiten von bis zu 1 m sind im Zentralen Aare-Granit nicht selten. Im Rahmen der Kartiertätigkeit für die vorliegende Karte wurden über hundert von ihnen angetroffen.

Die Verwendung des weit gefassten Sammelnamens «Lamprophyr» in der Kartenlegende liegt einerseits darin begründet, dass keine geochemischen Analysen durchgeführt werden konnten, anderseits aber auch in grundsätzlichen Erwä-

Fig. 18: Vertikaler Gangschwarm von Lamprophyren und «Quarzporphyren» im Zentralen Aare-Granit im Gebiet des Vorder Feldschijen. Blick von Westen.

gungen: Namen wie Kersantit, Spessartit und Minette (die alle von Fall zu Fall in den Arbeiten über aarmassivische Lamprophyre auftauchen) basieren auf dem primären magmatischen Mineralbestand. Im südlichen Aar-Massiv ist dieser zum Teil wohl schon spätvariszisch autohydrothermal veränderte ursprüngliche Mineralbestand aber grünschieferfaziell-metamorph und tektonisch überprägt. Viele dieser Lamprophyre liegen heute als Biotit-Serizit-Chloritschiefer bis -gneise vor, für deren Zuordnung die Bestimmung des normativen Mineralbestands nötig ist (vgl. OBERHÄNSLI 1986, 1987). Die fünf von R. Oberhänsli aus dem Gebiet der Schöllenenschlucht untersuchten Gänge sind Kersantite. Diese dominieren auch im westlich anschliessenden Grimselgebiet (STALDER 1964). Gemäss SCHALTEGGER (1989, S. 32) gehören die meisten Lamprophyre des Aar-Massivs zu den Spessartiten.

Der Mineralbestand ist sehr variabel. Fast immer vertreten sind (mit ganz unterschiedlichen Anteilen): Biotit/Phlogopit, Plagioklas (oft vollständig zu Albit+Serizit-Muskovit-Phengit+Klinozoisit umgewandelt), aktinolithische Hornblende, Titanit, Orthit, Kalzit, Quarz, Hellglimmer, Klinozoisit, Magnetit, und, allerdings selten, Granat. Rein beschreibend sind diese Lamprophyre als Biotit-Serizit-Chloritschiefer oder -gneise zu bezeichnen.

Magmatische Gefüge sind reliktisch erhalten. Als ehemalige Einsprenglinge könnte man grössere Kristalle von Biotit, Hornblende und Plagioklas deuten. Die Identifizierung des alten magmatischen Mineralbestands und späterer autohydrothermaler Bildungen im alpin gebildeten, grünschieferfaziellen Mineralbestand ist nur ansatzweise möglich.

Die an über 100 Gängen bestimmte Mächtigkeit variiert zwischen einigen Dezimetern und 12 Metern.

Lamprophyre, vor allem die zahlreichen «alpin» (W–E oder WSW–ENE) streichenden, sind ausserordentlich anfällig auf Deformationen. In vielen Fällen bilden sie eigentliche Ansatz- oder Auslöserhorizonte für alpine Scherzonen. Neue Untersuchungen zeigen, dass diese Gänge immer vorerst duktil und anschliessend spröd verformt worden sind (GULDENFELS 1999, LAWS 2001, LÜTZENKIRCHEN 2002). Die über lange Zeit andauernden Deformationsvorgänge führten letztendlich zu kakiritischen Glimmerschiefern mit völlig verwischtem primärem Mineralbestand. In höchstem Grad verwitterungsanfällig, bilden sie an der Oberfläche häufig mit Lockergestein gefüllte Gräben, Runsen, Couloirs und Gratscharten. Sie werden daher beim Kartieren oft übersehen. Auch bei diesem Gesteinstyp sind es Stollenbefunde, die am besten Auskunft über die Verteilung und Mächtigkeit liefern. Im Untertagebau erwiesen sie sich als wenig standfeste, zu Niederbrüchen neigende Gesteine (KELLER et al. 1987).

Die Lamprophyre zeichnen sich im Allgemeinen durch ausgesprochene Lagekonstanz aus. Bei senkrechter oder leicht südfallender Lage streichen sie E–W oder ENE–WSW (Fig. 16 und 18 sowie KELLER et al. 1987, Abb. 8). Eine bemerkenswerte Ausnahme bilden die Gänge im Gebiet des Göscheneralpdamms mit ihrer NW–SE-Orientierung.

Die Verteilung im Granitkörper ist sehr uneinheitlich. Neben weiten Bereichen mit nur sporadischem Auftreten gibt es Zonen mit sehr zahlreichen Lamprophyren, die wohl mit Schwächezonen in Verbindung stehen. Einige dieser Zonen waren in Untertagebauten gut fassbar, z.B.:

- Grossraum Schöllenenschlucht: Im Gotthard-Strassentunnel (Taf. II, Profil 5) sind die Lamprophyre auf die Strecke zwischen Tm 1370–2350 ab Portal Göschenen beschränkt. Es sind nicht weniger als 45 Gänge mit einer kumulierten Mächtigkeit von 35 m (KELLER et al. 1987, LABHART, unpubl.). 29 dieser Gänge finden sich innerhalb von 500 m (Tm 1448–1945).
- An der Oberfläche sind im Bereich der Schöllenenschlucht heute nur wenige Lamprophyre aufgeschlossen, so am Strässchen auf den Bäzberg und östlich der Schöllenen, auf der Rientalalp sowie in den kaum zugänglichen steilen Couloirs der Schluchtwände. FEHR (1922a, S. 31) konnte seinerzeit in diesem Gebiet an den damals noch unverkleideten Aufschlüssen im Bahntunnel und in den Strassengalerien 10 bzw. 18 Lamprophyre beobachten (SSW–ENE streichend, mit vereinzelten erheblichen Abweichungen; Mächtigkeit 20–80 cm, zwei Gänge von 3 m). Alle liegen in einem Streifen von 1 km Breite.

- Querprofil der Göscheneralpstollen (Taf. II, Profil 3; Fig. 16): In den Zuleitungsstollen Furkareuss und Voralpreuss sind 31 Lamprophyre identifiziert worden. Dazu kommt eine unbekannte und sicher nicht unbeträchtliche Anzahl spröd deformierter Gänge, die in Störzonen hinter den zahlreichen Betoneinbauten liegen. Die mittlere Mächtigkeit der beobachteten Gänge beträgt 1–1,3 m. Bemerkenswert ist im Zuleitungsstollen Furkareuss eine mit den «Quarzporphyren» verknüpfte Häufung der Lamprophyre bei km 1,4 bis 2,5 ab Stausee und eine weitere von 11 Gängen bei km 3,6 bis 3,7 (in der Nähe der Wasserfassung Lochbach) mit insgesamt 34 m Mächtigkeit. Diese beiden Gangzonen setzen sich an die Oberfläche fort, wo sie in der Umgebung der Albert-Heim-Hütte bzw. im Gebiet Älpergen zutage treten.
- Gebiet nördlich des Bergsees: GULDENFELS (1999) kartierte in dieser Gegend etwa ein Dutzend durchwegs an Scher- und Schwächezonen gebundene Gänge (nur teilweise in Atlasblatt Urseren übertragen).
- Umgebung des Hotels Dammagletscher beim Göscheneralpdamm: Hier findet sich ein Dutzend Lamprophyrgänge mit aussergewöhnlichem NW–SE-Streichen (vgl. Fig. 16b).

Eine Interpretation der Genese der aar- und gotthardmassivischen Lamprophyre ist OBERHÄNSLI (1986, 1987) und SCHALTEGGER (1989) zu entnehmen.

Postvariszische Sedimente

t_q **Trias-Basisquarzit** (Mels-Sandstein)

Zwei geringmächtige Vorkommen eines hellen Serizitquarzits zwischen dem prävariszischen Kristallin des Aar-Massivs (**GM_A**) und den nördlichsten mesozoischen Sedimenten der Urseren-Zone sind die einzigen bekannten Relikte des aarmassivischen Sedimentmantels im Gebiet von Blatt Urseren (NIGGLI & STAUB 1914, WYSS 1985). Sie werden als Trias-Basisquarzit (Mels-Sandstein) interpretiert.

GOMSER ZWISCHENMASSIV

Prävariszische Gneise

G_G Biotit-Plagioklasgneis, titanit- und epidotreich

Im Oberwallis wird eine grössere, allseitig von Permokarbon umgebene «Altkristallin»-Schuppe dem Gomser Zwischenmassiv zugeordnet (Einheit **G_G** auf Blatt Val Bedretto). Ein allerletzter östlicher Ausläufer dieses Zwischenmassivs dürfte den kleinen Aufschluss bei Koord. 675.050/158.250, in der SW-Ecke des Kartengebiets Urseren, bilden. Es handelt sich um einen hellbeige anwitternden grobkörnigen Plagioklasgneis mit einer deutlich erkennbaren, serizitbelegten Schieferung. Dieses Gestein gehört mit Sicherheit nicht zum Mesozoikum der Urseren-Zone. Eine Zugehörigkeit zum Permokarbon scheint ebenfalls unwahrscheinlich (schriftl. Mitt. C. Gisler 2011). Aufgrund seiner Ähnlichkeit mit den Biotit-Plagioklasgneisen (vgl. OBERHOLZER 1955, S. 396ff.) im Gebiet von Blatt Val Bedretto wird es, trotz des spärlichen Gehalts an Chlorit und Epidot, dem Gomser Zwischenmassiv zugewiesen (Taf. II, Profile 1 u. 2).

Der Zusammenhang mit den weiter westlich gelegenen Vorkommen ist aus der Nebenkarte «Geologisch-tektonische Übersicht 1:200 000» ersichtlich. Im Osten erscheint am Oberalppass das Tavetscher Zwischenmassiv, das viel mächtigere und bedeutendere Pendant des Gomser Zwischenmassivs (NIGGLI 1965a, WYSS 1986, TRÜMPY 1999, NIGGLI et al. 2008).

URSEREN-ZONE

Urseren-Zone nennt man den steilstehenden, ca. 0,6–1,5 km breiten Sedimentkomplex, welcher zwischen Grengiols im Oberwallis und dem Oberalppass das Aar- und das Gotthard-Massiv voneinander trennt. In den vergangenen 200 Jahren wurde sie in zahlreichen Publikationen erwähnt und beschrieben. Aus neuerer Zeit stammt eine monographische Bearbeitung durch WYSS (1985, 1986).

Im Raum Oberalppass wird die Urseren-Zone von der Garvera-Zone abgelöst, die im Osten das Tavetscher Zwischenmassiv vom Gotthard-Massiv trennt. Ältere Autoren (NIGGLI & STAUB 1914 u.a.) postulierten einen direkten Zusammenhang zwischen Urseren- und Garvera-Zone. Anlehnend an WYSS (1985, 1986) wird auf Atlasblatt Oberalppass (AMBÜHL et al. 2008) die Urseren-Zone geradlinig mit der Zone von Disentis verbunden, und die Garvera-Zone als eigenständige tektonische Einheit betrachtet. Letztere muss gemäss dieser Vorstellung im Gebiet zwischen Pazolatal (vgl. Blatt Oberalppass) und der Unteralpreuss mit einem tektonischen Kontakt an die Urseren-Zone grenzen. Die Fixierung dieser Grenze im Terrain blieb jedoch hypothetisch.

Im Urserental lassen sich innerhalb der Urseren-Zone zwei stratigraphische Einheiten unterscheiden, nämlich eine mächtigere südliche mit ?Karbon–Perm und eine nördliche mit mesozoischen Sedimenten (Trias und Jura).

Die Gesteine der Urseren-Zone werden als Teil der Sedimentbedeckung des nördlichsten Gotthard-Massivs bzw. des Tavetscher und Gomser Zwischenmassivs angesehen. Der jüngere Anteil dieser Sedimentbedeckung wurde während der alpinen Orogenese abgeschert (Fig. 42).

Die von zahlreichen Längsbrüchen begleitete Sedimentzone verläuft vom Goms via Furkapass und Urserental bis zum Oberalppass und stellt eines der markantesten Längstäler der zentralen Schweizeralpen dar. Im Raum Andermatt ist die Talung kräftig übertieft (Taf. II, Profil 6). STAPFF (1878, 1880a, b) interpretierte beim Bau des Gotthardtunnels die Urserensenke als Mulde (vgl. Taf. III). Da er das Permokarbon noch nicht als selbständige Einheit erkannt hatte, umfasste seine «Urseren-Mulde» Mesozoikum («Cipollin») und Urseren-Gneise. Letztere sind ein Sammelbegriff für die prävariszischen Gneise des südlichen Aar-Massivs, das Permokarbon und die nördlichsten Teile des Gotthard-Massivs. Die Begriffe «Urseren-Mulde» oder «Urseren-Garvera-Mulde» sind auch später noch verwendet worden. In neuerer Zeit hat sich die Bezeichnung Urseren-Zone durchgesetzt.

Diese Sedimentzone war ursprünglich wohl ein von Mesozoikum überlagerter Permokarbontrog, der bei der alpinen Gebirgsbildung zwischen den angrenzenden Grundgebirgsblöcken des Aar- und Gotthard-Massivs zusammengeschoben und unter beträchtlicher Einengung steilgestellt, verschiefert, isoklinal verfaltet und verschuppt worden ist (WYSS 1985). Die kristallinen Gneise und Schiefer des Gomser und Tavetscher Zwischenmassivs repräsentieren die eingefalteten und eingeschuppten Reste der wohl grösstenteils subduzierten kristallinen Unterlage dieses ehemaligen permokarbonen Beckens.

Die Gesteine der Urseren-Zone sind monometamorph. Sie haben – im Gegensatz zu den angrenzenden Kristallineinheiten – nur die alpine Metamorphose (mit Temperaturen und Drücken der Grünschieferfazies) erlitten. Diese äussert sich makroskopisch im Permokarbon in den silbergrau glänzenden, mit Hellglimmern belegten Schieferungsflächen und im Mesozoikum in der Marmorisierung der karbonatischen Lithologien sowie in der Bildung von Chloritoid in tonigen Schiefern.

Die Urseren-Zone ist mit dem Gotthard-Bahntunnel wie auch vom Gotthard-Strassentunnel in ihrer ganzen Breite durchfahren worden (Taf. II, Profile 5 u. 6). In beiden Tunnels bereiteten ihre Gesteine grosse geotechnische Probleme.

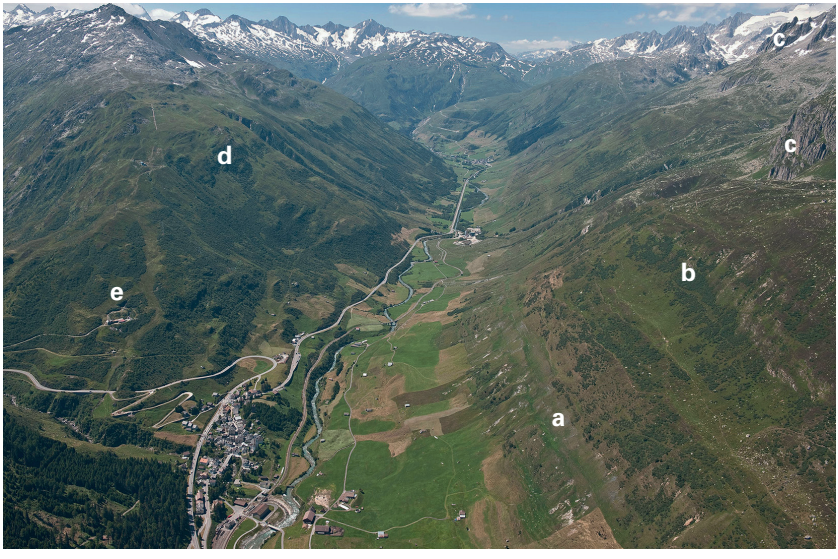


Fig. 19: Blick ins Urserental: im Vordergrund Hospental, im Hintergrund die Furkapasshöhe. Der Talboden liegt im Permokarbon der Urseren-Zone. Am rechten, nördlichen Talhang ist der Verlauf des Mesozoikums an den bläulich durchschimmernden jurassischen Gesteinen gut erkennbar (a). Darüber folgt das «Altkristallin» des Aar-Massivs (b). Die Gipfelregion liegt im Zentralen Aare-Granit (c). Der linke, südliche Talhang wird von Paragneisen des Gotthard-Massivs aufgebaut (d). Oberhalb von Hospental ist der Steinbruch Chämleten sichtbar (e). Foto Schweizer Luftwaffe, 2009.

Postvariszische Sedimente und Vulkanite

Jungpaläozoikum (Permokarbon)

Das Permokarbon der Urseren-Zone umfasst einen ca. 600 bis maximal 1000 m breiten, steilstehenden Schichtkomplex zwischen dem Mesozoikum im Norden und dem Kristallin des Gotthard-Massivs im Süden. Die wahren Mächtigkeiten der stark geplätteten, isoklinal verfalteten und verschuppten Schichtpakete sind schwer abzuschätzen. Die Zuordnung dieser fossilfreien Serie zum Permokarbon (= ?Karbon–Perm) erfolgte allein aufgrund ihrer Ähnlichkeit mit anderen alpinen Vorkommen («Verrucano», Permokarbon des Unterwalliser Penninikums).

Dominant sind schiefrige, wenig erosionsresistente Gesteine mit viel Hellglimmer, Quarz und Feldspat. In sie ist das Urserental zwischen Realp und Andermatt eingetieft, ebenso die Strassenschleifen des Oberalppasses zwischen Andermatt und Nätschen, die Furkastrasse zwischen Realp und Hotel Galenstock und das benachbarte Tal der Furkareuss. Im Talboden zwischen Andermatt und Realp

ist das Permokarbon weitgehend von Alluvionen überdeckt (Fig. 19). Recht gut aufgeschlossene Profile finden sich östlich von Andermatt (Oberalppassstrasse) und westlich von Realp (Furkapassstrasse, Tal der Furkareuss bei Chalt Herbrig). Ein lückenloses Profil wurde ferner beim Bau des Gotthard-Strassentunnels durchfahren. Es konnten weder über längere Strecken aushaltende, einheitliche Schichtkomplexe noch eine stratigraphische Abfolge gefunden werden (WYSS 1985, 1986, KELLER et al. 1987). Im Ganzen zeichnet sich eine grobe, etwas diffuse Zweiteilung dieser Schichten ab. Sie können in einen nördlichen, hangenden Teil mit Metapsammiten, Metakonglomeraten und Metapeliten (?Perm) und einen südlichen, liegenden mit einem beträchtlichem Anteil an vulkanogenem Material und schwarzen, graphitischen Schiefern (?spätes Karbon, ?frühes Perm) aufgegliedert werden.

Das dominierende Strukturelement ist eine durchgreifende, steilstehende, ENE–WSW parallel zur Schichtung streichende Schieferung, die Hauptschieferung S_2 von WYSS (1985, 1986). Sie ist charakterisiert durch Hellglimmerbeläge auf den s-Flächen und durch eine bedeutende Plättung, deren grösste Längung – die Auswalzungsrichtung – sich in einem ungefähr in der Falllinie verlaufenden Linear äussert. Hin und wieder erkennt man eine geringe Winkeldiskordanz zwischen Schichtung und Schieferung. In einigen Bereichen verlaufen die lithologischen Grenzen spitz- bis schiefwinklig zu den Grenzen der gesamten Serie. Gut dokumentiert ist dies für den Raum Realp auf dem Kärtchen von ESCHER & JÄCKLI (1946), welches anlässlich von Festungsbauten im Zweiten Weltkrieg aufgenommen wurde, dessen Aufschlüsse heute aber zum grössten Teil überdeckt sind.

Als weiteres, auffälliges Gefügeelement ist eine weitständige Schieferung zu erwähnen, welche mit den S_2-Schieferungsflächen auffallende Knickfalten bildet. Solche sind besonders markant an der Oberalpassstrasse und östlich von Hospental ausgebildet. Wie schon erwähnt, ist Schuppenbau wahrscheinlich, doch ist ein solcher nur im Ausnahmefall nachzuweisen. Tektonisch stark überprägt und lokal vermutlich ebenfalls verschuppt ist der Kontakt zum Gotthard-Massiv. Dies erschwert die Grenzziehung, selbst bei guten Aufschlussverhältnissen, wie sie in Stollen und Tunnels vorherrschen (STAPFF 1880a, b, AMBÜHL 1929, KELLER et al. 1987, LABHART 2005). Erschwerend kommt hinzu, dass die Schiefer des Permokarbons und die alpin retrograd überprägten schiefrigen Paragneise des Gotthard-Massivs einen weitgehend identischen Mineralbestand aufweisen (Serizit, Chlorit, Biotit, Albit, Epidot). Im Gebiet von Blatt Urseren wurden die Grenzen dort gezogen, wo reliktische Gefüge oder Gesteine – z.B. zerscherte Pegmatite oder reichlich Biotit auf s-Flächen – eine Zugehörigkeit zum Gotthard-Massiv wahrscheinlich machen.

p_h Schwarze Graphit führende Tonschiefer

Im Dorfkern von Andermatt (z.B. an der Unteralpreuss hinter dem Hotel Drei Könige), an der Butzenkehre der Oberalp-Passstrasse wie auch im darunter liegenden Gotthard-Bahntunnel treten geringmächtige, dunkle Graphit und Chloritoid führende Tonschiefer auf, denen rein wegen ihrer äusseren Erscheinung schon früh ein karbones Alter zugeschrieben wurde (STAPFF 1878, BALTZER 1888, HEIM 1921, AMBÜHL 1929). Sie enthalten weder Anthrazit noch Pflanzenreste.

Der Mineralbestand (nach AMBÜHL 1929) umfasst hauptsächlich Quarz, wenig Albit, Chlorit und Serizit sowie fein verteiltes graphitisches Pigment. An wenigen Stellen tritt porphyroblastischer Chloritoid auf.

ESCHER & JÄCKLI (1946) kartierten bei Realp ein kleines Marmorvorkommen, dessen Natur – primärstratigraphische Bildung oder eingeschupptes Mesozoikum? – nach wie vor ungeklärt ist. Die Aufschlüsse sind heute überdeckt. Einzelne kleine Blöcke wurden in die Mauern eines Golf-Abschlagplatzes an der Furkapassstrasse integriert (Koord. 680.900/160.700).

p_v Chloritschiefer mit Relikten basischer Metavulkanite und -vulkanoklastite

Der südliche, ältere Teil des Permokarbons enthält mehrere lithologisch gut abgrenzbare Horizonte mit auffällig grünen, chloritreichen Schiefern. Die folgenden Vorkommen seien erwähnt (von Osten nach Westen):

- ein 50 m breiter und mindestens 600 m langer Zug östlich von Andermatt, der sich von der Butzenkehre an der Oberalppassstrasse zum Fliesshubel am Eingang des Unteralptals erstreckt;
- ein Vorkommen ähnlicher Grössenordnung, das im Zentrum von Hospental, an der Umfahrungsstrasse dieses Dorfes sowie in einem kleineren Aufschluss an der Bahnlinie besichtigt werden kann und auch im darunter verlaufenden Gotthard-Strassentunnel angetroffen wurde (KELLER et al. 1987);
- zwei räumlich getrennte, aber wohl zusammengehörende Vorkommen an der Furkapassstrasse westlich von Hofstetten und, ca. 1 km weiter östlich, im Tal der Furkareuss unterhalb von Chalt Herbrig.

Es sind chlorit- und epidotreiche Schiefer mit Relikten basischer Ergussgesteine, z.B. mit kompliziert verzwillingtem bzw. leistenförmigem Plagioklas oder Umrissen von Lapilli. Diese Schiefer werden als basische Tuffe interpretiert (FEHR 1926, AMBÜHL 1929, ESCHER & JÄCKLI 1946, KELLER et al. 1987). Die Herkunft dieser basischen Vulkanite ist nicht geklärt. Ein Zusammenhang mit den von ihrer bimodalen Zusammensetzung her passenden postgranitischen Gängen im Aar-Massiv fällt aus paläogeographischen Überlegungen ausser Betracht.

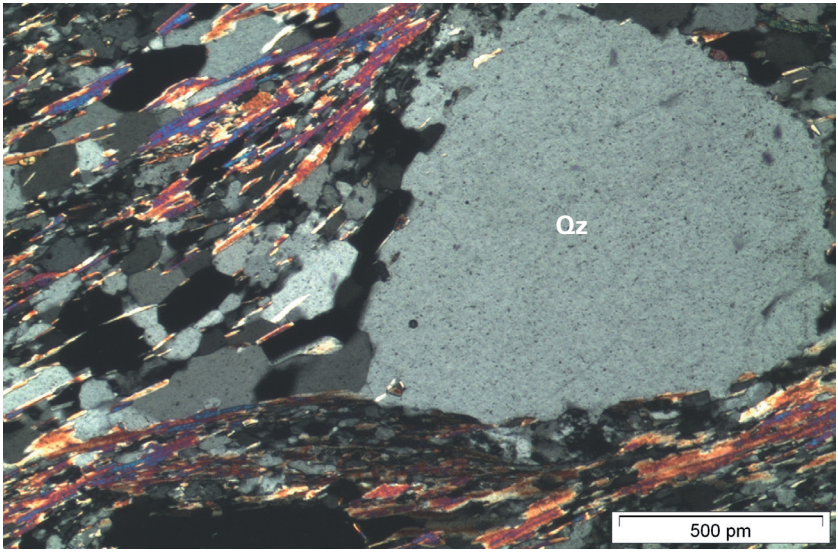


Fig. 20: Dünnschliffbild eines gangförmigen Rhyoliths aus dem Permokarbon der Urseren-Zone: Quarzeinsprengling (Qz, auf der linken Seite mit primären buchtigen Korrosionserscheinungen), stromlinienförmig umflossen von jüngerer Schieferung mit entsprechenden alpinen Mineralneubildungen.

p_ρ Weisser bzw. grünlicher Metarhyolith («Quarzporphyr»), lagig bis gangförmig

Westlich oberhalb Realp und im Tal der Furkareuss bei Chalt Herbrig finden sich metermächtige, bis einige hundert Meter weit aushaltende Horizonte saurer Vulkanite. Es handelt sich um sillförmige Ergüsse oder Tuffhorizonte (Fig. 20). Sie wechsellagern mit den oben erwähnten basischen Tuffen. An einigen dieser Horizonte wurden erhöhte Radioaktivitätswerte gemessen.

p_p Feldspat- und hellglimmerreiche Psephit- und Psammitgneise bis -schiefer («Verrucano»), z.T. mit vulkanischen Komponenten; Chloritgneise und -schiefer sowie dunkle Tonschiefer

Am weitesten verbreitet sind hellglimmerreiche Psammitgneise (Metaarkosen) mit silbergrau glänzenden, knotigen Schieferflächen. Sie können in grünliche Chlorit-Serizitschiefer, quarzitische Schiefer und in Serizitschiefer übergehen. Die Korngrösse der Komponenten, sofern sie wegen der intensiven Deformation und Rekristallisation überhaupt noch erkennbar ist, beträgt selten mehr als einige Mil-

Fig. 21: Verschieferter Psammitgneis mit graublauen, ausgewalzten vulkanischen Komponenten. Militärstrasse Nätschen–Gütsch, wenig unterhalb des Kontakts zur Trias. Poliertes Handstück (Bildhöhe 8 cm).

limeter. Die Gerölle scheinen mehrheitlich aus granitisch-aplitischen Gesteinen zu stammen. Der Anteil an feinkörnigen, sauren Vulkanitkomponenten wird wegen ihrer starken Deformation oft unterschätzt. Im Querbruch und besonders auf angeschliffenen Flächen sind diese Komponenten aber gut erkennbar (Fig. 21).

Entsprechend dem inhomogenen Charakter der ursprünglichen Klastika ist der Mineralbestand der Psammitgneise bis -schiefer recht variabel: Hauptgemengteile sind Phengit-Serizit mit 20% bis 60% (in phyllitischen Varietäten), Quarz mit bis 60% und Albit (1–4% An) mit 25–35%. Dazu kommen als Nebengemengteile oder Akzessorien Mikroklin (wenige %), Chlorit (stark wechselnd), Biotit (max. einige %), Epidot, Granat, Turmalin, Chloritoid und Kalzit. Praktisch der ganze Mineralbestand ist alpin-metamorph neu gebildet oder umkristallisiert (STECK 1976).

Im Nordteil dieser Gesteinsserie treten Einlagerungen von Psephitgneisen (Metakonglomerate) auf, deren Komponenten einen Durchmesser von zwei und mehr Zentimetern aufweisen. Gute Aufschlüssse finden sich z.B. an der Furkapassstrasse oberhalb von Realp auf ca. 1600 m ü.M. oder in den Kurven der Oberalppassstrasse auf ca. 1550–1570 m ü.M.

Mesozoikum

Das Mesozoikum bildet einen wenige hundert Meter mächtigen, steilstehenden Zug kalkig-toniger Sedimente zwischen den prävariszischen Gneisen ($\mathbf{GM_A}$) des Aar-Massivs und dem Permokarbon der Urseren-Zone. Er verläuft in SW–NE-Richtung diagonal durch das Kartengebiet, von der Furka-Passhöhe ins Gebiet von Nätschen am Oberalppass.

Die Sedimentgesteine sind von WYSS (1985, 1986) im Detail untersucht worden. In Ermangelung kontinuierlicher, aussagekräftiger Aufschlüsse gliederte er die Schichtreihe anhand von sechs gut aufgeschlossenen Referenzprofilen. Sie sind, umgezeichnet, auf Tafel I wiedergegeben. Es handelt sich um folgende Profile:

- *Furka-Passhöhe:* Profil entlang der Strasse zwischen Koord. ca. 674.760/158.340 und 674.400/158.350 (WYSS 1985, S. 16ff.);
- *Furkablick:* Bachbett zwischen Koord. ca. 675.460/158.590 und 675.320/158.750 (WYSS 1985, S. 33ff.);
- *Tiefenbach:* Profil entlang der Strasse zwischen Koord. ca. 679.240/160.480 und 678.580/160.640 (WYSS 1985, S. 20ff.); heute z.T. durch Hangbefestigungen verdeckt;
- *Realp:* Koord. ca. 680.940/161.340 und 680.780/161.560 (WYSS 1985, S. 34f.); zumeist steile, schwierig zu begehende Hänge;
- *Chnobestäfeli:* Runse zwischen Koord. ca. 682.970/162.320 und 682.900/162.480 (WYSS 1985, S. 35f.). Die in diesem Profil stark reduzierte Mächtigkeit des Lias und Doggers ist für die Strecke zwischen Realp und Andermatt charakteristisch;
- *Andermatt, Steinbruch Altchilch und Umgebung:* um Koord. 688.600/166.140 (WYSS 1985, S. 25ff.). Dies ist das bestzugängliche und auf Exkursionen meistbesuchte, jedoch in manchen Belangen nicht sehr typische Profil.

Ergänzt wurde diese Profilserie auf Tafel I durch das auf Blatt Val Bedretto liegende Profil von Rossji, welches von der Furkapassstrasse westlich der Passhöhe aus sehr gut überblickbar ist (HAFNER et al. 1975, WYSS 1985, Fig. 11).

Die heutige Gesamtmächtigkeit des Mesozoikums schwankt zwischen ≤ 80 m und 375 m. Über die primäre Mächtigkeit der einzelnen Schichtglieder kann wenig Konkretes ausgesagt werden, da dieselben nicht nur verschuppt und isoklinal verfaltet sind, sondern zudem auch noch Abscherungen und einer je nach Lithologie sehr ungleich ausgeprägten Plättung unterworfen waren.

Das Mesozoikum bildet in der nördlichen Talflanke des Urserentales, namentlich zwischen Mülibach und Realp, über längere Strecken ein blaugrau aufscheinendes Band, das durch geringmächtige Moräne und eine kärgliche Vegetation überdeckt ist. An diversen Stellen wurden Crinoidenstilglieder und Belemniten beobachtet (vgl. Karte und Taf. I). Fossilien, welche eine eindeutige stratigraphische Einstufung erlaubt hätten, wurden jedoch nirgends gefunden.

WYSS (1985) konnte eine lithostratigraphische Fünfteilung vornehmen. Dieselbe wurde, reduziert auf die vier Einheiten Trias, Lias, Dogger und Malm, für die vorliegende Kartierung übernommen. Die nachfolgenden Beschreibungen sind, mit Ausnahme des Abschnittes über die Trias, Extrakte aus der sehr ausführlichen Beschreibung dieses Autors.

t **Dolomit, Rauwacke, Serizitschiefer und -phyllite (Röti- und Quarten-Formation); heller, sandiger Marmor (?Rhät); Trias i. Allg.**

Mächtigkeit: bis 25 m im Raum Furka, 5–12 m östlich davon.

Die Trias der Urseren-Zone ist lediglich reliktisch erhalten, zum Teil stark tektonisiert und überwiegend schlecht aufgeschlosssen. Es dominieren Zellendolomite und Rauwacken, die der Röti-Formation zugewiesen werden. Dichter, bankiger Dolomit ist nur untergeordnet vertreten, z.B. als «Grenzdolomit» oder als Einschaltung in den farbigen Serizitschiefern und -phylliten der Quarten-Formation. Lokal liegen auch marmorisierte Dolomite sowie Quarzite vor.

Grössere Dolomitvorkommen wurden im vorliegenden Gebiet im Gotthard-Strassentunnel und in Sondierbohrungen unterhalb von Tiefenbach angetroffen (KELLER et al. 1987). Gips/Anhydrit findet sich ebenfalls nur in den unverwitterten Untertageaufschlüssen.

Wo der Gesteinsverband nicht allzu stark gestört ist, grenzt die triassische Rauwacke mit scharfem Kontakt an das liegende Permokarbon. Äquivalente des Basisquarzits (Mels-Sandstein) fehlen.

l **Dunkle Schiefer mit Marmorbänken (?Aalénien); sandige Marmore und kalkige Sandsteine bis Quarzite, z.T. mit Dolomitgeröllen, sowie Belemniten führende, sandig-kalkige Schiefer**

Mächtigkeit: östlich von Realp 30–50 m, westlich davon Zunahme auf 110–140 m. Im Profil Rossji 310 m.

Die Sedimente des Lias sind die aussagekräftigsten Schichtglieder des Urseren-Mesozoikums. In einigen der Profile können bis zu sechs lithologische Untereinheiten unterschieden werden, und zwar (von unten nach oben):

- Dunkle, teils tonige, teils kalkige Schiefer mit eingelagerten dm-mächtigen, feinsandigen Marmorbänken. Grösste Mächtigkeit mit 95 m im Tiefenbachprofil (Äquivalent der Prodkamm-Formation).
- Kalkige Quarzite und sandige Marmore, oft mit ausgeprägter Bänderung (Spitzmeilen-Formation). Am Furkapass bis 100 m mächtig, im Realpprofil und weiter östlich kaum mehr auszuscheiden.
- Belemniten und Tongallen führende, dunkle, graue schiefrige Marmore (unterer Teil der Sexmor-Formation), mit Übergängen in
- sandige Marmore mit dolomitischen Komponenten. Grenze zur hangenden Serie (oberer Teil der Sexmor-Formation) meist fliessend.
- Bändermarmore (oberer Teil der Sexmor-Formation). Dank ihrer rillenartigen Anwitterung in allen Profilen (mit Ausnahme des Tiefenbachprofils) gut erkennbar. Im detritischen Anteil neben Quarz auch Feldspat, beide z.T. in Grobfraktion. Klare Grenze gegen das Hangende.

– Kalkige Quarzite, z.T. mit dolomitischen Komponenten (Brunnistock-Formation). Markante, grobdetritische Serie, oft mit gelängten Dolomitkomponenten (primäre Korngrösse ca. 0,5 cm, tektonisch bis auf das 3,75-fache gelängt). Im Rossji-Profil sehr grobkörnige Quarzite. In Andermatt wurden diese Quarzite (Serizitquarzite) früher abgebaut.

a_1-i_3 Schwarze, tonige Schiefer und dunkle, quarzreiche Schiefer («Eisensandstein»); Echinodermenkalk bis -brekzie, ± schiefrige Marmore

Mächtigkeit: max. 20–40 m.

Diese dem Dogger zugeordnete Kartiereinheit wird von Äquivalenten der Bommerstein- und Reischiben-Formation sowie, nur im Gebiet westlich von Tiefenbach, von Gesteinen der Schilt-Formation aufgebaut. Die Bommerstein-Formation beginnt in der Urseren-Zone mit schwarzen, tonigen, stellenweise Chloritoid führenden Schiefern. Darüber folgen im Raum Furka/Tiefenbach quarzreiche Schiefer (eisenschlüssige Sandsteine, «Eisensandstein») und Echinodermenbrekzien bzw. Marmore. Letztere dürften der Reischiben-Formation entsprechen. Die Äquivalente der Schilt-Formation umfassen in den Profilen Rossji und Tiefenbach gelbfleckige Marmore (Schilt-Kalk) und schwarze Schiefer (?Äquivalente der Erzegg-Formation der helvetischen Decken). Den Abschluss bilden in den Profilen Rossji und Tiefenbach schiefrige, laminierte Marmore.

Zwischen Steinbergen und Mülibach ist der Dogger auf wenige Meter reduziert. Im Profil Chnobestäfeli besteht er nur gerade aus 2 m tonigen Schiefern (?Aalénien). Auf der Karte 1:25 000 ist der Dogger daher in diesem Bereich nicht mehr als separate Einheit ausgeschieden.

i_4-i_8 Dunkler Kalkmarmor, meist bituminös («Stinkkalk», z.T. mit Kieselknauern); lokal überlagert von Dolomitbrekzie und Kalk- und Tonschiefern

Mächtigkeit: 10 bis max. 65 m.

Charakteristisch für diese Einheit ist der «Stinkkalk», ein reiner, oft Kieselknauern führender Marmor, der beim Anschlagen nach Schwefelwasserstoff riecht. Er wird als Äquivalent der Quinten-Formation (Malm) angesehen. Im Hangenden des «Stinkkalks» folgen in einigen Profilen dunkle, kalkige Schiefer mit Echinodermenbruchstücken und Belemniten sowie helle, etwas dolomitische Marmore. Das jüngste Element in der Schichtreihe des Urseren-Mesozoikums bilden dunkle, leicht kalkige Schiefer, die Äquivalente der Zementstein-Formation (Frühe Kreide) darstellen könnten.

l-i_8 Jura undiff.: ± sandige Marmore, Quarzite, Kalk- und Tonschiefer

Am Westrand des Andermatter Beckens sowie beiderseits des Richlerentales erlaubten die Aufschlussverhältnisse und die Lithologie keine Unterteilung des Juras. Diese Aufschlüsse wurden deshalb als undifferenzierte Jura-Vorkommen kartiert.

Die oben erwähnten ?Äquivalente der Zementstein-Formation dürften die jüngsten Sedimente des Urseren-Mesozoikums verkörpern. Alles Jüngere ist abgeschert und baut heute Teile der helvetischen Decken auf. Das in BRÜCKNER & NIGGLI (1954, S. 396) und NIGGLI (1967, S. 372) erwähnte Vorkommen von reliktischem Helvetischem Kieselkalk und dunklem Kalk mit Kieselknauern des Valanginiens ist nie bestätigt worden.

Die Lithofazies des vorliegenden Mesozoikums weist gewisse Ähnlichkeiten mit derjenigen der Axen-Decke (bzw. Uri-Rotstock-Decke) sowie der Glarner und Mürtschen-Decke auf (WYSS 1985, SPILLMANN et al. 2011). Die Kreide-Formationen, die ursprünglich das stratigraphisch Hangende des Urseren-Mesozoikums (Trias–Malm) bildeten, wurden abgeschert und dürften heute zum grössten Teil in der Randkette, dem nördlichsten Element der Drusberg-Decke, zu finden sein (WYSS 1985, TRÜMPY 1999). In Teilen der Axendecke (im Gebiet zwischen Engelbergertal und Glarus) ist die ursprüngliche, bis in die Kreide reichende Schichtreihe lokal z.T. noch vollständig erhalten. Da eindeutige Leithorizonte und Leitfossilien fehlen, bleibt die Korrelation mit den helvetischen Decken bzw. Schichtreihen aber mit erheblichen Unsicherheiten behaftet.

Das alpine Gefüge wird, ähnlich wie im Permokarbon, von einer Hauptschieferung mit einer dazugehörigen, steilen Minerallineation dominiert, die weitgehend parallel zur Schichtung und zum Streichen der Zone orientiert ist.

Die grünschieferfazielle alpine Metamorphose äussert sich in der Marmorisierung der Kalke, verknüpft mit der Rekristallisation und Einregelung des Kalzits, sowie in der Neubildung von Hellglimmern, Biotit, Chlorit, Chloritoid, Ilmenit, Titanit und Magnetit. Das für die Metamorphosezonierung der Massive wichtige Leitmineral Chloritoid findet sich in unterschiedlicher Ausbildung in schwarzen tonigen Schiefern, kalkigen Quarziten und sandigen Marmoren.

GOTTHARD-MASSIV[2]

Der Anteil des Gotthard-Massivs am Gebiet von Blatt Urseren umfasst einen grossflächig aufgeschlossenen «altkristallinen» Gneiskomplex mit mehreren darin eingedrungenen spätvariszischen Granitkörpern (BONIN et al. 1993, LABHART 1999 u.a.).

Das «Altkristallin» besteht zum überwiegenden Teil aus prävariszischen Paragneisen, den «Gurschengneisen» oder «Nördlichen Paragneisen» der älteren Literatur bzw. der «metasedimentär-metaophiolithischen Serie» der neueren Publikationen. Darin eingelagert sind migmatitische Gneise, basische und ultrabasische Gesteine und Kalksilikatfels- bzw. Quarzitschollen. Die Südostecke des Kartengebiets wird von «Streifengneisen» dominiert. Hier finden sich auch kleine Aufschlüsse von Hornblendegarbenschiefern und Hornblende-Glimmerschiefern, die das Westende der Borel-Zone, eines vermutlich mittelpaläozoischen Gesteinszugs, darstellen (vgl. NIGGLI et al. 2008).

Prävariszische Paragneise und Migmatite

S Linsen von Serpentinit und Giltstein

Eingelagert in die Paragneise findet sich ein knappes Dutzend ultrabasischer Linsen bzw. Schollen von einigen wenigen bis zu einigen tausend Kubikmetern Inhalt. Sie sind Teil einer Zone, die sich am Nordrand des Gotthard-Massivs und des Tavetscher Zwischenmassivs über 70 km weit von Ernen im Wallis bis nach Trun im Vorderrheintal verfolgen lässt und mindestens 50–60 derartige Vorkommen umfasst (AMACHER & DOLLINGER 1985, PFEIFER et al. 1993, NIGGLI et al. 2008).

Petrographisch handelt es sich überwiegend um Serpentinite und Giltsteine, zum Teil mit genetisch bedeutsamen Relikten von Peridotit. Giltstein ist die im Kanton Uri und im Wallis für die Mischgesteine aus Serpentin, Talk und Chlorit übliche Bezeichnung. Andernorts heissen sie auch Lavezstein, Ofenstein oder Topfstein.

Diese Materialien werden im Urserental seit dem 16. Jh. gewonnen und verwendet. Dank dieser Abbautätigkeit sind einige Vorkommen gut aufgeschlossen: Chämleten oder Kämmleten (Koord. 686.400/163.160, 1650 m ü. M., Fig. 22), Gigenstafel (Koord. 687.950/163.450, 1850 m ü. M.) und Gurschenbach-Mettlen

[2] Nach dem heutigen Wissensstand repräsentiert das Gotthard-Massiv eine tiefpenninische Decke, eine Deutungsmöglichkeit, die Albert Heim schon vor 90 Jahren in Betracht gezogen hat (HEIM 1921, Bd. 2, S. 215). Dennoch scheuen sich die meisten Forscher noch immer, den Begriff Gotthard-Decke zu verwenden. Manche geben der Unsicherheit signalisierenden Schreibweise Gotthard-«Massiv» den Vorzug. In den vorliegenden Erläuterungen wird, in Kenntnis dieser Fakten, der klassische Namen Gotthard-Massiv verwendet.

Fig. 22: Abbaufront im Chämleten-Serpentin; Stand 2007.

(Koord. 689.625/164.740, 1620 m ü.M. u. 680.700/164.820, 1580 m ü.M.) sowie die Blockmasse des Ofästäi bei Hospental (Koord. 685. 920/163.240, 1550 m ü.M.).

Einige weitere in der Literatur (AMBÜHL 1929 u.a.) erwähnte Vorkommen sind nicht mehr auffindbar, so Wannelen, Giltnasen, Stockstafel (oder Stock) und Breitenstafel südlich Zumdorf. In den Hängen verbergen sich mit Sicherheit noch weitere kleine Linsen. So liegen im Bachbett der Furkareuss unterhalb der Einmündung des Steffentals mehrere Serpentinitblöcke, die vom südlichen, stark verbuschten Talhang stammen müssen.

Schliesslich ist noch auf zwei Untertagevorkommen hinzuweisen: Beim Vortrieb des Gotthard-Bahntunnels wurde zwischen Tm 4870 und 5310 ab Nordportal ein mächtiger Metaperidotit-Körper durchfahren (ausführliche Beschreibung durch STAPFF 1880a, b sowie weitere Anmerkungen in AMBÜHL 1929 und SCHNEIDER 1912). Die Durchörterung bereitete erhebliche Schwierigkeiten und erforderte 173 Arbeitstage für 440 m. Form und Ausdehnung der Linse sind nicht bekannt, doch handelt es sich sicher um die weitaus grösste bekannte im Gebiet des Kartenblattes. Die petrographische Zusammensetzung stimmt weitgehend mit derjenigen des darüberliegenden Vorkommens beim Gigenstafel überein, was STAPFF (1880a, b, Taf. III) zu einer etwas gewagten Interpretation betreffend Gestalt und tektonischer Verformung dieses Körpers bewogen hat.

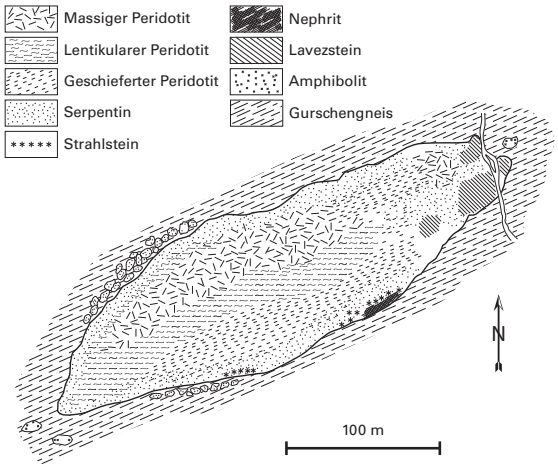


Fig. 23: Karte des Metaperidotit-Vorkommens beim Gigenstafel (nach SCHNEIDER 1912, umgezeichnet und leicht vereinfacht, mit Originallegende).

Im Sicherheitsstollen des Gotthard-Strassentunnels (nicht aber im benachbarten Haupttunnel) sind bei Tm 6143, 6173 und 6228 ab Nordportal in Linsen zerlegte Serpentinitbänder von maximal 2 m Mächtigkeit gefunden worden (KELLER et al. 1987, S. 15). Sie liegen praktisch senkrecht unter dem Steinbruch Chämleten.

Die meisten dieser Gesteine bestehen hauptsächlich aus Antigorit, Talk, Chlorit und Magnesit und sind als Serpentinite oder Giltsteine anzusprechen. Dabei schwanken die Anteile dieser vier Mineralien von Vorkommen zu Vorkommen und auch, wegen des Zonarbaus, innerhalb der Einzellinsen beträchtlich. Weitere Gemengteile – zum Teil in Adern oder auf Klüften – sind Asbest, Dolomit, Magnetit, Chromit, Pyrrhotin, Ilmenit, Bleiglanz, Rutil, Apatit und Scheelit. In den Randzonen der in die Paragneise eingebetteten Linsen treten oft Talk- und Biotitschiefer sowie Aktinolithfelse auf. Das Alter dieser retrograden Umwandlung kann nicht festgelegt werden.

Genetisch bedeutsam sind die reliktischen Peridotite im Kern der Vorkommen von Gigenstafel (Fig. 23) und im Gotthard-Bahntunnel, mit relativ hochtemperierten Mineralien wie Olivin (70–85% Fo), Cr-haltigem Spinell und Tremolit, die zusammen mit Antigorit, Diopsid, Cr-Chlorit, Talk und Magnesit auftreten (PFEIFER et al. 1993). Diese Autoren leiten die Ultrabasite wie auch die begleitenden Amphibolite (Metabasika) aus ozeanischer Kruste ab. Diese ist im frühen Paläozoikum in einen Akkretionskeil integriert worden. Die einzelnen Teile der ehemals zusammenhängenden Kruste liegen heute als aus dem Verband gelöste Späne (dismembered slices) im Paragneis.

γ^{α} Chastelhorn-Metagabbro

Im Raum Gemsstock–Chastelhorn finden sich im Paragneis eingelagert Granatamphibolite, die sich schon makroskopisch durch ihr magmatisches Gefüge und ihr grobes Korn als metamorphe Gabbros zu erkennen geben.

Das weitaus grösste Vorkommen ist ein Körper von ca. 1,5 × 0,4 km Ausdehnung und rund 0,4 km² Fläche, welcher den Bergkamm des Chastelhorns (früher: Kastelhorn) aufbaut. Weitere viel kleinere Aufschlüsse des gleichen Gesteins befinden sich am Skipistentrassee zwischen dem St. Annafirn und der Station Gurschen (Koord. 688.900/163.150, ca. 2365 m ü.M.; auf der Karte mit Index $\mathbf{A_g}$), südöstlich der St. Annalücke und (bereits im Gebiet von Blatt Oberalppass) am Weg Unteralptal–Gafallenlücke.

Die folgende Beschreibung beschränkt sich auf den Hauptkörper, den Chastelhorn-Metagabbro. Dieses auffällige Gestein war schon VON FRITSCH (1873), STAPFF (1880a, b) und AMBÜHL (1929) bekannt. Sie bezeichneten es als Granatamphibolit. Erst detaillierte mikroskopische, elektronenmikroskopische und geochemische Untersuchungen belegten den Metagabbro-Charakter und entschlüsselten dessen komplizierte Genese (ABRECHT et al. 1991a, b, BIINO 1992, BIINO & MEISEL 1993, PFEIFER et al. 1993, ABRECHT & BIINO 1994). Kontaktverhältnisse und Internbau dieses für die Massive einmaligen Metagabbrokörpers sind wegen der Schwierigkeit des Geländes auch heute noch nicht restlos geklärt.

Die Kontakte zum Paragneis sind vielfach tektonisch überprägt. Im Norden liegen sie zum Teil noch unter dem Eis des St. Annafirns. Die besten Aufschlüsse finden sich in der Westflanke, wo an einem nur wenig gestörten Primärkontakt Paragneisschollen im Gabbro eingeschlossen sind (Fig. 24).

Der Gabbrokörper ist in den Randzonen primär flasrig bis schlierig und sekundär schiefrig ausgebildet. Gegen den Kern zu wird er generell massiger. Das Gestein ist sehr variabel ausgebildet. Deshalb können die einzelnen Proben sehr unterschiedliche Korngrössen und Farbtöne aufweisen. So ergeben sich z.B. durch die sukzessive Anreicherung dunkler Gemengteile lokal bis zu 10 × 10 m grosse Partien ultramafischer, d.h. hornblenditischer und pyroxenitischer Zusammensetzung. PFEIFER et al. (1993, S. 123) beobachteten im Gneis unfern des Südkontakts Serpentinitlinsen, die sie aufgrund ihres ovoidalen Gefüges als metamorphe Kumulatlagen interpretierten. Einlagerungen granitoider Natur (z.B. am Ostgrat unweit des Gipfels) werden als ozeanische Plagiogranite/Tonalite interpretiert.

Der Internbau des Metagabbrokörpers ist weitgehend ungeklärt. Neben steilstehenden Strukturen in Kontaktnähe sind auch flachliegende Planare und Lineare beobachtet worden. Über die Tiefenerstreckung lässt sich nichts Konkretes aussagen. Die Interpretation von F.M. Stapff im Gotthardtunnel-Profil (Taf. II, Profil 6) ist eine Möglichkeit unter vielen.

Makroskopisch ist das Gestein ein mittel- bis grobkörniger, lokal Granat führender Amphibolit mit deutlich erkennbarem magmatischem Gefüge. Der Mine-

Fig. 24: Kontakt zwischen Paragneis (links unten) und Metagabbro (rechts). In der Bildmitte sind im Metagabbro eingeschlossene Paragneis-Schollen sichtbar. Chastelhorn Westflanke. Foto C. Gisler.

ralbestand besteht nach ABRECHT & BIINO (1994) aus den Hauptgemengteilen Plagioklas (42–52% An, bis zu drei Generationen), Amphibol (bis zu drei Generationen) und Granat (mit 65–70 Mol.-% Almandin, 15–20 Mol-% Pyrop und 7–20 Mol-% Grossular). Untergeordnet treten Biotit (bis zu drei Generationen) und Quarz auf sowie Klinopyroxen, Apatit, Zirkon, Ilmenit, Rutil, Monazit, Prehnit, Kalzit, Chlorit, Zoisit, Disthen, Muskovit und Margarit.

Dieser amphibolitfazielle, grünschieferfaziell überprägte Mineralbestand zeigt nun im Mikroskop – bei oft erstaunlich gut erhaltenem magmatischem Korngefüge – eine grosse Vielfalt komplizierter Reliktstrukturen wie Reaktionssäume (Coronas) und symplektitische Verwachsungen. Dank minutiöser Analyse der Strukturen und der damit verbundenen Mineralumwandlungen sowie aufgrund von Vergleichen mit weiter östlich gelegenen Vorkommen haben ABRECHT & BIINO (1994) die Entstehungsgeschichte des Gabbros rekonstruieren können. Diese ist durch vier metamorphe Ereignisse geprägt worden: Ersatz der primär-magmatischen Assoziation durch eine eklogitische Paragenese, anschliessend Anpassung des Mineralbestandes an granulitfazielle und später amphibolitfazielle Bedingungen sowie, abschliessend, eine teilweise retrograde grünschieferfazielle Überprägung.

BIINO (1992) und ABRECHT & BIINO (1994) haben an 30 Proben des Chastelhorn-Metagabbros Haupt- und Spurenelemente bestimmt. Mit Hilfe der CIPW-Norm konnten sie drei primäre Gabbrotypen unterscheiden, die Orthopyroxen, Klinopyroxen + Orthopyroxen oder Olivin + Klinopyroxen + Orthopyroxen führen.

U-Pb-Altersbestimmungen an Einzelkristallen von Zirkon aus dem Metagabbro ergaben ein ordovizisches Alter von 467 +5/–4 Ma (OBERLI et al. 1994).

A Amphibolite i. Allg.

Die «Gurschengneise» des Kartengebiets enthalten ungleichmässig verteilt Schollen, Schollenzüge und lagige Amphibolitkomplexe im m- bis 100-m-Bereich. Volumenmässig sind sie untergeordnet, für die Erforschung der Vorgeschichte des Massivs hingegen von grosser Bedeutung (s. Kap. Tektonisch-metamorphe Entwicklung).

Im Westteil des Kartenblattes, westlich der Gotthardreuss, wurden an der Oberfläche wie auch in den Tunnelbauten lediglich einige wenige Amphibolite angetroffen (KELLER et al. 1987). Im Ostteil hingegen finden sich mehr als vierzig Vorkommen, viele davon im Raum Gurschenalp, aber auch im Gebiet südlich des Gemsstocks. Ihre Ausdehnung variiert von Schollen im Kubikmeterbereich bis zu einzelnen langgestreckten, schmalen Zügen von bis zu einigen hundert Metern Länge.

Die äussere Erscheinung ist sehr uneinheitlich und deutet auf eine komplexe Genese hin: Kompakte, massige Amphibol-Granatfelse könnten Metaeklogite bzw. Metagranulite darstellen. Dioritische oder gabbroide Reliktgefüge weisen auf

Fig. 25: Amphibolitscholle im «Gurschengneis», mit kompaktem Kern und gebändertem, ins Gneisgefüge eingeregeltem Rand (Hammerlänge ca. 30 cm). Foto C. Gisler.

eine magmatische Vorgeschichte hin, während eine lagig-gebänderte Ausbildung eher auf eine sedimentäre Herkunft deutet. BIINO (1995) stellte bei seinen Serienuntersuchungen an Amphiboliten einen fast durchwegs amphibolitfaziellen Mineralbestand fest, mit den Hauptgemengteilen Plagioklas, Amphibol und Granat. Daneben gibt es grünschieferfaziell überprägte, meist alpin verschieferte Typen mit aktinolithischer Hornblende, Chlorit und Klinozoisit. Eklogit- oder granulitfazielle Mineralassoziationen wurden in den Amphiboliten im Gebiet von Blatt Urseren nicht gefunden. Entsprechende Relikte einer hochgradigen Metamorphose wurden aber im Chastelhorn-Metagabbro (s.o.) beobachtet. Viele Amphibolite sind streng in das Parallelgefüge der Gneise eingeregelt (Fig. 25) und gemeinsam mit ihnen verfaltet. Gelegentlich finden sich schöne Boudintexturen. Manche Vorkommen weisen eigenständige, von der alpinen bzw. variszischen NE–SW-Richtung abweichende Planar- und Lineargefüge auf, am ausgeprägtesten im Raum Gurschen–Gemsstock.

G_p Paragneise i. Allg. («Gurschengneis», inkl. «Guspisgneis»)

Die Paragneise am Nordrand des Gotthard-Massivs bilden eine insgesamt gleichförmige Abfolge brauner bis graubrauner lagiger, gut gebankter, verwitte-

rungsanfälliger Gneise mit Schiefereinschaltungen und lokalen Migmatitvorkommen. Im Südhang des Urserentals sind sie über weite Strecken von quartärem Lockermaterial überdeckt. Die guten Untertageaufschlüsse im Gotthard-Strassentunnel (KELLER et al. 1987) und im Furka-Basistunnel (KELLER & SCHNEIDER 1982 sowie Originalaufnahmen T. Labhart) bestätigen den Eindruck der Monotonie. Die Grenze zwischen Urseren-Zone und Gotthard-Massiv wird in der Regel dort gezogen, wo rotbraune Biotite auf den Schieferungsflächen erscheinen und die Muskovitblättchen merklich gröber sind. Lokal ist die Grenzziehung jedoch schwierig. Insbesondere kann nicht ausgeschlossen werden, dass das Permokarbon der Urseren-Zone längs des Kontaktes zum Teil mit den gotthardmassivischen Paragneisen verschuppt ist.

Der Mineralbestand, dominiert von Glimmern und Quarz, bewegt sich in folgenden Variationsbreiten (u.a. nach ARNOLD 1970a, AMBÜHL 1929, ABRECHT & BIINO 1994):

- Quarz: 20–50%
- Feldspat: 0–15%, selten auch mehr. Fast nur Plagioklas (Albit–Oligoklas, auch Oligoklas–Andesin), oft serizitisiert. Kalifeldspat nur sporadisch.
- Biotit: 5–45%
- Hellglimmer: 0–15%. Als Serizit oder Muskovit (stellenweise in groben Blättern als Quermuskovit).
- Ferner: Granat, Zirkon, Titanit, Rutil, Apatit, Epidot (Klinozoisit), Chlorit, Kalzit, Amphibol, Erz (Magnetit, Pyrit, Magnetkies).

Stofflich spiegelt diese Serie die Gesteinsassoziation des auf S. 102 beschriebenen ordovizischen ozeanischen Stadiums wider: Grosse Mengen an Paragneisen, die aus einem tonig-sandigen Protolithen mit eingelagerten Amphiboliten, Metagabbros, Metaultrabasiten und Kalksilikatfelsen entstanden sind.

Mineralparagenesen der kaledonischen Hochdruck- bzw. Hochtemperatur-Metamorphose sind im Gebiet von Blatt Urseren – im Gegensatz zu unmittelbar benachbarten Gebieten – nicht gefunden worden. Einen Ausnahmefall bildet der Chastelhorn-Gabbro mit seinen reliktisch erhaltenen Mineralassoziationen und Reliktstrukturen.

Die Gesteine zeigen durchwegs einen amphibolitfaziellen, partiell grünschieferfaziell überprägten Mineralbestand. Die Alterswerte sind in SCHALTEGGER (1994) zusammengestellt. Bezüglich des Alters der eingelagerten migmatitischen Bildungen sind keine Angaben möglich.

Die ausgeprägte Schieferung, meist NE–SW verlaufend, ist wohl präalpin angelegt, aber über weite Strecken – insbesondere am Nordrand des Massivs – alpin überprägt, unter retrograder Bildung von Serizit-Biotit-Chloritschiefern. Eigenständig orientierte voralpine Gefüge sind meist an Zonen mit Amphiboliten oder Bänder- und Muskovitgneisen gebunden. Besonders verbreitet sind sie im Raum Gurschen–Luterseeli–Gemsstock–St. Annafirn (Fig. 26).

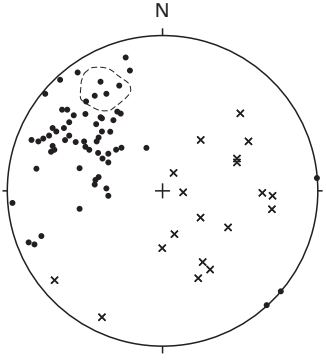


Fig. 26: Planar- und Linerargefüge in Gneisen und Amphiboliten der Region Gurschenalp–Gemsstock. Schmidt'sches Netz, untere Halbkugel. Punkte: voralpine Stoffbänderung; Kreuze: Faltenachsen (im m- bis 10-m-Bereich); umgrenzter Bereich: Häufigkeitsmaximum der alpinen Schieferung.

Die Stoffbänderung wie auch die Faltenachsen fallen mit 30–80° ost- bis südostwärts ein. Die Ähnlichkeit der Orientierung dieser Gefüge mit derjenigen der Paragneise im Bereich der ca. 10 km weiter östlich gelegenen Staumauer Curnera ist frappant (ARNOLD 1970a, Fig. 12).

Im oberen Guspistal finden sich nicht selten Scherfalten von unterschiedlichster Ausbildung und grosser, unsystematischer Variation in der Orientierung der Faltenachsen (Fig. 27). Sie sind das Produkt der intensiven variszischen und alpinen Zerscherung einer älteren Stoffbänderung.

Zur Korrelation mit den benachbarten Atlasblättern und mit früheren Arbeiten ist Folgendes festzuhalten:

- Der Anschluss an das Gebiet von Blatt Val Bedretto ist problemlos, wenn man von der in der Nebenkarte «Geologisch-tektonische Übersicht 1:200 000» ausgeschiedenen «Nördlichen Paragesteinszone» ausgeht. Die auf der Karte 1:25 000 vorgenommene zusätzliche Unterteilung dieser Zone kann hingegen weder durch die Befunde im darunter verlaufenden Furka-Basistunnel noch durch die vorliegende Kartierung bestätigt werden (LABHART 2005, S. 25 f.).
- Gegen Osten (Blatt Oberalppass) ist der Anschluss problemlos. Hier setzen sich die «Gurschengneise» in eine rund sechs Kilometer mächtige, bis nördlich des Pizzo Centrale reichende, lithologisch vergleichbare Paragesteinszone fort (AMBÜHL 1929, WINTERHALTER 1930).
- Im Gotthard-Querschnitt, insbesondere auch im Strassentunnel, treten feinlagige, sehr biotitreiche Glimmerschiefer mit unruhigem Gefüge auf, welche

Fig. 27: Verfalteter prävariszischer Paragneis («Guspisgneis») südlich des Gamsspitz. Hammerlänge ca. 30 cm. Foto C. Gisler.

als «Guspisgneise» (bzw. Guspis-Zone) bezeichnet worden sind (WAINDZIOK 1906, KELLER et al. 1987, LABHART 2005). An der Gotthardpassstrasse bei Rodont und auf Alpe di Fortünei noch in recht typischer Ausbildung vorhanden, lassen sie sich weiter östlich nicht mehr von den übrigen Paragneisen abgrenzen.

Die Gliederung der «Gurschengneise» auf der Karte von FEHR (1926) basiert auf der Annahme einer grossräumigen kontaktmetamorphen Beeinflussung der Paragneise durch die Gamsbodenintrusion. Die generelle Dreiteilung (von Süden nach Norden) in eine Zone mit Kontakthornfels und in Paragneise des inneren sowie des anschliessenden äusseren Kontakthofes lässt sich im Gelände nicht verifizieren (DE QUERVAIN 1967, S. 390).

G *Quarz- und feldspatreiche migmatitische Gneise, z.T. Muskovit führend*

Eingeschaltet in die Paragneise treten immer wieder helle, quarz- und feldspatreiche Partien von sehr unterschiedlicher Erscheinungsweise auf. Man beobachtet u.a. gangartige, scharf begrenzte granitoide Adern, unregelmässige netzartige Durchaderungen und Durchtränkung migmatitischen Charakters oder fliessende Übergänge in streifengneisähnliche Bändergneise. Die primären Verbands-

Fig. 28: Zerscherte aplitisch-migmatitische Lagen, auf den ersten Blick einen Augengneis vortäuschend. Foto C. Gisler.

verhältnisse sind häufig durch jüngere Zerscherung verwischt. Schöne klassische Migmatite trifft man kaum.

Die Abgrenzung solcher Areale ist im Bereich frischer Aufschlüsse gut möglich, aber bei verwitterten, z.T. flechtenbedeckten Gesteinsoberflächen schwierig (Fig. 28). AMBÜHL (1929, S. 277ff.) beschreibt die Schwierigkeit der Abgrenzung dieser Migmatite wie folgt: «Diese Gesteinstypen treten spindelförmig und in Zonen auf […] in der Gurschen- und St.-Annaberg-Zone spärlicher als weiter im Osten […] Es gibt alle Übergänge von Paragneisen mit kaum merklicher Injektion bis zu feldspatreichen Gneisen, die nicht mehr von Orthogneisen zu unterscheiden sind. Dies erschwert das Kartieren in beträchtlichem Masse, weil man sich beim Eintragen auf die Karte stets für das eine oder andere Gestein entscheiden muss […] Eine gewisse Schematisierung liess sich nicht vermeiden.» Die Bereiche mit Migmatiten (**G**) wurden aber trotzdem, soweit möglich, analog zum östlich anschliessenden Blatt Oberalppass und in Anlehnung an die Kartierung von E. Ambühl, als eigenständige Komplexe mit einer Kontur abgegrenzt. Sie entsprechen den «Mischgneisen» älterer Autoren und wurden von MERCOLLI et al. (1994b) als «migmatic quartzo-feldspatic gneisses» bezeichnet.

AMBÜHL (1929) erklärt die Genese dieser Gesteine mit der Beeinflussung durch «Streifengneismagmen», welche «bei der Intrusion die mit ihnen in Berüh-

Fig. 29: Kalksilkatlinse im «Gurschengneis» beim St. Annafirn (Bildbreite ca. 15 cm). Foto C. Gisler.

rung kommenden Paragneise […] weitgehend verändert, injiziert und zum Teil gar aufgeschmolzen haben.» Im Gebiet von Blatt Urseren fanden sich an den Kontakten der «Streifengneise» zum Nebengestein jedoch keinerlei Häufungen migmatischer Bildungen, die diese Hypothese bestätigt hätten.

Im Gotthard-Strassentunnel wie auch im Furka-Basistunnel traten derartige helle quarz- und feldspatreiche Einschaltungen nur sporadisch auf (KELLER & SCHNEIDER 1982, KELLER et al. 1987).

Gehäuftes Auftreten von Kalksilikatfels- und Quarziteinschlüssen

Im weiteren Umfeld des St. Annafirns treten, eingeregelt im Paragneis, zahlreiche schollen- bzw. boudinförmige Einschlüsse von Kalksilikatfels und Quarzit auf. Im übrigen Gebiet finden sie sich nur vereinzelt, so im Witenwasserental, auf der Isenmannsalp und im oberen Guspistal. Diese isolierten Linsen wurden auf der Karte nicht vermerkt.

Meist handelt es sich um Boudins von elliptischer Form und einem Längen: Breiten-Verhältnis von 3:1 bis gegen 10:1 (Fig. 29). Die Grösse beträgt meist einige Dezimeter, kann aber ausnahmsweise einige Meter erreichen. Am Auftreten ähnlicher Schollen in der streichenden Fortsetzung erkennt man gelegentlich, dass es sich wirklich um boudinierte Lagen handelt. Langgezogene Exemplare

können auch verfaltet sein. Die Farbe ist grau, rötlich oder grünlich, wobei die Randzone oft eine andere Färbung als der Kern aufweist.

Im Mineralbestand dominieren Quarz und Granat. Dazu kommen Diopsid, Epidot, Titanit, Hornblende, Karbonate und Opakmineralien in wechselnden Anteilen (AMBÜHL 1929, ARNOLD 1970a, NIGGLI et al. 2008). Diese Kalksilikatfels- und Quarziteinschlüsse dürften kalkige bis kalkig-mergelige Sandsteine repräsentieren, die als dünne Schichten oder Schmitzen in die ursprünglichen Grauwacken und Arkosen, den heutigen Paragneisen, eingelagert waren.

Die bedeutendste Häufung derartiger Schollen im Paragneis ist von ARNOLD (1970a, 1972) im Gebiet des Val Curnera untersucht worden. Aus den Paragneisen zwischen Curnera und St. Annafirn sind nur wenige, lokale Vorkommen bekannt geworden (NIGGLI et al. 2008).

Prävariszische Orthogneise («Streifengneis»)

GO_s Heller Zweiglimmer-Alkalifeldspatgneis, variabel ausgebildet (lagig, linear-stengelig, augig, grobflaserig)

In der zentralen Längsachse des Gotthard-Massivs sind langgestreckte, unregelmässige, massivparallel verlaufende Orthogneiskörper in die Paragneise eingeschaltet. Sie weisen eine komplizierte und längst nicht überall geklärte Geometrie auf. Ihr Anteil an der Gesamtfläche des Massivs ist beträchtlich und insgesamt grösser als diejenige der variszischen Granitkörper. HEIM (1891) prägte für diese Orthogneise den Begriff «Streifengneise».

«Streifengneise» sind helle, ausgesprochen lagige Zweiglimmergneise mit leicht orangefarbener Anwitterung (Fig. 30). Im Gegensatz zu anderen Regionen im Gotthard-Massiv fehlt ihnen im vorliegenden Gebiet das lineare, stängelige Gefüge, welchem sie den Namen verdanken. Die Korngrösse variiert stark. Neben schmalen, gangförmigen, feinkörnigen Vorkommen existieren im Südosten grobkörnige Varietäten, denen bis zu fünf Zentimeter grosse Alkalifeldspäte Augengneischarakter verleihen.

Der Mineralbestand wird dominiert von Quarz (25–35%), Alkalifeldspat (20–35%), Plagioklas (5–13% An; 15–30%), Muskovit (um 10%) und Biotit (um 5%). Als Akzessorien treten Titanit, Orthit, Epidot, Chlorit, Apatit, Zirkon, Granat, Kalzit, Rutil und Opakmineralien auf.

Die Hauptzüge der Genese dieser Gneise wurden schon früh erkannt: Zuerst kam es zur Intrusion eines granitischen Protoliths, unter begleitender Bildung von Migmatiten (den «Injektions-» und «Mischgneisen» der älteren Autoren). Später wurde dieser Protolith dann zu Orthogneis umgeprägt. Die Intrusion – das «Streifengneis-Ereignis» – diente als relativer Altersfixpunkt in der Entwicklung des Massivs und führte zur Zweiteilung der Gneisserien in «vorstreifengneisische» und «nachstreifengneisische» (HUBER 1943, NIGGLI 1948, NIGGLI et al. 2008).

Fig. 30: Typischer, leicht flaseriger «Streifengneis» (Hammerlänge ca. 30 cm). Foto C. Gisler.

Mehrere Altersbestimmungen haben inzwischen ein frühsilurisches Intrusionsalter von ca. 440 Ma ergeben (ARNOLD 1970b, BOSSART et al. 1986, SERGEEV & STEIGER 1993, 1995, 1996). Mehrere Generationen ererbter Zirkone und ein hohes initiales $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnis kennzeichnen den «Streifengneisprotolith» als ein Magma, das durch Aufschmelzung von Krustenmaterial entstanden ist.

In der neueren Literatur wird anstelle des oft missverstandenen Begriffs «Streifengneis» die Bezeichnung Ordovizische(r) Metagranit(e) bzw. Late Ordovician Metagranitoids verwendet.[3] Die Umprägung zum Gneis und deren Begleitumstände konnten bis heute zeitlich nicht genau festgelegt werden. Sie fallen in den weiten Zeitraum zwischen 440 Ma und der Intrusion jüngerer Granite um 300 Ma, welche die Gneisgefüge diskordant durchsetzen. Es handelt sich also um ein spätkaledonisches oder, wahrscheinlicher, um ein variszisches Ereignis. Dieses hat nicht nur im «Streifengneis», sondern im ganzen Gotthardkristallin eine Metamorphose (vielleicht inkl. Migmatitbildung) und eine durchgreifende Gefügeprägung («Streifengneis»-Linear, Schieferung, Verfaltung) bewirkt und ist als Ganzes bis heute wenig verstanden.

[3] Gemäss der aktuellen Zeitskala der International Commission on Stratigraphy (ISC) muss heute von Frühsilurischen Metagraniten bzw. Early Silurian Metagranitoids gesprochen werden.

Fig. 31: Verfaltete «Streifengneis»-Apophyse im «Gurschengneis» (Hammerlänge ca. 30 cm). Foto C. Gisler.

Im Gebiet von Blatt Urseren treten «Streifengneise» nur ganz im Südosten auf, mit einer Gesamtfläche von knapp 2 km^2. Die «Streifengneise» im Raum Sasso di Paisgion sind Teil des grossen, mehrheitlich im Gebiet von Blatt Val Bedretto liegenden «Streifengneis»-Komplexes des Sellasees (Bezugslokalität des Sella-Gneis von STAPFF 1880a, b; siehe «Geologisch-tektonische Übersicht 1:200 000» und Taf. II, Profil 6).

Nördlich davon streichen im Raum Gitziälpetlilücke-Rotstock-Gamsspitz von Osten her mehrere unzusammenhängende, gangartige, ENE–WSW verlaufende «Streifengneiszüge» ins Blattgebiet. Sie queren das obere Guspistal, bauen dort unter anderem die markanten Felsnadeln des Gloggentürmli und den daran anschliessenden Grat auf und enden nordöstlich der Alpe di Fortünei. Im darunter verlaufenden Gotthard-Strassentunnel erscheinen die Streifengneise nicht mehr. Weiter nördlich, im Gebiet des Gemsstocks, finden sich lediglich noch einige isolierte, kleine Vorkommen heller Gneise, die wohl gewissen «Streifengneisen» ähneln, aber dennoch nicht eindeutig als solche angesprochen werden können. Sie wurden deshalb den «Gurschengneisen» zugewiesen.

Die Intrusivkontakte der «Streifengneise» gegen die Paragneise sind scharf und wegen des Farbkontrasts von weitem erkennbar. Gneise und Metagranit sind

später gemeinsam intensiv verfaltet worden. Weil die alte Gneisbänderung, die Kontakte und die jüngere Schieferung oft praktisch parallel zueinander verlaufen, sind häufig einfache Faltenmuster mit einheitlich streichenden Faltenachsen zu beobachten. Anders verhält es sich bei der Deformation der in Kontaktnähe gehäuften, ursprünglich diskordant zur alten Gneisbänderung verlaufenden Aplit- oder Pegmatit-Gänge, die zu komplizierten Faltengebilden mit unregelmässig verlaufenden Faltenachsen deformiert worden sind (Fig. 31 und Titelbild der Erläuterungen).

Längs der Kontakte liessen sich keinerlei migmatitische Bildungen beobachten. Die vorliegende Kartierung kann daher keinen Beitrag zum viel diskutierten Verhältnis zwischen «Streifengneisintrusion» und Migmatitbildung leisten (MERCOLLI et al. 1994b, LABHART 2005, NIGGLI et al. 2008).

Variszische Paragneise und Schiefer

P_B Hornblendegarbenschiefer und Hornblende-Glimmerschiefer sowie Hornblendegneise und Granatamphibolit (Borel-Zone)

An zwei Stellen treten gemäss der «Geologisch-tektonischen Übersicht 1:200 000» des Blattes Oberalppass mittelpaläozoische Metasedimente der Borel- und der Tenelin-Zone auf Blatt Urseren über. Am Pizzo Centrale ist die Borel-Zone auf diesem Kärtchen rund 600 m breit eingezeichnet. Die als mittelpaläozoisch eingestuften Gneise ($\mathbf{P_B}$) bilden aber lediglich wenige 20–60 m grosse Aufschlüsse, die mit Granatamphibolitbändern assoziiert sind, während der Hauptteil der Zone aus «Gurschengneis» ($\mathbf{G_P}$) besteht.

Hornblende führende Gesteine, die allenfalls variszischen Alters sein könnten, fanden sich im Gebiet von Blatt Urseren einzig im westlichen Vorbau des Pizzo Centrale bei Koord. 689.800/159.280, wo eine wenige Dezimeter mächtige Lage eines Hornblendegarbenschiefers (Fig. 32) zusammen mit Hornblende führenden Gneisen, Amphiboliten und Hornblenditen mit bis zu 3 cm grossen Amphibolen vorkommt. Dieser Aufschluss lässt sich als westlichster Ausläufer der Borel-Zone deuten (vgl. auch AMBÜHL 1929).

In der Südostecke des Kartengebietes (nahe Koord. 690.000/158.300) grenzt der 200 m breite Zug der Tenelin-Zone an die Gebietsgrenze. Gemäss Blatt Oberalppass wird diese Zone durch variszische Paragneise (Hornblende führende Granat-Glimmergneise und -schiefer $\mathbf{P_T}$) repräsentiert. Eine Überprüfung der Situation ergab, dass es sich um braune feinkörnige Paragneise handelt, die von «Streifengneis» und Aplitgängen intrudiert wurden. Dieser Gesteinsverband wurde später gemeinsam verschiefert und verfaltet. Ein mittelpaläozoisches Alter dieser Gesteine fällt hier ausser Betracht. Die Tenelin-Zone keilt demnach noch im Gebiet von Blatt Oberalppass aus.

Fig. 32: Hornblendegarbenschiefer vom Westende der Borel-Zone am Pizzo Centrale. Foto C. Gisler.

Spätvariszische Intrusiva

Das «Altkristallin» des Gotthard-Massivs des Gebiets von Blatt Urseren wird von mehreren stockartigen Granitkörpern durchsetzt. Es sind dies der Gamsboden-Granitgneis und der Fibbia-Granitgneis (nur marginal) sowie der Cacciola- und der Winterhorn-Granit.

Altersbestimmungen an Zirkonen haben für alle diese Granite spätvariszische Alter ergeben, wobei die für die verschiedenen Komplexe im Verlauf der 1990er-Jahre ermittelten Alterswerte aufgrund der zunehmend verfeinerten Analysentechnik immer näher zusammengerückt sind (SERGEEV & STEIGER 1993, 1994, 1995, 1996, 1998, SERGEEV et al. 1995). Heute wird zwischen einem älteren magmatischen Puls vor 296 ± 1,2 Ma, während dessen der Gamsboden- und der Fibbia-Granit (sowie im östlichen Gotthard-Massiv der Medelser Granit und der Cristallina-Granodiorit) intrudierten, und einem etwas jüngeren Puls vor 294,5 +3,5/–2,0 Ma, der den Rotondo-, den Tremola-, den Prosa-, den Cacciola- und den Winterhorn-Granit[4] umfasst, unterschieden.

[4] Das auf der Karte angegebene Alter von ca. 295 Ma steht für das Alter des jüngeren Pulses und gilt sowohl für den Winterhorn- als auch den Cacciola-Granit, die beide zur gleichen Intrusion gehören dürften (SONDER 1921, HOFMÄNNER 1964, SCHALTEGGER 1994). Datiert worden ist jedoch nur der Cacciola-Granit.

Auffallend ist die enge Verwandtschaft von Fibbia- und Gamsboden-Granitgneis, die auch schon als Zwillingsplutone bezeichnet worden sind. Sie zeichnen sich durch praktisch identische Zirkonpopulationen, eine starke Vergneisung und ein ähnliches äusseres Erscheinungsbild aus. Es ist durchaus möglich, dass die beiden durch die «Guspis-Zone» getrennten Intrusivkörper in grösserer Tiefe zusammenhängen.

Die unterschiedliche Intensität der Vergneisung der gotthardmassivischen Intrusiva hat SONDER (1921) damit erklärt, dass der Komplex Fibbia-Gamsboden bereits vor der Intrusion der jüngeren Granite (Rotondo, Cacciola, Winterhorn) ein erstes Mal vergneist worden sei. Diese Hypothese ist bis in die neuere Zeit hinein mehrfach aufgegriffen und diskutiert worden, zuletzt durch GUERROT & STEIGER (1991). Weder HOFMÄNNER (1964) noch MARQUER (1990) oder ZANGERL et al. (2006) konnten aber am Gamsboden- bzw. Fibbia-Granitgneis Spuren einer voralpinen Schieferung feststellen. Eine selektive alpine Vergneisung aufgrund primär unterschiedlicher Glimmergehalte, wie sie beispielsweise auch im Zentralen Aare-Granit festzustellen ist, bleibt daher die plausibelste Erklärung.

γ_G Gamsboden-Granitgneis

Der Gamsboden-Granitgneis bildet einen stockförmigen, im Oberflächenaufschluss dreieckigen Körper. Benannt worden ist er von VON FRITSCH (1873) nach dem Gamsboden an der Gotthardstrasse. Seine grösste Längserstreckung (in SW–NE-Richtung) beträgt rund acht Kilometer und seine Fläche etwa 12 km². Davon liegen rund 4/5 im Gebiet von Blatt Urseren. Während dieser Intrusivkörper im Gotthard-Strassentunnel noch auf einer Strecke von 3,7 km durchquert wird (Taf. II, Profil 5), ist der offensichtlich rasch abtauchende Granitstock im nur zwei Kilometer östlich davon verlaufenden Gotthard-Bahntunnel nicht mehr angefahren worden.

Im Nordwesten grenzt der Gamsboden-Granitgneis mit teilweise tektonischen Kontakten an den Cacciola- und den Winterhorn-Granit und im Osten an die Paragneise («Gurschengneise»). Hier finden sich zwei Bereiche mit interessanten, gut aufgeschlossenen Kontakten: Der erste liegt hoch über Hospental, im Gebiet zwischen den obersten Lawinenverbauungen am Vorderen Älpetli und den darüber liegenden Felspartien (Koord. ca. 687.700/162.800). Hier, in der Dachregion des Granitstocks, sind Verzahnungen mit dem «Gurschengneis» und dessen Durchaderung mit meist flach liegenden Aplitgängen aufgeschlossen. Von besonderem Interesse ist eine vom Granitstock ausgehende dekametermächtige, steilstehende, gangartige Apophyse mit ausgeprägter Augengneistextur, die sich fast einen Kilometer weit nach Nordosten bis an den St. Annabach verfolgen lässt. Der zweite umfasst schöne Intrusivkontakte mit Apophysen und vom Granit ausgehenden Aplitgängen im «Gurschengneis» nordöstlich der Alpe di Fortünei (Fig. 33) sowie nördlich der Sunnig Lücke.

Fig. 33: Kontakt zwischen Gamsboden-Granitgneis (hell) und «Gurschengneis» (dunkel) westlich des Schwarzlochhorns. Foto C. Gisler.

Makroskopisch ist der Gamsboden-Granitgneis ein recht homogener Zweiglimmer-Augengneis mit mehrere Zentimeter grossen Alkalifeldspäten. Lokal treten etwas hellere feldspatreichere oder aber graue biotitreichere Varietäten auf. Quer zur Schieferung stehende, aber von ihr umflossene Alkalifeldspäte wurden von KVALE (1957, 1966) als alpin postdeformativ gesprosste Porphyroblasten interpretiert. Für HOFMÄNNER (1964) hingegen handelt es sich um einen verschieferten porphyrartigen Granit mit Feldspäten, deren unterschiedliche Orientierung primärer Natur ist.

Nach HOFMÄNNER (1964) und STECK (1976) umfasst der Mineralbestand 30–50% Quarz, 23–30% Alkalifeldspat (Mikroklin), 20–32% Plagioklas (Albit und Oligoklas), 2–6% Hellglimmer (Phengit/Serizit) und 2–10% Biotit (inkl. Chlorit) sowie als Akzessorien Epidot/Orthit, Granat, Zirkon, Titanit, Kalzit und Erze. Im Biotit hat NIGGLI (1965b) erstmals Titanit-Sagenitbildungen beobachtet.

Der Mineralbestand ist fast vollständig alpin um- bzw. rekristallisiert. Dabei sind wegen der Peristerit-Mischungslücke gleichzeitig zwei Na-Ca-Feldspäte gebildet worden, ein Albit und ein Oligoklas mit 10–25% An (STECK 1976).

Eine Ausnahme bildet der Zirkon. Hier sind neben Kristallen, die ein Intrusionsalter von 296 Ma geliefert haben, zwei ältere, 740 bzw. 1760 Ma alte Fraktionen erhalten geblieben, welche aus assimiliertem «Altkristallin» stammen müssen (SERGEEV et al. 1995).

Das Gestein ist praktisch durchgehend vergneist. Aus diesem Grunde wird in der Literatur fast ausschliesslich die Bezeichnung Granitgneis verwendet. Nur im Gotthard-Strassentunnel konnten dekameterbreite granitische Partien beobachtet werden (KELLER et al. 1987). Entsprechend der Lage des Stocks im Nordteil des Gotthardfächers fallen die Schieferungsflächen fast durchwegs mehr oder weniger steil nach Südosten ein (ZANGERL et al. 2006). Jünger als diese durch duktile Deformation entstandenen Flächen sind mehrere Generationen spröder Störzonen, welche den Granit durchsetzen und seine Morphologie prägen. Sie sind in neuerer Zeit im Detail untersucht worden (LÜTZENKIRCHEN 2002, ZANGERL et al. 2006). Nicht eindeutig geklärt sind die Zusammenhänge dieser Störzonen mit Wassereinbrüchen im Gotthard-Strassentunnel und den grossräumigen Setzungen über dem drainierenden Tunnel.

Warum im Gamsboden-Granitgneis alpine Zerrklüfte praktisch fehlen, ist bis heute nie plausibel erklärt worden.

Über den Gesamtchemismus orientieren lediglich drei Analysen von SONDER (1921). Hingegen legte HOFMÄNNER (1964) eine detaillierte Studie über die Verteilung von K, Na und U/Th vor. Danach ist die Kernzone des Granitkörpers im Vergleich zu dessen Randzone reicher an den radioaktiven Elementen U und Th und an Na, aber ärmer an K. Dieses Verteilungsmuster der radioaktiven Elemente bestätigte sich im Gotthard-Strassentunnel (L. Rybach in KELLER et al. 1987, S. 63 u. Anh. 9).

γ_F Fibbia-Granitgneis

Der Fibbia-Granitgneis – der Name stammt von VON FRITSCH (1873) – ist eine ovale, stockförmige Masse von rund 10 km² Fläche, die zwischen Rodont und der Gotthard-Passhöhe sowie im Massiv der La Fibbia südlich des Lago di Lucendro ansteht. Im Gotthard-Strassentunnel ist der Granitstock auf einer Länge von 700–800 m angefahren worden. Er ist im Gebiet von Blatt Urseren nur mit zwei kleinen, südlich der Alpe di Fortünei am Riale di Fortünei gelegenen Aufschlüssen vertreten. Granitische Einlagerungen in glimmerreichen Paragneisen bei der Capanna di Rodont und östlich davon am Gotthard-Wanderweg könnten zerscherte Apophysen oder Gänge der Fibbia-Intrusion darstellen.

Makroskopisch stellt der Fibbia-Granitgneis einen hellen Zweiglimmergneis mit charakteristischen grossen Alkalifeldspäten dar. Die Textur ist meist flaserig-schlierig, die Feldspäte gut in «s» eingeregelt. Typisch ist ein rötlich-violetter Farbton. Die Schieferung trägt das typische, ungefähr in der Falllinie verlaufende alpine Streckungslinear. Nicht selten trifft man auch auf ungeschieferte, verschonte Partien mit granitischem Gefüge, so auf der Gotthard-Passhöhe (MARQUER 1990, LABHART 2005) und im Strassentunnel (KELLER et al. 1987). In dieser Fazies beobachtet man häufig primäre Inhomogenitäten, wie pegmatitische, aplitische und biotitreiche Schlieren, sowie isometrische, dunkle Schollen von cm- bis dm-Grösse.

Nach HAFNER (1958) und STECK (1976) umfasst der Mineralbestand 20–30% Quarz, 25–40% Alkalifeldspat (Mikroklin), 20–30% Plagioklas (Albit mit 0,7–3,2% An, Oligoklas–Andesin mit 9,5–22,1% An), 10% Biotit, 5–10% Phengit sowie akzessorischem Chlorit, Epidot/Orthit, Granat, Zirkon und Apatit. Der Mineralbestand ist alpin grösstenteils neu- bzw. umkristallisiert. Auch hier sind, wie im Gamsboden-Granitgneis, wegen der Peristerit-Mischungslücke zwei verschiedene Na-Ca-Feldspäte vorhanden. Die Zirkone des Gamsboden- und des Fibbia-Granitgneises zeigen einen identischen Habitus, was darauf hinweist, dass die beiden Gesteine nahe verwandt sind (HOFMÄNNER 1962).

MARQUER (1990) und ZANGERL et al. (2006) haben eingehende Strukturanalysen des Fibbia-Granitgneises vorgelegt. Beide betonen – bei nicht immer übereinstimmenden Schlussfolgerungen – die Wichtigkeit der Überlagerung alpiner, duktil gebildeter Foliationen und Scherzonen (zones de cisaillement) durch jüngere Sprödbruchsysteme.

Es existieren lediglich zwei, auf SONDER (1921) zurückgehende Gesamtgesteinsanalysen. Daten über U-Th-Gehalte und die Gesteinsradioaktivität erhoben RYBACH et al. (1962), LABHART & RYBACH (1980) und KELLER et al. (1987).

γ_C Cacciola-Granit[5]

Es handelt sich um einen schmalen, dem Gamsboden-Granitgneis im Nordwesten anliegenden, ca. drei Kilometer langen Granitzug, der vom westlichen Unterbau des Pizzo d'Orsirora gegen Südwesten ins Witenwasserental zieht. Er war schon BALTZER (1888, S. 110) bekannt, der schreibt: «Hier treffen wir bei der Cacciolaalp auf ein aus der Tiefe auftauchendes Protogingewölb, analog dem der Mittagfluh.» Im Furka-Basistunnel wurde er auf einer 882 m langen Strecke aufgefahren. Bei Tm 3385 ab Realp kam es dabei an einer Störzone mit desaggregiertem Granit und Lamprophyr zu schweren Niederbrüchen und anschliessend zu einem mehrmonatigen Bauunterbruch (KELLER & SCHNEIDER 1982, HEITZMANN 1985). Im Gebiet von Blatt Urseren nimmt der Cacciola-Granit eine knapp quadratkilometergrosse Fläche am zentralen südlichen Kartengebietsrand ein. Es handelt sich fast durchwegs um wenig aussagekräftige, z.T. versackte, isoliert im Quartär liegende Aufschlüsse.

HOFMÄNNER (1964) beschreibt das Gestein als hellen Biotit- bis Zweiglimmergranit von massiger Ausbildung, der nur in Kontaktnähe verschiefert ist. Im Vergleich zum benachbarten Winterhorn-Granit, zu dem es keine direkten Kontakte gibt, ist der Cacciola-Granit deutlich grobkörniger und enthält mehr Biotit und weniger Granat. Er zeigt deutliche Analogien zum Rotondo-Granit (SONDER 1921, LABHART 2005). Im Gebiet von Atlasblatt Val Bedretto (HAFNER et al. 1975) wurde er deshalb als nicht separat benannter Ausläufer des Rotondo-Granits aufgeführt.

Der Mineralbestand wird von HOFMÄNNER (1964) wie folgt angegeben: 25–40% Quarz, 25–35% Plagioklas (mit 0–4% An), 25–35% Alkalifeldspat, 0,5–5% Biotit, 1–3% Serizit/Muskovit sowie akzessorischer Epidot, Granat, Apatit und Zirkon.

U-Pb-Bestimmungen an Zirkon ergaben ein Intrusionsalter von 292 ± 9 Ma (OBERLI et al. 1981).

γ_W Winterhorn-Granit

Der in der Literatur auch Winterhorn-Aplit oder Winterhorn-Aplitgranit genannte Granitkörper (SONDER 1921, AMBÜHL 1929, HOFMÄNNER 1964) von etwa 3 km Länge und max. 500 m Breite grenzt im Osten an den Gamsboden-Granitgneis und im Westen an «Gurschengneis». Im Norden keilt er als schmaler Zug ca. 60 m oberhalb der Gotthardpassstrasse aus. Im nördlichen Vorbau des Winterhorns, dessen Gipfel im Gamsboden-Granitgneis liegt, trennt ein knapp 60 m breiter Streifen von «Altkristallin» die beiden Gesteine. Dieser ist durchsetzt mit vom Winterhorn-Granit ausgehenden Apophysen und steilstehenden Gängen (Fig. 34).

---

[5] Übliche Schreibweise in der geologischen Fachliteratur. Auf der Landeskarte heisst die namengebende Alp «Gatschola».

Fig. 34: Gang- und stockförmige Teilintrusionen des Winterhorn-Granits am Kontakt zu den dunklen Paragneisen des Winterhorn-Nordgrates; Blick von Osten (aus SPILLMANN et al. 2011). Foto C. Gisler.

Die hellen, weiss-gelblichen Schutthalden des Winterhorn-Granits in der Nordflanke des Winterhorns sind weithin sichtbar. HOFMÄNNER (1964) betont die Ähnlichkeiten mit dem Cacciola-Granit und dem Rotondo-Granit, SONDER (1921) diejenige mit der aplitischen Randfazies des Rotondo-Granits. Es ist auch möglich, dass der Winterhorn-Granit die aplitische Randfazies des Cacciola-Granits darstellt.

Auffallend im Handstück sind der violett schimmernde Quarz, der grünliche phengitische Hellglimmer und die 0,3–1 mm grossen Granate. Diese sind an der Oberfläche stark verwittert und bilden die färbende Komponente einer 15 bis 20 cm dicken bräunlichen bis orangegelben Kruste. Biotit fehlt völlig.

Die Bezeichnung Aplit ist angesichts des meist mittelkörnigen Gesteins höchstens durch das Fehlen dunkler Gemengteile und des hohen Gehaltes an SiO_2 (76,9%, HOFMÄNNER 1964) gerechtfertigt.

Der Mineralbestand umfasst (nach HOFMÄNNER 1964) 25–41% Quarz, 27–48% Plagioklas (0–4% An), 25–44% Alkalifeldspat, 1–10% Serizit-Muskovit/Phengit, 3% Granat sowie Epidot, Apatit und Zirkon.

Die überwiegend tektonisch überprägten Kontakte zum Gamsboden-Granitgneis lassen keine klare Altersbeziehung erkennen.

Ganggesteine

Ap Aplit

Aplitgänge treten vor allem in den Kontaktzonen des Gamsboden-Granitgneises und des Winterhorn-Granits auf, sind auf der Karte aber, wegen ihrer geringen Mächtigkeit, nur im Bereich des Vorderen Älpetli ausgeschieden. Sie durchsetzen die alten Gneisgefüge scharf und diskordant und unterscheiden sich dadurch klar von den älteren, mit der «Streifengneis»-Intrusion verknüpften, extrem deformierten Apliten.

Pg Muskovit-Pegmatit

Die grösste Konzentration pegmatitischer Gänge befindet sich in der Umgebung der Mittelstation Gurschen der Gemsstockbahn, direkt im Untergrund des Gebäudes und auf dem Vorplatz sowie wenige Meter oberhalb der Station im Felsanschnitt der Skipiste. Hier liegen zwei subparallele Pegmatitgänge schief diskordant in Amphiboliten, der eine 8–10 m mächtig und mindestens 50 m weit zu verfolgen, der andere kürzer und über 3 m mächtig. Weitere kleinere Pegmatite finden sich entlang des planierten Pistenstreifens bis auf ca. 2350 m ü.M.

Eine weitere Häufung wurde im Gebiet Im hinteren Loch–Gitziälpetlilücke beobachtet, wo sie mit «Streifengneisen» assoziiert sind. Die Gänge sind hier meist lediglich einige dm mächtig und verlaufen leicht diskordant zur Bänderung der «Streifengneise». In der Nähe treten weitere, meist nur aus Quarz und Feldspat bestehende Gänge bzw. unregelmässig geformte, helle Intrusionsmassen auf. Im übrigen Gebiet sind Pegmatite selten. AMBÜHL (1929, S. 342) erwähnt einen vereinzelten Granat-Turmalinpegmatit vom Gurschengletscher, und im Gotthard-Strassentunnel fanden KELLER et al. (1987) im Bereich von Tm 5900 ab Göschenen auf einer Strecke von 70–80 m Muskovitpegmatite von bis zu zwei Metern Mächtigkeit, die durch die alpine Tektonik in perlschnurartig aneinandergereihte Linsen zerlegt worden sind.

Der Mineralbestand wird dominiert von Quarz (20–35%), Muskovit (5–15%) und Feldspäten (Plagioklas oder Alkalifeldspat, 60–70%). Dazu kommen selten Turmalin und Granat. Die Korngrösse erreicht beim Quarz 3–4 cm, beim Muskovit 5 cm, bei den Feldspäten bis 10 cm. Über das Alter der Pegmatite lassen sich keine gesicherten Aussagen machen. Sie scheinen jünger zu sein als die Verfaltung der Paragneise und könnten daher durchaus mit dem spätvariszischen Magmatismus verknüpft sein.

L Lamprophyr

Dunkle Gänge, hier unter dem Sammelbegriff Lamprophyr zusammengefasst (vgl. Beschreibung der Lamprophyre des Aar-Massivs), treten überwiegend

Fig. 35: Lamprophyrgang in den prävariszischen Gneisen des Gotthard-Massivs nordwestlich des St. Annafirns (Hammerlänge ca. 30 cm). Foto C. Gisler.

innerhalb des Granitkomplexes Gamsboden-Fibbia auf. Sie sind, allerdings viel seltener, auch in den prävariszischen Gneisen zu finden (Fig. 35).

Neben den wenigen auf der Karte eingetragenen Lamprophyren gibt es zweifellos viele weitere, die als unkenntlich gewordene Deformationsprodukte in Störzonen integriert sind (ZANGERL et al. 2006). In der Literatur werden diese Gänge meist als biotitreiche Kersantite beschrieben (SONDER 1921, AMBÜHL 1929, HOFMÄNNER 1964, OBERHÄNSLI 1986, 1987).

Von den auf der Karte innerhalb des Gamsboden-Granitgneises eingetragenen Lamprophyren seien die an der Gotthardpassstrasse beim Mätteli und beim Brüggloch anstehenden erwähnt. Deutlich reicher an Lamprophyrgängen ist der Fibbia-Granitgneis. Auf dem Atlasblatt Val Bedretto sind rund zwei Dutzend ausgeschieden, in der Karte von SONDER (1921) sogar deren vierzig.

SONDER (1921) deutete die Lampropyre im Sinne seiner Zeit als Teil der «Ganggefolgschaft» der Granite. Nach OBERHÄNSLI (1986, 1987) zeigt der Chemismus aber keinerlei Verwandtschaft mit den kalkalkalischen Magmen der variszischen Granite. Das Spektrum der Spurenelemente, insbesondere der Seltenen Erden, weist nach diesem Autor auf eine Herkunft der primären Magmen aus dem oberen Erdmantel hin, mit späterer Kontamination bei Aufschmelzungsvorgängen in der unteren kontinentalen Kruste. Der Aufstieg der Gangschmelzen ist un-

ter dem Einfluss dehnender Tektonik und in Zusammenhang mit der Abkühlung und Hebung der Granitkörper zu sehen. Die räumliche Konzentration auf die Granite beruht somit – immer nach R. Oberhänsli – nicht auf einer Verwandtschaft der Magmen, sondern auf der Existenz besserer Aufstiegswege und -möglichkeiten.

Während bei den im Granit gelegenen Gängen zumindest das postgranitische Alter feststeht, bleiben bei den wenigen in den Paragneisen bzw. im Chastelhorn-Metagabbro angetroffenen sowohl das Alter als auch die Genese unklar. Ihre Mächtigkeit beträgt bis 1,2 m. Zumindest in einem Fall konnte beobachtet werden, wie die Faltenstrukturen der Gneise vom Gang diskordant abgeschnitten werden.

QUARTÄR

Das Urseren- und das Göschenertal gehören zum Einzugsgebiet des Reussgletschers, der zur Zeit des letzteiszeitlichen Maximums (Last Glacial Maximum, LGM), d.h. vor rund 25–19 ka, mit seiner Zunge weit ins Mittelland vorgestossen und im Aargauer Reusstal im Birrfeld stirnte (GRAF et al. 2006, RENNER & ZGRAGGEN 2011 u.a.).

Wie Schliffgrenzen belegen, lag im Raum Andermatt die Eisoberfläche auf ca. 2400 m ü.M., d.h. rund 1000 m über der heutigen Talebene, und im Gebiet des Oberalppasses auf ca. 2600 m ü.M. Von den im Obergoms und in der Surselva gelegenen Eisdomen (FLORINETH & SCHLÜCHTER 1998, SCHLÜCHTER 2009) floss Eis über den Furkapass bzw. den Oberalppass dem Reussgletscher zu. Ein kleiner Teil dieser Eismassen floss nach Süden über die Gotthard-Passhöhe in den Tessin ab. Nur die höchsten Gipfel ragten als Nunataks aus dem Eis. Im Gotthard-Massiv waren dies die Gipfelpartien der Kette Gemsstock – Pizzo Centrale, im Aar-Massiv die über 2600 m gelegenen höchsten Gipfel des Grates Dammastock – Furkahorn, der Lochberg-Mittagstock-Gruppe sowie des Hoch Horefellistock-Hochschijen- und des Salbitschijen-Meiggelenstock-Gebietes. Vor allem im Zentralen Aare-Granit ist die Schliffgrenze, d.h. die morphologische Grenze zwischen den glazial überschliffenen tieferen Bereichen und der von Frostverwitterung geprägten Gipfelregion, sehr ausgeprägt. Glaziale Akkumulation konnte erst mit dem sukzessiven Zerfall der geschlossenen inneralpinen Eismasse in individuelle Gletscher einsetzen.

Die Quartärablagerungen auf Blatt Urseren werden dominiert von Moränen der spät- und postglazialen Gletschervorstösse. Ihre Altersabfolge im Gotthardgebiet ist von RENNER (1982) untersucht worden. Im Zusammenhang mit der vorliegenden Kartierung und für die «Geologie des Kantons Uri» hat F. Renner seine Untersuchungen auf das ganze Gebiet des Kantons Uri ausgedehnt (vgl. SPILLMANN et al. 2011, Beil. 4: Gletscherkarte des Kt. Uri) und die Gletscherstadien im

Urserental und im Göschenertal gegliedert (Tab. 3). Für die Darstellung auf dem Atlasblatt 1:25 000 musste diese Unterteilung etwas vereinfacht werden.

Die vorliegende Darstellung des Quartärs auf Blatt Urseren basiert auf Feldaufnahmen, der Interpretation von Luftaufnahmen und Orthofotos sowie der Auswertung historischer Karten und Literaturangaben. Die verwendeten Orthofotos aus dem Jahre 2007 weisen eine Auflösung im 1-m-Bereich auf und ermöglichen, in Kombination mit dem entsprechenden digitalen Höhenmodell, eine dreidimensionale Darstellung des Geländes. Dieselbe kann dann aus allen möglichen Richtungen und Blickwinkeln beurteilt werden.

Auf dem Atlasblatt sind folgende Lockergesteinseinheiten dargestellt:

- Ablagerungen fluviatiler und gravitativer Natur (Schuttkegel, Alluvionen, Hang- und Bachschutt, Rutschmassen usw.)
- Ablagerungen glazialen und periglazialen Ursprungs (Moränen, Moränenwälle, Blockgletscher, glazifluviatile Ablagerungen usw.).

Die Moränenablagerungen bestehen aus Grundmoränenmaterial, aber auch aus blockreicher Obermoräne, die beim Zurückschmelzen der Gletscherzungen in den zahlreich vorhandenen Geländemulden und -senken abgelagert worden ist.

Bei den flächigen Gletscherablagerungen wurden in einem ersten Schritt die subrezenten und rezenten Moränen ($\mathbf{q_{rm}}$), die hauptsächlich die Flächen innerhalb des 1850er-Hochstandes umfassen, von den letzteiszeitlichen Moränen ($\mathbf{q_{4m}}$) abgegrenzt. Diese Grenzziehung entspricht in etwa der Abgrenzung zwischen Spät- und Postglazial, da die Gletscher während des gesamten Postglazials (ab ca. 11,6 ka bis heute) mehrheitlich innerhalb der Wälle des Hochstands von 1850 verblieben sind.

In einem zweiten Schritt wurden, ausgehend von den dem Egesen-Stadium zugewiesenen Wällen, entsprechende Randlagen geortet und verfolgt. Dies führte zur Abgrenzung der Lokalmoränen ($\mathbf{q_{lm}}$). Wo keine eindeutige Abgrenzung möglich war, verblieben die Gebiete im undifferenzierten Topf der letzteiszeitlichen Moräne ($\mathbf{q_{4m}}$).

In einem dritten Schritt wurde schliesslich noch innerhalb der Areale mit letzteiszeitlicher Moräne einige der hier vorhandenen Moränenwälle dem Daun-Stadium zugewiesen. Dies war nur bei denjenigen Wällen der Fall, wo ein breiter Konsens bezüglich dieser Alterszuordnung herrscht. Alle übrigen Wälle wurden nicht weiter klassiert.

Spätes Pleistozän

q_{4m} Letzteiszeitliche Moräne

Pleistozäne Glazialablagerungen bedecken in Form ausgedehnter Grundmoränen grosse Areale, insbesondere die Seitenhänge und auch die Trogschultern

Tabelle 3: *Die spätglazialen Gletscherstadien auf Blatt Urseren und Umgebung*

Jahre vor heute [ka]	Spätglaziale Stadien in den östlichen Alpen		Stadien des Reussgletschers im Urserental		Zeitlich wahrscheinlich gleichzeitige Gletschervorstösse
11,6	**Egesen III** (Kromer)	Egesen (Pontresina)	**Vorstoss Galenstöck** (Sidelengletscher), Vorstösse Älpetli und Saasegg (Tiefengletscher), Gafallensaum (Schwarzbachfirn)	Stadium Garschen	**Vorstoss Egg** (Dammagletscher) **Chelenvorstoss**
12,5	**Egesen II** **Egesen I**		**Vorstösse Garschen-Tiefenbach** Sidelen- und Tiefengletscher		**Vorstoss Göscheneralpsee** (Chelen- und Dammagletscher) *Äquivalente Vorstösse:* Chalchtal, Chli Sustli, Sewen-Rieter im Meiental, Schindlachtal und Wichel auf der Intschialp
14,7	**Daun** (Samedan)		**Stadium Realp** Sidelen-, Tiefen- und Witenwasserengletscher		**Stadium Göschenen** (Göscheneralpgletscher) *Äquivalente Stadien:* Meien Dörfli, Meientalgletscher, Felli, Felligletscher
15,5	**Clavadel** (Cinuos-chel)		**Stadium Wassen** Reuss- und Göscheneralpgletscher		**Stadium Wassen** Meientalgletscher
16,0	**Gschnitz** (Zernez)		**Stadium Attinghausen** Reussgletscher		

der grossen Täler, allen voran des Urserentals (Fig. 19). Mit Ausnahme der Lokalmoränen ($\mathbf{q_{lm}}$) mit ihrem groben Blockstreu (s.u.) handelt es sich um meist vollständig überwachsene Flächen ohne Blockbesatz, die nur in lokalen Hanganrissen und längs Bachrunsen aufgeschlossen sind. Entsprechend schwierig gestaltet sich die Abgrenzung gegenüber flächigem Hangschutt, wie z.B. in der Südflanke des Urserentals, am Bäzberg oder längs der Furkareuss östlich der Haltestelle Tiefenbach.

Zudem wird die Kartierung durch das Vorhandensein neotektonischer Brüche und jungquartärer Sackungen erschwert, da dieselben wallartige, talparallele Geländeverstellungen verursachen, die leicht mit Moränenwällen verwechselt werden können (RENNER 1982, USTASZEWSKI et al. 2008). Schöne Beispiele solcher jungen Brüche finden sich im Gebiet des Lutersees und südlich von Realp, im Gebiet des Bortstafels.

Moränenwälle des Spätglazials

Im Urserental sind an zwei Stellen Wallreste festgestellt worden, die eine spätglaziale Gletscherausdehnung belegen, bei welcher das Urserental noch rund 400–500 m hoch mit Eis aufgefüllt war. Zwei gut erkennbare, relativ kurze Seitenmoränen auf der Mittler Egg (Mittelstation des Skilifts Winterhorn, Koord. 685.800/162.500) zeigen sehr anschaulich den Zusammenfluss (Konfluenz) des Urserengletschers mit dem Gotthardgletscher. Ein diesem Gletscherstand entsprechender Seitenmoränenwall liegt weiter talabwärts am Bäzberg auf einer Höhe von 1800 m ü.M. Wie weit der entsprechende Gletscher damals noch ins Urner Reusstal hinunter reichte, ist nicht bekannt (RENNER 1982).

Die Datierung von organischen Sedimenten, die aus der Torfbasis des beim Rundhöcker Höhenbiel (Koord. 680.990/158.170) gelegenen Moores stammen, ergab ein ^{14}C-Alter von 11,050 ± 0,120 ka calBP (RENNER 1982, KÜTTEL 1990, RENNER & ZGRAGGEN 2011). Das Moor liegt auf einer Höhe von 1970 m ü.M. Daraus kann geschlossen werden, dass das Gebiet in dieser Zeit zumindest lokal bereits eisfrei war.

Moränenwälle des Daun-Stadiums im Göschenertal

Gut erkennbare Seitenmoränenwälle und Wallreste auf beiden Seiten des Göschenertals sind Zeugen eines mächtigen Gletschervorstosses, dessen Stirn wahrscheinlich bis in die Umgebung von Göschenen reichte. Ein langer, deutlich ausgeprägter Wall kreuzt den Weg zur Bergseehütte bei Bergstafel. Die weiter talauswärts liegenden Wallreste beim Börtli und bei Golderen dürften den gleichen Gletscherstand repräsentieren (ZOLLER et al. 1966). Der Wall bei Golderen stammt dabei vom Voralpgletscher, der sich dort mit dem Göschenengletscher vereinigte. Die mächtigen Schuttablagerungen unmittelbar östlich des Hüttenwegs zur Bergseehütte und der Wall, welcher den Bergsee staut, dürften ebenfalls aus dieser

Vorstossphase stammen und wären durch einen Gletscher, der aus den Karstnischen des Bergschijen und des Schyenstocks vorstiess, abgelagert worden. Auf der rechten Talseite sind entlang des Wanderwegs Hutzgenboden – Börtlistafel – Wandflueseeli wiederholt Seitenmoränenreste (in Form von Steilböschungen, die dem Hang angelagert sind) erhalten geblieben. Der Gletscher erreichte an diesen Stellen noch eine Mächtigkeit von rund 400 m. Zeitlich wird dieser Vorstoss dem Daun-Stadium bzw. dem Göschener Stadium des Göschenengletschers zugeordnet (ZOLLER et al. 1966, RENNER & ZGRAGGEN 2011).

Moränenwälle des Daun-Stadiums im Urserental

Der gemeinsame Vorstoss des Tiefen- und des Sidelengletschers nach Realp hinterliess einen langen Seitenmoränenwall, der in den Matten oberhalb Tiefenbach einsetzt, den Hang unterhalb von Altstafel quert und unterhalb der Ritegg endigt. Weitere zum Tiefengletscher gehörende Wälle finden sich am Lochbergegg und bei Obergadmen. Alle diese Wälle werden dem Daun- bzw. Realp-Stadium (RENNER 1982) zugerechnet. Beim Blauseeli, am Rotenberg und unterhalb Rossmettlen finden sich weitere, wohl gleichaltrige Wälle. In den südlichen Seitentälern des Urserentals finden sich nur wenige Moränen aus dieser Vorstossperiode. Erwähnenswert sind der markante Moränenkamm nördlich von Gurschen sowie mehrere im Gatschola-Gebiet liegende Wälle.

Moränenwälle i. Allg.

Bei den Moränenwällen im Allgemeinen handelt es sich um Wälle, die ausserhalb der subrezenten und rezenten Moränenflächen liegen, für die aber keine ausreichenden Indizien für ein Daun- oder Egesen-Alter vorhanden sind.

Moränenbastionen

Die am Zungenende ausgeschmolzenen Blockmassen der lokalen Karglet-scher (Ober- und Grundmoränenmaterial) sind oft wallartig ins Haupttal vorgebaut. Diese Schuttkörper besitzen talseitig hohe, steil abfallende Böschungen, die häufig starker Erosion ausgesetzt sind. Ein imposantes Beispiel bildet die am Weg zur Bergseehütte akkumulierte, stark zerfurchte spätglaziale Moränenbastion (Fig. 36). Weitere, in der Nacheiszeit entstandene Bastionen finden sich z. B. in den Karmulden rund um den Mittagstock.

Fossiler und rezenter Blockgletscher, Blockgirlande

Bei Blockgletschern bzw. -strömen handelt es sich um Akkumulationen von Blockschutt in Form charakteristischer Zungen und Loben. Die Bewegung dieser Schuttmassen wird durch Eis in den Zwischenräumen der Blöcke ermöglicht. Das Vorhandensein von rezenten Blockgletschern stellt ein Indiz für die Existenz von Permafrost dar.

Fig. 36: Moränenbastion am Weg zur Bergseehütte. Davor der talparallel verlaufende Seitenmoränenwall (Daun-Stadium) des Göschenengletschers. Foto F. Renner.

Die zwei östlich des Valle delle Rive kartierten fossilen Blockgletscher weisen, im Gegensatz zu ihren rezenten Pendants, in den Zwischenräumen der Blöcke kein Eis mehr auf. Die Loben sind zusammengesackt und zeigen keine Anzeichen einer aktiven Bewegung mehr.

Blockgirlanden sind im vorliegenden Gebiet nur ganz wenige vorhanden. Sie stellen gemäss HAEBERLI (1985) embryonale Blockgletscher dar.

Bei den rezenten Blockgletschern wurde auf der vorliegenden Karte zwischen rezenten Blockgletschern, die überwiegend aus Moränenmaterial bestehen und solchen, die hauptsächlich Hangschutt umfassen, unterschieden. Besonders erwähnenswert ist die klar abgegrenzte Zunge am Hoch Horefellistock sowie eine ähnlich ausgebildete nördlich des Blaubergs. Weitere rezente Beispiele finden sich u.a. am Kartengebietsrand südwestlich der Gatscholalücke, südlich der Chli Bielenhorn-Kette und südöstlich des Klein Furkahorns.

q_{lm} Lokalmoräne, mit grober Blockstreu (Egesen-Stadium)

Zwischen den grasüberwachsenen Gebieten mit älterer, spätpleistozäner Moräne ohne Blockbesatz und den durch mächtige Anhäufungen von mehr oder weniger scharfkantigen Blöcken und durch hohe, frische Wälle charakterisierten Ge-

bieten mit subrezenter bis rezenter Moräne sind im Gebiet von Blatt Urseren verschiedenenorts Moränenareale abgrenzbar, die sich durch eine fortgeschrittene Bodenbildung, weniger akzentuierte Wälle und Wallreste und einen spärlicheren Blockbesatz (= Blockstreu) der Moränenflächen auszeichnen. Die Blöcke sind dabei häufig in kleinen Geländemulden akkumuliert. Sie sind aber zweifelsohne glazigenen Ursprungs, da sie fernab von Blockschutt bildenden Felswänden und Flussbetten liegen. Obwohl im vorliegenden Gebiet keine absoluten Datierungen dieser Ablagerungen vorliegen, können sie aus Analogie zu ähnlichen Ablagerungen im Gebiet von Atlasblatt Oberalppass und in den Ostalpen (MAISCH 1981) dem Egesen-Stadium (Egesen I: Hauptvorstoss, ca. 12,5 ka BP; Egesen III: ca. 11,5 ka BP) zugewiesen werden. Eine Unterteilung in Egesen-I-, -II- und -III-Moräne ist aber nicht möglich.

Die Bezeichnung Lokalmoräne soll zum Ausdruck bringen, dass diese Moränen nicht durch grosse Talgletscher, wie z.B. den Göschenengletscher, den Urseren- oder den Reussgletscher abgelagert worden sind. Vielmehr handelt es sich um Ablagerungen lokaler Gletscherzungen, die die kleinräumigen, lokalen Reste des ehemals grossflächigen letzteiszeitlichen Eisstromnetzes darstellen.

Folgende Vorkommen von Lokalmoräne ($\mathbf{q_{lm}}$) wurden ausgeschieden:

- *Chelenalpgletscher:* Am Westende des Göscheneralpsees sind weit ausserhalb des 1850er-Standes endnahe Seitenmoränenwälle ausgebildet, die eine ehemals bis in den heutigen Stausee reichende Gletscherzunge belegen.
- *Dammagletscher:* Die bei der Einmündung der Dammareuss in den Stausee ausserhalb der rezenten Stirnmoräne abgelagerte Moräne wird ebenfalls dem Egesen-Stadium zugeordnet.
- *Chelenalphütte und Bergseehütte:* Die heutigen, kümmerlichen Gletscherrelikte in den Karen der Kette Bergseeschijen – Hoch Horefellistock bildeten im Egesen-Stadium eine grossflächige, bis auf ca. 2400 m ü.M. hinunterreichende Firnmasse. Im Bergseegebiet deckt sich die durch kleine, niedrige Wälle markierte Randlage des Egesen-Vorstosses weitgehend mit der Kammlinie der grossen Daun-Stirnmoränen.
- *Rossplatten-Rossmettlen:* Die Egesen-Moränen dieses Gebietes sind klar abgrenzbar und zeichnen sich durch mehrere gut erhaltene Wallstaffeln aus.
- *Tiefengletscher:* Auch dieser Gletscher reichte im Spätglazial mit Sicherheit weit über die 1850er-Randlage hinaus. Lochbergbach und Tiefenbach haben jedoch die in den Talfurchen abgelagerte Lokalmoräne grösstenteils erodiert. So ist längs des Tiefenbachs oberhalb der Furkapassstrasse zwar am Ostrand der Stelli und In den Matten egesenzeitliche Moräne mit darauf sitzenden Seitenmoränenwällen des Tiefengletschers erhalten geblieben, in der Talung selbst fehlen aber entsprechende Ablagerungen.
- *Sidelengletscher:* Eine linksufrige Seitenmoräne des Sidelengletschers beginnt östlich des Spiessenälpetli und taucht dann steil nach Südosten gegen die

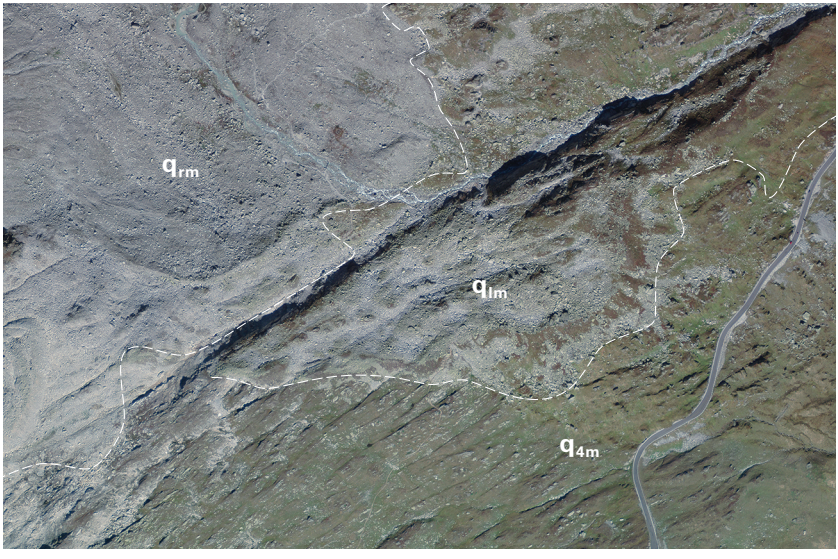


Fig. 37: Stirnmoräne des 1850er-Vorstosses des Sidelengletschers (q_{rm}). Davor die Lokalmoräne des Egesen-Stadiums (q_{lm}). Die Grenze zur undifferenzierten letzteiszeitlichen Moräne (q_{4m}) ist gestrichelt eingezeichnet. Rechts im Bild die Furkapassstrasse.

Passstrasse ab. Eine gleichaltrige, markant ausgebildete Stirnmoräne ist bei den Galenstöck (Fig. 37) zu besichtigen (RENNER & ZGRAGGEN 2011). Die auf der Stelli erhalten gebliebenen Moränen und Wälle lassen darauf schliessen, dass Sidelengletscher und Tiefengletscher im Spätglazial noch miteinander vereinigt waren (Göschenen-Stadium, RENNER 1982, RENNER & ZGRAGGEN 2011). Während auf den Trogschultern die Moränendecke des Egesen-Stadiums noch gut erkennbar ist, kann deren Existenz in der steilen Talflanke bei Garschen nicht mehr mit ausreichender Sicherheit festgestellt werden. Die Quartärbedeckung der Steilhänge wurde deshalb der letzteiszeitlichen Moräne (q_{4m}) zugewiesen und der Übergang in die Lokalmoräne gestrichelt eingezeichnet.

- *Winterhorn:* In der Nordflanke des Winterhorns muss im Spätglazial ebenfalls ein Lokalgletscher existiert haben, der über den heutigen Hochstocksee hinaus bis auf 2000 m ü.M. hinab vorgestossen ist. Diese Zunge ist auf den Orthofotos sehr gut erkennbar.
- *Karmulde am Stöckli:* Das untere Ende einer einst vom Stöckli (im Gebiet von Blatt Oberalppass gelegen) hinabreichenden, lokalen Gletscherzunge wurde mit Vorbehalt ebenfalls dem Egesen-Stadium zugeordnet.

Holozän

q_{rm} Subrezente bis rezente Moräne mit flächigen Blockablagerungen

Das Holozän (Postglazial), das vor rund 11,6 ka einsetzte, war durch mehrere aufeinander folgende Kalt- und Warmzeiten geprägt, in denen die Gletscher wiederholt vorstiessen und wieder zurückschmolzen. Bemerkenswert ist, dass die durch den Hochstand von 1850 aufgezeigten Zungenlängen während des ganzen Holozäns nicht wesentlich überschritten worden sind.

Die subrezenten bis rezenten Moränen sind an das Vorfeld der heutigen und der seit dem 19. Jh. verschwundenen Gletscher gebunden. Man erkennt sie im Gelände meist an den markanten Moränenformen, an der Pioniervegetation und der wenig fortgeschrittenen Bodenbildung sowie am spärlichen Flechtenbewuchs auf dem Felsuntergrund und den Moränenblöcken. Die Gletscherausdehnung des mittleren 19. Jh. kann zusätzlich anhand der Messtischblätter aus den Jahren 1860 und 1861 verifiziert werden. Seither haben die grösseren Gletscher des Gebiets 15–30% ihrer Fläche verloren, kleinere noch wesentlich mehr, und viele sind gar völlig verschwunden. Der Gletscherstand auf dem vorliegenden Kartenblatt ist derjenige des Jahres 2007 (interpretiert anhand von Orthofotos). Bei einigen der grösseren Gletscher sind einzelne Stände mit einer gestrichelten Linie und der entsprechenden Jahreszahl markiert.

Historische Ansichten der Gletscher für das Gebiet von Blatt Urseren sind spärlich. Ausnahmen bilden die Ansichten von Heinrich Zeller-Horner sowie einige Panoramen von Conrad Escher von der Linth (BRANDENBERGER 2002) und Gottlieb Studer. Zu erwähnen sind ferner das Relief der Schweizeralpen (1792–1798) und das Relief des Gotthardgebietes (1814) von Joachim Eugen Müller (ODERMATT 1929). Beide Reliefs gehören zu den genauesten Geländedarstellungen aus der damaligen Zeit und zeigen ähnliche Gletscherstände wie die nach 1850 erstellten Messtischblätter (RENNER 1982).

Die klassisch ausgebildeten Gletschervorfelder des Tiefen-, des Damma- und des Chelengletschers sind im Bundesinventar der Auengebiete von nationaler Bedeutung aufgeführt. Letzterer stirnte um 1850 bei Hinter Röti. Dieser Ortsname weist auf das rot anwitternde Gletschergeschiebe hin, das aus dem «Altkristallin» des oberen Chelenalptales stammt. Beachtenswert ist hier ferner, wie die auf der Ostseite des Triftgrates zwischen Schattmig Stock und Schafstöckli liegende Eiszunge noch in jüngster Zeit weit in die Talebene des Chelenalptales hinaus gestossen ist.

In den Gebieten mit ehemals steil abfallenden Gletscherzungen fehlen oft die Endmoränen. Dafür sind die Seitenmoränen umso mächtiger ausgebildet. Dies gilt z.B. für den östlichen Lappen des Sidelengletschers und für den St. Anna- und den Gurschenfirn.

In den um 1850 vergletscherten Karnischen der höheren Gratzüge sind mächtige Seitenmoränen und übersteilte Moränenbastionen (s.u.) ausgebildet, so

auf beiden Seiten der Bergkette zwischen Lochberg und Rossmettlengrat. Aber auch bei kleineren Kargletschern finden sich zum Teil mächtige Seitenmoränen, z.B. im Gebiet Gamsspitz–Rothorn.

Fossile Böden

An einigen Stellen ist es gelungen, durch Moräne zugedeckte fossile Böden zu finden. Das Alter dieser Humusschichten wurde mit der ^{14}C-Methode bestimmt. Die Datierungen geben wichtige Hinweise auf den jeweiligen Überschüttungszeitpunkt. Im vorliegenden Gebiet hat RENNER (1982) unter den Endmoränen des Guspisfirns (bei Koord. ca. 689.100/159.550) an drei verschiedenen Stellen fossile Bodenhorizonte freigelegt, die 2500 ± 65 a cal BP, 3500 ± 60 a cal BP bzw. 3850 ± 70 a cal BP alt sind.[6] Diese ^{14}C-Datierungen fixieren das Maximalalter des darüberliegenden Moränenmaterials. Der Guspisfirn hat demzufolge nach 2500 a cal BP einen Hochstand erreicht.

Auf der Göscheneralp haben ZOLLER et al. (1966) kurz vor dem Bau des Staudamms an verschiedenen Orten Grabungen durchgeführt und Pollenprofile erstellt, anhand derer sie zwei Kaltphasen nachweisen konnten. Die erste (Göschener Kaltphase I) ereignete sich zwischen 3140–2580 a cal BP, die zweite (Göschener Kaltphase II) zwischen 1750 und 1400 a cal BP. Die Göschener Kaltphase II konnte ZOLLER (1977) auch in einem Moor bei Älpetli (Koord. ca. 678.200/161.470), knapp ausserhalb des Gletschervorfeldes des Tiefengletschers, nachweisen.

Holzfunde

Die zahlreichen Moorgebiete des Urserentals (und Umgebung) enthalten zum Teil grosse Mengen an Holzresten, die von einer ehemals ganzheitlichen Bewaldung des Urserentals bis auf eine Höhe von ca. 2100 m ü.M. zeugen. Heute ist das Urserental, mit Ausnahme der vier Bannwälder, unbewaldet.

Insgesamt konnten über 200 Baumstämme (Lärchen, Fichten, Arven und Birken) geborgen werden (Fig. 38, RENNER 1982). Die ergiebigsten Fundstellen waren die Moorgebiete Höhenbiel, Oberchäseren und Sunnsbiel (Koord. 680.990/158.170, 1970 m ü.M.; 681.100/157.650, 1990 m ü.M.; 681.200/157.200, 2060 m ü.M.) im Witenwasserental. Auch im Talboden des Urserentals zwischen Hospental und Andermatt kamen zahlreiche Baumstämme zum Vorschein, zuletzt beim Bau des Golfplatzes in den Jahren 2009–2010, wo weitere ca. 100 Baumstämme geborgen werden konnten.

Etwa 50 dieser Hölzer wurden mit der ^{14}C-Methode datiert; darauf aufbauend wurden mehrere längere Jahrringreihen für den Zeitraum zwischen 6200 Jahre v. Chr. und ca. 1100 Jahre n. Chr. erstellt (RENNER 1982). Zudem können an-

[6] Kalibrierte ^{14}C-Daten; BP: before present, d.h. ab 1950 gerechnet.

Fig. 38: Lärchenstamm im Moor Höhenbiel, Witenwasserental. Der Stamm begann im Jahr 2202 v. Chr. zu wachsen und erreichte einen Durchmesser von 60 cm.

hand der Jahrringbreiten und der maximalen Spätholzschichten der Nadelbäume wertvolle Informationen über die Sommertemperaturen (Juli – September) gewonnen werden (SCHWEINGRUBER 1996).

Eine Überarbeitung dieser Jahrringreihen durch das Dendrochronologielabor Dendrosuisse erlaubte es, die Altersangaben wesentlich zu präzisieren und damit zeitlich exakte Aussagen betreffend der Klimaschwankungen der letzten 8000 Jahre zu machen (RENNER & ZGRAGGEN 2011). Die erwähnten Untersuchungen belegen, dass das Urserental bis 1081 n. Chr. zumindest im Gebiet Mülibach-Tenndlen bewaldet war. Dies stimmt grob mit den Ergebnissen von KÜTTEL (1990) überein, der anhand von Pollenprofilen zum Schluss kommt, dass noch bis vor rund 1000 Jahren Wald vorhanden war. Die ersten grösseren Rodungen gehen wohl auf die Romanen zurück. Die eigentliche Entwaldung des Tales dürfte dann aber mit der Einwanderung der Valser im Zuge der Urbarmachung des Tales stattgefunden haben (F. Renner, in Vorb.).

Glazifluviatile Ablagerungen

Es handelt sich um fluviatil umgelagerte und ausgewaschene Moräne. Besonders erwähnenswert sind die Vorkommen im Gletschervorfeld des Gurschenfirns,

Fig. 39: Hakenwurf im Lias westlich der Furkapasshöhe.

im Hinteren Älpetli (südwestlich des Gamsstocks) und nördlich des Vorder Feldschijen.

Moränenmaterial auf Gletscher und Toteis

Schuttbedeckte Gletscher und Toteisflächen sind im vorliegenden Gebiet häufig. Die damit verbundenen Bildungsprozesse sind in exemplarischer Art und Weise am Tiefengletscher zu studieren: Das grosse Kar unmittelbar südlich des Tiefenstocks besitzt sehr steile Wände, aus denen permanent Steine und Blöcke auf das darunter liegende Eis stürzen, um anschliessend als Ober- und Innenmoräne talwärts zu wandern. Schuttlieferanten sind auch singuläre Ereignisse in Form lokaler Fels- und Bergstürze. Im Zungenbereich, wo das Eis nur noch geringmächtig ist, kann auch der Untergrund zum Schuttlieferant werden. So stammen die Blöcke, die im Stirnbereich unter dem Namen Tiefengletscher eine mittelmoränenähnliche Schuttfahne bilden, aus einer auf ca. 2650 m ü. M. unter dem Gletschereis in geringer Tiefe anstehenden Felsschwelle. Die aus den Felswänden unterhalb von Pkt. 2713 auf den Gletscherrand herabgestürzten Blöcke und Steine sind teilweise durch die hier verlaufende ehemalige randglaziale Entwässerungsrinne ins Gletschervorfeld verfrachtet worden.

Fig. 40: Solifluktionsloben am Blauberg.

Gebiete mit Hakenwurf

Hakenwurf entsteht durch die Wirkung der Schwerkraft in der oberflächennahen Verwitterungszone steilstehender, stark geschieferter bzw. lagiger Gesteine. Areale mit starkem Hakenwurf finden sich z.B. im Kristallin der Winterstock-Nordflanke und des Furkapassgebietes.

Auch das Mesozoikum der Urseren-Zone ist teilweise durch Hakenwurf stark beeinflusst (Fig. 39), sodass anstelle der aufgrund der Profilkonstruktion zu erwartenden steilen Lagerung häufig ein Einfallen von 50–60° gemessen wird. Die flache Lagerung könnte aber zumindest an einigen Stellen auch auf eine Verfaltung der Schichten zurückzuführen sein.

Gebiete mit Solifluktion

Grössere Gebiete mit Solifluktion finden sich am südlich des Furkapasses gelegenen Blauberg (Fig. 40) im Verwitterungsschutt aus permischen Gesteinen. Zahlreiche Solifluktionsloben sind auch östlich des Blaubergs, oberhalb der Wilden Böden zu beobachten. Im oberen Guspistal finden sich ebenfalls verbreitet Solifluktionsflächen. Diese konnten jedoch wegen fliessender Übergänge nicht eindeutig vom Hangschutt abgegrenzt werden.

Solifluktion ist ein Hinweis auf ein fortschreitendes Auftauen des Untergrundes, vor dessen Folgen auch das Gebiet des Atlasblattes Urseren nicht verschont bleibt. So musste nach dem Auftreten von auftaubedingten Setzungen und Verkippungen 1994 die Bergstation der Gemsstockbahn mit Betoninjektionen stabilisiert werden. Um die Felsbewegungen und -temperaturen künftig überwachen zu können, wurden im Gipfelgrat Bohrungen ausgeführt und mit Inklinometern und Temperaturmessvorrichtungen bestückt. Zudem wird ein terrestrischer Laserscanner eingesetzt, um Geländeveränderungen zu messen.

Sackungsmassen

Die gesamte im Granit gelegene Nordseite des Göschenertals zwischen Göschenen und Birchen stellt eine grosse Sackungsmasse dar. Diese ist wegen der Steilheit und Bewaldung des Geländes schwierig zu erfassen. Die weitgehend intakte Moränenbedeckung des Regliberg lässt darauf schliessen, dass grössere Kompartimente der Sackung noch mehr oder weniger zusammenhängen.

Die Nordflanke des gegenüberliegenden Stocks wie auch die steile südliche Talflanke des Urserentals oberhalb von Hospental und bei Uf den Büschen bei Zumdorf sind ebenfalls grossflächig versackt. Weitere, kleinere Sackungsmassen finden sich im Chrüzliwald südlich des Rientals, bei Ober Gütsch und im Gwüestwald.

Rutschmassen

Besonders erwähnenswert sind die zahlreichen kleineren Rutschungen im Bereich des Mesozoikums der Urseren-Zone, die in Verbindung mit Wasseraustritten an der Basis des Malms bzw. über dem Perm stehen. Weitere lokale Rutschmassen finden sich im Tristelwald (nordöstliche Kartengebietsecke), nördlich der Oberalppassstrasse, im Gwüestwald sowie beim Simmigstafel (Koord. 679.400/158.200).

Fels- bzw. Blocksturzablagerungen

Die grosse Bergsturzmasse nordöstlich von Regliberg (Schwerpunkt Koord. 686.300/270.000) hat ihren Ursprung in einer Ausbruchsnische südlich des Stöcklis (im Gebiet von Blatt Meiental). Auf der gegenüberliegenden Talflanke des Göschenertales löste sich im Rötiboden, südlich des Stocks, ein weiterer Bergsturz. Dessen Ablagerungen bilden im Bitziwald einen grossen Sturzkegel mit zahlreichen, z.T. hausgrossen Blöcken.

Erratiker

Erratiker sind im vorliegenden Gebiet an sich sehr verbreitet. Vor allem im Zentralen Aare-Granit besitzen Granitblöcke aber keinerlei Leitwert. Zudem fand häufig eine Durchmischung mit lokalen Sturzblöcken statt. Deshalb wurde grundsätzlich auf die Darstellung der Erratiker verzichtet. Eine Ausnahme wurde für die auffallend grossen, rostbraun anwitternden Gneisblöcke im Gebiet Hinter und Vorder Röti gemacht, die aus dem «Altkristallin» des oberen Chelenalptals stammen und vom Chelengletscher bis ins Gebiet des heutigen Göscheneralpsees transportiert wurden.

Speziell erwähnenswert ist der legendäre Teufelstein. Der 13 m hohe, rund 2000 t schwere Aaregranit-Block an der Kantonsstrasse unterhalb von Göschenen, dessen erratischer Charakter im Übrigen nicht zweifelsfrei feststeht, ist auf der Landeskarte 1:25 000 namentlich aufgeführt. 1656 erstmals erwähnt, spielt er im Urner Sagengut eine wichtige Rolle. 1973 wurde er mit grossem technischem und finanziellem Aufwand vom Autobahntrassee weg 127 m nordwärts an den heutigen Standort verschoben (OECHSLIN 1974, BRUNNER 2008, S. 248).

Trockenschuttkegel, Hangschutt

Flächiger Hangschutt und Trockenschuttkegel sind, bedingt durch das stark ausgeprägte Felsrelief, weit verbreitet. In den Granitgebieten dominiert dabei im Allgemeinen relativ grober Hangschutt.

Trockenschuttkegel entstehen am Ausgang von nur selten Wasser führenden Felseinschnitten und Runsen und zeichnen sich durch die Abwesenheit von fluviatilen Erosions- und Murgangrinnen aus. Seitlich gehen sie in der Regel in mehr oder weniger bewachsenen Hangschutt über, der sich unterhalb der Felswände und -riegel akkumuliert hat. An verschiedenen Stellen ist der Hangschutt mit gröberen Blöcken durchsetzt.

Eine sichere Unterscheidung zwischen bewachsener Moräne und Hangschutt war nicht immer möglich. Bei fehlenden Aufschlüssen erfolgte die Zuordnung aufgrund morphologischer Kriterien (auffällige Hangknicke, angedeutete Hangschuttkegel, glattere bzw. rauere Oberflächenstruktur). Erhebliche diesbezügliche Unsicherheiten bestehen insbesondere in den beiden Talflanken des Urserentals.

Gemischte Schuttkegel, Lawinenschuttkegel

Die gemischten Schuttkegel bestehen sowohl aus Hangschutt als auch aus Bach- bzw. Murgangablagerungen. Dieser Typ Schuttkegel ist im Gebiet von Blatt Urseren der häufigste und in allen Tälern verbreitet. Typische Beispiele, zum Teil mit markanten Murgangrinnen, finden sich östlich der Voralpreuss und westlich des Lutersees.

Lawinenschuttkegel

Die meisten Schuttkegel im Bereich bekannter Lawinentobel und -züge wurden als gemischte Schuttkegel kartiert, da sie in der Regel von Murgangablagerungen und abgeschwemmtem Moränenmaterial und Hangschutt durchsetzt sind. Reine Lawinenschuttkegel sind zudem relativ kurzlebig. Ein solcher ist während den Kartierungsarbeiten an der Winteregg (Koord. 677.850/164.900) beobachtet worden und dürfte von Gletschereis unterlagert sein.

Bachschuttkegel

Bachschuttkegel werden im Allgemeinen von persistenten Bach- und Flussläufen geschüttet und zeichnen sich durch eine deutlich kegelförmig gewölbte Oberfläche aus. Der Schuttkegel, den die Unteralpreuss ins Becken von Andermatt vorgetragen hat, ist wegen der starken Überbauung an der Oberfläche nicht mehr sichtbar, jedoch durch zahlreiche untiefe Bohrungen gut belegt (vgl. auch Karte von FEHR 1926). Weitere grössere Bachschuttkegel liegen ausgangs des Grosstals bei Zumdorf, bei Realp, im hinteren Teil des Tals der Furkareuss und am Westende des Göscheneralpsees.

Torfmoore, drainiert

Ein grösseres, heute drainiertes und bei jüngsten Bauarbeiten teilweise abgetragenes Torfmoor befindet sich im Rüssenbiel südwestlich von Andermatt. Eine bei Koord. 687.082/164.800 abgeteufte Kernbohrung durchfuhr 11 m Torf, der von Seeton, feinkörnigem Hangschutt und Moränenmaterial unterlagert ist.

Sümpfe, Riede, Hoch- und Flachmoore

Flachmoore nationaler Bedeutung finden sich bei den Tristelböden südwestlich von Andermatt, bei Auf den Lägern westlich der Station Tiefenbach sowie auf dem «Berg» oberhalb des Göscheneralpsees. Erwähnenswert ist ferner eine in Stufen über 300 Höhenmeter abfallende Riedfläche auf der Rientalalp südöstlich von Göschenen und die Gurschmatt, ein stark sumpfiges, wenig östlich der Mittelstation der Gemsstockbahn gelegenes Ried.

q_a Rezente Alluvionen

Rezente Alluvionen finden sich entlang aller grösserer Bäche und Flüsse des vorliegenden Gebietes. Infolge der vielerorts weit in die Talungen hinaus reichenden Schuttkegel konnten sich aber oft nur kleine Schwemmebenen bilden. Die bedeutendste Akkumulation von Alluvialschutt findet sich im Becken von Andermatt. Dieser Trog weist eine Übertiefung von über 300 m auf. Trogfüllung und

-tiefe sind u.a. 2010 durch drei bis auf den Felsgrund reichende Bohrungen erkundet worden (schriftl. Mitt. Büro Dr. Heinrich Jäckli, 8.3.2010). Angefahren wurden dabei kiesig-sandige Flussablagerungen der Reuss und tonig-siltige Seeablagerungen mit Einschaltungen von siltig-sandigen Deltabildungen. Moräne fand sich nur in geringer Mächtigkeit, in einer Bohrung direkt über dem Felsgrund, in einer anderen in den obersten 20 Metern, verzahnt mit Reussalluvionen (s. Kap. Bohrungen).

Künstlich gestaltete Geländeformen

Ausgedehnte Planien finden sich östlich des Göscheneralp-Staudamms, die im Gefolge der Materialentnahmen und der Melioration der Riedmatt entstanden sind. Weitere stehen in Zusammenhang mit den Militäranlagen Bäzberg und Ober Gütsch. Die Ausebnung der Talfläche zwischen Hospental und St. Anna geht auf den Bahnausbau und den Bau des Schachts Hospental zurück.

Die bandförmig planierten Skipisten im Vorfeld des Gurschengletschers und im Grossraum Gurschenalp – St. Annafirn wurden wegen ihrer beschränkten Breite auf der Karte nicht dargestellt.

Die Talebene nordwestlich von Andermatt wird gegenwärtig durch die in Gang befindlichen Bauarbeiten für das Ferienresort völlig umgestaltet.

Künstliche Aufschüttungen, Auffüllungen

In Zusammenhang mit den zahlreichen Stollen-, Tunnel- und Festungsbauten sind verschiedenenorts kleinere und grössere Deponien von Ausbruchmaterial entstanden. Im Folgenden sind einige dieser Standorte aufgelistet:

- Bereich Bahnhof Göschenen: Ausbruchmaterial des Nordloses des Gotthard-Bahntunnels (1872–1882); Material des Gotthard-Strassentunnels (im Strassenkörper des Anschlussbauwerkes);
- Chalt Herbrig: Südportal des Furkareussstollens der KW Göschenen;
- Hutzgenboden (Koord. 684.150/167.490): Baufenster des Stollens Göscheneralpsee–Göschenen;
- Schacht Guspisbach (Koord. 686.260/161.040) des Gotthard-Strassentunnels;
- Aufschüttungen gegenüber der ARA (westl. Biel) und bei der Kaserne Andermatt;
- Staudamm Göscheneralp (1955–1961).

Prähistorische Fundstellen

Bei der Fundstelle Rossplanggen (Koord. 685.680/165.560) handelt es sich um einen Werkplatz, auf dem jungsteinzeitliche Jäger aus Quarzkristallen Pfeilspitzen gefertigt haben (PRIMAS 1992).

An einer weiteren Fundstelle (Koord. 686.770/164.490) wurden 2010 kleine Werkzeuge aus bearbeitetem Bergkristall gefunden, die aus der Zeit um 6000 v. Chr. (Mittelsteinzeit) stammen (AUF DER MAUR et al. 2012). Die Bearbeitung der Werkzeuge weist darauf hin, dass diese aus dem Süden, vermutlich via Gotthardpass, in die vorliegende Region gelangt sind.

TEKTONISCH-METAMORPHE ENTWICKLUNG

Der Gebirgssektor des vorliegenden Kartenblattes ist im Wesentlichen während dreier Gebirgsbildungen geprägt worden: einer kaledonischen im Ordovizium, der variszischen im Karbon und der alpinen im Tertiär. Alle drei haben im heutigen Zustand ihre Spuren hinterlassen, wenn auch in höchst unterschiedlichem Masse. Von besonderem Interesse, aber nicht leicht zu entwirren, ist die Überprägung des Grundgebirgskristallins durch mindestens drei Metamorphosezyklen.

Ordovizischer Zyklus und ältere Relikte

Gotthard-Massiv

Einer Arbeitsgruppe um G. Biino ist es in den 1990er-Jahren gelungen, im «Altkristallin» des Gotthard-Massivs einen kompletten plattentektonischen Zyklus ordovizischen Alters und den entsprechenden PT-Pfad mit der Abfolge Eklogitfazies – Granulitfazies – Granatamphibolitfazies – Aufschmelzung/Migmatitbildung zu rekonstruieren (OBERLI et al. 1981, 1993, 1994, ABRECHT et al. 1991a, b, BIINO & MEISEL 1993, 1994, ABRECHT & BIINO 1994, BIINO 1994a, b, 1995, MEISEL & BIINO 1994, MERCOLLI et al. 1994a). Die Basis bildeten systematische Untersuchungen an basischen Gesteinen sowie radiometrische Altersbestimmungen an Zirkon. Daraus resultierte der Versuch zu einer Neugliederung des gotthardmassivischen «Altkristallins» wie auch Vorschläge für eine neue Nomenklatur (MERCOLLI et al. 1994b).

Am Anfang stand ein ozeanisches Stadium mit kontinentnaher, vielleicht flyschartiger Ablagerung grosser Mengen tonig-sandiger Sedimente, den heutigen Paragneisen. Diese enthalten detritische Zirkone mit Häufungen von Alterswerten um 0,6, 1,7, 2,1–2,3, 2,6–2,8 und 3,4 Ga (Mrd. Jahre). Diese Zirkone werden als Ab-

tragungsprodukte einer panafrikanisch[7] geprägten Gondwana-Kruste gedeutet, welche ihrerseits aufgearbeitete präkambrische Kruste darstellt (SCHALTEGGER & GEBAUER 1999).

Dieses ozeanische Stadium wurde innerhalb des Spätproterozoikums durchlaufen, konnte aber bislang zeitlich noch nicht exakt eingegrenzt werden. Indizien deuten auf mögliche Basaltalter von 900–1000 Ma sowie 870 Ma. Diese Alter müssen jedoch noch verifiziert werden (BIINO 1995). Sollten sie sich bestätigen, hätte es sich um einen überaus langlebigen Ozean gehandelt. Die Ablagerung der Sedimente fiel wahrscheinlich in die Zeit nach 600 Ma (SCHALTEGGER & GEBAUER 1999). Die Subduktionsphase begann mit der Vermischung von Sedimenten und ozeanischen Basalten in einem Akkretionskeil, der Inkorporation abgescherter Peridotite (sie entsprechen den heutigen Serpentiniten) und der anschliessenden Intrusion von Gabbros in die Keilsequenz.

Die Subduktion an diesem aktiven Kontinentalrand führte zur eklogitfaziellen Überprägung des Akkretionskeils. Zirkonalter zwischen 471 und 467 Ma weisen auf ein ordovozisches Alter dieser Metamorphose hin und fixieren zugleich das Minimalalter der vielleicht nur kurz zuvor erfolgten Gabbrointrusionen. Unverändert erhalten gebliebene eklogitische Mineralparagenesen sind selten. BIINO (1995) fand solche nur in einem knappen Dutzend der über 1000 von ihm untersuchten Amphibolitproben aus dem nördlichen Gotthard-Massiv. Etwas verbreiteter, beispielsweise in den Proben des Chastelhorn-Metagabbros, sind reliktisch-retrograde Paragenesen mit Symplektit- oder Coronastrukturen. In den Paragneisen selbst sind keine Spuren dieses Hochdruckereignisses erhalten geblieben.

In der anschliessenden Kollisionsphase erfolgte eine rasche Heraushebung mit sukzessiver Metamorphosierung der Gesteine in Granulit- und Granat-Amphibolitfazies. Gleichzeitig oder kurz danach kam es zur Bildung von Migmatiten. Dafür spricht das Auftreten von Sillimanit und Disthen in den migmatitischen Gneisen (BIINO 1994b). Es ist aber nicht geklärt, ob diese Migmatite alle gleichaltrig sind oder unterschiedliche Alter aufweisen. Grossräumige Krustenaufschmelzung führte zur Entstehung und Intrusion des «Streifengneis»-Magmas um 440 Ma (ARNOLD 1970b, BOSSART et al. 1986, SERGEEV & STEIGER 1993, 1995, 1996). Diese Granite erscheinen in der neueren Literatur als spätordovizische Granitoide (MERCOLLI et al. 1994a, Fussnote auf S. 73). Ihre jüngere Geschichte, insbesondere das Alter der Umprägung zum «Streifengneis», konnte bis heute noch nicht ausreichend geklärt werden. Von der Mehrzahl der Bearbeiter werden diese Ereignisse in den variszischen Zyklus verlegt.

---

[7] Während des panafrikanischen Zyklus wurden vor 870–550 Ma eine Reihe von Gebirgen im ehemaligen Grosskontinent Gondwana gebildet.

Aar-Massiv

Über die Vorgeschichte des flächenmässig geringen aarmassivischen «Altkristallin»-Anteils von Blatt Urseren lassen sich keine konkreten Aussagen machen. Geochemie- und Isotopendaten aus der Zone mit Amphiboliten und Amphibolitmigmatiten (Ofenhorn-Stampfhorn-Zone im Sinne von ABRECHT 1994), welche das Blattgebiet im Nordwesten knapp streift, deuten auf eine ophiolithisch-ozeanische Genese: Die Amphibolite dieser Zone besitzen die Zusammensetzung ozeanischer Basalte, und die Serpentinite sind aus mehr oder weniger kontaminiertem ozeanischem Mantelmaterial hervorgegangen (PFEIFER et al. 1993, BIINO & MEISEL 1994, MEISEL & BIINO 1994).

Hingegen gelang für die nördlich anschliessenden Erstfelder Gneise im Gebiet von Blatt Meiental die Rekonstruktion einer kaledonischen Abfolge, welche bei Alter und Genese erstaunliche Parallelen zu derjenigen im Gotthard-Massiv zeigt (SCHALTEGGER 1993, ABRECHT et al. 1995, SCHALTEGGER et al. 2003). Eine weit zurückreichende Verwandtschaft des prävariszischen Grundgebirges dieser beiden Massive ist somit gegeben. Die paläogeographische Lage der beiden Kristallinblöcke am Ende des Paläozoikums ist PFIFFNER (2009, Fig. 2–17) zu entnehmen.

Variszischer Zyklus

Die Auswirkungen der variszischen Gebirgsbildung auf das «Altkristallin» der Massive sind nur lückenhaft geklärt. Dies gilt in erster Linie für die mit der Kollisionsphase verbundenen metamorphen und tektonischen Vorgänge. Anders verhält es sich mit den gut untersuchten vielfältigen Erscheinungen des spätvariszischen Magmatismus, dessen Entstehungsumstände U. Schaltegger beschrieben und gedeutet hat (s. S. 35). Eine Besonderheit ist die Verknüpfung des Magmatismus mit den wenig metamorphen Beckensedimenten und vulkanisch-vulkanosedimentären Serien, die auf ein geodynamisches Umfeld mit Extension, Beckenbildung und Krustenausdünnung hindeutet (Basin-and-Range-Szenario nach SCHALTEGGER & CORFU 1995 und SCHALTEGGER 1997).

Charakteristisch ist eine späte, rasche Exhumation des variszischen Gebirges, welche manchenorts zur Schüttung mächtiger Sedimentserien in die sich ausweitenden Grabensenken geführt hat. Überreste solcher alter inneralpiner Sedimentbecken mit fossilführendem Karbon finden sich u.a. am Bifertengrätli (Tödi-Gebiet) und im Nordteil des Lötschberg-Basistunnels. Das Permokarbon der Urseren-Zone ist wahrscheinlich auch Teil eines solchen Beckens.

Gotthard-Massiv

Der spätvariszische Magmatismus konzentriert sich im Gotthard-Massiv auf eine kurze Periode von wenigen Millionen Jahren mit zwei Intrusionszyklen an der Wende Karbon/Perm.

Wie bereits erwähnt, wird die Vergneisung der spätordovizischen bzw. frühsilurischen Granite im Gotthard-Massiv meist dem variszischen Zyklus zugeordnet. Unter amphibolitfaziellen Bedingungen erfolgte die Umprägung zum «Streifengneis», der sich durch eine ausgeprägte Foliation mit einem – zumindest im östlichen Gotthard-Massiv – flachliegenden Linear auszeichnet. Diese Umprägung geschah anlässlich eines weite Bereiche des gesamten Gotthard-Massivs erfassenden Ereignisses, das zu einer durchgreifenden Verschieferung und einer in Ausmass und Bedeutung noch weitgehend ungeklärten schlingenartigen Verfaltung des Gesteinsverbands geführt hat (HUBER 1948, S. 96, ARNOLD 1970a, LABHART 2005, NIGGLI et al. 2008). Von Schlingentektonik ist in den Paragneisen im Gebiet von Blatt Urseren aber kaum etwas zu sehen. Auffällige Faltenbilder ergeben sich jeweils dort, wo helle Lagen oder diskordante Aplite der «Streifengneisintrusion» gemeinsam mit dem umgebenden Paragneis intensiv verfaltet und zerschert worden sind (siehe Umschlagfoto der Erläuterungen).

Ein weiteres bedeutsames Ereignis variszischen Alters ist die Angliederung bzw. Inkorporation jüngerer Sedimente. Seit langem werden im Gotthard-Massiv «poststreifengneisische» metasedimentäre Serien eher niedrigen Metamorphosegrades als mittelpaläozische Metasedimente angesehen (Middle Paleozoic metasediments nach MERCOLLI et al. 1994a, bimetamorphe variszische Paragneise und Schiefer gemäss den Atlasblättern Oberalppass und Urseren). Von den in der Nebenkarte «Geologisch-tektonische Übersicht 1:200 000» im Gotthard-Massiv aufgeführten variszischen Einheiten (Borel-Zone, Tenelin-Zone, östliche Giubine-«Serie» und Tremola-«Serie») erreicht lediglich die erstgenannte das Gebiet von Blatt Urseren ganz knapp. Gemeinsam ist diesen Einheiten, dass sie heute als langgezogene, W–E verlaufende Züge den alten Paragneisen ein- bzw. aufgelagert sind. Falls es sich tatsächlich um im Massivraum abgelagerte Sedimente silurischen, devonischen oder frühkarbonen Alters handelt, müssen sie anlässlich eines tektonisch tiefgreifenden Ereignisses in das unterliegende, ältere Grundgebirge eingefaltet bzw. eingeschuppt worden sein. Konkrete Datierungen fehlen aber nach wie vor.

Die Frage nach dem Alter der Verschieferung des spätvariszischen Gamsboden- und des Fibbia-Granitgneises wurde bereits auf S. 77ff. diskutiert.

Aar-Massiv

Im Aar-Massiv setzte die magmatische Tätigkeit wesentlich früher ein als im Gotthard-Massiv. Sie dauerte, von vulkanischer Aktivität begleitet, während rund

40 Ma an (340–300 Ma). Über die variszische Metamorphose und Tektonik im aarmassivischen «Altkristallin» des Kartengebiets kann wenig Präzises ausgesagt werden. SCHALTEGGER (1993) hat eine schwache, grünschieferfazielle Bedingungen kaum übersteigende Metamorphose auf 330 Ma datiert. Möglicherweise handelt es sich dabei um eine generelle Aufheizung des Gebirgskörpers durch die enormen Magmamassen.

Was die Tektonik anbelangt, lassen sich zahlreiche Störzonen variszischen Alters nachweisen, häufig von mylonitischem Charakter. Das gesamte Ausmass variszischer Bruchtektonik ist aber wegen räumlicher Konvergenzen mit jüngeren, alpinen Bruchlinien kaum abschätzbar. Angesichts dieser Faktenlage bleibt die Postulierung eines variszischen Deckenbaus durch OBERHÄNSLI et al. (1988) nicht mehr als ein interessanter Denkansatz.

Alpiner Zyklus

Im Zuge der fortschreitenden Peneplainisierung des variszischen Gebirges sind zuerst permokarbone und dann, in einer langen Periode relativer tektonischer Ruhe, mesozoische (helvetische) Sedimente über dem Kristallin abgelagert worden. Die im Frühen Jura verstärkt einsetzende Dehnungstektonik führte zur Absenkung des nördlichen Gotthard-Massivs und der ihm vorgelagerten Zwischenmassive (Tavetscher bzw. Gomser Zwischenmassiv) gegenüber dem Aar-Massiv und damit zu einer Auftrennung des ehemals zusammenhängenden Grundgebirgssockels in voneinander durch Bruchstufen getrennte Kristallinkomplexe (Fig. 41 und 42). Die von Süden nach Norden fortschreitende Einengung im Gefolge der alpinen Kontinentalkollision erreichte den vorliegenden Massivbereich im späten Eozän und führte im Grundgebirge zur Bildung plattenförmiger Kristallindecken bzw. Kristallinkeile und -späne. Die auflagernden Sedimente wurden grösstenteils abgeschert und als helvetische Decken nach Norden verfrachtet. Im Gefolge der zunehmenden Versenkung der überschobenen Kristallinmassen setzte alsdann eine regionale Versenkungsmetamorphose des Barrow-Typs ein. Den Abschluss bildete die Steilstellung aller tektonischer Elemente («Rückfaltung») und schliesslich, ab dem frühen Miozän, die bis heute andauernde Heraushebung der Massive.

Die Publikationen von WYSS (1985), SCHMID et al. (1997), TRÜMPY (1999), KEMPF & PFIFFNER (2004), RÜTTI et al. (2008), PFIFFNER (2009) und SPILLMANN et al. (2011) geben einen guten Einblick in mögliche Ablaufszenarien der alpinen Gebirgsbildung.

Alpine Metamorphose

Im grossräumigen Schema der alpinen Metamorphose liegen Aar-Massiv und Gotthard-Massiv im Bereich der Grünschieferfazies. Dabei nimmt die Inten-

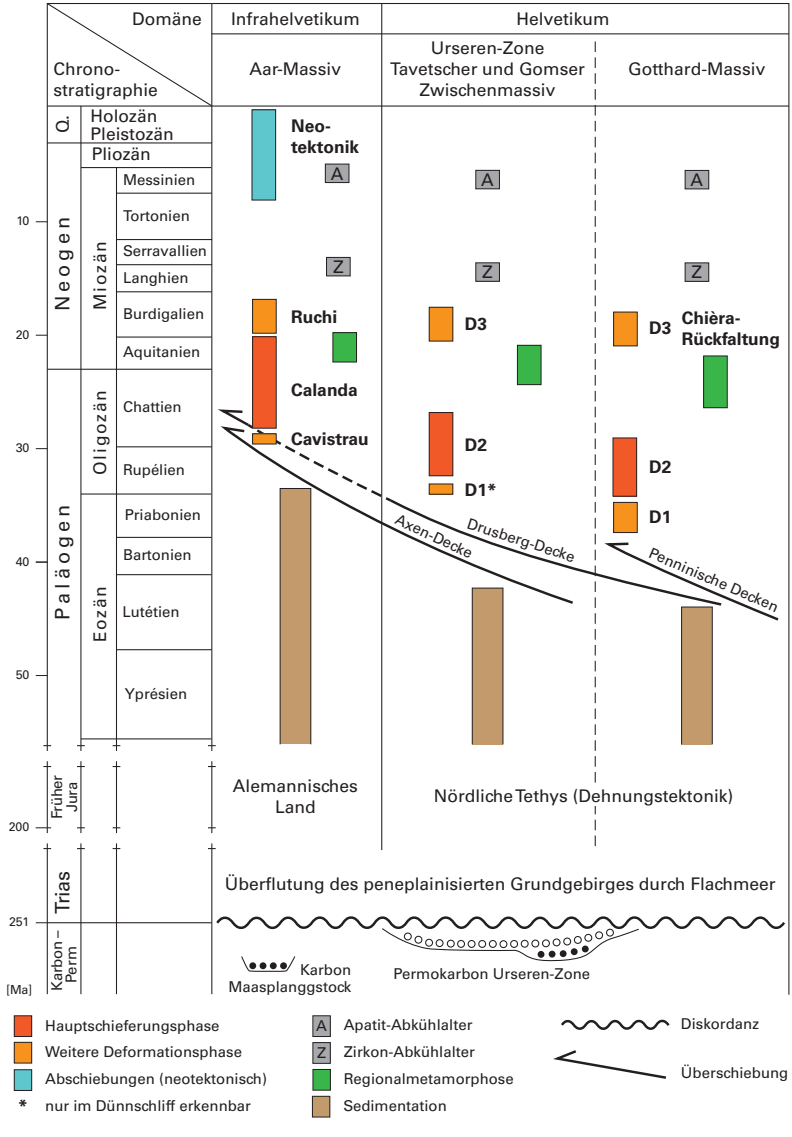


Fig. 41: Der «orogene Fahrplan» des Gebiets von Atlasblatt Urseren (basierend auf PFIFFNER 2009).

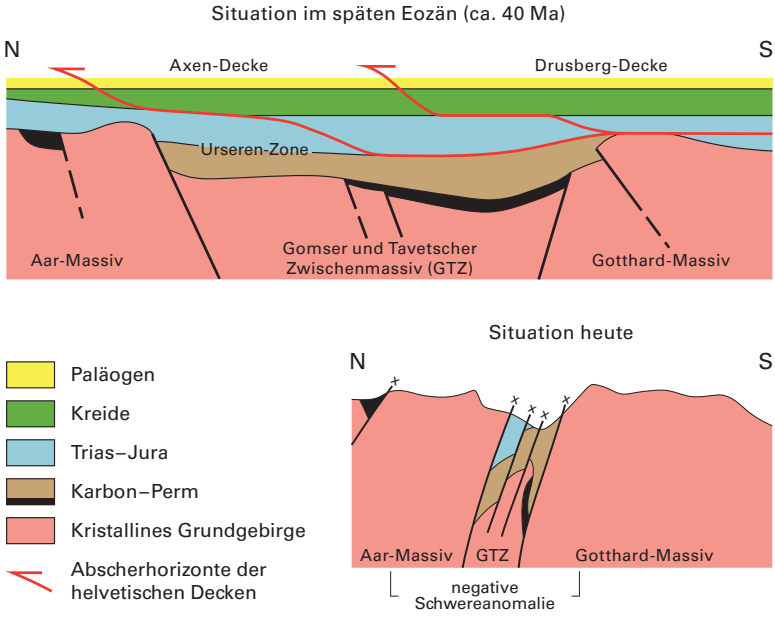


Fig. 42: Tektonische Entwicklung im Querschnitt der Urseren-Zone (nach WYSS 1985 und SPILLMANN et al. 2011).

sität von Norden nach Süden zu, von der Grenze zur Anchizone am Nordrand des Aar-Massivs zur Grenze der Amphibolitfazies am Südrand des Gotthard-Massivs.

Dieses grosse Areal alpiner Grünschieferfazies lässt sich durch mehrere Mineralzonen bzw. -isograden unterteilen, deren Grenzen zum Teil auch durch das Gebiet von Blatt Urseren verlaufen (NIGGLI & NIGGLI 1965, FREY & FERREIRO-MÄHLMANN 1999, FREY et al. 1999, ENGI et al. 2004; weitere s.u.). Es ergibt sich das folgende Bild:

– Die Südgrenze der Stilpnomelan-Zone streift die Nordwestecke des Kartengebiets. Das Mineral wurde aber nur in wenigen Dünnschliffen des Voralp-Granits beobachtet.
– Die Chloritoid-Zone deckt zwar praktisch das ganze Gotthard-Massiv ab, das Leitmineral tritt aber nur ganz im Norden in der Urseren-Zone auf. Im Kristallin kommt es mangels geeigneter Lithologien nicht vor.
– Die Mikroklin-Sanidin-Isogradenfläche, die eine Temperatur von 450–480 °C signalisiert, quert das Kartengebiet ungefähr auf der Höhe von Göschenen, um dann mehr oder weniger parallel zur Urseren-Zone zu verlaufen (BERNO-

TAT & BAMBAUER 1982, BAMBAUER et al. 2005). Sie markiert eine Diskontinuität im Strukturzustand der Alkalifeldspäte, die allerdings nur röntgenographisch nachgewiesen werden kann. Dank der unterschiedlichen Höhenlage der Probeentnahmestellen liess sich eine mit 4–9° flach gegen Nordwesten einfallende Isogradenfläche konstruieren, ähnlich derjenigen von Stilpnomelan im nördlichen Aar-Massiv. Die Schiefstellung dieser Flächen ist eine Folge der jungen Heraushebung.

– Schliesslich liegt das Gebiet des ganzen Kartenblattes südlich der 10–15 km weiter nördlich verlaufenden und eine Temperatur von etwa 290 °C markierenden Quarzrekristallisationsisograde (VOLL 1976, BAMBAUER et al. 2009). Sie trennt die Gebiete mit voralpin gebildetem Quarz (im Norden) von denen, die mehr oder weniger dynamisch rekristallisierten Quarz aufweisen (im Süden). Die Rekristallisation des Quarzs ist in vielen Granitdünnschliffen des vorliegenden Gebiets gut erkennbar (Fig. 7).

Weil die zonentypischen Mineralien bzw. Mineralparagenesen praktisch nur im Mikroskop oder röntgenographisch zu erkennen sind, sind diese Gliederungen bei der Arbeit im Feld nicht sehr hilfreich.

Die Granite im Aar-Massiv zeigen als charakteristische alpine, den alten magmatischen Mineralbestand weitgehend ersetzende Paragenese Quarz, Albit, Oligoklas, Alkalifeldspat, Biotit, Phengit, Chlorit, Epidot, Granat, Kalzit und Magnetit, und zwar unabhängig vom Ausmass der alpinen Verschieferung (STECK 1976). Im Dünnschliff fällt vor allem die Saussuritisierung der Plagioklase auf, d.h. die Umwandlung von Plagioklas zu Albit+Epidot+Serizit. Die gleiche Paragenese findet sich auch in den Konglomeratgneisen des Permokarbons und in den Graniten des Gotthard-Massivs, hier allerdings gemeinsam mit neu gebildetem Albit und Oligoklas (entstanden infolge der Peristerit-Mischungslücke).

Die PT-Bedingungen bewegen sich um 240–300 °C / 0,2–0,3 GPa am Nordrand des Aar-Massivs (Grenze Anchifazies; FREY et al. 1980, S. 138) und 465–490 °C / 0,48–0,5 GPa am Südrand des Gotthard-Massivs am Nufenenpass (KAMBER 1993). MULLIS (1996) hat die PT-Bedingungen anhand von Fluideinschlüssen in Quarzen bestimmt. Die eine seiner zwei untersuchten Proben stammt vom Zinggenstock, der ca. 10 km vom westlichen Kartengebietsrand entfernt im südlichen Aar-Massiv liegt, die andere von der Fibbia am Südrand des Gotthard-Massivs, ca. 3 km ausserhalb des Gebiets von Blatt Urseren. Die ältesten Fluideinschlüsse der Zinggenstock-Probe wurden vor 19 Ma bei 450 °C / 0,44 GPa, die jüngsten vor 14 Ma bei 300 °C / 0,4 GPa gebildet. Bei der Fibbia-Probe (vgl. auch HEIJBOER 2006) entstanden die ältesten Einschlüsse vor 20 Ma bei 420 °C / 0,33 GPa, und die jüngsten vor 17–13 Ma bei 240 °C / 0,18 GPa. Diese Angaben müssen als Minimalwerte betrachtet werden (FREY & FERREIRO MÄHLMANN 1999).

Der zeitliche Höhepunkt der alpinen Metamorphose liegt für das südliche Aar-Massiv nach DEMPSTER (1986) bei 25 Ma, nach SCHMID et al. (1997) bei

27–24 Ma und gemäss CHALLANDES et al. (2008) bei 21–17 Ma. Im südlichen Gotthard-Massiv schätzen SCHMID et al. (1997) das Alter der Regionalmetamorphose auf 35–30 Ma. Die Untersuchungen von ALLAZ et al. (2007), ALLAZ (2008) und WIEDERKEHR et al. (2008, 2009) deuten jedoch darauf hin, dass die Metamorphose des Barrow-Typs zum Teil jünger als 20 Ma ist.

Alpine Gefügeelemente

Die alpintektonische Überprägung äussert sich überwiegend in Form steilstehender, NE–SW bis W–E streichender planarer Gefügeelemente (STECK 1968 u.a.). Diese umfassen Schieferungsflächen und Klüfte, Brüche, Scherzonen, tektonisch überprägte Kontakte sowie mehr oder weniger quarzitische Mylonitzonen. Die Brüche sind z.T. neotektonischen Ursprungs und verstellen quartäre Ablagerungen.

Eine alpine Schieferung tritt in allen Einheiten in ähnlicher Ausbildung auf, ist aber je nach Lithologie ganz unterschiedlich ausgeprägt (Details sind bei den einzelnen Einheiten im Kapitel Stratigraphie und Petrographie aufgeführt). Im Gotthard-Massiv ist sie im Gamsboden-Fibbia-Komplex penetrativ ausgebildet und hat zur vollständigen Vergneisung dieser Granitkörper geführt. Die s-Flächen sind mit Biotit und Hellglimmer belegt. Die jüngeren Granite dagegen sind nur zonenweise verschiefert. In den Paragneisen überprägt die alpine Schieferung in unterschiedlichem Ausmass und oft lagekonstant die alten Bänderungen und die variszische Schieferung. Besonders intensiv ist diese Überprägung am Südrand des Massivs, im Bereich des Kontaktes mit dem Permokarbon der Urseren-Zone. Im Permokarbon selber dominiert eine meist schichtparallel verlaufende Schieferung, von WYSS (1986) als Hauptschieferung S_2 bezeichnet. Sie ist mit einer Plättung verknüpft, die durch eine beträchtliche horizontale Einengung und ein ungefähr in der Fallrichtung verlaufendes Linear charakterisiert ist.

In den prävariszischen Gneisen südlich des Zentralen Aare-Granits ist die alpine Schieferung extrem ausgeprägt und verläuft parallel zu den zahlreichen Sprödbrüchen und Myloniten. Im Zentralen Aare-Granit ist die Verschieferung ausgesprochen selektiv. In der primär glimmerreicheren Zentralzone ist sie penetrativ ausgebildet und bewirkt eine fast vollständige Vergneisung des Granitkörpers. In den kompakteren Granitpartien der Randzonen ist dagegen häufig ein Netz mylonitischer Einzelscherflächen ausgebildet, die sich zu mächtigen Mylonitzonen zusammenschliessen können (MARQUER 1990).

Brüche bzw. Bruchscharen (Scherzonen, Störzonen, Verwerfungen) durchsetzen alle Einheiten des Kartengebiets in unterschiedlicher Dichte. Im Gelände treten sie als offensichtliche Schwächezonen in Erscheinung, d.h. als Rinnen und Couloirs in den Bergflanken, als Scharten und Lücken in den Gräten sowie als langgestreckte Senken und Wälle im flacheren Gelände. Am besten erkennbar sind die Bruchsysteme an den Gräten (beispielsweise in der Dammastock-Gruppe

und am Blauberg) oder in Quertälern (z.B. in den Schöllenen), während sie in Gebieten mit bedeutender Quartärbedeckung, wie z.B. im Permokarbon des Urserentals, kaum in Erscheinung treten.

In Untertage- und Strassenaufschlüssen lässt sich der Gesteinsinhalt der wenige Dezimeter bis zehn Meter mächtigen Bewegungszonen gut studieren. In den meisten Fällen handelt es sich um Sprödbrüche mit kohäsionsarmen bzw. -losen Deformationsprodukten (Kakirite, Fault Gouge, «Kluft- und Störungsletten»). Im Tunnelbau werden diese spröden Störzonen wegen ihrer geringen Standfestigkeit seit jeher gefürchtet. In den neuzeitlichen, tiefliegenden Tunneln (z.B. der NEAT) sind sie es sogar noch in vermehrten Masse, besteht doch bei Tunnelbohrmaschinen die Gefahr, dass dieselben in breiteren kakiritischen Störzonen steckenbleiben und nur mit grösstem Aufwand wieder befreit werden können (mittels Umgehungsstollen, Injektion des Gebirges u. ä.). Nicht zuletzt aus diesem Grunde sind in jüngster Zeit mehrere sehr detaillierte Studien über Störzonen erarbeitet worden (GULDENFELS 1999, LÖW et al. 1999, LAWS 2001, LÜTZENKIRCHEN 2002, PERSAUD 2002, ZANGERL et al. 2003, 2006, PERSAUD & PFIFFNER 2004, USTASZEWSKI & PFIFFNER 2008).

In allen diesen Arbeiten wird betont, dass die Deformationen entlang der Bewegungszonen langandauernde Prozesse darstellen, die unter ständiger Reaktivierung und Anpassung des Mineralbestandes ablaufen und zeitlich vom Metamorphosehöhepunkt bis in die Gegenwart dauern können. Viele dieser Brüche sind primär in entsprechender Tiefenlage unter duktilen Bedingungen als Mylonite angelegt worden. Als Auslöserhorizonte dienten öfters NE–SW bzw. E–W streichende Schwächezonen im Bereich von Granitkontakten und variszischen, z.T. wohl auch mesozoischen Scherzonen sowie, besonders typisch, von Lamprophyr- und «Quarzporphyr»-Gängen. Mit der Heraushebung des Gebirges fand ein gradueller, stark materialabhängiger Wechsel von duktiler zu spröder Deformation statt, und es entstanden bei Temperaturen ≤ 300 °C Kataklasite und Kakirite (LÜTZENKIRCHEN 2002, ZANGERL et al. 2006). Im Gotthard-Massiv sind von diesen Autoren an jüngeren Bruchsystemen Blattverschiebungen beobachtet worden, oft mit dextralem Verschiebungssinn, was als möglicher Wechsel des gegen Nordwesten gerichteten Kompressionsregimes zu einem Regime mit Strike-Slip-Tektonik interpretiert wird.

Die Darstellung der Störzonen auf der Karte basiert auf Beobachtungen im Gelände und auf der Interpretation von konventionellen Luftbildaufnahmen und hochauflösenden Orthofotos. Nur der kleinere Teil davon ist in Felsaufschlüssen verifizierbar, da die Bruchkerben meist mit Hang- oder Moränenschutt gefüllt und die Bruchflächen damit der direkten Beobachtung entzogen sind. Es ist deshalb nicht weiter verwunderlich, wenn sich das in Stollenaufnahmen erhobene Bruchnetz (z.B. KELLER et al. 1987, LÜTZENKIRCHEN 2002, ZANGERL et al. 2006) an der Oberfläche bzw. im Kartenbild nur unvollständig widerspiegelt.

Fig. 43: Neotektonische Brüche nördlich des Furkapasses.

Spät- und postalpine Heraushebung

Seit dem Höhepunkt der Metamorphose, d.h. der grössten Versenkung, hat das Gebiet des Atlasblattes Urseren eine Hebung von rund 10 km erfahren, verbunden mit einer Abtragung in ähnlicher Grössenordnung. Geht man von einer Zeitspanne von 20 Ma aus, ergibt sich eine mittlere Hebungsgeschwindigkeit von 0,5 mm/a. Zeugen dieser Hebung sind an der Erdoberfläche die grünschieferfaziell geprägten Lithologien und die Schieferungen, Mylonitzonen und Zerrklüfte.

Der Beginn dieser Heraushebung ist gemäss PFIFFNER (2009) zwischen Ende Oligozän und Mitte Miozän (22–15 Ma) anzusetzen. MICHALSKI & SOOM (1990) haben mit Hilfe von Spaltspurdatierungen an Apatit und Zirkon die Hebungsgeschichte des Urner Reusstals rekonstruiert. Es zeigte sich, dass die Hebung in den letzten 14 Ma mit 0,5 mm/a konstant geblieben ist. Zu einer gleichen mittleren Exhumationsrate gelangen auch GLOTZBACH et al. (2010) aufgrund von Spaltspuruntersuchungen an Zirkon und Apatit und (U-Th-[Sm])/He-Altersbestimmungen an Apatiten aus 34 Oberflächen- und 23 Tunnelproben, die längs des Trassees des Gotthard-Strassentunnels entnommen wurden. Die Daten lassen zudem darauf schliessen, dass seit den letzten 14 Ma keine signifikanten Vertikalbewegungen auf den grösseren, vom Tunnel durchquerten Bruchzonen stattgefunden haben. Kleinere postglaziale Bewegungen sind jedoch längs der neotektonischen Brüche nachgewiesen (s.u.).

Wiederholte Präzisionsnivellements ergaben, dass die aktuelle Hebung die gleiche Grössenordnung aufweist (JEANRICHARD 1972, 1973, SCHAER & JEANRICHARD 1974, JEANRICHARD 1975, GUBLER 1976, WAGNER et al. 1977, WIGET & GUBLER 1988). Im Profil Reusstal–Gotthard setzen die Hebungen (bezogen auf einen Referenzpunkt im Mittelland) am Urnersee ein, erreichen im Urserental 0,5 mm/a und am Gotthard etwa 1 mm/a. Diese scheinbar gleichförmige, gegen Süden zunehmende Hebung wird durch Verschiebungen an jungen, aktiven Brüchen gestört. So lokalisierten FUNK & GUBLER (1980) beim Vergleich von zwei Nivellements durch den Gotthard-Bahntunnel in den Jahren 1917 und 1977 je zwei grosse Blöcke mit Hebungs- und Senkungstendenz.

Besondere Beachtung haben jüngste subrezente bzw. rezente Bruchsysteme gefunden, welche spätglaziale Moränen, Schutthalden oder Oberflächenformen verstellen (ECKARDT et al. 1983). Sie treten besonders gehäuft an den Trogschultern nördlich und südlich des Urserentals auf, und zeichnen sich dort durch um wenige Meter gehobene talseitige Flügel aus (Fig. 43).

An Bruchlinien in der Schöllenenschlucht und auf dem Gütsch oberhalb von Andermatt konnten mit Hilfe von Feinnivellements im Zeitraum 1970–1977 rezente Vertikalverstellungen nachgewiesen werden. Einzelne dieser Bewegungen sind offensichtlich durch den Vortrieb des Gotthard-Strassentunnels beschleunigt worden (ECKARDT et al. 1983, FISCHER 1990).

Nach wie vor steht zur Diskussion, ob die beobachteten vertikalen Versätze auf anhaltende tektonische Bewegungen, glazialisostatische Ausgleichsbewegungen, tiefgründige Sackungen oder aber auf Kombinationen dieser Phänomene beruhen (ECKARDT et al. 1983, PERSAUD 2002, LÜTZENKIRCHEN 2002, PERSAUD & PFIFFNER 2004, USTASZEWSKI & PFIFFNER 2008, USTASZEWSKI et al. 2008, PFIFFNER 2009). An grossflächigen Talflanken sind gravitative und isostatische Bewegungen durchaus denkbar, kaum jedoch dort, wo die Bruchscharen auch Hauptkämme und Seitentäler queren (z.B. im Göschenertal, nördlich der Oberalp und im Witenwasserental).

Eindeutig anthropogenen Ursprungs sind die beträchtlichen, am Gotthardpass für den Zeitraum zwischen 1970 und 1998 nachgewiesenen Senkungen (Fig. 44). Sie manifestieren sich im Gelände zwischen Hospental und Airolo auf rund 10 km, und erreichen ungefähr in der Mitte, an der Sustenegg, ein Maximum von 12 cm (SCHLATTER et al. 1997, SCHLATTER & MATTLI 2001, SCHLATTER 2007). Diese Senkungen gehen auf die Drainierung des Gebirges durch die Tunnelröhren des Gotthard-Strassentunnels zurück.

Der Gotthardfächer

Schon Forschern wie H. C. Escher und H.-B. de Saussure, welche im 18. Jh. den Gotthard besuchten, ist die fächerförmig nach oben geöffnete Anordnung der Planargefüge im Passprofil aufgefallen: Südfallen im Nordteil, Vertikalstellung im

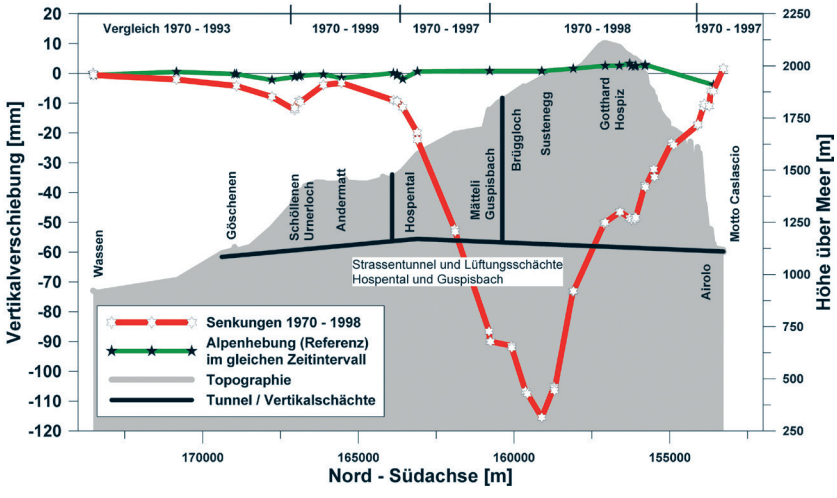


Fig. 44: Senkungen am Gotthardpass zwischen 1970 und 1998 (aus SCHLATTER 2007).

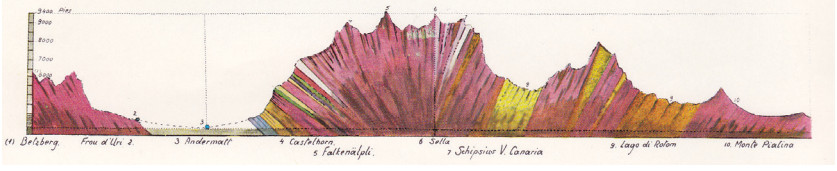


Fig. 45: Gotthardprofil aus dem Jahre 1803 von C. de Gimbernat (aus SABARIS & WEIDMANN 1982).

Zentralteil, zunehmend flacheres Nordfallen im Süden. In zeitgenössischen Darstellungen wurde dies zum Teil phantasievoll übertrieben, so etwa 1803 durch Carlos de Gimbernat (Fig. 45). Diese Fächerform wurde im 19. Jh. als für die Kristallinmassive typisch angesehen und ihre Entstehung kontrovers diskutiert. Dabei standen sich Befürworter einer Aufwölbung durch aufsteigendes Magma und Verfechter einer tektonischen Genese gegenüber (BALTZER 1880).

Eine moderne Interpretation lieferten ZANGERL et al. (2006) aufgrund einer detaillierten Strukturanalyse im nördlichen Teil des Gotthard-Strassentunnels. Sie konnten nachweisen, dass die alpine Hauptschieferung wie auch die duktilen und die praktisch gleich orientierten spröden Brüche alle gleichermassen in den Fächerbau einbezogen sind. Die Autoren schliessen daraus, dass die Verformung der ursprünglich parallel gelagerten Planare zum Fächer eine Folge der jungen Aufwölbung sei.

HYDROGEOLOGIE

Oberflächengewässer und Elektrizitätsgewinnung

Das Flussnetz des Gebiets von Blatt Urseren umfasst das gesamte Quellgebiet der Reuss oberhalb von Göschenen. Die meisten dieser Gewässer werden zur Erzeugung elektrischer Energie genutzt.

Mit einer Jahresproduktion von gegen 300 Mio. kWh sind die Anlagen des Kraftwerks Göschenen AG bei weitem die bedeutendsten im Gebiet. Im Stausee Göscheneralp wird das Wasser der Dammareuss und der Chelenreuss (in direktem Zufluss) sowie dasjenige der Voralpreuss und der Furkareuss (Zuleitung durch Stollen) gesammelt. Das Speichervolumen des Sees beträgt 75 Mio. m^3, die maximale Staukote liegt auf 1792 m ü.M. Das Wasser gelangt durch einen Druckstollen vom Göscheneralpsee ins Wasserschloss Rötiboden und durch einen Druckschacht in die Zentrale Göschenen, wo es gemeinsam mit dem beim Urnerloch gefassten Wasser der Schöllenenreuss turbiniert wird.

Grundwasser

Die Grundwasservorkommen in den Talfüllungen von Andermatt und von Hospental-Realp sind nach denjenigen im Raum Amsteg–Flüelen (unteres Reusstal) die zweitgrössten im Kanton Uri (Amt für Umweltschutz des Kt. Uri 1996, Spillmann & Fuchs 2011). Grundwasserleiter sind die Schotter und Sande der Reuss und ihrer Seitenbäche. Als Unterlage und Stauer fungieren distale Deltaablagerungen und Seesedimente. Das verfügbare Grundwasservolumen von Andermatt wird auf 4,8 Mio. m^3 geschätzt, dasjenige von Realp–Hospental auf 2 Mio. m^3. Das jährliche Grundwasserdargebot beträgt gesamthaft ca. 12 Mio. m^3. Das Grundwasservorkommen im Talboden zwischen Realp und Hospental ist weitgehend ungenutzt.

Andermatt bezieht sein Wasser von dem in der Talebene gelegenen Pumpwerk March und den zwei Quellgebieten Nasse Kehle und Gigen. Hospental besitzt Quellfassungen in den Gebieten Bann und Schafboden. Vor allem wegen des im Bau befindlichen Grossresorts wird sich der Wasserbedarf von Andermatt und Hospental bis in 20 Jahren fast verdoppeln. Aus diesem Grund hat die Gemeinde Andermatt die Erschliessung zusätzlicher Quellen sowie den Bau eines neuen Grossreservoirs beschlossen.

Quellen

Mit Ausnahme der oben erwähnten Grundwasserfassungen basiert die Wasserversorgung des gesamten Kartengebiets auf Quellen. Es handelt sich um Lo-

ckergesteinsquellen mit zum Teil sehr grossen jahreszeitlichen Schwankungen und untergeordnet um Felsquellen, die aus Klüften und Bruchzonen gespiesen werden, sowie um Bachwasserfassungen. Speziell erwähnt sei die nordöstlich von Abfrutt innerhalb einer grossen Sackungsmasse liegende Quellfassung der Wasserversorgung Göschenen mit einer mittleren Minimalschüttung von 2940 l/min und einer mittleren Maximalschüttung von 13 680 l/min.

Die auf der Karte aufgeführten Quellen wurden aus der Gewässerschutzkarte des Kantons Uri übernommen und in einigen wenigen Fällen mit persönlich beobachteten Fassungen ergänzt oder lagemässig etwas korrigiert. In den Gebieten der Kantone Wallis und Tessin gibt es im Gebiet von Blatt Urseren gemäss den behördlichen Auskünften keine genutzten Quellen mit Schutzzonen. Das Hotel Belvédère bezieht sein Wasser aus der Quellfassung einer ehemaligen Militäranlage.

Wasserführung in Stollenbauten

Die Bergwasserverhältnisse im Gotthard-Strassentunnel sind in KELLER et al. (1987) übersichtlich zusammengestellt. Gestützt auf diese und weitere Daten aus der Zeit des Tunnelbaus sowie auf eigene Untersuchungen unter und über Tage hat LÜTZENKIRCHEN (2002) die Zusammenhänge zwischen der Häufigkeit und Verteilung von Sprödbrüchen und der Wasserführung und der Verweildauer im Kristallin des Gotthard-Massivs aufgezeigt.

Die Wasserführung im Gotthard-Bahntunnel wurde von STAPFF (1880 a, b) beschrieben. Einige seiner Daten hat LÜTZENKIRCHEN (2002, Fig. 65) aufgearbeitet.

Die hydrologischen Verhältnisse im Zuleitungsstollen Voralpreuss und seiner Umgebung sind in GULDENFELS (1999) dargestellt.

ROHSTOFFE

Bausteine

Aare-Granit («Urner Granit»)

In der weiteren Umgebung von Göschenen ist sicher schon vor sehr langer Zeit an mehreren Stellen Aare-Granit gebrochen worden, z.B. um 1830 für die Gotthardstrasse durch die Schöllenenschlucht und den Bau der zweiten Teufelsbrücke. Die Produktionsmengen der talauswärts gelegenen Steinbrüche von Wassen und Gurtnellen wurden allerdings nie erreicht. NIGGLI et al. (1915, S. 275) erwähnen zwei Brüche in der Schöllenen und einen bei Bühl im Göschenertal. Der in seinen Umrissen nur noch schwach erkennbare Bruch oberhalb der Häderlisbrücke in der Schöllenen hat das Quaderwerk für die Ausmauerung des Gotthard-Bahntunnels geliefert. Einzelblöcke werden heute bei Bedarf dem Schuttkegel des Grosstals bei Zumdorf entnommen.

Plattige Konglomeratgneise des Permokarbons

Diese Gesteine sind in der Umgebung von Andermatt gebrochen und beim Bahn- und Strassenbau verwendet worden (NIGGLI et al. 1915, S. 307).

Gamsboden-Granitgneis

Die wahrscheinlich 1903–1905 eingebrachten monolithischen Säulen an der Hauptfassade der Pfarrkirche von Andermatt bestehen aus Gamsboden-Granitgneis (SCHENKER & SPILLMANN 2011, BRUNNER 2008).

Marmor von Andermatt

Wie die Mauern und Dächer alter Bauwerke belegen (z.B. die um 1300 erbaute Kirche St. Kolumban in Andermatt und der Turm von Hospental), sind im aufgelassenen Steinbruch von Altchilch seit Jahrhunderten die plattigen, teilweise sandigen Marmore des Lias für Mauerquader und als Dachschiefer gewonnen worden. Sie wurden z.T. als Cipolline[8] bezeichnet. NIGGLI et al. (1915, S. 243) berichten von der Neueröffnung eines Bruches um 1860, der bei geringer Produktion sicher bis 1910 aktiv war, und Mauerstein und Strassenschotter lieferte (vgl. auch BRUNNER 2008). In neuerer Zeit stand die Verarbeitung zu Strassenschotter im Vordergrund (DE QUERVAIN 1969).

---

[8] Cipollin ist eine alte, im Steinhandel aber noch heute verwendete Bezeichnung für gebänderte Marmore mit grünlichen Silikatlagen. STAPFF (1880a, b) brauchte den Ausdruck für die gesamte mesozoische Schichtfolge der Urseren-Zone, FEHR (1926) für die Marmore des Doggers.

Kies

Die mengenmässig weitaus bedeutendste Verwendung von Flusskies war diejenige bei der Aufschüttung des Göscheneralpdamms. Dieses Material wurde vor Ort entnommen.

Von regionaler Bedeutung ist heute das Kieswerk Zumdorf, wo Schotter aus dem Schuttkegel des Grosstals abgebaut und zu Beton weiterverarbeitet wird.

Giltstein und Serpentin

Giltstein (Ofenstein, Topfstein, Speckstein, Lavezstein) ist der bedeutendste und auch aus kulturhistorischer Sicht interessanteste Rohstoff des Urserentals. Abbau und Verwendung für Stubenöfen und Architekturteile gehen auf das 16. Jh. zurück. Das Material wird noch heute durch die Gotthard Serpentin- und Speicksteinwerke Ursern in Hospental verarbeitet.

Der frühe Abbau ist durch eine ganze Reihe datierter Objekte belegt, beispielsweise Tür- und Fensterumrahmungen in Realp (Kapelle zum Heiligen Kreuz, 1591), Zumdorf (Kapelle, 1591), Andermatt (St.-Wendelin-Kapelle, 1593) und Hospental (Steinhaus, 1591), ferner durch die Taufsteine in der Pfarrkirche Andermatt (1582) und der Kapelle Zumdorf (1601) sowie einen Dorfbrunnen in Andermatt (1581).

Die aus dem Aostatal stammende Baumeisterfamilie Schmid hat über 200 Jahre lang die Verwendung des Giltsteins als Baustein gefördert. Ihr bekanntester Vertreter Bartholomäus Schmid (1661–1738) schuf die Pfarrkirche St. Peter und Paul in Andermatt (1694–1696), die Pfarrkirche Maria Himmelfahrt (1706–1708) und die Barockbauten der Kapelle und des Pfrundhauses St. Karl in Hospental (1719–1721), die alle mit zahlreichen Bauteilen aus Giltstein ausgestattet sind.

Die hohe Wärmespeicherkapazität des Giltsteins machte ihn zum idealen Werkstoff für die im rauen alpinen Klima überlebenswichtigen Stubenöfen (Fig. 46). Im Hauptverbreitungsgebiet der Giltsteinvorkommen (Goms–Urseren–Tavetsch) besass daher seit dem 16. Jh. praktisch jedes Wohnhaus einen mit Holz oder Torf befeuerten Giltsteinofen. Der älteste ist mit 1551 datiert. Viele dieser Öfen sind leider im Laufe des 20. Jh. eliminiert worden.

Älteste Abbaustelle ist der Ofenstein (Ofäschtäi) bei Hospental (Koord. 685. 920/163.230, 1580 m ü.M.). Diesen anschaulichen Namen haben die Einheimischen einem auffälligen isolierten Felsaufschluss wenig oberhalb der Strasse Hospental–Realp verliehen (MEYER 1986). Er besteht aus drei ungleich grossen, bis fünf Meter hoch aus dem Hangschutt aufragenden Giltstein-Blöcken. Die Natur dieses Vorkommens – anstehender Fels, Erratiker oder Sturzblock? – ist bis heute nicht zweifelsfrei geklärt. Spektakulär sind die Bearbeitungsspuren, welche die Gewinnung von rechteckigen, ca. 60 × 100 cm grossen Ofenplatten erkennen lassen. Sie wurden auf primitive Weise aus dem Gestein gehauen, nämlich durch

Fig. 46: Giltsteinofen im Müllerhaus in Hospental von 1690.

Eintiefen von 15 cm breiten und 20 cm tiefen Rillen längs des Umrisses und anschliessendem Abspalten der Platte, was aber offensichtlich nicht in allen Fällen gelungen ist. Vom 18. bis in die Mitte des 20. Jh. war der Steinbruch Gigenstafel die bedeutendste Gewinnungsstelle. Seit 1918 ist es der heute noch produktive Steinbruch Chämleten (Fig. 22).

Eine zusammenfassende Darstellung mit zahlreichen zusätzlichen Literaturangaben enthält LABHART (2011). Viele Hinweise auf Anwendungen finden sich auch im Band IV des Inventars der Kunstdenkmäler des Kt. Uri (BRUNNER 2008).

Zerrklüfte und Zerrkluftmineralien

Zerrklüfte nennt man die in den Zentralalpen vorkommenden, oft flachliegenden offenen Spalten von dm- bis m-Grösse, deren Begrenzungswände mit gut kristallisierten Mineralien bedeckt sind. Das verbreitetste und gesuchteste unter ihnen ist der Quarz. Man kennt aber darüber hinaus gegen hundert weitere Zerrkluftmineralien.

Der Mensch hat sich seit jeher von diesen Gebilden faszinieren lassen. Bereits jungsteinzeitliche Jäger suchten im Urserental Kristalle als Rohstoff für Pfeilspitzen (neolithische Kristallbearbeitungsstelle Rossplanggen, Koord. 685.680/

165.560, 2170 m ü.M., PRIMAS 1992). Plinius der Ältere (24–79 n. Chr.) berichtete wohl als erster von alpinen Kristallsuchern, die sich an Seilen über die Felsen hinunterlassen. Seit dem 16. Jh. gibt es auch in der Schweiz schriftliche Berichte über Kristalle und Kristallsucher (Strahler). Kristallsuchen (Strahlen oder, in Uri, Strahlnen) ist seit Jahrhunderten für manche Bergler ein nicht unwichtiger Nebenverdienst, dem oft mit einer Leidenschaft nachgegangen wird, die derjenigen für die Jagd nahe kommt. Das Strahlerwesen ist durch Korporationsreglemente und durch private Vereinbarungen im Rahmen eines Ehrenkodex geregelt. Für die Suche innerhalb der Korporation Urseren ist ein Strahlnerpatent nötig.

Zerrklüfte sind während der alpinen Gebirgsbildung unter den ganz speziellen Bedingungen einer Hydrothermalmetamorphose entstanden: Bei Temperaturen im Grenzbereich zwischen duktiler und spröder Deformation (d.h. in den Graniten und Gneisen der Zentralalpen bei Temperaturen unterhalb von 450–500 °C) führte starke seitliche Kompression und vertikale Streckung zur gleichzeitigen Ausbildung von steilstehenden duktilen Scherzonen und zum Aufreissen horizontaler Spalten in den dazwischenliegenden scherfesteren Gesteinspartien, wie etwa kompakter Granit oder aplitische bzw. quarzitische Lagen in Metamorphiten. Dies entspricht im weiteren Sinne dem unter Boudinage bekannten Phänomen. Synchron mit der Öffnung der Kluftspalte strömte gespanntes Fluid aus dem Porenraum des umgebenden Gesteins in die Hohlräume und verhinderte ihre sofortige Wiederschliessung. Die salzhaltigen Fluids sättigten sich rasch mit den aus dem angrenzenden Gestein herausgelösten Substanzen, im Kristallin in erster Linie mit SiO_2. Andere Gemengteile des Muttergesteins wurden umgewandelt, etwa Biotit zu Chlorit. Daraus resultiert der heute an fast jeder Kluft sichtbare helle Auslaugungssaum. Durch Druckentlastung und Abkühlung bei der späteren Hebung des Gebirges erfolgte anschliessend sukzessive die Kristallisation der verschiedenen Mineralien infolge Übersättigung der Lösungen. Bei dieser Art der Entstehung ist verständlich, dass die Kluftparagenese stark von der Art des Muttergesteins abhängig ist. Als letzter Akt folgte die Heraushebung bis an die Oberfläche und die Freilegung durch natürliche Erosion oder Tätigkeit des Menschen. Erst in dieser jüngsten, postkristallinen Phase erfolgte die Farbgebung der Rauchquarze (s.u.).

Die Bedingungen und die zeitliche Einordnung der Zerrkluftbildung hat MULLIS (1995) durch Kombination verschiedener Techniken am Beispiel eines Kluftquarzes aus dem Fibbia-Granitgneis rekonstruiert. Das Wachstum dieses Quarzes dauerte dem Alter der Flüssigkeitseinschlüsse gemäss rund 7 Ma, wobei sich die Temperatur von 420 °C auf 240 °C und der Druck von 0,33 auf 0,18 GPa verringerte. Setzt man den ermittelten Fluiddruck bei 420 °C dem Gesteinsdruck gleich, so war die Kluft während der Bildung der ältesten Flüssigkeitseinschlüsse von rund 13–14 km Gestein überlagert.

JANOTS et al. (2012) haben zonar gebaute Monazite aus einer im Blaubergebiet bei Koord. 688.181/158.967 gelegenen Kluft datiert. Die ermittelten

$^{208}Pb/^{232}Th$-Alter betragen 15,46 ± 0,29 Ma für den Kern und 13,55 ± 0,34 Ma für den äussersten Ring. Die Monazit-Kristallisation in den alpinen Klüften startete generell ca. 2–5 Ma nach dem Metamorphosehöhepunkt, der zwischen ca. 19 und 18 Ma erreicht worden ist (JANOTS et al. 2009). Beim untersuchten Monazit handelt es sich um eine späte Kluftmineralbildung, da er Quarzkristallen aufgewachsen ist.

Die Häufigkeit der Zerrklüfte variiert innerhalb einer Region und selbst innerhalb eines einheitlichen Gesteinskörpers stark. Das Gebiet von Blatt Urseren ist ein gutes Beispiel dafür: Das «Altkristallin» des Gotthard-Massivs und die Urseren-Zone sind relativ arm an Zerrklüften, und im Gamsboden-Granitgneis fehlen sie völlig. Die prävariszischen Gneise südlich des Zentralen Aare-Granits sind dagegen für gute Funde bekannt. Der Zentrale Aare-Granit im Raum Göscheneralp–Furka schliesslich ist zusammen mit dem angrenzenden Grimselgebiet eines der bekanntesten Fundgebiete der Schweiz, mit hunderten von Klüften, darunter einige der grössten und ertragreichsten der Alpen. Detaillierte Angaben über Mineralvorkommen und Fundorte finden sich in nationalen Übersichtswerken wie NIGGLI et al. (1940), PARKER (1954, 1973), STALDER et al. (1998) und WEIBEL et al. (1990). Die Kristallfunde des Kantons Uri und des Urserentals sind u.a. in NAGER (1959), INDERGAND (1969, 2011), OECHSLIN (1969), STALDER et al. (1980), AMACHER (1983, 1994), MERCOLLI et al. (1984), GNOS (2004) sowie in GNOS (2011) beschrieben. Für die Mineralfunde im Gotthard- und Furkatunnel sei auf STALDER & LUSSMANN (1977, 1980), STALDER et al. (1980) und AMACHER (2011) verwiesen.

Die Zerrklüfte im Zentralen Aare-Granit sind charakterisiert durch die Vorherrschaft von Quarz in Form von wasserklarem Bergkristall oder von Rauchquarz in allen Farbtönen von lichtbraun zu dunkelbraun bis fast schwarz (Morion). Dabei sind die dunklen Quarze durchwegs an Höhen von über 3000 m ü.M. gebunden, während in den tieferen Lagen, insbesondere auch in den Gotthardtunneln, ausschliesslich heller Bergkristall vorkommt. Dieses den Strahlern seit jeher bekannte Phänomen wird heute wie folgt erklärt: Bei ihrer Kristallisation sind alle Quarze farblos. Die dunkle Färbung entsteht erst später unter der Einwirkung einer bestimmten Dosis gesteinsinterner radioaktiver Strahlung. Voraussetzung dafür ist die Existenz eines Gitterfehlers im Kristall, der als Farbzentrum agiert. Die Rauchquarzfärbung ist also ein Strahlenschaden. Dieser bleibt im Kristallgitter allerdings nur bei Temperaturen von unter 75 °C erhalten, bei höheren wird er andauernd wieder ausgeheilt. Für die Braunfärbung ist demnach entscheidend, wann ein Kristall bei der Hebung und Abkühlung des Gebirgskörpers die 75 °C-Schwelle unterschritten hat. Das ist bei den höher gelegenen Vorkommen früher der Fall als bei den tiefer gelegenen. Bei 2000 m Höhendifferenz zwischen dem Tiefengletscher und den Gotthardtunneln entspricht das (bei einer angenommenen Hebungsrate von 0,5 mm/a) vier Millionen Jahren.

Die Grösse der Quarzkristalle bewegt sich meist im mm- bis dm-Bereich. Nicht selten erreichen sie (längs der Stängelachse gemessen) 40–60 cm, in Ausnahmefällen 60–100 cm. Einige Exemplare sind schwerer als 100 kg.

Neben Kristallen in der bekannten stängeligen Form, der klassischen Kombination von hexagonalem Prisma und Rhomboeder («Bambauer-Quarz»), sind Gwindel, d.h. systematisch gedreht verwachsene Individuen verbreitet. Typische Begleitmineralien sind Fluorit in blassen bis kräftig rosaroten Farbtönen, der bis mehrere Zentimeter gross sein kann, sowie Chlorit, der als lockerer Kluftsand auftritt oder, vom Sammler meist wenig geschätzt, die Oberflächen der Quarze und Fluorite überzieht. Untergeordnet treten Kalzit, Bleiglanz, Pyrit, Adular und Apatit auf.

Auf der Karte eingetragen sind die Standorte der drei Grossklüfte Sandbalm, Gletschhorn-Tiefengletscher und Planggenstock. Die hier gemachten Funde gehören zu den bedeutendsten im Alpenraum. Sie sind Zeugen von über 350 Jahren Kristallsuche und -ausbeutung und vertreten zugleich drei ungleich hoch gelegene Vorkommen mit unterschiedlicher Quarzfärbung. Sie werden nachstehend kurz charakterisiert. Ausführliche Beschreibungen finden sich im hervorragend bebilderten Buch von MÜLLER & REITH (2013). Gemeinsam ist diesen Grossklüften das Auftreten in recht massigen Granitpaketen zwischen über 100 m weit auseinanderliegenden, steilen Scherzonen (Fig. 47).

Sandbalm

Voralp, Koord. ca. 683.300/168.650, 1735 m ü.M.

Frühe Abbauversuche und erste Erwähnung dieses Vorkommens gehen auf das 16. Jh. zurück. Das erstaunt wenig, ist doch das Quarzband vom Alpweg in die Voralp aus gut sichtbar. Im 18. Jh. wurde die Kluft noch immer intensiv ausgebeutet, und zu dieser Zeit von zahlreichen Wissenschaftlern auf ihren Gotthardreisen besucht und beschrieben (INDERGAND 1969, 2011).

Die Sandbalmhöhle gilt als grösste Kristallkluft der Alpen. Sie besteht aus einem flach liegenden Quarzgang von rund zwei Metern Höhe (siehe Umschlagbild der Hülle), in den ein Gangsystem von insgesamt gegen 250 m Länge vorgetrieben worden ist. Für Geländegängige ist sie problemlos zugänglich. Zugang und Situation sind in SPILLMANN et al. (2011, S. 152) beschrieben.

Die Gesamtausbeute an wasserhellem Bergkristall muss enorm gewesen sein, lässt sich aber nicht mehr genau beziffern. LUSSER (1829, 1842) berichtet von über 1000 Zentnern, SULZER (1743) von 900 Kristallen allein im Jahr 1739! Der grösste Teil der Quarze wird, wie damals üblich, in die Schleifereien von Mailand gegangen sein. Erhalten geblieben ist kein einziger von ihnen.

Der ca. 150 kg schwere Kristall, aus dem der Mailander Steinschleifer Dyonisio Miseroni 1651–1652 in Prag eine fünfteilige, 115 cm hohe Pyramide geschnitten hat, könnte aus der Sandbalmhöhle stammen. Er ging 1650 als Geschenk von Sebastian Peregrin Zwyer von Evibach (Landammann von Uri) an Kaiser Ferdinand III.

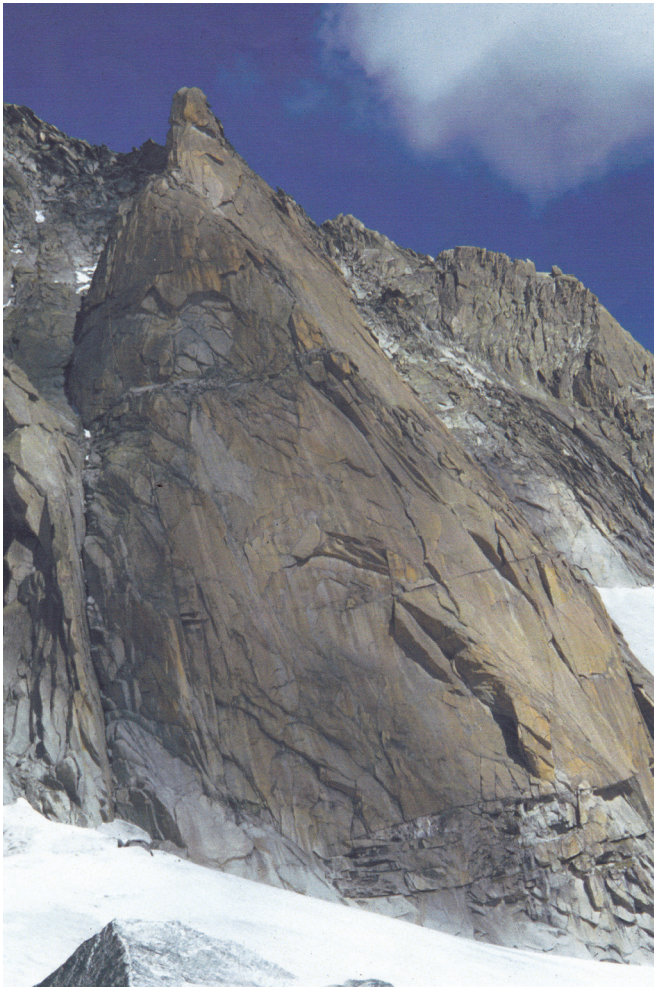


Fig. 47: Der Gletschhorn-Südwestsporn: Das Quarzband mit der Kristallkluft liegt in der rechten unteren Bildecke. Das Vorkommen erscheint aus dieser Perspektive als riesenhaftes Boudin zwischen zwei begrenzenden Scherzonen. Foto P. Indergand.

Gletschhorn-Tiefengletscher

Koord. 676.340/163.520, ca. 3040 m ü.M.

Diese Fundstelle ist im südwestlichen Vorbau des Gletschhorns gelegen und nur für Kletterer erreichbar. Die Kluft (Fig. 47) wurde 1868 durch Strahler aus Guttannen (BE) entdeckt, innerhalb kürzester Zeit ausgebeutet und unter Mithilfe der gesamten Bevölkerung Guttannens ins nahe Wallis geschafft. So konnten die wertvollen Kristalle dem Zugriff der Urner Behörden entzogen werden.

Die Kristalle lagen im mannshohen, leicht geneigten Hohlraum als wirres Haufwerk im Chloritsand. Geborgen wurden rund 14 500 kg dunkelgefärbte Morione. Davon waren allerdings fast zwei Drittel Bruchware. Von den 5200 kg erstklassiger Ware sind 55 Kristalle von insgesamt 1800 kg erhalten geblieben, darunter 14 der 20 mächtigsten von über hundert Kilogramm Gewicht (VON FELLENBERG 1868, CALAME 1968a, b, MÜLLER 1999, INDERGAND 2005). Die Kristalle sind glattflächig und dunkel, oft fast undurchsichtig. J. G. Koenigsberger (in NIGGLI et al. 1940, S. 416) bezeichnete sie als «die schönsten, besterhaltenen dunkelgefärbten Quarzkristalle der Alpen». Die grösste Kollektion besitzt das Naturhistorische Museum Bern mit 12 erstklassigen Kristallen von insgesamt 547 kg Gewicht. Das schönste, König genannte Exemplar, ist 127,5 kg schwer und 87 cm lang und besitzt einen Umfang von 100 cm. Andere prachtvolle Exemplare gelangten in Museen von Genf, Budapest, London und Stockholm.

Planggenstock

Koord. 679.780/164.900, ca. 2600 m ü.M.

Im östlichen Vorbau des Planggenstocks haben die drei Strahler Franz von Arx, Paul von Känel und Elio Müller zwischen 1993 und 2009 in jahrelanger harter Arbeit in zwei übereinander liegenden Klüften über 70 m Gänge im Quarzband und im Granit vorgetrieben (VON ARX & VON KÄNEL 1995 a, b, VON ARX 2007, HOFMANN 2011). Sie konnten dabei eine grosse Menge lichtbraun gefärbter Quarze im Gesamtgewicht von zwei Tonnen bergen. Begleitmineralien waren rosa Fluorit und Bleiglanz. Die schönsten Stücke dieses bedeutendsten neuzeitlichen Fundes der Schweiz sind seit 2011 im Naturhistorischen Museum Bern ausgestellt, darunter 50 grosse Kristalle und, als Paradeexemplar, eine 300 kg schwere Gruppe, die grösste jemals am Stück geborgene der Alpen.

TECHNISCHE GEOLOGIE

Tunnelbauten

Urnerloch

Das Gebiet des Atlasblattes Urseren ist reich an technischen Anlagen: Passstrassen (Schöllenen, Gotthard, Furka, Oberalp), Brücken (Teufelsbrücke), Wasserkraftwerke (Kraftwerk Göschenen), Festungsanlagen und Verkehrstunnel.

Unter all diesen Werken stellen die grossen Tunnelbauten – Gotthard-Bahntunnel, Gotthard-Strassentunnel und Furka-Basistunnel – auch weltweit gesehen Pionierleistungen dar und verdienen deshalb eine nähere Betrachtung (Tab. 4).

Am Beginn dieser Entwicklung stand 1708 die Durchörterung des Urnerlochs (der Felsenge am Südrand der Schöllenenschlucht) mit einem Tunnel von 60 m Länge. Er diente als Ersatz für die 1707 bei einem Unwetter weggerissene legendäre, am Fels über der Reuss aufgehängten Twärrenbrücke, die einen der neuralgischen Punkte des Gotthard-Saumpfades bildete. Erbauer dieses ersten Strassentunnels der Alpen («ein Meisterwerk barocker Ingenieurskunst»: BRUNNER 2008) war der Tessiner Architekt Pietro Morettini (1660–1737), ein Mitarbeiter des berühmten Festungsbauers Sébastien le Prestre de Vauban.

Gotthard-Bahntunnel

Nach jahrelangen erbitterten politischen Diskussionen setzte sich die Gotthardachse gegen ein vorher favorisiertes Lukmanier-Projekt durch. Basis für Baubeschluss und Finanzierung waren 1869–1871 geschlossene Staatsverträge zwischen der Schweiz, Italien und dem 1871 gegründeten Deutschen Reich.

Bei der Trasseewahl entschied man sich nach der Prüfung verschieden hoch gelegener Varianten zwischen dem Urserental und dem oberen Val Bedretto für die geradlinige Verbindung zwischen Göschenen und Airolo. Für eine von Arnold Escher von der Linth vorgeschlagene, wesentlich längere und tiefere Variante – ein vorweggenommener Basistunnel – war die Zeit noch nicht reif. Auch so war der Bau noch ein Pionierwerk, ein Vorstoss ins Ungewisse und ein technisch wie finanziell risikoreiches Unternehmen. Die Erstellung des damals längsten Tunnels der Welt war nur möglich dank des Einsatzes des 1863 erfundenen Dynamits und druckluftgetriebener, während der Bauzeit ständig verbesserter Bohrmaschinen.

Die 156 000 m^3 Quader für die Ausmauerung der Gewölbe stammten je rund zur Hälfte aus dem Urner Reusstal (Aare-Granit) und aus der Leventina (Tessiner Gneis).

Der Bau des Tunnels wurde an den Genfer Louis Favre vergeben, unter Übergehung einer am Mont-Cenis-Tunnel bewährten Italienergruppe um Severino Grattoni. Favre offerierte und akzeptierte Bedingungen, welche das ganze Risi-

ko dem Unternehmer aufbürdete. Dies führte denn auch zu seinem Konkurs, den er jedoch nicht mehr erlebte.

Die Geologie war in grossen Zügen bekannt (SISMONDA et al. 1866, GIORDANO 1872, VON FRITSCH 1873, STUDER 1874). Hingegen fehlten mangels Erfahrung jegliche Prognosen geotechnischer Art. Der kurze, handschriftliche Bericht von STUDER & ESCHER VON DER LINTH (1864) zeugt von einer gewissen Ratlosigkeit. Als Glücksfall erwies sich die Anstellung des Bergbauingenieurs Friedrich Moritz Stapff (SCHWYN 1998). Ihm verdanken wir eine generelle Beschreibung der geologischen Verhältnisse (STAPFF 1880a), eine bewundernswürdige Kartierung der Oberfläche (STAPFF 1885) sowie überaus genaue, auch heute noch nützliche Tunnel-Detailaufnahmen im Massstab 1:200, auf denen insbesondere auch junge Sprödbrüche («Lettenspalten») ausgeschieden sind (STAPFF 1882). Zudem wurden erstmals systematische Temperaturmessungen unter einem Gebirge vorgenommen. F. M. Stapffs Tunnelprofil 1:25 000 ist den vorliegenden Erläuterungen als Tafel III beigegeben. Wegen seiner vom Bergbau geprägten Art der Darstellung stiess es bei Fachkollegen mehrheitlich auf Ablehnung. Von STEIGER (1962) stammt eine interpretierende Beschreibung der südlichsten 3990 m des Tunnels.

Spezielle Schwierigkeiten beim Bau boten die Druckstrecke in der Urseren-Zone unter dem Urserental (Tm 2500–3000 ab Nordportal) und eine 440 m lange Strecke im Serpentinit bei Tm 4870–5310 ab Nordportal.

Bohrungen, die 1940 für die Projektierung der Urseren-Kraftwerke ausgeführt wurden, ergaben, dass der Talkessel bei Andermatt stark übertieft ist. Die Felsüberdeckung des in rund 300 m Tiefe unter der Talebene verlaufenden Bahntunnels betrug lediglich 30–40 m. Hier sind die Tunnelbauer knapp einer Katastrophe entgangen, wie sie sich dann 1908 beim Bau des Lötschbergtunnels ereignet hat (s. Kap. Bohrungen).

F. M. Stapff erstellte auf Weisung der Schweizerischen Geologischen Kommission mehrere systematische Sammlungen der Tunnelgesteine, die an die schweizerischen Hochschulen geliefert wurden.

Eine reich illustrierte Zusammenfassung der Baugeschichte findet sich in der Broschüre «Historische Alpendurchstiche in der Schweiz» (GES. FÜR INGENIEURBAUKUNST 1996). Sehr lesenswert ist auch die in ihrer Art einmalige, personenbezogene Darstellung der Geschichte der Gotthardbahn und des Tunnelbaus von MOESCHLIN (1947, 1949, 1957). In der Broschüre «Schweizer Alpenbahningenieure» finden sich Kurzbiographien von Gustave Bridel (BRIDEL 2001), Gottlieb Koller (WÄGLI 2001), Pasquale Lucchini (FINKBOHNER 2001) und Karl Emanuel Müller (WALDIS 2001), die als Ingenieure mit dem Tunnelbau eng verbunden waren.

Gotthard-Strassentunnel

Der Bau eines Strassentunnels durch den Gotthard – seinerzeit der längste der Welt – wurde 1965 von den eidgenössischen Räten beschlossen. Gleichzeitig

Tabelle 4: *Eckdaten zum Gotthard-Bahntunnel, Gotthard-Strassentunnel und Furka-Basistunnel (aus verschiedenen, im Text zitierten Quellen, mit z.T. leicht unterschiedlichen Angaben).*

	Gotthard-Bahntunnel	**Gotthard-Strassentunnel**	**Furka-Basistunnel**
Bauzeit	9 Jahre	10 Jahre	9 Jahre
Inbetriebnahme	1.1.1882	5.9.1980	25.6.1982
Länge [km]	14,982	16,918	15,4 Fenster Bedretto mit 5,2
Strecke im Gebiet von Blatt Urseren	Nördlichste 10,6 km	Nördlichste 11,2 km	Haupttunnel bis km 2,8 ab Realp
Höhe [m ü. M.]	Göschenen 1100 Airolo 1140 Scheitelpunkt 1154	Göschenen 1100 Airolo 1140 Scheitelpunkt 1175	Oberwald 1390 Realp 1550 Scheitelpunkt 1562
Ausführung	1 Röhre mit 2 Gleisen (Normalspur)	1 Röhre mit 2 Fahrspuren Sicherheitsstollen und 4 Lüftungsschächte	1 Röhre mit 1 Gleis (Schmalspur) mit 2 Kreuzungsstrecken von je 774 m Länge
Ausbruchsprofil [m²]	56,8	69–96 Haupttunnel 6,5 Sicherheitsstollen	23,5–36,8
Ausbruch [m³]	847670	1400000 (inkl. Sicherheitsstollen)	552000

erfolgte die Aufnahme der nördlichen und südlichen Zufahrtsstrecken ins Nationalstrassennetz. Grundlage des Projekts bildete der Bericht «Wintersichere Strassenverbindungen durch den Gotthard» (STUDIENGRUPPE GOTTHARDTUNNEL 1963) mit der Evaluation verschiedener Tunnelvarianten. Gebaut wurde schliesslich eine 17 km lange Verbindung Göschenen–Airolo, welche gegenüber dem Bahntunnel maximal 2,4 km weit gegen Westen ausholt und dort etwa der Senke des Gotthardpasses folgt. Diese Variante ermöglichte eine optimale Positionierung der vier Lüftungsschächte sowie eine sichere Umfahrung des stark übertieften Andermatter Beckens. Der in 30 m Abstand östlich des Haupttunnels vorgetriebene Erkundungsstollen wird heute als Sicherheitsstollen genutzt.

Eine reich illustrierte Zusammenfassung der Baugeschichte findet sich in der bereits erwähnten Broschüre «Historische Alpendurchstiche in der Schweiz».

Die geologisch-geotechnischen Verhältnisse sind in übersichtlicher Form in KELLER et al. (1987) zusammengestellt. Die Übereinstimmung zwischen der geo-

logischen Prognose und dem tatsächlichen Befund war gut. Probleme beim Bau boten die Lockergesteinsstrecken an den Portalen, das Mesozoikum (inkl. nördlichstes Permokarbon) der Urseren-Zone sowie die Paragesteinszonen im südlichen Gotthard-Massiv.

Der detaillierte geologische Schlussbericht kann bei den Kantonen Tessin und Uri, beim Bundesamt für Strassenbau, bei der ETH Zürich und bei der Geologischen Informationsstelle der Landesgeologie (swisstopo, Wabern) eingesehen werden. Komplette Handstücksammlungen aus dem Tunnel besitzen der Kanton Uri (Nordseite) und die ETH Zürich (Südseite). Unterschiedlich zusammengesetzte Teilsammlungen gingen an die naturhistorischen Museen Basel, Bern, Genf und Lugano, an die erdwissenschaftlichen Institute der ETH Zürich und der Universitäten Basel, Bern, Freiburg und Lausanne sowie an den Gletschergarten Luzern.

Furka-Scheiteltunnel

Ein erster, 1910 ohne geologische Expertise in Angriff genommener Tunnel unter der Furka wurde vom Westportal her auf etwa 1860 m ü.M. in der karbonatischen Trias vorgetrieben. Er musste nach grossen Schwierigkeiten bei Tm 156 aufgegeben werden (BUXTORF 1912). Ein neuer, zweiter, im Permokarbon verlaufender Tunnel wurde 1911 angegangen. Für den Vortrieb dieses 1860 m langen Tunnels (die östlichsten 1200 m liegen im Gebiet von Blatt Urseren) benötigte man fünf Jahre. Anschliessend war der Tunnel von 1916 bis 1925 wegen Niederbrüchen unbenutzbar. Ab 1926 wurde die Bergstrecke mit dem inzwischen betriebssicher gemachten Scheiteltunnel jeweils im Sommer regelmässig befahren. 1981 erfolgte dann die Stillegung der Bergstrecke. Vor einigen Jahren wurde der Tunnel für den Betrieb der privaten Dampfbahn Realp–Gletsch–Oberwald wieder instandgestellt.

Furka-Basistunnel

Der Furka-Basistunnel, der Oberwald und Realp verbindet, bildet eine für den inneralpinen West–Ost-Verkehr wichtige wintersichere Verbindung. Er ist das einzige realisierte Teilstück eines um die Mitte des 20. Jh. projektierten hochgelegenen Schmalspurbahnkreuzes Haslital–Goms–Bedrettotal–Urserental. Zur Zeit des Baus galt er als längster Schmalspurbahntunnel der Welt.

Das Trassee folgt nicht einer geradlinigen Verbindung der beiden Portale (eine Variante, die wegen des Verlaufs parallel zum Streichen nie ernsthaft diskutiert wurde), sondern schlägt einen weiten Bogen gegen Süden. In diesen Bogen mündet das «Bedrettofenster» ein, ein rund 5 km langer Fensterstollen, der später – gegen den Willen des Parlaments – zu einer Bahnverbindung ins Val Bedretto hätte ausgebaut werden sollen. Er war aber wegen technischer Fehldispositionen selbst für den Bauvortrieb praktisch nutzlos.

Der Vortrieb wurde durch grosse geologisch-geotechnische Probleme behindert und war mehrfach monatelang blockiert. Speziell zu erwähnen sind Niederbrüche in hydrothermal zersetztem Cacciola-Granit und an Störzonen sowie tiefgreifender Hakenwurf an den Portalen. Auf Störzonen zurückzuführende Niederbrüche ereigneten sich vor allem im schieferungs- und bruchparallelen Teil des Trassees im Rotondo-Granit.

Der Bau wurde ohne detaillierte geologische Prognose in Angriff genommen, und auch die Befunde wurden leider nicht im Detail dokumentiert. Eine kursorische Beschreibung geben KELLER & SCHNEIDER (1982). Weitere Publikationen betreffen den auf über sechs Kilometer durchfahrenen Rotondo-Granit und dessen Radioaktivität (KISSLING et al. 1978), die Urangehalte der Stollenwässer (BÄRTSCHI & KEIL 1992) sowie die Funde von eigen- und einzigartigen Kleinmineralien im Rotondo-Granit (KIPFER 1979). Im Nordteil des «Bedrettofensters» haben LÜTZENKIRCHEN (2002) und ZANGERL et al. (2006) detaillierte Untersuchungen der Störzonen vorgenommen.

Es existiert keine offizielle Belegsammlung. Eine kleine Sammlung von Granitproben von T. Labhart wird im Institut für Geologie der Universität Bern aufbewahrt.

Staudämme

Stauseeprojekt Andermatt

Das Projekt eines Staubeckens im Urserental wurde erstmals 1920 durch die Centralschweizerischen Kraftwerke (CKW) lanciert und sah den Bau einer 70 m hohen Staumauer beim Urnerloch vor. Dies hätte die Überflutung der Dörfer Andermatt, Hospental und Realp und ihre Verlegung in höhere Lagen bedeutet. Die Idee stiess deshalb auf den Widerstand der ansässigen Bevölkerung und wurde vorerst ad acta gelegt.

1935 veröffentlichte das Eidg. Amt für Wasserwirtschaft im Rahmen einer Übersicht über die verfügbaren Wasserkräfte der Schweiz eine Projektstudie mit einer 117 m hohen Mauer am oberen Ende der Schöllenen, durch die ein Staubecken von 421 Mio. m^3 Nutzinhalt geschaffen werden sollte (MEYER-PETER & FREY 1945, MEYER-PETER et al. 1945). Auch dieses Projekt gelangte nicht über das Planungsstadium hinaus.

1940, kurz nach Beginn des Zweiten Weltkrieges, reaktivierte die CKW ihr Projekt von 1920 unter dem Eindruck der damaligen Versorgungslage und legte 1943–1944 zusammen mit der SBB Pläne für ein noch gigantischeres Stauseeprojekt vor, welches mit einer nun 208 m hohen Mauer am Eingang der Schöllenen den Aufstau eines Sees von 1265 Mio. m^3 Inhalt vorsah (HAAG 2004). Für die Beschaffung der benötigten Wassermenge waren Zuleitungen von der Göscheneralp sowie aus dem Meiental, dem Maderanertal und dem Vorderrheintal vorgesehen.

Nach jahrelangem erbittertem Widerstand der Bevölkerung musste dieses Projekt 1951 zurückgezogen werden. In der alten Kirche St. Kolumban finden sich als Votivgaben Figuren der Heiligen Kolumban und Placidus, die von der Talgemeinde als Dank für das nicht realisierte Kraftwerk gestiftet wurden (BRUNNER 2008).

Stauseeprojekt Hospental

Die SBB, im Besitze der Konzession für die Nutzung der Reuss, arbeiteten 1931–1932 ein Vorprojekt aus, das eine Sperrstelle im Felsriegel von Hospental im Bereich Hospental–Richleren vorsah und die Flutung von Realp und Andermatt unnötig gemacht hätte. Sie gaben zwecks Abklärung der Fundationsverhältnisse ein geologisches Gutachten in Auftrag (ROTHPLETZ et al. 1932). Für dasselbe wurde am linken Ufer bei Koord. 685.630/163.520 ein 130 m langer Sondierstollen in den Hang getrieben. Der Stollen verlief durchwegs in steilstehenden, ± Chlorit führenden Serizitschiefern des Permokarbons der Urseren-Zone, die von zahlreichen lehmigen Ruschel- bzw. Störzonen durchsetzt waren. Diese ungünstigen Verhältnisse führten zur Aufgabe dieses Projekts.

Staudamm Göscheneralp

Die Anlagen des KW Göschenen sind 1955–1961 als Teilersatz für das gescheiterte Grossprojekt Stausee Andermatt erstellt worden. Beim Damm handelt es sich um einen 155 m hohen und 540 m langen Steinschüttdamm mit einem Kern aus Beton und Opalinus-Ton. Die Stützkörper sind mit lokalem Material geschüttet worden. Das Gesamtvolumen des Bauwerks beträgt 9 300 000 m^3.

Im Stausee können rund 75 Mio. m^3 Nutzwasser akkumuliert werden. Beim Einstau des Sees 1963 wurden die Wohnhäuser und die Kirche der früheren Hinteralp geflutet.

Bohrungen

Das Studiensyndikat für den Stausee Andermatt hat 1944 die Übertiefung des Andermatter Beckens mit seismischen Messungen abgeklärt. Ergänzend dazu wurden im Gotthard-Bahntunnel bei Tm 2800 ab Nordportal aus einer seitlichen Nische heraus vier Kernbohrungen ausgeführt, um den genauen Verlauf der Trogsohle im Hangenden des Tunnels zu ermitteln. Zwei der Bohrungen durchstiessen Kalkschiefer, Marmore, Gangquarz und schwarze Kalktonschiefer. Die Bohrungen 3 und 4, die nach Süden geneigt waren, gelangten nach dem Durchfahren analoger Schichten in (triassischen) Gips und Dolomit, die eine lehmig verwitterte Zone mit plastischem Charakter bildeten. Die tiefste angeschnittene Stelle der quartären Talfüllung liegt nur gerade rund 40 m über der Schwellenhöhe des Tunnels (MEYER-PETER & FREY 1945).

Die Bohrungen und Schächte im Gebiet des Göscheneralpsees wurden für geologische Gutachten in Zusammenhang mit dem Bau des Staudamms ausgeführt. Die entsprechenden Profile können bei der Geologischen Informationsstelle der Landesgeologie (swisstopo, Wabern) eingesehen werden.

Die bis anhin ausgeführten Bohrungen in den Alluvionen der Talebenen des Gebiets Hospental–Andermatt sind im Bericht Hydrogeologische Grundlagen Urserental des AMTS FÜR UMWELTSCHUTZ URI (1996) im Detail beschrieben. Ergänzend dazu sind 2009 vom Geologiebüro Dr. H. Jäckli AG, Zürich, im Andermatter Becken vier Spülbohrungen bis in den Fels abgeteuft worden. Zwei davon sind im Folgenden beschrieben:

Bohrung EWS II (Koord. 688.079/165.819)
- 12 m Humus, Bodenschicht;
- 43 m kiesig-sandige Reussablagerungen, mit untergeordneten Einschaltungen von tonig-siltigen Seeablagerungen;
- 20 m Übergang in tonig-siltige Seeablagerungen (hohe, technisch bedingte Bohrschlammverluste);
- 111 m tonig-siltige Seeablagerungen mit Einschaltungen von siltig-sandigen Deltaablagerungen;
- 32 m siltig-sandige Deltaablagerungen;
- 13 m Chloritschiefer (prävariszisches Kristallin);
- 11 m Malmkalk (Mesozoikum der Urseren-Zone).

Die Felsoberfläche wurde auf 1213 m ü.M. angetroffen.

Bohrung EWS III (Koord. 687.865/166.250)
- 2 m Strassenkoffer;
- 20 m kiesig-sandige Reussablagerungen, in Wechsellagerung mit Moränenmaterial;
- 72 m tonig-siltige Seeablagerungen mit Einschaltungen von siltig-sandigen Deltaablagerungen;
- 7 m kiesige Moräne (?);
- 199 m Gneise und Schiefer des Aar-Massivs (prävariszisches Kristallin).

Die Felsoberfläche wurde auf 1330 m ü.M. angetroffen.

EXKURSIONEN

Das Gebiet des Blattes Urseren bietet zahlreiche Möglichkeiten für geologisch interessante und zugleich landschaftlich attraktive Wanderungen aller Schwierigkeitsgrade. Aus Platzgründen kann hier nur eine beschränkte Auswahl lohnender und bewährter Exkursionen stichwortartig nach Teilgebieten aufgelistet werden. Nur für einige wenige Routen gibt es moderne, detaillierte Beschreibungen. Im Übrigen enthalten aber auch ältere Exkursionsführer (z.B. NIGGLI & WINTERHALTER 1934, SCHWEIZ. ALPENPOSTEN 1951, BRÜCKNER & NIGGLI 1954, BRÜCKNER et al. 1967, LABHART 1977a) mancherlei interessante Anregungen und Hinweise, sofern man die zum Teil drastisch veränderten Aufschlussverhältnisse sowie den Stand der geologischen Erkenntnisse berücksichtigt.

Die meisten Routen folgen gelb oder weiss-rot-weiss markierten Wanderwegen. Weiss-blau-weiss gekennzeichnete Alpinwanderwege – im Text erwähnt – stellen erhöhte Anforderungen.

Schöllenen

Route: Andermatt – Altchilch – Urnerloch-Galerie – Teufelsbrücke – Wanderweg Schöllenen – Göschenen.

Themen: Querprofil durch die Urseren-Zone, prävariszische Gneise ($\mathbf{GM_A}$) des Aar-Massivs, Zentraler Aare-Granit (Teilbeschrieb in LABHART & WYSS 2005).

Route: Restaurant Schöllenen – Teufelsbrücke/Teufelswand – Militärsträsschen Bäzberg (evtl. weiter über den Urschner Höhenweg bis Tiefenbach).

Themen: Zentraler Aare-Granit, Schluchtmorphologie, Talklüftung, Lamprophyre, Rossplatten-Diorit.

Andermatt

Route: Rundweg Andermatt – Kapelle Mariahilf – Gurschen Unteralp – St.-Wendelin-Kapelle – Andermatt.

Themen: Giltstein (siehe LABHART 2011, S. 196), Kontakt Gotthard-Massiv/Permokarbon der Urseren-Zone.

Gemsstockgebiet

(erschlossen durch die Seilbahn Andermatt–Gurschenalp–Gemsstock)

Route: Bergstation Gemsstock (mit grandioser Rundsicht) – auf Alpinwanderweg via Gafallenlücke – Bei den Seen – Hinteres Loch – Oberes Guspistal (Pkt. 2362) – Gloggentürmli – Sellasee zur Gotthard-Passhöhe (mind. 5 Std.).

Themen: Gurschengneis mit Amphiboliteinschlüssen, Streifengneis, Verwitterungs- und Abtragungsphänomene, rezente Moränen.

Route: Mittelstation Gurschenalp – auf Wanderweg zum Lutersee bzw. auf der Skipistenplanie zum St. Annafirn und zurück.

Themen: Gurschengneis mit alten Strukturen und zahlreichen basischen Einlagerungen (hauptsächlich Amphibolit, Granatamphibolit), Pegmatite, Gletschervorfeld des Gurschenfirns mit glazifluviatilen Ablagerungen und Riedfläche.

Route: Mittelstation Gurschenalp – Abstieg auf Wanderweg zum Gigenstafel und weiter zur Talstation Andermatt (Wanderweg) oder nach Hospental (Forststrasse).

Themen: Serpentinit-Peridotit (Gigenstafel), Permokarbon um Hospental.

Nätschen/Oberalp

Route: Nätschen (Bahnstation) – Gütsch – Göschenen (Fusspfad).

Themen: Mesozoikum der Urseren-Zone, prävariszische Gneise ($\mathbf{GM_A}$) am Südrand des Aar-Massivs, südlicher Kontakt des Zentralen Aare-Granits, Querprofil durch den Zentralen Aare-Granit, neotektonische Brüche.

Hospental

(Bahn und Postauto)

Route: Dorfzentrum – Chämleten – Gädemli (Ofästäi) – Werkstätte Regli.

Thema: Giltstein (siehe LABHART 2011, S. 194f). Die Werkstätte Regli (Werkhalle Grubenbach der Gotthard Serpentin und Specksteinwerke) kann nach vorgängiger Kontaktaufnahme besichtigt werden).

Route: Hospental – auf Wanderweg zum Gotthardpass – Gotthard Hospiz (Postautostation). Unterwegs evtl. Abstecher zur Chämleten.

Themen: Querprofil durch das Gotthard-Massiv: Permokarbon der Urseren-Zone, Serpentinitsteinbruch Chämleten, prävariszische Paragneise («Gurschengneis» bzw. «Guspisgneis»), Gamsboden-Granitgneis, Fibbia-Granitgneis.

Hotel Tiefenbach am Furkapass

(Postautohalt)

Route: Umgebung Tiefenbach – auf Hüttenweg zur Albert-Heim-Hütte.
Themen: Mesozoikum der Urseren-Zone (längs Passstrasse), prävariszisches Kristallin ($\mathbf{GM_A}$) des Aar-Massivs, Zentraler Aare-Granit, Gletschervorfeld des Tiefengletschers.

Route: Albert-Heim-Hütte – Alpinwanderweg Lochberglücke – Älpergensee – Göscheneralpsee.
Themen: Zentraler Aare-Granit, Gangsysteme, Mineralklüfte (Planggenstock), glazialer Formenschatz, Granitmorphologie.

Furka-Passhöhe

(Postautohalt)

Route: Querprofil Blauberg – Passhöhe – Furkastock.
Themen: Permokarbon und Mesozoikum der Urseren-Zone, ?Ostende des Gomser Zwischenmassivs, Paragneise ($\mathbf{GM_A}$) des Aar-Massivs, Südrand des Zentralen Aare-Granits.

Route: Passhöhe – Furkablick – auf Hüttenweg zur Sidelenhütte.
Themen: Prävariszisches Kristallin des Aar-Massivs, Kontakt des Zentralen Aare-Granits (mit quarzitischem Mylonit), Granitmorphologie/Schliffgrenze, Moräne des Egesen-Stadiums, 1850er-Wall des Sidelengletschers, heutiger Gletscher.

Route: Gebiet Belvédère (Postautohalt) – Fort Galen.
Themen: Südliche Grenze des Zentralen Aare-Granits, quarzitische Mylonite, Südlicher Aare-Granit mit umhüllendem «Altkristallin», Rhonegletscher.

Göscheneralp

(Fahrstrasse bis zum Staudamm; Bus und Taxiservice)

Lokalitäten: Umgebung Hotel Dammagletscher (Besonderheit: Lamprophyrschwarm); Rundweg Göscheneralpsee; Bergseehütte, evtl. mit Übergang (Alpinwanderweg) zur Chelenalp- bzw. Voralphütte; Dammahütte (Besonderheit: Vorfeld Dammagletscher).
Themen: Zentraler Aare-Granit (Varietäten, Deformation, Gänge, Zerrklüfte), Voralp-Granit, prävariszisches Kristallin nördlich des Zentralen Aare-Granits, Glazial- und Hochgebirgsmorphologie, Gletschervorfelder mit verschiedenaltrigen Moränen und Moränenwällen (Daun- und Egesen-Stadium, subrezente bis rezente Wälle). Kurzbeschreibung der Routen in LABHART (2000).

LITERATURVERZEICHNIS

ABRECHT, J. (1994): Geologic units of the Aar massif and their pre-Alpine rock associations: a critical review. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *74*/1, 5–27.

ABRECHT, J. & BIINO, G. G. (1994): The metagabbros of the Kastelhorn area (Gotthard massif, Switzerland): their metamorphic history inferred from mineralogy and texture. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *74*/1, 53–68.

ABRECHT, J., BIINO, G. G., MERCOLLI, I. & STILLE, P. (1991a): Mafic-ultramafic rock associations in the Aar, Gotthard and Tavetsch massifs of the Helvetic domain in Central Swiss Alps: markers of ophiolithic pre-Variscan sutures, reworked by polymetamorphic events? – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *71*/2, 295–300.

— (1991b): Multireaction path of the coronitic Kastelhorn gabbro in the Gotthard massif (Helvetic domain, Central Switzerland). – Terra abstracts *3*, 97.

ABRECHT, J., BIINO, G. G. & SCHALTEGGER, U. (1995): Building the European continent: late Proterozoic – early Palaeozoic accretion in the central Alps of Switzerland. – Terra abstracts *7*, 105.

ALLAZ, J. (2008): Metamorphic evolution in the northern Central Alps: linking $^{39}Ar-^{40}Ar$ dating with thermobarometry. – Diss. Univ. Bern.

ALLAZ, J., JANOTS, E., ENGI, M., BERGER, A. & VILLA, I. M. (2007): Understanding Tertiary metamorphic ages in the northern Central Alps. – Geophys. Res. Abstr. *9*, EGU2007-A-07684.

AMACHER, P. (1983): Strahler, Klüfte und Kristalle. – Geo Uri, Amsteg.

— (1994): Der Engländer. F. N. Ashcroft und die Urner Strahler. – Geo Uri, Amsteg.

— (2011): Zerrklüfte in Untertagebauten. In: Geologie von Uri (p. 148–152). – Ber. natf. Ges. Uri *24*.

AMACHER, P. & DOLLINGER, H. (1985): Rund um den Serpentin-Abbau am Gotthard. – Urner Mineralienfreund *23*/4, 53–67.

AMBÜHL, E. (1929): Petrographie und Geologie des zentralen Gotthardmassivs südlich Andermatt. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *9*/2, 265–441.

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

AMT FÜR UMWELTSCHUTZ URI (1996): Hydrogeologische Grundlagen Urserental. – Ber. Abt. Gewässerschutz, Altdorf.

ARNOLD, A. (1970a): Die Gesteine der Region Nalps-Curnera im nordöstlichen Gotthardmassiv, ihre Metamorphose und ihre Kalksilikatfels-Einschlüsse. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *138*.

— (1970b): On the history of the Gotthard Massif (Central Alps, Switzerland). – Eclogae geol. Helv. *63*/1, 29–30.

— (1972): Zur Entstehung der Kalksilikatfels-Einschlüsse in den gotthardmassivischen Gneisen. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *52*/3, 553–555.

ARX, F. VON (2007): Riesenkristalle aus der Göscheneralp/Kanton Uri. – Schweizer Strahler *41*/2, 3–8.

ARX F. VON & KÄNEL, P. VON (1995a): Die grosse Kluft am Planggenstock. – Schweizer Strahler *29*/1, 201–206.

— (1995b): Die grosse Kluft am Planggenstock. – Mineralienfreund *33*/1, 1–8.

AUF DER MAUR, C., MATTER, G. & SAUTER, M. (2012): Neue archäologische Entdeckungen im Kanton Uri. – Archäologie Schweiz *35*/2, 8–23.

BÄRTSCHI, P. & KEIL, R. (1992): Urangehalte von Oberflächen-, Quell- und Grundwässern der Schweiz. – Nagra tech. Bericht NTB 91–26.

BALTZER, A. (1880): Der mechanische Contact von Gneiss und Kalk im Berner Oberland. – Beitr. geol. Karte Schweiz *20*.

— (1888): Das Aarmassiv (mittlerer Theil) nebst einem Abschnitt des Gotthardmassivs. – Beitr. geol. Karte Schweiz *24*/4.

BAMBAUER, H.-U., BERNOTAT, W., BREIT, U., & KROLL, H. (2005): Perthitic alkali feldspar as indicator mineral in the Central Swiss Alps. Dip and extension of the surface of the microcline/sanidine transition isograd. – Eur. J. Mineral. *17*, 69–80.

BAMBAUER, H.-U., HERWEGH, M. & KROLL, H. (2009): Quartz as indicator mineral in the Central Swiss Alps: the quartz recrystallisation isograd in the rock series of the northern Aar Massif. – Swiss J. Geosci. *102*, 345–351.

BERNOTAT, W. & BAMBAUER, H.-U. (1982): The microcline/sanidine transformation isograd in metamorphic regions. II. The region of Lepontine metamorphism, Central Swiss Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *62*/2, 231–244.

BIINO, G. G. (1992): The pre-Alpine evolution of the Aar-Tavetscher and Gotthard massifs. – Diss. Univ. Bern.

— (1994a): The mafic-ultramafic rocks of the Helvetic basement: a synthesis. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *74*/3, 512–513.

— (1994b): The pre Late Ordovician metamorphic evolution of the Gotthard-Tavetsch massifs (Central Alps): from lawsonite to kyanite eclogites to granulite retrogression. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *74*/1, 87–104.

— (1995) Pre-Variscan evolution of the eclogitised mafic rocks from the Helvetic basement of the Central Alps. – Eur. J. Mineral. *7*, 57–70.

BIINO, G. G. & MEISEL, T. (1993): Geochemistry of polymetamorphic ultramafics (major, trace, noble and rare earth elements): an example from the Helvetic basement (Central Alps, Switzerland). – Mineral. Petrol. *49*, 189–212.

— (1994): Major, trace, noble and rare earth elements distribution in polymetamorphic ultramafic rocks (Aar massif, Central Alps, Switzerland). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *74*/1, 69–86.

BÖHM, C. (1988): Vulkanoklastite im östlichen Aar-Massiv (Val Russein, Graubünden). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *68*/3, 501–508.

BONIN, B., BRÄNDLEIN, P., BUSSY, F., DESMONS, J., EGGENBERGER, U., FINGER, F., GRAF, K., MARRO, C., MERCOLLI, I., OBERHÄNSLI, R., PLOQUIN, A., QUADT, A., RAUMER, J. F. VON, SCHALTEGGER, U., STEYRER, H. P., VISONA, D. & VIVIER, G. (1993): Late Variscan magmatic evolution of the Alpine basement (p. 171–201). – In: RAUMER, J. F. VON & NEUBAUER, F. (Ed.): Pre-Mesozoic geology in the Alps. – Springer, Berlin.

BOSSART, P. J., MEIER, M., OBERLI, F. & STEIGER, H. R. (1986): Morphology versus U-Pb systematics in zircon: a high resolution isotopic study of a zircon population from a Variscan dike in the Central Alps. – Earth and planet. Sci. Lett. *78*, 339–354.

BRANDENBERGER, R. (2002): H. C. Escher von der Linth: Die ersten Panoramen der Alpen. – Linth-Escher-Stiftung, Mollis.

BRIDEL, G. (2001): Gustave Bridel. In: VEREIN FÜR WIRTSCHAFTSHIST. STUDIEN (Hrsg.): Sechs Schweizer Alpenbahningenieure.– Schweiz. Pioniere der Wirtsch. u. Tech. *69*, 55–68.

BRÜCKNER, W. & NIGGLI, E. (1954): Bericht über die Exkursion zum Scheidnössli bei Erstfeld, in die Urserenmulde vom Rhonegletscher bis Andermatt und ins westliche Tavetscher Zwischenmassiv. – Eclogae geol. Helv. *47*/2, 383–401.

BRÜCKNER, W., QUERVAIN, F. DE, STEIGER, R. & WENK, E. (1967): Exkursion Nr. 22: Altdorf–Gotthard–Bellinzona. In: Geol. Führer Schweiz *5* (p. 380–399). – Wepf, Basel.

BRUNNER, T. (2008): Kunstdenkmäler des Kantons Uri: Oberes Reusstal und Ursern (Bd. VI). – Ges. für schweiz. Kunstgeschichte, Bern.

BUCHER, S. P. (2006): Talklüfte im östlichen Aarmassiv (Schöllenen-Schlucht). – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).

— (2011): Talklüfte in der Schöllenenschlucht. In: Geologie von Uri (p. 185–190). – Ber. natf. Ges. Uri *24*.

BUCHER, S. P. & LÖW, S. (2009): Talklüfte im Zentralen Aaregranit der Schöllenen-Schlucht (Uri, Schweiz). – Swiss J. Geosci. *102*, 403–421.

BUXTORF, A. (1912): Über die geologischen Verhältnisse des Furkapasses und des im Bau befindlichen Furkatunnels. – Eclogae geol. Helv. *12*, 176–178.

CALAME, J.-J. (1968a): Centenaire de la découverte des grand cristaux de quartz fumé du glacier de Tiefen. – Rev. Mus. Genève *89*, 6–10.

— (1968b): A propos du centenaire de la découverte des grand cristaux de quartz fumé du glacier de Tiefen. – Rev. Mus. Genève *90*, 15–18.

CHALLANDES, N., MARQUER, D. & VILLA, I. (2008): P-T-t modeling, fluid circulation, and ^{39}Ar-^{40}Argon and Rb-Sr mica ages in the Aar Massif shear zones (Swiss Alps). – Swiss J. Geosci. *101*, 269–288.

CHOUKROUNE, P. & GAPAIS, D. (1983): Strain pattern in the Aar granite (Central Alps): orthogneiss development by bulk inhomogeneous flattening. – J. struct. Geol. *5*/3+4, 411–418.

DEMPSTER, T. (1986): Isotope systematics in minerals: biotite rejuvenation and exchange during Alpine metamorphism. – Earth and planet. Sci. Lett. *78*, 355–367.

EBEL, J. G. (1808): Über den Bau der Erde in dem Alpengebirge zwischen 12 Längen- und 2–4 Breitengraden, nebst einigen Betrachtungen über die Gebirge und den Bau der Erde überhaupt (2 Bd.). – Orell Füssli, Zürich.

ECKARDT, P., FUNK, H. & LABHART, T. (1983): Postglaziale Krustenbewegungen an der Rhein-Rhone-Linie. – Vermess. Photogramm. Kulturtechn. *81*/2, 43–56.

ENGI, M., BOUSQUET, R. & BERGER, A. (2004): Explanatory notes to the map: metamorphic structure of the Alps: Central Alps. – Mitt. österr. mineral. Ges. *149*, 157–173.

ESCHER, E. & JÄCKLI, H. (1946): Zur Kenntnis des gotthardmassivischen Permokarbons der Urserenzone im Gebiet südwestlich Realp. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *26*/1, 1–11.

FEHR, W. (1922a): Geologisch-petrographische Untersuchungen im centralen Teile der südlichen Gneise des Aarmassivs. – Diss. Univ. Bern (unpubl.).

— (1922b): Injektions- und Intrusionserscheinungen im zentralen Teil der südlichen Gneise des Aarmassivs. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *2*/3+4, 331–341.

— (1926): Geologische Karte der Urserenzone, 1:33 333. – Geol. Spezkarte *110*.

FELLENBERG, E. VON (1868): Die Krystallhöhle am Tiefengletscher (Kanton Uri). – Mitt. natf. Ges. Bern *1868*, 135–154.

FINKBOHNER, W. (2001): Pasquale Lucchini. In: VEREIN FÜR WIRTSCHAFTSHIST. STUDIEN (Hrsg.): Sechs Schweizer Alpenbahningenieure. – Schweiz. Pioniere der Wirtsch. u. Tech. *69*, 21–28.

FISCHER, O. (1905): Ueber einige Intrusivgesteine der Schieferzone am Nordrand des zentralen Granites aus der Umgebung der Sustenhörner (mittleres Aarmassiv). – Tscherm. mineral. petrogr. Mitt. *24*/1+2, 1–68.

FISCHER, W. (1990): Verschiebungsmessungen im Gebiet Stöckli-Lutersee: Arbeiten 1975–1990. – Inst. Geod. Photogramm. ETH Zürich, Ber. *175* (unpubl.).

FLORINETH, D. & SCHLÜCHTER, C. (1998): Reconstructing the Last Glacial Maximum (LGM) ice surface geometry and flowlines in the Central Swiss Alps. – Eclogae geol. Helv. *91*/3, 391–407.

FRANKS, G. D. (1968): The pre-Westphalian (Hercynian) metamorphism and structures of the Tödi area (Aar massif). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *48*/3, 667–694.

FREY, M. & FERREIRO MÄHLMANN, R. (1999): Alpine metamorphism of the Central Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *79*/1, 135–154.

FREY, M., BUCHER, K., FRANK, E. & MULLIS, J. (1980): Alpine metamorphism along the geotraverse Basel – Chiasso – a review. – Eclogae geol. Helv. *73*/2, 527–546.

FREY, M., DESMONS, J. & NEUBAUER, F. (1999, Ed.): The new metamorphic map of the Alps 1:500 000. – Beil. zu Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *79*/1.

FRITSCH, K. VON (1873): Das Gotthardgebiet (mit geognostischer Karte des Sanct Gotthard 1:50 000). – Beitr. geol. Karte Schweiz *15*.

FUNK, H. & GUBLER, E. (1980): Höhenänderungen der Fixpunkte im Gotthard-Bahntunnel zwischen 1917 und 1977 und ihre Beziehung zur Geologie. – Eclogae geol. Helv. *73*/2, 583–593.

GESELLSCHAFT FÜR INGENIEURBAUKUNST (1996): Historische Alpendurchstiche in der Schweiz. Gotthard, Simplon, Lötschberg. – Ges. Hist. Baukunst *2*.

GIMBERNAT, C. (1803): Mapa y planos geognosticos de los Alpes de la Suiza con sus descripciones (Karte 1:560 000). – Orig. im Museo Nacional de Ciencias Naturales, Madrid.

GIORDANO, F. (1872): Esame geologico della catena alpina del San Gottardo. – Estratto dal «Volume II delle memorie del Regio Comitato Geologico».

— (1873): Carta geologica del St. Gottardo, 1:50 000. In: Esame geologico della catena alpina del San Gottardo che deve essere attraversata alla grande galeria della ferrovia italo-elvetica. – Mem. serv. descriz. Carta geol. Italia *2*.

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.

GNOS, E. (1988): Geologie und Petrographie im westlichen Brunnital (Maderanertal, Kanton Uri). – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).

— (2011): Zerrklüfte im Kanton Uri. In: Geologie von Uri (p. 140–148). – Ber. natf. Ges. Uri *24*.

GNOS, X. (2004): Aus dem Strahlerleben. – Gamma, Altdorf.

GRAF, H. R., BITTERLI-DREHER, P., BURGER, H., BITTERLI, T., DIEBOLD, P., & NAEF, H. (2006): Blatt 1070 Baden (mit Beiträgen von R. Schürch). – Geol. Atlas Schweiz, Karte *120*.

GUBLER, E. (1976): Beitrag des Landesnivellements zur Bestimmung vertikaler Krustenbewegungen in der Gotthard-Region.– Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *56*/3, 675–678.

GUERROT, C. & STEIGER, R. H. (1991): Variscan granitoids of the Gotthard massif, Switzerland: U-Pb single zircon and Sr-Nd data. – Terra abstracts *3*/1, 35.

GULDENFELS, L. (1999): Strukturgeologie und Hydrogeologie auf der Göscheneralp. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).

HAAG, E. (2004): Grenzen der Technik. Der Widerstand gegen das Kraftwerkprojekt Urseren. – Chronos-Verlag, Zürich.

HAEBERLI, W. (1985): Creep of mountain permafrost: Internal structure and flow of alpine rock glaciers. – Mitt. Versuchsanst. Wasserbau Hydrol. Glaziol. Zürich *77*, 142.

HAFNER, S. (1958): Petrographie des südwestlichen Gotthardmassivs (zwischen St.-Gotthardpass und Nufenenpass). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *38*/2, 255–362.

HAFNER, S., GÜNTHERT, A., BURCKHARDT, C. E., STEIGER, R. H., HANSEN, J. W. & NIGGLI, C. R. (1975): Blatt 1251 Val Bedretto. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte *68*.

HEIJBOER, T. C. (2006): Origin and pathways of pro- and retrograde fluids, PTt paths and fluid-mineral equilibria from Alpine veins of the Central Alps: case studies of the Fibbia and Amsteg areas. – Diss. Univ. Basel.

HEIM, ALB. (1891): Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. – Beitr. geol. Karte Schweiz *25*.

— (1921): Geologie der Schweiz (Bd. 2). – Tauchnitz, Leipzig.

HEITZMANN, P. (1985): Kakirite, Kataklasite, Mylonite – Zur Nomenklatur der Metamorphite mit Verformungsgefügen. – Eclogae geol. Helv. *78*/2, 273–286.

HOFMANN, B. A. (2011): Die Kristalle vom Planggenstock sind in Bern angekommen. – Schweizer Strahler *45*/1, 2–9.

HOFMÄNNER, F. (1962): Statistische Untersuchungen an Zirkonen des Gamsboden- und Fibbiagneises (Gotthardmassiv). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *42*/2, 321–325.

— (1964): Petrographische Untersuchung der granitoiden Gesteine zwischen Gotthard- und Witenwasserenreuss. – Diss. Univ. Zürich.

HUBER, H. M. (1943): Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *23*/1, 72–264.

HUBER, W. (1948): Petrographisch-mineralogische Untersuchungen im südöstlichen Aarmassiv. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *28*/2, 555–642.

INDERGAND, P. (1969): Die Sandbalmhöhle. – Urner Mineralienfreund *7*/4, 45–52.

— (2005): Historische Kristallfunde im Kanton Uri. – Hist. Njbl. [N.F.] *60*, 57–79.

— (2011): Strahlnen und Mineraliensammeln im Laufe der Zeit. In: Geologie von Uri (p. 135–139). – Ber. natf. Ges. Uri *24*.

JANOTS, E., BERGER, A., GNOS, E., WHITEHOUSE, M., LEWIN, E. & PETTKE, T. (2012): Constraints on fluid evolution during metamorphism from U-Th-Pb systematics in Alpine hydrothermal monazite. – Chem. Geol. *326/327*, 61–71. doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.07.014.

JANOTS, E., ENGI, M., RUBATTO, D., BERGER, A. & RAHN, M. (2009): Metamorphic rates in collisional orogeny from in situ allanite and monazite dating. – Geol. *37*/1, 11–14.

JEANRICHARD, F. (1972): Contributions à l'étude du mouvement vertical des Alpes. – Boll. Geodesia Sci. aff. *31*/1, 17–40.

— (1973): Nivellement et surrection actuelle des Alpes. – Rev. Mensur. Photogramm. Génie rural *1*, 3–12.

— (1975): Summary of geodetic studies of recent crustal movements in Switzerland. – Tectonophysics *29*/1–4, 289–292.

KAMBER, B. S. (1993): Regional metamorphism and uplift along the southern margin of the Gotthard massif; results from the Nufenenpass area. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *73*/2, 241–257.

KELLER, F. & SCHNEIDER, T. R. (1982): Der Furka-Basistunnel. Geologie und Geotechnik. – Schweiz. Ing. Arch. *100*/24, 512–520.

KELLER, F., WANNER, H, & SCHNEIDER, T. R. (1987): Geologischer Schlussbericht Gotthard-Strassentunnel. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. *70*.

KEMPF, O. & PFIFFNER, A. (2004): Early Tertiary evolution of the North Alpine Foreland Basin of the Swiss Alps and adjoining areas. – Basin Res. *16*, 549–567.

KIPFER, A. (1979): Mineralien aus dem Rotondo-Granit. – Schweizer Strahler *5*, 45–91.

KISSLING, E., LABHART, T. P. & RYBACH, L. (1978): Radiometrische Untersuchungen am Rotondogranit. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *58*/3, 357–388.

KOENIGSBERGER, J. (1910): Erläuterungen zur Geologischen und Mineralogischen Karte des östlichen Aarmassivs von Disentis bis zum Spannort. – Speyer & Kaerner, Freiburg i. B.

KÜTTEL, M. (1990): Zur Vegetationsgeschichte des Gotthardgebietes. – Mitt. natf. Ges. Luzern *31*, 99–111.

KVALE, A. (1957): Gefügestudien im Gotthardmassiv und den angrenzenden Gebieten. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *37*/2, 398–434.

— (1966): Gefügestudien im Gotthardmassiv und den angrenzenden Gebieten. – Sonderveröff. schweiz. geotechn. Komm. und schweiz. geol. Komm.

LABHART, T. (1977a): Aarmassiv und Gotthardmassiv. In: GWINNER, M. P. (Hrsg.): Sammlung geologischer Führer *63*. – Bornträger, Berlin/Stuttgart.

— (1977b): Radiometrische Messungen in den Zuleitungsstollen zum Stausee Göscheneralp der Kraftwerke Göschenen AG. – Arbeitsausschuss für die Untersuchung schweiz. Miner. u. Gesteine auf Atom-Brennstoffe u. seltene Elemente, Ber. *347* (unpubl.).

— (1999): Aarmassiv, Gotthardmassiv und Tavetscher Zwischenmassiv: Aufbau und Entstehungsgeschichte. In: LÖW, S. & WYSS, R. (Hrsg.): Vorerkundung und Prognose der Basistunnels am Gotthard und am Lötschberg (p. 31–43 sowie Karte 1:200 000). – Tagbd. Symp. Geologie Alptransit, Zürich (15.–17. Februar 1999). Balkema, Rotterdam.

— (2000): Granitland Göschenen. – Verein Modellregion Göschenen.

— (2005): Blatt 1251 Val Bedretto. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. *68*.

— (2007): Granitland Grimsel. – Ott, Thun.

— (2011): Serpentin und Giltstein in Urseren. In: Geologie von Uri (p. 191–196). – Ber. natf. Ges. Uri *24*.

LABHART, T. P. & RYBACH, L. (1980): Radiometrische Stollenprofile durch zentralmassivische Granite im Bereich der Schweizer Geotraverse. – Eclogae geol. Helv. *73*/2, 571–581.

LABHART, T. & WYSS, R. (2005): Geologische Exkursion: Aar- und Gotthardmassiv, Urseren-Zone (72. Jvers. VSP/ASP vom 24. Juni). – Bull. angew. Geol. *10*/2, 86–95.

LARDY, C. (1833): Essai sur la constitution géognostique du St-Gothard (accompagné d'une carte géologiques et des sections). – Denkschr. Allg. schweiz. Ges. ges. Natw. *2*, 200–282.

LAWS, S. (2001): Structural, geomechanical and petrophysical properties of shear zones in the Eastern Aar Massif, Switzerland. – Diss. ETH Zürich 14245.

LIECHTI, H. (1933): Recherches pétrographiques et tectoniques dans la vallée de Göschenen (Canton d'Uri). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *13*/2, 491–563.

LÖW, S., FREI, B., LAWS, S. & LÜTZENKIRCHEN, V. (1999): Zur Hydrogeologie von Störzonen im östlichen Aar- und Gotthardmassiv. In: S. LÖW & R. WYSS (Hrsg.): Vorerkundung und Prognose der Basistunnels am Gotthard und am Lötschberg (p. 185–194). – Tagbd. Symp. Geologie Alptransit, Zürich (15.–17. Februar 1999). Balkema, Rotterdam.

LUSSER, K. F. (1829): Geognostische Forschung und Darstellung des Alpen-Durchschnitts vom St. Gotthard bis Art am Zugersee. – Denkschr. allg. schweiz. Ges. Natw. *1*/2, 144 –172.

— (1842): Nachträgliche Bemerkung zu der geognostischen Forschung und Darstellung des Alpen-Durchschnitts vom St. Gotthard bis Art am Zugersee. – N. Denkschr. Allg. schweiz. Ges. Natw. *6*/3, 1–44.

LÜTZENKIRCHEN, V. (2002): Structural geology and hydrogeology of brittle fault zones in the Central and Eastern Gotthard massif, Switzerland. – Diss. ETH Zürich 14749.

MAISCH, M. E. (1981): Glazialmorphologische und gletscherkundliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz). – Diss. Univ. Zürich.

MARQUER, D. (1987): Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes centrales Suisses). – Mém. Doc. Cent. armor. Etud. struct. Socles (Rennes) 10.

— (1990): Structures et déformation alpine dans les granites hercyniens du massif du Gothard (Alpes centrales suisses). – Eclogae geol. Helv. *83*/1, 77–97.

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.

MERCOLLI, I., SCHENKER, F. & STALDER, H. A. (1984): Geochemie der Veränderungen von Granit durch hydrothermale Lösungen (Zentraler Aaregranit). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *64*/1+2, 67–82.

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.

MEISEL, T. & BIINO, G. G. (1994): Major, trace, noble and rare earth elements distribution and Osmium isotopes in polymetamorphic ultramafic rocks (Aar and Gotthard massifs, Central Alps, Switzerland). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *74*/2, 292–293.

MEYER, W. (1986): Der Ofenstein bei Hospental. – Minaria Helv. *6a*, 11–13.

MEYER-PETER, R. & FREY, T. (1945): Das Projekt 1943/1944 der Urseren-Kraftwerke (1. Teil). – Schweiz. Bauz. *126*/11, 105–110.

MEYER-PETER, R., FREY, T., KREIS, A. & WINTERHALTER, R. U. (1945): Das Projekt der Urseren-Kraftwerke. – NZZ (Beil. Technik) vom 12. Dez. 1945.

MICHALSKI, I. & SOOM, M. (1990): The Alpine thermo-tectonic evolution of the Aar and Gotthard massifs, central Switzerland: fission track ages on zircon and apatite and K-Ar mica ages. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *70*/3, 373–387.

MOESCHLIN, F. (1947): Wir durchbohren den Gotthard. – Bd. *1*. – Büchergilde Gutenberg, Zürich.

— (1949): Wir durchbohren den Gotthard. – Bd. *2*. – Büchergilde Gutenberg, Zürich.

— (1957): Wir durchbohren den Gotthard. – Gekürzte, einbändige Ausgabe. – Artemis, Zürich.

MÜLLER, B. (1999): Die grosse Kristallhöhle am Gletschhorn. – Mineralienfreund 37/2, 4–11.

MÜLLER, B. & REITH, P. (2013): Uri. Kristalle aus dem Kanton Uri, Schweiz. – extraLapis *44*, München.

MULLIS, J. (1995): Entstehung alpiner Kluftmineralien. – Mitt. Wiss. Tech. *11*/2, 54–64.

— (1996): P-T-t path of quartz formation in extensional veins in the Central Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *76*/2, 159–164.

NAGER, I. (1959): Der neue grosse Kristallfund am Galenstock. – Heimatwerk *25*/1, 26–35 und Mineralienfreund *4* (2010), 14–26.

NIGGLI, C. R. (1965a): Petrographie und Petrogenesis der Migmatite und Gneise im südlichen Aarmassiv zwischen Obergesteln und Furkapass. – Diss. Univ. Bern.

— (1965b): Über die Natur sagenitartig angeordneter Nadeln in Biotit. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *45*/2, 807–817.

NIGGLI, E. (1948): Zur zeitlichen Abfolge der magmatischen und metamorphosierenden Vorgänge im Gotthardmassiv. (Einige Beobachtungen aus dem Gebiet des Rossbodenstockes). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *28*/1, 165–177.

— (1967): Exkursion Nr. 21: Brig – Gletsch – Furkapass – Andermatt – Oberalppass – Disentis. In: Geol. Führer Schweiz *5* (p. 362–379). – Wepf, Basel.

NIGGLI, E. & NIGGLI, C. R. (1965): Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpinen Metamorphose (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. & STAUB, R. (1914): Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard- und Aarmassiv. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *45*/3, 43–77.

NIGGLI, P. & WINTERHALTER, R. (1934): Gotthardpass (Göschenen–Airolo). In: Geol. Führer Schweiz *11* (p. 797–801). – Wepf, Basel.

NIGGLI, P., GRUBENMANN, U., JEANNET, A. & MOSER, R. (1915): Die natürlichen Bausteine und Dachschiefer der Schweiz. – Beitr. Geol. Schweiz, Geotech. Ser. *5*.

NIGGLI, P., KOENIGSBERGER, J. & PARKER, R. L. (1940): Die Mineralien der Schweizeralpen (2 Bd.). – Wepf, Basel.

OBERHÄNSLI, R. (1986): Geochemistry of meta-lamprophyres from the Central Swiss Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *66*/3, 315–342.

— (1987): Mineralogy and Alpine metamorphism of meta-lamprophyres from the Central Swiss Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *67*/3, 321–338.

OBERHÄNSLI, R., SCHENKER, F. & MERCOLLI, I. (1988): Indications of Variscan nappe tectonics in the Aar Massif. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *68*/3, 509–520.

OBERHOLZER, W. (1955): Geologie und Petrographie des westlichen Gotthardmassivs. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *35*/2, 320–409.

OBERLI, F., SOMMERAUER, J. & STEIGER, R. H. (1981): U-(Th-)Pb systematics and mineralogy of single crystals and concentrates of accessory minerals from the Cacciola granite, central Gotthard massif, Switzerland. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *61*/2+3, 323–348.

OBERLI, F., BIINO, G. G. & MEIER, M. (1993): Early polymetamorphic evolution of a Central Swiss Alpine terrain examined by single-crystal U-Pb dating techniques. – Terra abstracts *5*/1, Abstr. 42 (p. 392).

OBERLI, F., MEIER, E. & BIINO, G. G. (1994): Time constraints on the pre-Variscan magmatic/metamorphic evolution of the Gotthard and Tavetsch units derived from single-zircon U-Pb results. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *74*/3, 483–488.

ODERMATT, F. (1929): Joachim Eugen Müller (1752–1833). – Die Alpen *5*/1, 15–26.

OECHSLIN, M. (1969): Geschichtliches zur Sandbalmhöhle. – Urner Mineralienfreund *7*/4, 53–55.

— (1974): Der Teufelstein zu Göschenen. – Ber. natf. Ges. Uri *23* (2005), 59–66.

OSCHIDARI, H. (1986): Mineralogisch-petrographische und geochemische Untersuchungen am Südrand des Aarmassivs zwischen Oberwald und Ulrichen. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).

PARKER, R. L. (1954): Die Mineralfunde der Schweiz. – Wepf, Basel.

— (1973): Die Mineralfunde der Schweiz (Neubearbeitung durch H. A. Stalder, F. de Quervain, E. Niggli & S. Graeser). – Wepf, Basel.

PERSAUD, M. (2002): Active tectonics in the Eastern Swiss Alps. – Diss. Univ. Bern.

PERSAUD, M. & PFIFFNER, O. A. (2004): Active tectonics in the eastern Swiss Alps: postglacial faults, seismicity and surface uplift. – Tectonophysics *385*/1–4, 59–84.

PFEIFER, H. R., BIINO, G., MÉNOT, R.-P. & STILLE, P. (1993): Ultramafic rocks in the Pre-Mesozoic basement of the Central an External Western Alps. In: RAUMER, J. F. VON & NEUBAUER, F. (Ed.): The Pre-Mesozoic Geology in the Alps (p. 119–143). – Springer, Berlin.

PFIFFNER, O. A. (2009): Geologie der Alpen. – Haupt, Bern.

PRIMAS, M. (1992): Archäologische Untersuchungen im Urserental. In: PRIMAS, M., DELLA CASA, P., SCHMID-SIKIMIČ, P. (Ed.): Archäologie zwischen Vierwaldstättersee und Gotthard (p. 307–323). – Univ. Forsch. prähist. Archäol. *12*.

QUERVAIN, F. DE (1967): Exkursion Nr. 22: Altdorf – Gotthard – Bellinzona. In: Geol. Führer Schweiz *5* (p. 384–391). – Wepf, Basel.

— (1969): Die nutzbaren Gesteine der Schweiz. – Kümmerly & Frey, Bern.

RENNER, F. (1982): Beiträge zur Gletschergeschichte des Gotthardgebietes und dendroklimatologische Analysen an fossilen Hölzern. – Phys. Geogr. *8*.

RENNER, F. & ZGRAGGEN, A. (2011): Auf den Spuren des Reussgletschers von der Eiszeit bis zur Gegenwart. In: Geologie von Uri (p. 97–134). – Ber. natf. Ges. Uri *24*.

ROTHPLETZ, A., LUGEON, M. & ARBENZ, P. (1932): Gutachten zum Urserenwerk-Projekt SBB. – Informationsstelle Landesgeologie swisstopo, Wabern (Nr. 25088).

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*, 157–171.

RYBACH, L., HAFNER, S. & WEIBEL, M. (1962): Die Verteilung von U-Th, Na, K und Ca im Rotondogranit. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *42*/2, 307–320.

SABARIS, L. S. & WEIDMANN, M. (1982): La première carte géologique de la Suisse, par le géologue catalan Carles de Gimbernat (1768–1834). – Eclogae geol. Helv. *75*/2, 227–232.

SCHAER, J. P. & JEANRICHARD, F. (1974): Mouvements verticaux anciens et actuels dans les Alpes suisses, – Eclogae geol. Helv. *67*/1, 101–119.

SCHALTEGGER, U. (1989): Geochemische und isotopengeochemische Untersuchungen am Zentralen Aaregranit und seinen assoziierten Gesteinen zwischen Aare und Reuss. – Diss. Univ. Bern.

— (1990a): The Central Aar Granite: Highly differentiated calc-alkaline magmatism in the Aar Massif, Central Alps, Switzerland. – Eur. J. Mineral. *2*, 245–259.

— (1990b): Post-magmatic resetting of Rb-Sr whole rock ages – a study in the central Aar Granite (Central Alps, Switzerland). – Geol. Rdsch. *79*/3, 709–724.

— (1993): The evolution of the polymetamorphic basement in the Central Alps unravelled by precise U-Pb zircon dating. – Contrib. Mineral. *113*, 466–478.

— (1994): Unravelling the Pre-Mesozoic history of Aar and Gotthard massifs (Central Alps) by isotopic dating – a review. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *74*/1, 41–51.

— (1997): The age of an Upper Carboniferous/Lower Permian sedimentary basin and its hinterland as constrained by U/Pb dating of volcanic and detrital zircons (Northern Switzerland). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *77*/1, 101–111.

SCHALTEGGER, U. & KRÄHENBÜHL (1990): Heavy rare-earth element enrichment in granites of the Aar massif (Central Alps, Switzerland). – Chem. Geol. *89*/1–2, 49–63.

SCHALTEGGER, U. & QUADT, A. VON (1990): U-Pb zircon dating of the Central Aar Granite (Aar Massif, Switzerland). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *70*/3, 361–371.

SCHALTEGGER, U. & CORFU, F. (1992): The age and source of late Hercynian magmatism in the Central Alps: Evidence from precise U-Pb ages and initial Hf-isotopes. – Contrib. Mineral. Petrol. *111*, 329–344.

— (1995): Late Variscan «Basin and Range» magmatism and tectonics in the Central Alps: Evidence from U-Pb geochronology. – Geodin. Acta *8*/2, 82–89.

SCHALTEGGER, U. & GEBAUER, D. (1999): Pre-alpine geochronology oft the Central, Western and Southern Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *79*/1, 79–87.

SCHALTEGGER, U., ABRECHT, J. & CORFU, F. (2003): An Ordovician Orogeny in the Alpine basement: constraints from geochronology and geochemistry (Aar massif, Central Alps). – Schweiz mineral. petrogr. Mitt. *83*/2, 183–195.

SCHENKER, F. (1986): Spätpaläozoischer saurer Magmatismus und Beckenbildung im Aar-Massiv unter kompressiver Tektonik. – Diss. Univ. Bern.

— (1987): Hinweise für kompressive Tektonik während der Ablagerung von oberpaläozoischen Sedimenten und Vulkaniten im Aar-Massiv. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. *53*/124, 45–57.

SCHENKER, F. & ABRECHT, J. (1987): Prä-aargranitische Anatexis, variszische Kontaktmetamorphose und alpidische Regionalmetamorphose im Oberhasli (zentrales Aarmassiv, Schweiz). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *67*/1+2, 13–26.

SCHENKER, F. & SPILLMANN, P. (2011): Bodenschätze und Bergbau. In: Geologie des Kantons Uri (p. 153–163) – Ber. natf. Ges. Uri *24*.

SCHLATTER, A. (2007): Das neue Landeshöhennetz der Schweiz LHN95. – Geodät.-geophys. Arb. Schweiz *7*.

SCHLATTER, A. & MATTLI, B. (2001): AlpTransit Gotthard-Basistunnel: Kinematische Ausgleichung und Deformationsanalyse im Gotthardgebiet (Stand 2000). – Tech. Ber. 00–03, Bundesamt für Landestopographie, Wabern.

SCHLATTER, A., GUBLER, E., MATTLI, B. & SCHNEIDER, D. (1997): Neues Landeshöhennetz LHN 95. Deformations-Analyse Gotthard. Untersuchungen der Senkungserscheinungen im Bereich des Gotthard-Strassentunnels. – Tech. Ber. 97–40, Bundesamt für Landestopographie, Wabern.

SCHLÜCHTER, C. (Kompil.) (2009): Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM), 1:500 000. – Bundesamt für Landestopografie, Wabern.

SCHMID, S. M., PFIFFNER, O. A., SCHÖNBORN, G., FROITZHEIM, N. & KISSLING, E. (1997): Integrated cross section and tectonic evolution of the Alps along the Eastern Travers. In: PFIFFNER, O. A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MÜLLER, S. & STECK, A. (Hrsg.): Deep Structure of the Swiss Alps: Results of NFP 20 (p. 289–304). – Birkhäuser, Basel.

SCHNEIDER, A. (1912): Der Diallag-Peridotit und seine Umwandlungsprodukte auf Gigestaffel südlich Andermatt. – Diss. Univ. Zürich.

SCHWEINGRUBER, F. H. (1996): Tree Rings and Environment: Dendroecology. – Haupt, Bern.

SCHWEIZERISCHE ALPENPOSTEN (1951): Furkastrasse (Andermatt – Gletsch). – Generaldir. PTT, Bern.

SCHWYN, M. (1998): Friederich Moritz Stapff – der Geologe am Gotthard. In: VERKEHRSHAUS DER SCHWEIZ (Hrsg.): Kohle, Strom und Schienen. Die Eisenbahn erobert die Schweiz (p. 165–168). – NZZ Verlag, Zürich.

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 abstracts (Suppl. 1 to Terra Nova *5*), 394–395.

— (1994): Time and conditions of continental growth processes in the Gotthard external massif, Swiss Central Alps. – 8th intern. Conf. Geochronol. Cosmochronol. Isotope Geol. (ICOG 8) Berkeley, Abstracts, 285.

— (1995): Caledonian and Variscan granitoids of the Gotthard massif: new geochronological and geochemical results. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *75*/2, 315–316.

— (1996): New estimate of emplacement and source ages of the acid gneisses constituting the pre-alpine basement: single-zircon and zircon fragment U/Pb dating (Abstract). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *76*/1, 121–122.

— (1998): Application of novel sub-grain scale analytical techniques in zircon U/Pb geochronology to enhance the history of the polymetamorphic augen gneiss (Central Swiss Alps). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *78*/1, 204–205.

SERGEEV, S. A., MEIER, M. & STEIGER, R. H. (1995): Improving the resolution of single-grain U/Pb dating by use of zircon extracted from feldspar: application to the Variscan magmatic cycle in the Central Alps. – Earth and planet. Sci. Lett. *134*, 37–51.

SISMONDA, A., STOPPANI, A. & GIORDANO, F. (1866): Rapporte della commissione istituita per l'esame geologico delle grandi gallerie progettate attraverso le Alpi Italo-Elvetiche. – Boll. trimest. Club alp. ital. *3*, 35–51.

SONDER, R. (1921): Untersuchungen über den Differentiationsverlauf der spätpaläozoischen Granitintrusionen im zentralen und westlichen Gotthardmassiv. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *1*/3+4, 323–391.

SPESCHA, P. (1820): Carte specielle et petrographique du Mont St. Gotthardt et de ses environs. – Weibel, Basel.

— (1828): Lage, Begebenheit und Ordnung des Ursären-Thals im Kanton Uri (transkribiert von W. Bomatter, mit einem Kommentar von S. Fryberg). – Raststätte-Gesellschaft N2 Uri AG, Altdorf (1990).

SPILLMANN, P., LABHART, T., BRÜCKER, W., RENNER, F., GISLER, C. & ZGRAGGEN, A. (2011): Geologie des Kantons Uri. – Ber. natf. Ges. Uri *24*.

SPILLMANN, P. & FUCHS, M. (2011): Hydrogeologie, Grundwasser und Grundwassernutzung. In: Geologie des Kantons Uri (p. 169–178), – Ber. natf. Ges. Uri *24*.

STALDER, H. A. (1964): Mineralogische und petrographische Untersuchungen im Grimselgebiet (mittleres Aarmassiv). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *44*/1, 187–398.

STALDER, H. A. & LUSSMANN, L. (1977): Die offizielle Mineraliensammlung aus dem Gotthard-Stassentunnel-Nord. – Urner Mineralienfreund *15*/6, 97–120.

— (1980): Die Fundverzeichnisse (des Gotthardtunnels). In: STALDER, H. A., SICHER, V. & LUSSMANN, L. (Ed.): Die Mineralien des Gotthardbahntunnels und des Gotthardstrassentunnels N2. – Repof AG, Gurtnellen.

STALDER, H. A., SICHER, V. & LUSSMANN, L. (1980): Die Mineralien des Gotthardbahntunnels und des Gotthardstrassentunnels N2. – Repof AG, Gurtnellen.

STALDER, H. A., WAGNER, A., GRAESER, S. & STUKER, P. (1998): Mineralienlexikon der Schweiz. – Wepf, Basel.

STAPFF, F. M. (1878): Schichtenbau des Ursernthales. – Verh. schweiz. natf. Ges. 1878, 227–246.

— (1880a): Generelles geologisches Profil in der Ebene des Gotthardtunnels [Erläuterungstext]. – Spezialbeilage zu den Quartalsberichten des schweizerischen Bundesrathes über den Gang der Gotthardbahn-Unternehmung.

— (1880b): Geologisches Profil des St. Gotthard, in der Axe des grossen Tunnels, während des Baus (1873–1880) aufgenommen, Mssst. 1:25 000 [Tafelbeilage]. – Spezialbeilage zu den Quartalsberichten des schweizerischen Bundesrathes über den Gang der Gotthardbahn-Unternehmung.

— (1882): Geologische Aufnahme des Gotthard-Bahntunnels. 60 geologische Tunnelprofile 1:200 (Längen- und Horizontalschnitte). – Quartalsberichte z. H. des schweizerischen Bundesrathes.

— (1885): Geologische Übersichtskarte der Gotthardbahnstrecke Kil. 38–149 (Erstfeld–Castione), in 10 Blättern im Massst. 1:25 000. – Im Auftrag der Direction der Gotthardbahn, Berlin.

STECK, A. (1968): Die alpidischen Strukturen in den Zentralen Aaregraniten des westlichen Aarmassivs. – Eclogae geol. Helv. *61*/1, 19–48.

— (1976): Albit-Oligoklas-Mineralgesellschaften der Peristeritlücke aus alpinmetamorphen Granitgneisen des Gotthardmassivs. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *56*/2, 269–292.

STECK, A. & BURRI, G. (1971): Chemismus und Paragenesen von Granaten aus Granitgneisen der Grünschiefer- und Amphibolitfazies der Zentralalpen. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *51*/2+3, 534–538.

STEIGER, R. H. (1962): Petrographie und Geologie des südlichen Gotthardmassivs zwischen St. Gotthard und Lukmanierpass. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *42*/2, 381–577.

STUDER, B. (1874): Die Gotthardbahn. – Mitt. natf. Ges. Bern 1874, 117–134.

STUDER, B. & ESCHER VON DER LINTH, A. (1853): Carte géologique de la Suisse, 1:380 000.

— (1864): Geologische Bemerkungen zu dem Entwurf einer Eisenbahn über den St. Gotthard. – Handschriftl. Manuskript Gotthardbahnarchiv, SBB Historic Bern.

STUDIENGRUPPE GOTTHARDTUNNEL (1963): Wintersichere Strassenverbindung durch den Gotthard. – Schlussber. z. Hd. eidg. Dept. d. Innern, Bern.

SULZER, J. G. (1743): Beschreibung der Merckwürdigkeiten, welche er in einer Anno 1742 gemachten Berg-Reise durch einige Örter der Schweiz beobachtet hat. – Gessner, Zürich.

TRÜMPY, R. (1999): Die tektonischen Grosseinheiten im Bereich AlpTransit. In: LÖW, S. & WYSS, R. (Hrsg.): Vorerkundung und Prognose der Basistunnels am Gotthard und am Lötschberg (p. 21–29). – Tagbd. Symp. Geologie AlpTransit, Zürich (15.–17. Febr. 1999). Balkema, Rotterdam.

USTASZEWSKI, M. & PFIFFNER, A. O. (2008): Neotectonic faulting, uplift and seismicity in the central and western Swiss Alps. Tectonic aspects of the Alpine-Dinaride-Carpathian system. – Spec. Pap. geol. Soc. London *298*, 231–249. doi:10.1144/SP298.120305-8719/08.

USTASZEWSKI, M. E., HAMPEL, A. & PFIFFNER, O. A. (2008): Composite faults in the Swiss Alps by the interplay of tectonics, gravitation and postglacial rebound: an integrated field and modelling study. – Swiss J. Geosci. *101*/1, 223–235.

VOLL, G. (1976): Recrystallization of quartz, biotite and feldspars from Erstfeld to the Leventina nappe, Swiss Alps, and its geological significance. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *56*/3, 641–647.

WÄGLI, H. G. (2001): Gottlieb Koller. In: VEREIN WIRTSCHAFTSHIST. STUDIEN (Hrsg.): Sechs Schweizer Alpenbahningenieure. – Schweiz. Pioniere d. Wirtsch. u. Tech. *69*, 43–54.

WAGNER, G. A., REIMER, G. M. & JÄGER, E. (1977): Cooling ages derived by apatite fission track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: the uplift and cooling history of the Central Alps. – Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova *30*, 1–27.

WAINDZIOK, P. (1906): Petrographische Untersuchungen an Gneissen des St. Gotthard. – Diss. Univ. Zürich.

WALDIS, A. (2001): Karl Emanuel Müller. In: VEREIN FÜR WIRTSCHAFTSHIST. STUDIEN (Hrsg.): Sechs Schweizer Alpenbahningenieure. – Schweiz. Pioniere d. Wirtsch. u. Tech. *69*, 29–42.

WEIBEL, M., GRAESER, S., OBERHOLZER, W. F., STALDER, H. A. & GABRIEL, W. (1990): Die Mineralien der Schweiz (5. Aufl.). – Birkhäuser, Basel.

WIEDERKEHR, M., BOUSQUET, R., SCHMID, S. M. & BERGER, A. (2008): From subduction to collision: thermal overprint of HP/LT meta-sediments in the north-eastern Lepontine Dome (Swiss Alps) and consequences regarding the tectono-metamorphic evolution of the Alpine orogenic wedge. – Swiss J. Geosci. *101*, Suppl. 1, 127–155.

WIEDERKEHR, M., SUDO, M., BOUSQUET, R., BERGER, A. & SCHMID, S. M. (2009): Alpine orogenic evolution from subduction to collisional thermal overprint: The $^{40}Ar/^{39}Ar$ age constraints from the Valaisan Ocean, Central Alps. – Tectonics *28*/6, TC6009. doi:10.1029/2009TC002496.

WIGET, A. & GUBLER, E. (1988): Beitrag der Geodäsie zur Geodynamik der Alpen. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. *54*/127, 9–14.

WINTERHALTER, R. U. (1930): Zur Petrographie und Geologie des östlichen Gotthardmassivs. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *10*/1, 38–116.

— (1958): Radioaktivitätsmessungen in den Stollen des Kraftwerk Göschenen (mit Profil durch den Zuleitungsstollen Furkareuss). – Arbeitsausschuss für die Untersuchung schweiz. Mineralien und Gesteine auf Atom-Brennstoffe und seltene Elemente, Ber. 114 (unpubl.).

WYSS, R. (1985): Die Urseren-Zone zwischen Ulrichen und Oberalppass und ihre Fortsetzung nach Westen und Osten. – Diss. Univ. Bern.

— (1986): Die Urseren-Zone – Lithostratigraphie und Tektonik. – Eclogae geol. Helv. *79*/3, 731–767.

ZANGERL, C., EBERHARDT, E. & LÖW, S. (2003): Ground settlements above tunnels in fractured crystalline rock: numerical analysis of coupled hydromechanical mechanisms. – Hydrogeol. J. *11*, 162–173.

ZANGERL, C., LÖW, S. & EBERHARDT, E. (2006): Structure, geometry and formation of brittle discontinuities in anisotropic crystalline rocks of the Central Gotthard Massif, Switzerland. – Eclogae geol. Helv. *99*/2, 271–290.

ZOLLER, H. (1977): Alter und Ausmass postglazialer Klimaschwankungen in den Schweizer Alpen. – In: FRENZEL, B. (Hrsg.): Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa (p. 271–281). – Erdwiss. Forsch. *13*.

ZOLLER, H., SCHINDLER, C. & RÖTHLISBERGER, H. (1966): Postglaziale Gletscherstände und Klimaschwankungen im Gotthardmassiv und Vorderrheingebiet. – Verh. natf. Ges. Basel *77*/2, 97–164.

PUBLIZIERTE GEOLOGISCHE KARTEN

Geologische Karte der Schweiz 1:500 000 (2005)

Tektonische Karte der Schweiz 1:500 000 (2005)

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

Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200 000

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

Geologische Karte der Schweiz 1:100 000

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

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

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

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

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000

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

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

Geologische Spezialkarten

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

Nr. 8 Geologische Kartenskizze der mechanischen Contactzone von krystallinischem und Kalk-Gebirge zwischen Lauterbrunnen- und Reuss-Thal, 1:50 000, von A. BALTZER, 1880.

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

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

Nr. 110 Geologische Karte der Urseren-Zone, 1:33 333, von W. FEHR, 1926.

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

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

Nr. 127 Tectonic and Petrographic Map of the Central Lepontine Alps, 1:100 000, von A. BERGER & I. MERCOLLI, 2006.

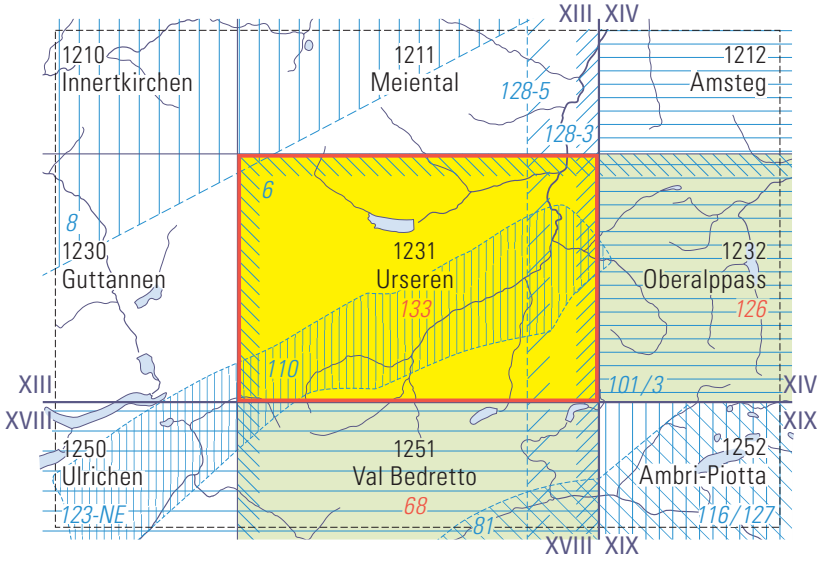


Fig. 48: Publizierte geologische Karten mit offizieller topographischer Grundlage.

Nr. 128-3 Structural Map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France), 1:100 000, Blatt 42 Oberwallis, von O. A. PFIFFNER, M. BURKHARD, R. HÄNNI, A. KAMMER, R. KLIGFIELD, N. MANCKTELOW, J. G. RAMSAY & R. ZURBRIGGEN, 2010.

Nr. 128-5 Structural Map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France), 1:100 000, Blatt 38 Panixerpass, von O. A. PFIFFNER, J. G. RAMSAY & S. M. SCHMID, 2010.

Hydrogeologische Karte der Schweiz 1:100 000

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

Karte der Vorkommen mineralischer Rohstoffe der Schweiz 1:200 000

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

Weitere geologische Karten mit z.T. vereinfachter topographischer Grundlage (Auswahl)

Am AMBÜHL, E. (1928): Geologische Karte des centralen Gotthardmassivs (Originalkartierung 1:25 000 im Depot der Geologischen Informationsstelle der Landesgeologie), swisstopo, Wabern.

Ar ARNOLD, A. (1979): Geologisch-petrographische Kartenskizzen der Staubecken Curnera und Nalps, ca. 1:13 000. In: Die Gesteine der Region Nalps–Curnera im nordöstlichen Gotthardmassiv, ihre Metamorphose und ihre Kalksilikatfels-Einschlüsse. – Beitr. Geol. Karte Schweiz [N.F.] *138*.

Fi FISCHER, O. (1905): Geologisch-petrographische Kartenskizze der Schieferzone am Nordrand des Zentralen Granites zwischen Voralptal und Haslital, 1:100 000. In: Ueber einige Intrusivgesteine der Schieferzone am Nordrand des zentralen Granites aus der Umgebung der Sustenhörner (Fig. 1). – Tscherm. mineral. petrogr. Mitt. *24*, 1–68.

Gi GIORDANO, F. (1873): Carta geologica del S. Gottardo, 1:50 000. In: Esame geologico della catena alpina del San Gottardo che deve essere attraversata dalla grande galleria della ferrovia italo-elvetica. – Mem. sev. descriz. Carta geol. Italia *2*.

Ha HAFNER, S. (1958): Petrographische Kartenskizze des südwestlichen Gotthardmassivs (Nordhang des Bedrettotals), 1:25 000. In: Petrographie des südwestlichen Gotthardmassivs (zwischen St. Gotthardpass und Nufenenpass). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *38*/2.

Ho HOFMÄNNER, F. J. (1964): Petrographisch-geologische Kartenskizze der granitoiden Gesteine zwischen Wittenwasseren- und Gotthard-Reuss, ca. 1:30 000. In: Petrographische Untersuchung der granitoiden Gesteine zwischen Gotthard- und Wittenwasserenreuss. – Diss. Univ. Zürich.

Kö KÖNIGSBERGER, J. (1910): Geologische und mineralogische Karte des östlichen Aarmassivs von Disentis bis zum Spannort, 1:50 000. In: Erläuterungen zur geologischen und mineralogischen Karte des östlichen Aarmassivs von Disentis bis zum Spannort. – Speyer & Kaerner, Freiburg/Leipzig.

Kr KRIGE, L. I. (1918): Geologische Karte des Val Piora, 1:50 000. In: Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung. – Eclogae geol. Helv. *14*/5.

La LABHART, T., PFIFFNER O. A. et al. (2011): Geologische Karte des Kantons Uri, 1:100 000. In: SPILLMANN, P., LABHART, T., BRÜCKER, W., RENNER, F., GISLER, C. & ZGRAGGEN, A. (2011): Geologie des Kantons Uri (Beil. 1). – Ber. natf. Ges. Uri *24*.

Ni NIGGLI, C. R. (1965): Geologische Karte des Südrandes des Aarmassivs zwischen Furkapass und Obergesteln, 1:10 000. In: Petrographie und Petrogenesis der Migmatite und Gneise im südlichen Aarmassiv zwischen Obergesteln und Furkapass. – Diss. Univ. Bern.

So SONDER, R. A. (1921): Geologische Übersichtskarte der Granitstöcke des zentralen Gotthardmassivs, 1:100 000. In: Untersuchungen über den Differentiationsverlauf der spätpaläozoischen Granitintrusionen im zentralen und westlichen Gotthardmassiv. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *1*/3–4.

St STAPFF, F. M. (1885): Geologische Übersichtskarte der Gotthardbahnstrecke Kil. 38–149 (Erstfeld – Castione), 10 Blätter 1:25 000. – Im Auftrag der Direction der Gotthardbahn, Berlin.

Wi WINTERHALTER, R. U. (1954): Geologische Karte des Kt. Uri, ca. 1:250 000. In: Geologie des Urner Reusstales. – Ber. natf. Ges. Uri *7*, 11–16.

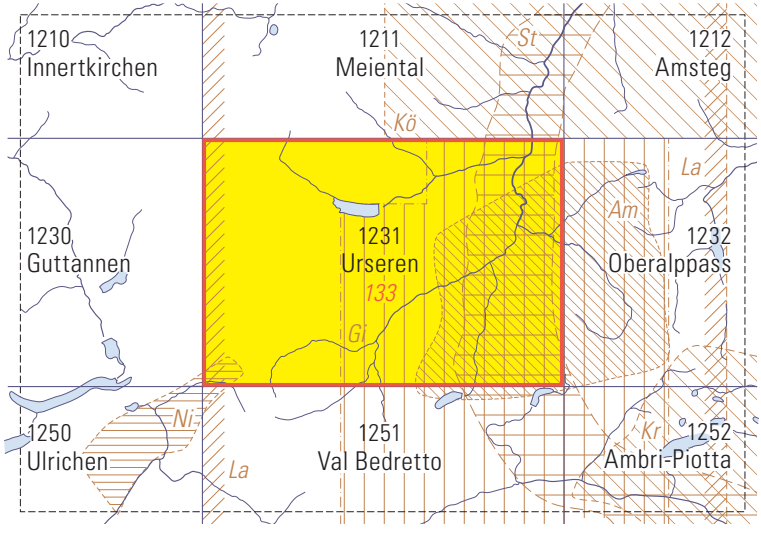


Fig. 49: Weitere publizierte geologische Karten mit offizieller topographischer Grundlage.

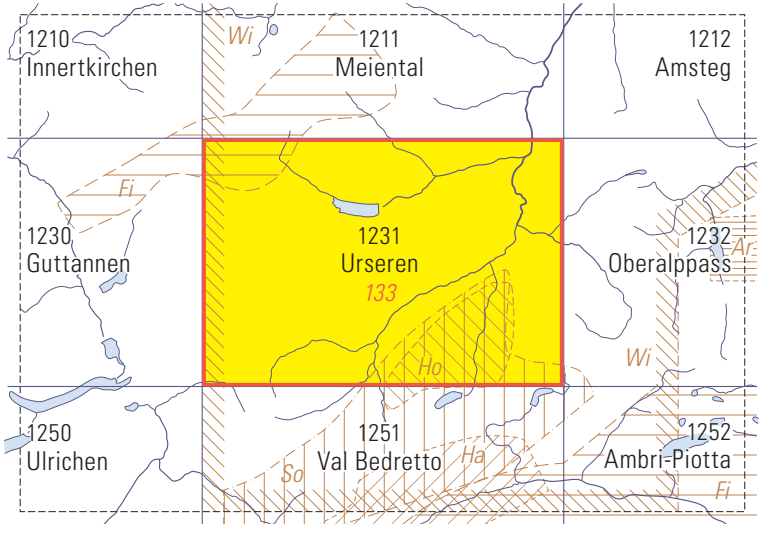


Fig. 50: Publizierte geologische Karten mit vereinfachter Topographie.

BEILAGEN

Tafel I: Lithostratigraphische Profile durch das Mesozoikum der Urseren-Zone (nach R. Wyss, 1985)

Tafel II: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Urseren 1:25 000

Tafel III: Geologisches Profil des Gotthard-Bahntunnels, aufgenommen während des Baus (1873–1880) durch Dr. F. M. Stapff (Vierfarbenreproduktion, auf 80% reduziert)

Bemerkungen zu Tafel II

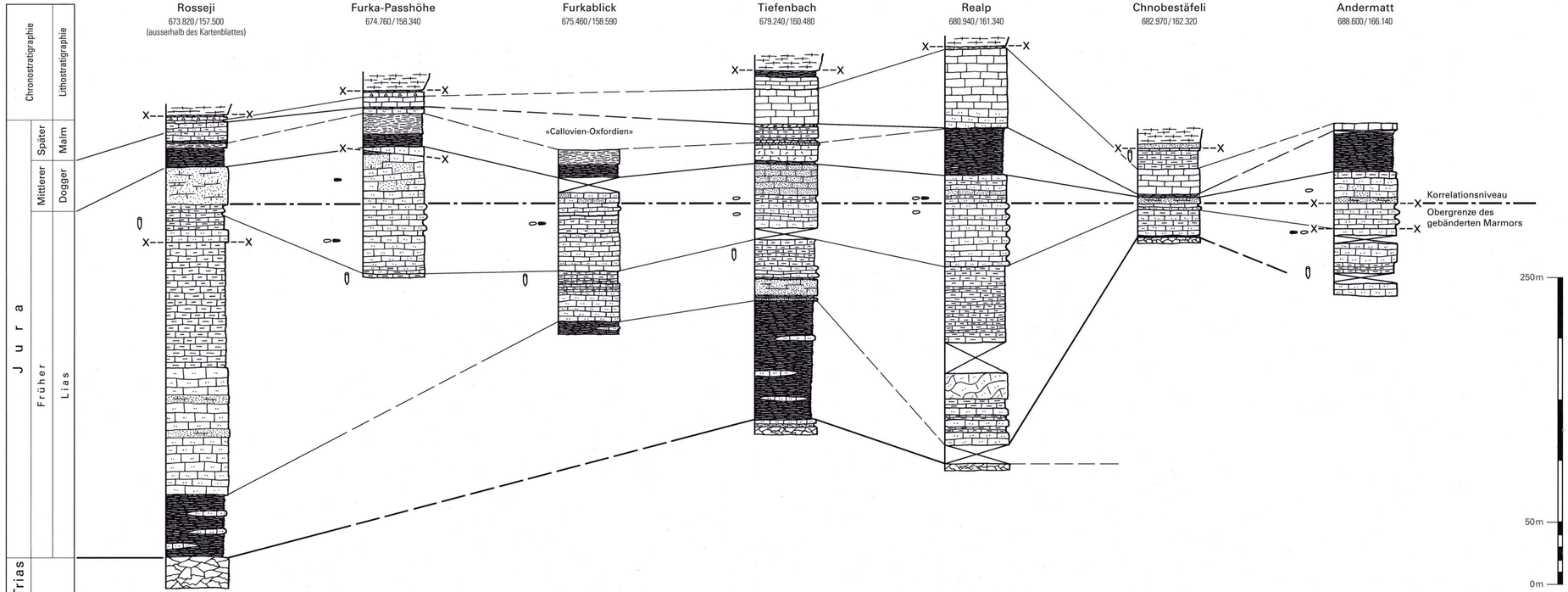
Die Profile sind aufgrund völlig unterschiedlicher Datengrundlagen erstellt worden. Einige davon – insbesondere die Profile Nr. 3, 5 und 6 (Kraftwerkstollen Göscheneralp, Gotthard-Strassentunnel und Gotthard-Bahntunnel) – basieren auf detaillierten Untertageaufnahmen und weisen dadurch einen hohen Detaillierungsgrad auf, der für die vorliegende Zusammenstellung wesentlich vereinfacht werden musste. Bei den anderen Profilen mussten die Verhältnisse im Untergrund aus den lückenhaften Oberflächenaufschlüssen extrapoliert werden. Bei Mächtigkeitsvergleichen ist zu berücksichtigen, dass einige der Trassees, bedingt durch den Tunnelverlauf (etwa Nord–Süd), schief zu den wichtigen tektonischen und petrographischen Leitlinien verlaufen (vgl. Übersichtskärtchen «Lage der Profile»).

Die beiden Gotthard-Tunnelprofile Nr. 5 und 6 sind über die südliche Blattgrenze hinaus nach Airolo auf Blatt Val Bedretto verlängert worden. Das Profil durch den Gotthard-Strassentunnel (Nr. 5) basiert dabei im Wesentlichen auf der Darstellung in KELLER et al. (1987, Anh. 3).

Historisch von besonderem Interesse ist das Profil durch den Gotthard-Bahntunnel von STAPFF (1880b), reproduziert in Tafel III. Das Profil Nr. 6 auf Tafel II stellt den Versuch einer Neuinterpretation dar, eine Kombination der Tunnelaufnahme von F. M. Stapff mit den aktuellen Oberflächenbefunden. Die Stapff'sche Konzeption gradlinig durchlaufender, von Brüchen zum Teil kilometerweit versetzter Gesteinskomplexe wurde fallengelassen und durch eine natürlichere Interpretation ersetzt. Der südliche Teil entspricht der Interpretation von STEIGER (1962) bzw. LABHART (2005, Taf. I, Profil 1).

Das wichtige Profil Nr. 3 durch den Zentralen Aare-Granit in den Zuleitungsstollen zum Göscheneralp-Stausee basiert auf den Befunden verschiedener Bearbeiter (WINTERHALTER 1958, LABHART 1977b, LABHART & RYBACH 1980, SCHALTEGGER 1989, GULDENFELS 1999).

Für die Profile Nr. 1, 2 und 3 wurden Daten aus den Arbeiten von KELLER & SCHNEIDER (1982) über den Furka-Basistunnel und von BUXTORF (1912) über den Furka-Scheiteltunnel herangezogen.



Lithostratigraphische Profile durch das Mesozoikum der Urseren-Zone

von

Roland Wyss (1985)

- Kristallin (Aar-Massiv)
- Dolomitbrekzie
- Marmor, z.T. mit Kieselknauern
- Dolomit mit dunklen Kalkkomponenten
- Quarzreicher Schiefer mit kalkigen Zwischenlagen
- Dunkelgrauer bis schwarzer Schiefer
- Echinodermenbrekzie
- Kalkiger Quarzit, Feldspat führend
- Kalkiger Sandstein bis Quarzit
- Sandiger Marmor bis kalkiger Quarzit
- Kalkiger, z.T. sandiger Schiefer bis schiefriger Marmor
- Marmor bis sandiger Marmor, gebändert
- Sandiger Marmor, lokal verfaltet
- Dunkler Schiefer mit Marmorbänken
- Rauwacke, z.T. mit grünen Schiefern
- Gelbe, helle Dolomitkomponenten
- Graue, dunkle Dolomitkomponenten
- Belemniten
- X---X Tektonischer Kontakt

© 2012 Bundesamt für Landestopografie swisstopo, CH-3084 Wabern

Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Urseren

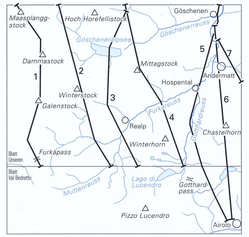
von

Toni Labhart

Massstab 1:25 000

0 1 2km

Lage der Profile



Quartär

- Gletscher
- Talfüllung (Lockergestein)

Aar-Massiv

Variszische Vulkanite und vulkanoklastische Sedimente

- Diechtergletscher-Formation (mit Metaandesit)

Variszische Intrusiva

- Zentraler Aare-Granit, teilweise verschiefert
- Saure Randfazies
- Aplitgranitstock, jüngere Granitintrusion
- Schöllenen-Diorit
- Dioritische Grossschollen am Dammagletscher
- Voralp-Granit

Prävariszisches Kristallin

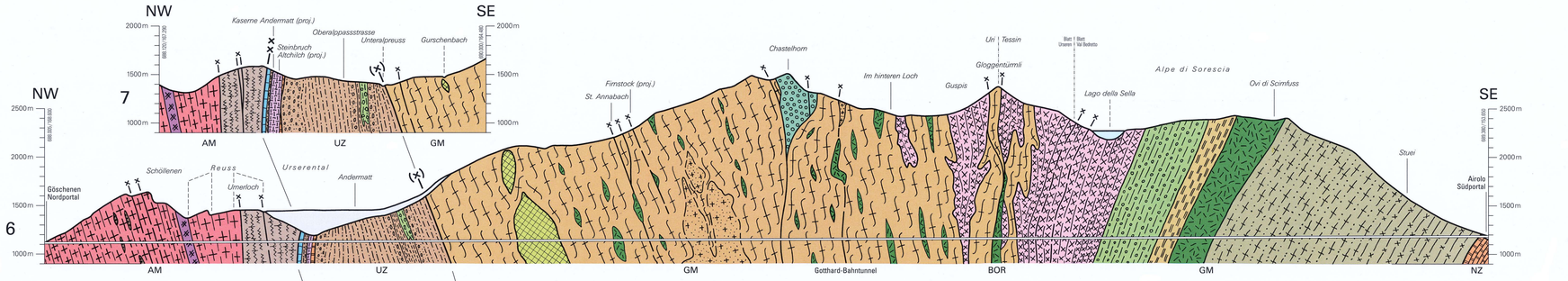
- Biotitgneise und -schiefer, z.T. migmatitisch
- Basische Schollen, Schollenamphibolit
- Biotit-Chlorit-Serizitschiefer und -gneise, granitoide Gneise, Migmatite, Serizitphyllite, Quarzit

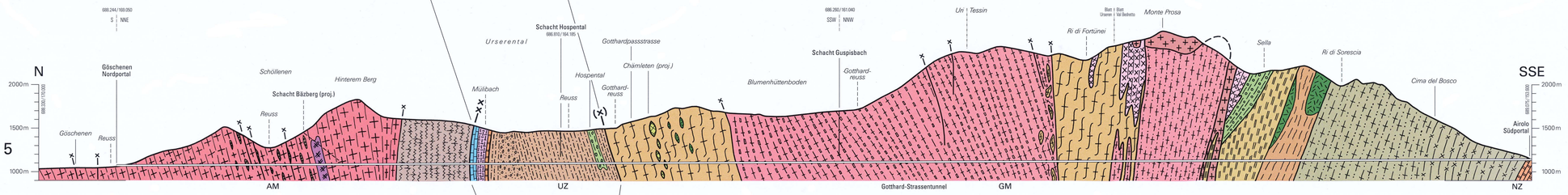
Ganggesteine

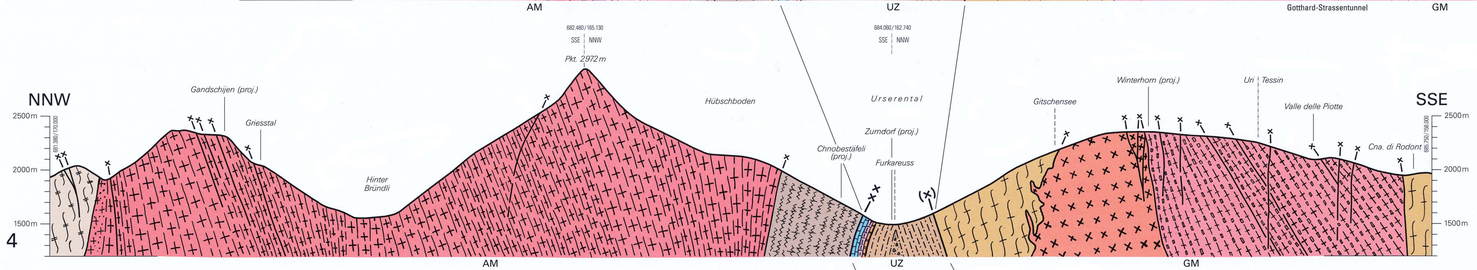
- Aplit
- Metarhyolith («Quarzporphyr»)
- Lamprophyr

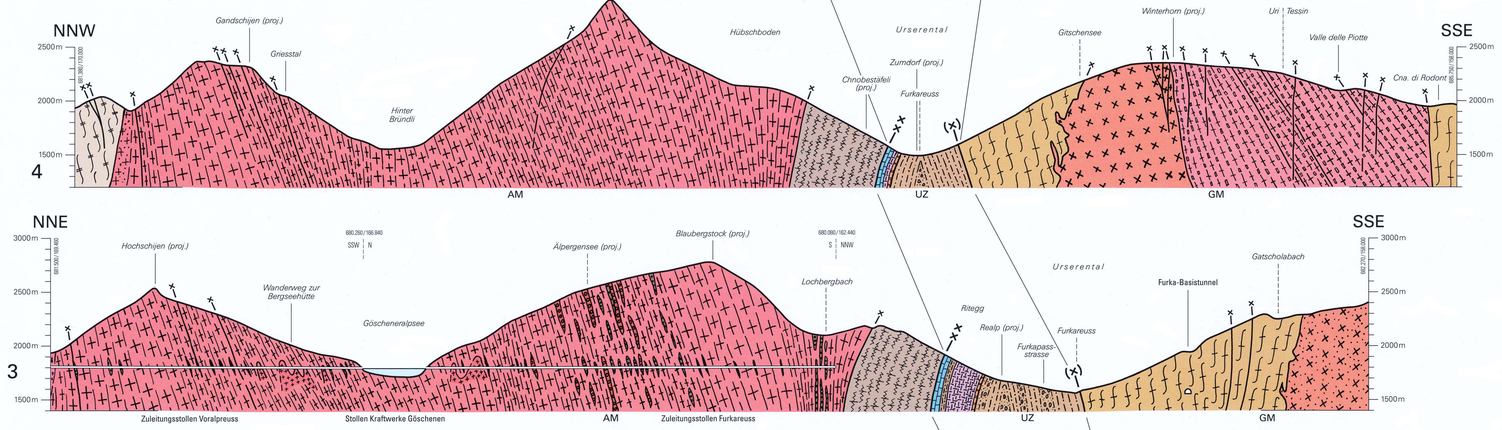
- Überschiebung 1. Ordnung
- Bruch, Scherzone
- Tektonisch überprägter Kontakt

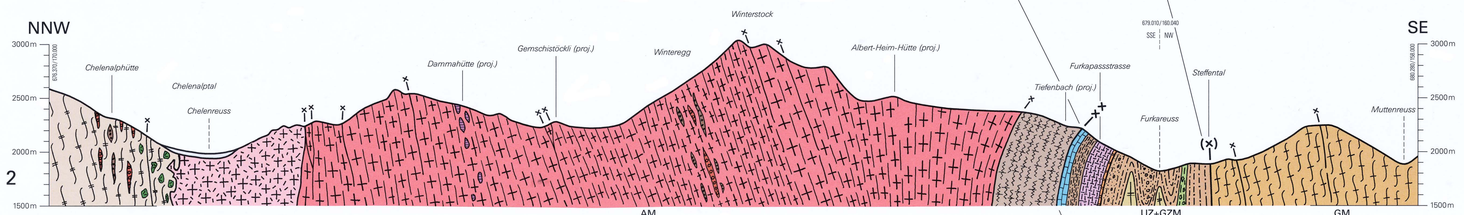
AM Aar-Massiv
UZ Urseren-Zone
GZM Gomser Zwischenmassiv
GM Gotthard-Massiv
BOR Borel-Zone
NZ Nufenen-Zone

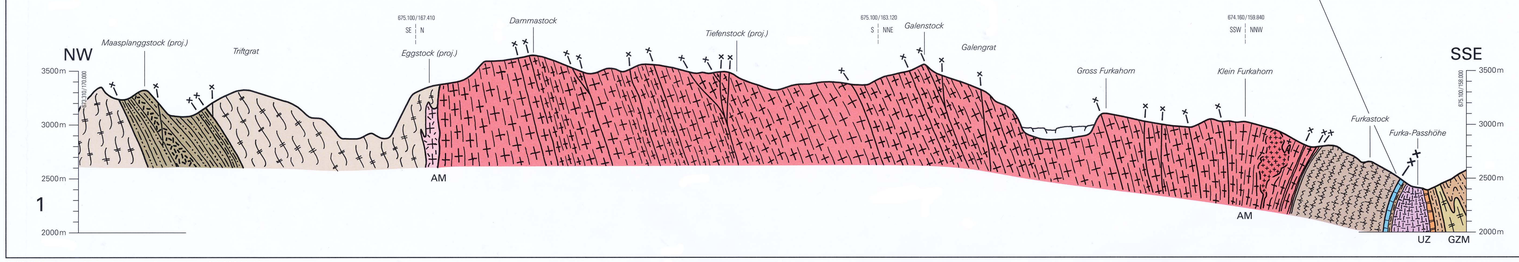












Urseren- und Nufenen-Zone

Postvariszische Sedimente und Vulkanite

- Kalkmarmor (Malm), lokal überlagert von Dolomitbrekzie und Kalk- und Tonschiefern
- Dunkle, tonige, z.T. quarzreiche Schiefer, schiefrige Marmore, Echinodermenkalk bis -brekzie (Dogger)
- Dunkle Schiefer mit Marmorbänken, sandige Marmore, kalkige Sandsteine bis Quarzite, sandig-kalkige Schiefer (Lias)
- Trias i. Allg.

- Feldspat- und helliglimmerreiche Psephit- und Psammitgneise bis -schiefer, Chloritgneise und -schiefer, dunkle Tonschiefer («Verrucano»)
- Psephitgneis bzw. Metakonglomerat mit cm-grossen Feldspatklasten
- Chloritschiefer mit Relikten basischer Metavulkanite und -vulkanoklastite
- Schwarze Tonschiefer (?Karbon)

Gomser Zwischenmassiv

Prävariszische Gneise

- Biotit-Plagioklasgneis, titanit- und epidotreich

Gotthard-Massiv

Spätvariszische Intrusiva

- Rotondo-Granit s.l.
- Winterhorn-Granit
- Cacciola-Granit
- Gamsboden-Granitgneis
- Fibbia-Granitgneis

Prävariszische Orthogneise

- Streifengneis (Granitgneis)

Prävariszische Paragneise und Migmatite

- «Gurschengneis» (inkl. «Guspisgneis»)
- dito, migmatisiert
- Amphibolit
- Chastelhorn-Metagabbro
- Serpentinit
- Westliche Giubine-«Serie»
- Sorescia-Gneis
- Prato-«Serie» (Glimmergneise/Amphibolite)
- Tremola-«Serie» und Nelva-Zone

© 2012 Bundesamt für Landestopografie swisstopo, CH-3084 Wabern

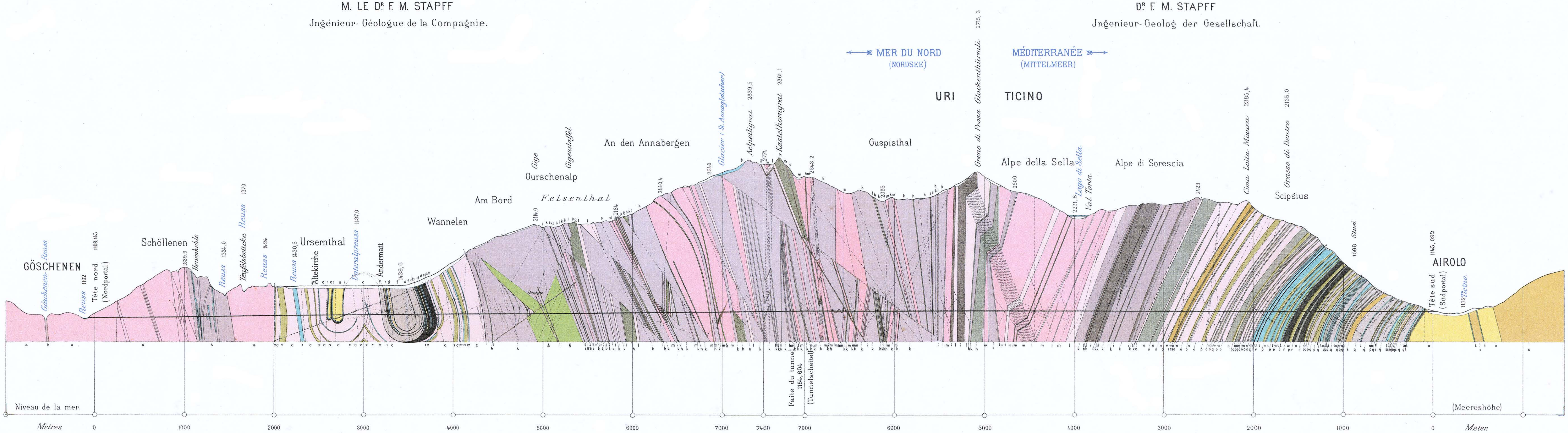
CHEMIN DE FER DU ST GOTHARD. — VOLUME VIII. PLANCHE XII.

PROFIL GÉOLOGIQUE DU ST GOTHARD

dans l'axe du grand tunnel,
établi pendant la construction (1873-1880)
par
M. LE DR F. M. STAPFF
Ingénieur-Géologue de la Compagnie.

GEOLOGISCHES PROFIL DES ST GOTTHARD

in der Axe des grossen Tunnels
während des Baues (1873-1880) aufgenommen
durch
DR F. M. STAPFF
Ingenieur-Geolog der Gesellschaft.



MASSIF DU FINSTERAARHORN. (FINSTERAARHORNMASSIV)

- *Glacier, eaux, alluvions etc.* (Gletscher, Gewässer, Auflagerungen)
- *Failles, fentes.* (Verwerfungen, Spalten)
- a, b: *Granit veiné — Gneiss avec des filons de mica et d'eurite.* (Gneissgranit — Gneiss mit Gängen von Glimmer und Eurit)

BASSIN D'URSERN. (URSERNMULDE)

- c 1 2: *Gneiss d'Ursern avec des couches quarzeuses (1) et vertes (2)* (Urserngneiss mit quarzitischen (1) und grünen (2) Schichten)
- d: *Schistes noirs.* (Schwarze Schiefer)
- e: *Cipolin.* (Cipolin)
- f: *Schiste à Séricite.* (Sericitschiefer)

MASSIF DU GOTHARD. (GOTTHARDMASSIV)

- g: *Serpentine Pierre ollaire.* (Serpentin; Giltstein)
- h: *Roches amphiboliques.* (Hornblendegesteine)
- i, k, l, m: *Gneiss micacé de Gurschenalp, Guspisthal, Sorescia. — passant au Micaschiste. — ordinaire. — quarzeux. — Gneiss (Sella)* (Glimmergneiss von Gurschenalp, Guspisthal, Sorescia. — (glimmerschieferähnlich) — (gewöhnlich) — (quarzitisch) — (Gneiss der Sellaalp))

BASSIN DU TESSIN. (TESSINMULDE)

- n: *Roches amphiboliques.* (Hornblendegesteine)
- o, p, q, r, s: *Micaschiste — feldspathique. — vert. — grenatifère gris. — grenatifère noir. — calcifère.* (Glimmerschiefer) — (felsitisch) — (grün) — (grau, granatführend) — (schwarz, granatführend) — (kalkhaltig)
- t: *Schiste quarzeux.* (Quarzitschiefer)
- u: *Dolomie, Marbre, Cargneule.* (Dolomit, Marmor, Rauhwacke)

LITH. F. LIPS, BERNE

Aus: Geologisches Profil des St. Gotthard in der Axe des grossen Tunnels, während des Baues (1873 – 1880) aufgenommen durch Dr. F. M. Stapff. – Spezialbeilage zu den Berichten des Schweizerischen Bundesrathes über den Gang der Gotthardbahn-Unternehmung. [Bestand der SBB Historic: SBBGB06_015; auf 80% reduziert]

Quelle: SBB Historic