

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

1:25 000

1269 Aletschgletscher mit Teil von 1249 Finsteraarhorn

Erläuterungen

verfasst von
ALBRECHT STECK

2011



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

131

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

1:25 000

1269 Aletschgletscher

mit Teil von **1249 Finsteraarhorn**

Erläuterungen

Mit 21 Textfiguren, 1 Tabelle und 3 Tafelbeilagen

verfasst von
ALBRECHT STECK

2011



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis

Karte:

STECK, A.(2011): Blatt 1269 Aletschgletscher. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 131.

Erläuterungen:

STECK, A (2011): Blatt 1269 Aletschgletscher. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 131.

Titelbilder

Umschlag:

Schlieriger Biotit-Plagioklasgneis mit Amphibolitschollen (Foto A. Steck)

Erläuterungen:

Kalkglimmerschiefer mit Drucklösung (Foto A. Steck)

Herausgeber

© 2011, 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 978-3-302-40051-8

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	4
Zusammenfassung	5
Résumé	6
Riassunto	7
Summary	8
Einführung	10
Stratigraphie und Petrographie	12
Helvetikum	12
Aar-Massiv	12
Variszisches und prävariszisches Grundgebirge	12
Intrusiva	18
Ganggesteine	33
Pneumatolytische, hydrothermale und spezielle Bildungen	35
Gotthard-Massiv und Gomser Zwischenmassiv	37
Kristallin	37
Sedimente	38
Penninikum	44
Zone von Sion-Courmayeur	44
Quartär	45
Spätes Pleistozän	45
Holozän	46
Tektonik	48
Prävariszische und variszische Tektonik	48
Mesozoische Tektonik	48
Alpine Tektonik	48
Rückfaltung des Aar-Massivs	49
Alpine Metamorphose	51
Spätalpine und aktive Brüche	52
Hydrogeologie	53
Rohstoffe	54
Literaturverzeichnis	56
Publizierte Geologische Karten	61

VORWORT

Blatt 131 Aletschgletscher des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 bildet die östliche Fortsetzung von Atlasblatt 82 Lötschental und die nördliche von Atlasblatt 93 Brig. Ein grosser Teil des auf der Karte dargestellten Gebiets befindet sich im UNESCO-Weltnaturerbe Jungfrau-Aletsch-Bietschhorn, dessen Zentrum das Aletschgebiet ist. Um bedeutende Aufschlüsse in diesem Gebiet vollständig darzustellen, wurde das Blatt gegen Norden hin um einen Teil von Blatt 1249 Finsteraarhorn erweitert.

1976 beauftragte die damalige Schweizerische Geologische Kommission Prof. A. Steck mit der geologischen Aufnahme des Atlasblattes Aletschgletscher. Die Feldarbeiten dauerten mit Unterbrüchen bis 2002. Für die Kartierung im südwestlichen Gebiet konnte sich der Autor auf die Aufnahmen von Dr. M. Liszkay-Nagy und Dr. P. Zbinden stützen.

Den quartären Ablagerungen ist auf petrographischen Karten nur wenig Beachtung geschenkt worden. Hinsichtlich der Publikation dieses Blattes wurden die Quartärablagerungen vom Autor in den Jahren 2007–2008 neu aufgenommen und vom Redaktor anhand von Orthofotos und dem digitalen Terrainmodell ergänzt. Diese Neuaufnahme ergab, dass an mehreren Orten neue Aufschlüsse entstanden sind, so z.B. im Umfeld der stark zurückweichenden Gletscher. Bis auf wenige Ausnahmen wurde der Gletscherstand des Jahres 2005 eingezeichnet, der dem Stand der topografischen Grundlage entspricht. Als solche Ausnahmen gelten z.B. verschwundene Kleinstgletscher oder neue Aufschlüsse im Gletscher.

Die kartografische Bearbeitung lag in den Händen von Hanspeter Sahrhage (GeoMap AG, Uetendorf) und Remo Trüssel (Landesgeologie, swisstopo). Edith Steiner gestaltete den Schriftsatz.

Die wissenschaftliche Begutachtung wurde von der Schweizerischen Geologischen Kommission koordiniert. Die Kommentare und Anregungen von Prof. Dr. A. Pfiffner, Prof. J. Abrecht, Dr. A. Berger und Dr. M. Sartori haben wesentlich zur Verbesserung des vorliegenden Manuskripts geführt.

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

April 2011

Bundesamt für Landestopografie
Geologische Landesaufnahme

ZUSAMMENFASSUNG

Blatt 1269 Aletschgletscher des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 zeigt in seinem Hauptteil nordwestlich der Rhone (Rotten) das Kristallin des Aar-Massivs. Es grenzt im Rhonetaleinschnitt mit tektonischem Kontakt an die Konglomerate und sandigen Phyllite der permischen sedimentären Bedeckung des Gotthard-Massivs. Zwischen Grengiols und Ausserbinn sind die Gneise des Gotthard-Massivs mit seiner autochthonen Bedeckung von kontinentalen Konglomeraten und Phylliten des Perms, Dolomiten, Gips und Rauwacken der Trias und schwarzen Kalkglimmerschiefern des marinen Lias aufgeschlossen. Sie bilden die Wurzelzone der helvetischen Wildhorn-Decke. Die Liasschiefer grenzen im Südosten mit tektonischem Kontakt an die spätkretazischen bis frühtertiären Kalkglimmerschiefer der St-Christophe-Schichten, die zur Zone von Sion-Courmayeur gehören.

Das polymetamorphe kaledonische und variszische Grundgebirge des Aar-Massivs besteht aus hochmetamorphen Grauwacken, Arkosen, Basalten, Gabbros und Ultramafiten, die nun als migmatische Augengneise, Biotit-Plagioklasgneise und Schollenamphibolite (Agmatite) vorliegen und von einer durch teilweise Aufschmelzung (Anatexis) entstandenen Intrusion (Baltschieder-Granodiorit) durchsetzt worden sind. Die Vergesellschaftung von Bänderamphiboliten, Metagabbros und Serpentinlinsen im Gebiet des Unterbächhorns lassen eine ozeanische Herkunft dieser Gesteine vermuten. Dieses Grundgebirge wird nach seiner Abkühlung im Oberkarbon von Schmelzen des Zentralen Aare-Granits intrudiert. Die Geometrie der Granitkörper mit ihren primären Intrusivkontakten und Apophysen sowie die aplitische Randfazies sind eindrücklich am Unnerbächgletscher, am Aletschhorngipfel und am linken Rand des Grossen Aletschgletschers aufgeschlossen. Seltene Molybdänit-Quarzgänge finden sich ebenfalls im Dach der Intrusionen.

Schwärme von porphyrischen Mikrogranitgängen («Quarzporphyre») treten in den Gebieten Unnerbächgletscher-Sparrhorn und Blatten-Riederalp auf. Im Gebiet des Sparrhorns und des Grisighorns werden die «Quarzporphyre» von jüngeren Lamprophyren (meist biotitreiche Kersantite) durchschlagen. Die Gesteine von Aar- und Gotthard-Massiv sowie der penninischen Decken rekristallisierten während der tertiären alpinen Faltung unter grünschieferfaziellen Bedingungen. Bei Temperaturen von 350 °C im Lötschental bis 500 °C bei Ausserbinn wurden sie unter Ausbildung einer dominanten NE-streichenden und steil (60–90°) SE-einfallenden Schieferung geplättet. Es ist die Axialflächenschieferung der grossräumigen alpinen Aar-Massiv- und Gotthard-Massivantiklinalen. Der häufige Hellglimmer «Serizit» der verschieferten Gneise zeugt von der Umwandlung («Saussuritisierung») von Plagioklas in Albit, Serizit und Epidot oder Kalzit.

Die jüngste Entwicklung des alpinen Reliefs von Aar- und Gotthard-Massiv durch Hebung, Erosion und Vergletscherung ist im Untersuchungsgebiet ebenfalls

spektakulär. Das Studium der glazialen Morphologie und der quartären Ablagerungen erlaubt es, die verschiedenen Stadien der nacheiszeitlichen Vergletscherung der Aletschregion zu unterscheiden.

RÉSUMÉ

La majeure partie de la feuille 1269 Aletschgletscher de l'Atlas géologique de la Suisse 1:25000 est occupée par les gneiss du massif de l'Aar. Au SE, dans la dépression de la vallée du Rhône, suivent par un contact tectonique les conglomérats et phyllites gréseux du Permien de la couverture du massif du Gothard. Au S de Grengiols jusqu'à Ausserbinn affleurent les gneiss de l'extrémité occidentale du massif du Gothard. Sa couverture autochtone est composée des conglomérats et phyllites continentaux du Permien, de dolomies, cornieules et gypse du Trias ainsi que de schistes noirs, carbonatés et graphiteux marins du Lias. Cette zone représente la racine de la nappe du Wildhorn. Les schistes du Lias touchent vers le SE, avec un contact tectonique les calcschistes des Couches de St. Christophe, d'âge crétacée tardif à tertiaire précoce, appartenant à la zone de Sion-Courmayeur du bassin marin valaisan.

La grande variété de roches cristallines du massif de l'Aar est exposée dans d'excellents affleurements dans les hautes vallées glaciaires du massif de l'Aletschhorn et sur les rives du glacier d'Aletsch. Le cristallin calédonien et varisque se compose de méta-grauwackes, -arkoses, -basaltes, -gabbros et serpentinites qui ont été transformés à haute température lors de leur fusion partielle (anatexie) en gneiss migmatitiques. Il comprend des gneiss œillés, des gneiss souvent rubanés à biotite et plagioclase, des amphibolites et agmatites, traversés d'intrusions de granites anatectiques issues de la migmatisation (Granodiorite du Baltschieder). Au Carbonifère tardif, après son refroidissement à des températures plus basses, ce vieux socle est intrudé par le magma du Granite Centrale de l'Aar. La géométrie des granites, leurs apophyses, les contacts intrusifs avec un faciès bordier aplitique, rarement pegmatitique et les minéralisations de molybdénite éparses peuvent être étudiés sur de spectaculaires affleurements dans les régions du glacier d'Unterbach au dessus de la Belalp, au sommet de l'Aletschhorn et au pied du Grosses Wannenhorn sur la rive gauche du glacier d'Aletsch. Des concentrations de filons de microgranites porphyriques («quarzporphyres») affleurent dans les régions du glacier d'Unterbach et du Sparrhorn, ainsi qu'à l'alpage de Bel, à Blatten et la Riederalp. Dans la région du Sparrhorn et du Grisighorn les microgranites porphyriques sont recoupés par des filons de lamprophyres (principalement des kérsantites) plus jeunes. Les roches des Massifs de l'Aar, du Gothard et du front pennique ont subi une transformation métamorphique à des températures d'environ 350°C au Lötschental, passant à 500°C à Ausserbinn, et ont été déformées avec la formation d'une schistosité dominante de direction NE et de plongement

de 60–90° vers le SE. Il s'agit de la schistosité de surface axiale des grands anticlinaux qui forment les Massifs de l'Aar et du Gothard. Les micas blancs (séricite), caractéristiques des gneiss et schistes se sont formés lors de la transformation des plagioclases («saussuritisation») en albite, séricite et épidote ou calcite. L'évolution du relief actuel de la région d'étude par soulèvement et érosion glaciaire superficiels est également d'un grand intérêt. Ainsi l'étude de la morphologie glaciaire de la région d'Aletsch et des dépôts du Quaternaire permettent de distinguer les différentes stades de glaciation du Quaternaire.

RIASSUNTO

Gran parte della superficie a nordovest del Rodano del foglio Aletschgletscher comprende gli gneiss del Massiccio dell'Aar. Separati da un contatto tettonico affiorano nella valle del Rodano i conglomerati e le filliti della copertura sedimentaria del Massiccio del Gottardo. A sud, tra Grengiols e Ausserbinn, affiorano gli gneiss del Massiccio del Gottardo comprendenti la copertura autoctona formata da: sedimenti detritici continentali (conglomerati e filliti) del Permiano, dolomiti, gesso e dolomia cariata del Triassico sormontati da argilliti nere, contenenti carbonati e grafite, del Lias. Il Massiccio del Gottardo, con la sua copertura sedimentaria Permiana e Mesozoica, costituisce le radici della falda Elvetica del Wildhorn. A sudovest gli scisti Liassici elvetici confinano, mediante un contatto tettonico, con i calcescisti del Cretacico superiore o Terziario inferiore della Formazione di St. Christophe. Questi sedimenti, depositati nel Bacino Vallesano, appartengono alla Zona di Sion-Courmayeur e formano il fronte delle Falde Pennidiche.

La grande varietà di rocce cristalline del Massiccio dell'Aar è perfettamente esposta nelle elevate valli glaciali del gruppo dell'Aletschhorn e sui fianchi del Grande Ghiacciaio dell'Aletsch. Le rocce cristalline polimetamorfiche, varisiche o caledoniane, sono composte da metagrovacca, metaarcese, metabasalti, metagabbro e rocce ultramafiche, trasformate ad alta temperatura. La fusione parziale e la migmatizzazione di queste rocce hanno prodotto gneiss occhiadini migmatitici, gneiss a plagioclasio e biotite ed agmatiti. Queste litologie sono attraversate da intrusioni della Granodiorite di Baltschieder. L'associazione di metabasalti, metagabbro e serpentiniti nella regione del Unterbächhorn riflette una probabile provenienza oceanica di queste litologie. Durante il Carbonifero superiore il Granito Centrale dell'Aar intrude questo vecchio zoccolo. La geometria dei corpi granitici, i contatti intrusivi primari con le facies marginali aplitiche e raramente pegmatitiche sono particolarmente ben esposte verso l'Unnerbächgletscher, sulla cima dell'Aletschhorn ed ai piedi del Grossen Wannenhorn sul lato sinistro del Ghiacciaio dell'Aletsch. Raramente si osservano anche vene di quarzo e molibdenite verso il tetto dell'intrusione. Filoni microgranitici («quarzo-porfiriti») si trovano con una concentrazione importante nella regione dell'Unnerbächgletscher -

Sparrhorn e da Blatten salendo a Riederalp. Verso il Sparrhorn e il Griesighorn questi filoni microgranitici sono intersecati da filoni lamprofirici. Le rocce dei Massicci dell'Aar, del Gottardo e del fronte penninico si sono trasformate nella facies a scisti verdi durante le fasi di piegamento terziarie, a temperature di 350°C nel Lötschentale fino a 500°C verso Ausserbinn. Contemporaneamente si è formata una scistosità principale di direzione NE con un'immersione del piano di scistosità di 60–90° verso SE: si tratta della scistosità parallela al piano assiale delle grandi anticlinali che formano i Massicci dell'Aar e del Gottardo. Le miche bianche caratteristiche di gneiss e scisti, si sono formate durante la trasformazione del plagioclasio in albite, sericite, epidoto o calcite. L'evoluzione morfologica del rilievo attuale presenta un grande interesse dovuto al sollevamento e all'erosione dei ghiacciai. Lo studio della morfologia glaciale della regione dell'Aletsch, e dei depositi associati, permette di distinguere i differenti stadi di glaciazione del Quaternario.

SUMMARY

The gneisses of the Aar massif are represented by the majority of the Map Sheet 1269 Aletschglacier of the Geological Atlas of Switzerland 1:25000. Permian conglomerates and phyllites occupy the incision of the Rhone valley towards the SE and are separated from the Aar massif by a tectonic boundary. These Permian sediments belong to the sedimentary cover of the Gotthard massif gneisses that are exposed between Grengiols and Ausserbinn. The Permian continental sediments are overlain by Triassic dolomite, «Rauwacke» or «cornieule» and gypsum, as well as schists and marine Termen shale. The Gotthard massif and its autochthonous sedimentary cover represent the root of the Wildhorn nappe of the Helvetic zone. To the south Termen shale is in tectonic contact with the Late Cretaceous to Early Tertiary calcschists («Couches de St-Christophe»), which belong to the Sion-Courmayeur zone.

The great variability of crystalline rocks of the old Aar massif basement may be studied in excellent outcrops along the flanks of the glacial valleys of the Aletschhorn chain and the Great Aletsch Glacier. These old polycyclic crystalline rocks are of Caledonian and Variscan age and are composed of meta-greywacke, -arkose, -basalt, -gabbro and serpentine that have been transformed under high temperature and partial melting conditions (anatexis) to migmatitic gneisses, such as augen gneisses, homogenous or banded biotite-plagioclase gneisses and amphibolites to agmatites. They are crosscut by anatectic granites (Baltschieder granodiorite). The coexistence of meta-basalts, -gabbros and serpentinite south of the Unterbächhorn suggests an oceanic origin of these rocks. After cooling during the Late Carboniferous, this old basement was intruded by the Central Aare granite melt. The magmatic structure and intrusive contacts with the development of an

aplitic, occasional pegmatitic border facies, spectacular apophyses and sparse molybdenite mineralisations may be studied at the Unnerbäch glacier above the Belalp, in the Aletschhorn summit and on the eastern border of the Aletsch Glacier below the Grosses Wannenhorn. A multitude of dykes of porphyritic micro-granite («quartzporphyr») are exposed in the Sparrhorn region and near Bel, Blatten and the Riederalp. In the regions of the Sparrhorn and the Grisighorn, the microgranites are cut by younger lamprophyres (mainly kersantites). During the Tertiary alpine folding, the rocks of the Aar and Gotthard massifs and of the Sion-Courmayeur zone were deformed and metamorphosed at temperatures varying between about 350°C in the Lötschental to the NW and 500°C at Ausserbinn to the SE. A dominant 60° to 90° south-east dipping schistosity with a sub-vertical stretching lineation was developed parallel to the axial plane of the NE-striking Aar and Gotthard basement anticlines. White micas (sericite) are widespread minerals in the metamorphosed gneisses and schists. They were formed by the transformation of plagioclase to albite, white mica and epidote or calcite. The youngest topographic evolution by uplift and enhanced glacial erosion of the western Aar und Gotthard massifs is also of major importance. Studying the spectacular glacial morphology and Quaternary deposits of the Aletsch region allows the main stages of glaciation since the Ice-Age to be distinguished.

EINFÜHRUNG

Verdankungen

An dieser Stelle möchte ich meinen Freunden, Bergführern und Geologen Guy Della Valle, Martin Frey (†), Hans-Ruedi Keusen, Heinz Küng, Willy Öhrli (†), Heinz Ruttishäuser (†) und Robert Schedler herzlich danken. Sie haben mich während Begehungen auf Eis und Fels sicher begleitet.

Geologische Übersicht

Das vorliegende Atlasblatt 131 Aletschgletscher des geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 zeigt den Grenzbereich zwischen Helvetikum und Penninikum. Es umfasst im Nordwesten Gneise, Migmatite und Granitoide des Aar-Massiv-Grundgebirges mitsamt seinen variszischen Granitintrusionen. Der Bereich rund um das Aletschhorn und das Dreieckhorn bietet hervorragende Gelegenheiten, die variszischen Granitintrusionen zu erforschen.

Im Südosten, in der Senke des Rhonetals (Tal des Rotten), befinden sich der Grundgebirgsgneis des Gotthard-Massivs mit seiner Sedimentbedeckung, bestehend aus Konglomeraten und Phylliten des Perms, Quarziten, Dolomiten, Phylliten und Rauwacken der Trias sowie dunklen graphitreichen sandigen Kalkglimmerschiefern des Lias. Die mesozoischen Sedimente werden als Wurzel der helvetischen Decken interpretiert (MASSON et al. 1980).

Die im Hangenden anschliessenden braunen Kalkglimmerschiefer der Zone von Sion-Courmayeur, welche zur nordpenninischen Walliserflyschzone gerechnet werden, bilden in der Südostecke des Kartenblattes den Gipfel des Breithorns.

Als Pioniere der Erforschung des westlichen Aar-Massivs müssen von FELLEBERG (1887, 1893), SWIDERSKI (1919) und HUTTENLOCHER (1921a, b, 1933, 1947) erwähnt werden. von FELLEBERG et al. (1893) beschrieb als erster die Intrusionen und Apophysen des Zentralen Aar-Granits im Aletschhorn. Die Intrusivkontakte wurden später von ROSIER (1931) erklettert. Der Grenzbereich zwischen Aar- und Gotthard-Massiv wurde von ZBINDEN (1949), die mesozoische Sedimentbedeckung des Gotthard-Massivs von LISZKAY-NAGY (1965) untersucht. Die geologische Aufnahme und Beschreibung der Sedimente der Zone von Termen durch LISZKAY-NAGY (1965) wurde im Wesentlichen übernommen und mit neueren Feldbeobachtungen ergänzt. Die penninischen Kalkglimmerschiefer des Breithorns wurden in den Erläuterungen des südlich anschliessenden Blattes Brig von BURRI et al. (1994) eingehend beschrieben.



Fig. 1: Digitales Terrainmodell (DTM) mit Kartenausschnitt von Atlasblatt 131 Aletschgletscher des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000.

STRATIGRAPHIE UND PETROGRAPHIE

HELVETIKUM

AAR-MASSIV

Das Aar-Massiv bildet das grösste externe Kristallinmassiv der Zentralalpen. Als im Tertiär aufgefaltetes Grundgebirge ist es in einem 120 km langen und 35 km breiten tektonischen Fenster, umrahmt von den helvetischen Decken, aufgeschlossen. Seine Gipfflur erhebt sich auf eine Höhe von drei- bis viertausend Metern und kulminiert in der Aletschregion im 4195 m hohen Aletschhorn und nordöstlich davon im 4274 m hohen Finsteraarhorn. Es wird vom variszischen und prävariszischen Kristallin und den Zentralen Aar-Graniten und Ganggesteinen des Oberkarbons und Perms aufgebaut.

Variszisches und prävariszisches Grundgebirge

Das variszische und prävariszische Grundgebirge des Aar-Massivs umfasst amphibolitfazielle und migmatische Kalifeldspat-Biotitaugengneise und Biotit-Plagioklasgneise mit Zonen von Bänderamphiboliten und Amphibolitschollen. Meter bis Dekameter mächtige Serpentinlinsen sind in den Bänder- und Schollenamphiboliten beim Unnerbächgletscher eingelagert (Fig. 2). Marmore und Kalksilikatfelse sind äusserst selten und auf der Karte nicht ausgeschieden. Marmorblöcke, darunter solche mit Wollastonit, wurden auf einer Moräne des Oberaletschgletschers gefunden. Feinkörnige Biotitgranite, -granodorite und Hornblende-Biotittonalite lassen sich als Fortsetzung des Baltschieder-Granodiorits (HÜGI et al. 1988) durch das ganze Kartenblatt bis östlich des Grossen Aletschgletschers in die Walliser Fiescherhörner verfolgen (STECK et al. 1999). Diese Intrusionen schneiden die Migmatitstrukturen an gewissen Kontakten scharf ab, während andernorts die Strukturen der Granite fließend in die granitoiden Teile der Migmatite übergehen (HUTTENLOCHER 1933, STECK 1966a). Sie werden als Produkte der Anatexis gedeutet und gehören zu den Migmatiten des Grundgebirges. Letzteres besteht im Wesentlichen aus hoch metamorphen proterozoischen bis frühpaläozoischen Arkosen und Grauwacken mit Einlagerungen von Ophioliten (Bänderamphibolite, Metagabbros und Serpentine). Jüngste detritische Zirkone aus Gneisen der Externmassive wurden zwischen 0,62 und 0,55 Ga datiert (SCHALTEGGER & GEBAUER 1999). Die Migmatite sind stets älter als die variszischen Zentralen Aar-Granite und Ganggesteine. U-Pb-Zirkonalter von 455 Ma von



Fig. 2: Serpentinlinsen (S) in der Amphibolitzone südlich des Unterbächhorns (Koord. 638.550/139.200).

Migmatiten des nördlichen Aar-Massivs deuten auf eine kaledonische Hauptphase der Metamorphose und Anatexis hin (SCHALTEGGER & CORFU 1992, VON RAUMER & NEUBAUER 1993).

S Serpentin

Serpentin tritt in zahlreichen mehrere Dekameter grossen Linsen im Amphibolitzug südlich des Unterbächhorns und in mehreren Linsen in den Migmatiten und Biotit-Plagioklasgneisen in den Rundhöckern unter dem Unnerbächgletscher auf Höhe 3300 m auf (Fig. 2).

Die Serpentinlinsen bestehen aus einem feinkörnigen Antigoritkern und, im Kontakt mit den granitoiden Gängen der Migmatite, aus einer randlichen Reaktionszone aus Talk, Aktinolith und Biotit. Wahrscheinlich gehören die Serpentine, Bänderamphibolite und Metagabbrogänge zu einer Serie von präkaledonischen Ophioliten, welche als zentrale Zonen das westliche Aar-Massiv vom Lötschental (HÜGI et al. 1988) bis ins Finsteraarhorngebiet durchziehen (STECK 1966a, STECK et al. 1999, 2001).

γα Metagabbro

Metagabbro steht in den Biotit-Plagioklasgneisen der Umgebung des Unnerbächgletschers an drei Orten an: a) 638.750/137.980; b) 639.270/139.150; c) 639.160/139.300. Der Hornblende-Quarzmetagabbro der Lokalität a) besteht aus folgendem Modalbestand: 10% Quarz, 38% Plagioklas, 5% Biotit, 46% Hornblende und 1% Akzessorien (Epidot-Allanit, Titanit, Apatit, Kalzit, Chlorit, Erz). Der Plagioklas ist mit einem dichten Filz von Serizit, Epidot und sehr geringen Mengen von Albit gefüllt. Aufgrund der grobkörnigen Textur und den regelmäßigen Kontakten der 30–70 m mächtigen NE-streichenden Platten dürfte es sich um Intrusionen handeln. Die Hornblendemetagabbros werden ihrerseits von jüngeren Granit- und Granodioritgängen vom Baltschieder-Granodiorittyp durchschlagen. Der Metagabbro von Aufschluss a) wird zusätzlich vom Zentralen Aare-Granit durchschlagen. Am Kontakt wurde die Hornblende in einer Dezimeter breiten Zone kontaktmetamorph in Biotit umgewandelt.

GM Biotit-Plagioklasgneise

Die Biotit-Plagioklasgneise sind aufgrund wechselnder Biotit-Quarz-Plagioklas-Verhältnisse gebändert (Fig. 3). Kalifeldspat führende pegmatoide (Leukosom) Schlieren und Lagen sind häufig. Auch Hornblende führende Zonen mit Übergängen zu Amphibolitbändern sind verbreitet. Diese Gneise bilden unregelmäßig begrenzte Massen in den hellen Augengneisen am Südostrand des Aar-Massivs. Eine mittlere Zone von Biotit-Plagioklasgneisen und Bänderamphiboliten streicht vom Unnerbächgletscher, südlich der Oberaletschhütte und nördlich des Geishorns nach NE. Eine nördliche Zone von gebänderten Biotit-Plagioklasgneisen und Bänderamphiboliten steht am Distlighorn und im Lötschental an und findet seine nordöstliche Fortsetzung in den Amphiboliten des Grünhorns und Finsteraarhorns (HÜGI et al. 1988, STECK et al. 1999). Der modale Mineralbestand der Biotit-Plagioklasgneise besteht aus 10–35% Quarz, 50–80% umgewandeltem («saussuritisiertem») Plagioklas, 5–15% Biotit und als Nebengemengteile in wechselnden Mengen Kalifeldspat, Chlorit, Hornblende, Granat, Epidot-Allanit, Zirkon, Apatit, Erze. Der hohe Anorthitgehalt der prä-alpinen Plagioklas geht aus deren Umwandlung in einen Filz von Serizit und Epidotblasten hervor. Gleichzeitig wurde Kalifeldspat oft vollständig durch Schachbrettalbit verdrängt. Die Biotit-Plagioklasgneise enthalten nebst Amphiboliten sehr selten Kalksilikatfelslinsen und -lagen mit Diopsid und Grossular.

Blöcke von Kalkmarmor und Wollastonitmarmor wurden auf den östlichen Seitenmoränen des Oberaletschgletschers gefunden. Diese Marmore stammen aus dem Raum Rotstock – Aletschhorn. Aufschlüsse sind aber nicht bekannt.

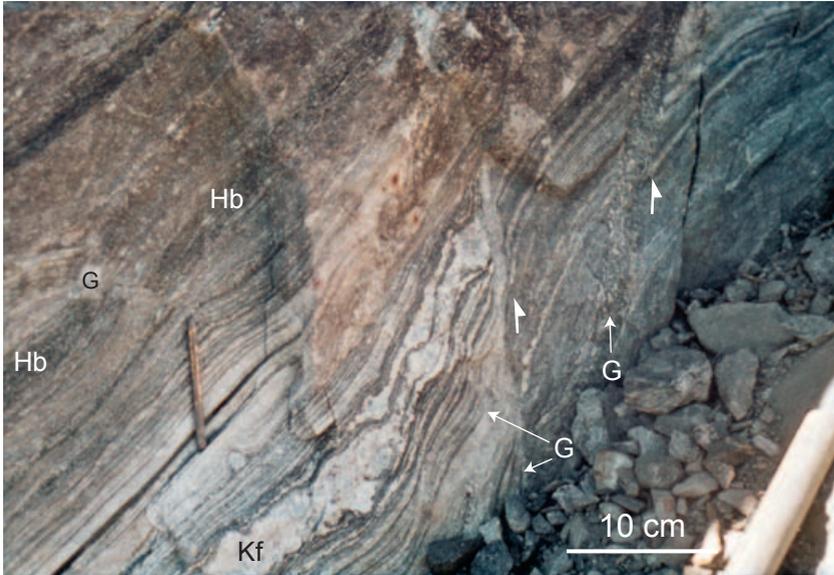


Fig. 3: Gebänderter Biotit-Plagioklasgneiss mit Amphibolitlage (Hb), konkordanten Lagen von Kalifeldspatblasten (Kf) und Granitmobilisaten (G) auf Scherzonen und in Boudinage-Zerrklüft (Metatextit nach SAWYER 1996, 2008, Unnerbächgletscher).

Am Bänderamphibolit

Bänderamphibolite wechsellagern mit den Biotit-Plagioklasgneissen. Hauptgemengteile sind zu etwa gleichen Teilen Hornblende und Plagioklas. Daneben tritt etwas Quarz auf. Der Plagioklas ist meist alpin in Serizit, Epidot und wenig Albit umgewandelt.

Schollenamphibolit (Agmatit)

In den Migmatiten südlich des Unnerbächgletschers und in den Rundhöckern südlich der Fieschergletscherzunge sind spektakuläre Agmatite (Fig. 4), bestehend aus kantigen Amphibolitschollen und granitoiden Leukosomadern, aufgeschlossen. Oft schwimmen die Amphibolitschollen in einer schlierigen granitoiden Matrix.

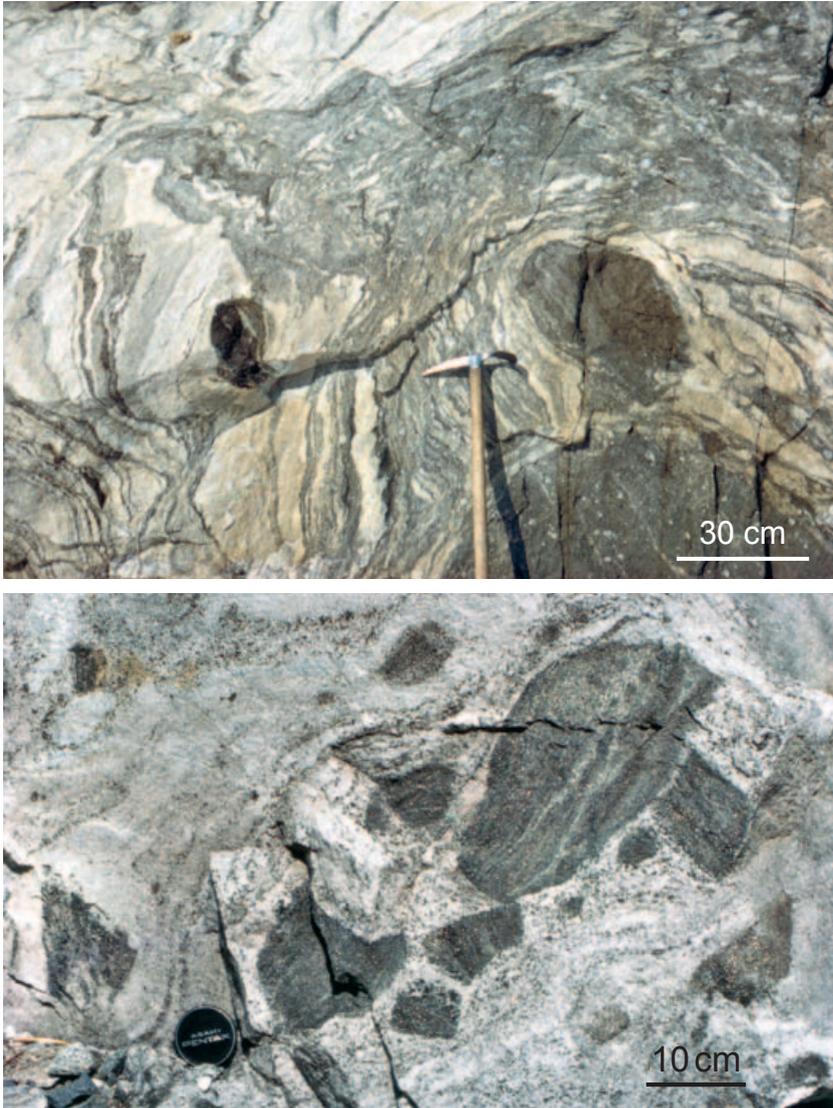


Fig. 4: Schollenamphibolit: schlieriger Migmatit (Diatexit) mit Amphibolit- und Biotit-Plagioklasgneisschollen (oberes Bild: Unnerbächgletscher, Koord. 638.920/138.680; unteres Bild: Burg, Fieschergletscher, Koord. 653.700/144.350).

GO Augengneise s.l.: porphyrische Kalifeldspat-Biotitgneise und helle Serizitgneise

Die Augengneise s.l. bilden eine ungefähr 7 km breite, schwer gliederbare Zone am Südostrand des Aar-Massivs, welche sich von Ausserberg im Südwesten bis nach Gletsch im Obergoms hinzieht (ZBINDEN 1949, STALDER 1964, LABHART 1965, NIGGLI 1965, STECK 1966a, DOLIVO 1982).

Diese Augengneise s.l. umfassen eigentliche Augengneise und alle Übergänge zu hellen Serizitgneisen, welche sich im Mineralbestand kaum unterscheiden. Die Augengneise sind grobkörnig und homogen oder diffus schlierig ausgebildet, wobei hellere kalifeldspatreiche und dunklere biotitreiche Lagen abwechseln. Die Augengneise und Serizitgneise treten lokal in ihrer Wechsellagerung als Bändergneise auf. Selten enthalten die Augengneise schollenförmige, als «Boudin» oder Restite einer regionalen Migmatisation gedeutete Einschlüsse von Amphibolit, Hornblendit und Biotit-Plagioklasgneisen. Die Augengneise bilden gelegentlich gangförmige Intrusionen in den Plagioklasgneisen, zu denen – wie auch zu den Migmatiten – die Kontakte häufig diffus sind. Die Zusammensetzung ist granitisch bis granodioritisch. 2–3 cm grosse, milchig-weiße Mikrokline sind in einer Matrix von Quarz, Mikroklin, saussurisiertem Plagioklas, Serizit, Biotit, Chlorit und Epidot-Allanit in wechselnder Zusammensetzung eingebettet. Apatit, Zirkon, Kalzit und seltener Granat sind Nebengemengteile. Der alpin rekristallisierte Biotit enthält Nadeln von Titanit als Sagenit und Titanitkörner (NIGGLI 1965). Die Kalifeldspatphänokristalle bestehen aus Mikroklin mit Perthitlamellen. Schachbrettalbit-Pseudomorphosen nach Kalifeldspat treten in serizitreichen und kalifeldspatarmen Varietäten mit ursprünglich anorthitreichem Plagioklas auf, der alpin durch Kaliumzufuhr aus dem Mikroklin in Albit, Serizit und Epidot umgewandelt wurde.

Porphyrische Hornblende-Biotitgneise

Am westlichen Ausgang des Mittelaletschgletschers bildet ein Kalifeldspat-Augengneis mit einer Hornblende-Biotit-Plagioklasmatrix eine konkordante, ungefähr 50 m mächtige Lage an der Grenze zwischen den Serizit-Augengneisen und einem Biotit-Plagioklasgneis. Die migmatisch schlierig-bänderige Ausbildung und die unregelmässige Form der Kalifeldspatblasten lassen eine metamorphe Grauwacke vermuten.

Intrusiva

In den variszischen und prävariszischen Migmatiten des Aar-Massivs treten Intrusivgesteine jüngerer oder gleichen Alters auf. Diese Intrusionen bilden an verschiedenen Stellen unterschiedlich grosse Stöcke. Die grossen Stöcke treten gehäuft in der zentralen Zone im Dach und nördlich der Grisighorn-Olmehorn-Intrusion des Zentralen Aare-Granits auf. An diesen Stellen ist auch zu beobachten, dass die Intrusiva ihrerseits mit scharfen Intrusivkontakten vom Zentralen Aare-Granit und seinen Ganggesteinen (Aplit, «Quarzporphyr», Lamprophyr) durchsetzt werden.

γ_{BG}	Biotitgranit bis -granodiorit
γ_{BT}	Biotittonalit
γ_{HB}	Hornblende-Biotittonalit

Die Biotitgranite, -granodiorite, -tonalite und Hornblende-Biotittonalite sind meist fein- bis mittelkörnige, homogene, gelegentlich porphyrische Magmatite mit Schollen von migmatischen Bändergneisen und Amphiboliten aus den benachbarten Migmatiten. Es dürfte sich um Produkte der Anatexis handeln. Diese Magmatite bilden lang gezogene NE-streichende Intrusionen in den migmatischen Gneisen des Grundgebirges. Sie durchschlagen diese Gesteine einerseits mit diskordanten Apophysen, andererseits beobachtet man auch fliessende Übergänge zu schlierigen Migmatiten. Die grösste Intrusion von Biotitgranit bis -granodiorit ist im Dach des Zentralen Aare-Granits des Grisighorns aufgeschlossen, in gleicher struktureller Stellung, wie der auf Atlasblatt 82 Lötschental dargestellte Baltschieder-Granodiorit. Die Granit- und Tonalitintrusionen im Dach und nördlich der Grisighorn-Olmehorn-Intrusion sind als nordöstliche Ausläufer des Baltschieder-Granodiorites zu betrachten. Historisch wurde dieses Gestein auch als «Granite de Baltschieder» (SWIDERSKI 1919) und etwa gleichzeitig auch als «Wiwanni-Granit» (HUTTENLOCHER 1921a, b) beschrieben. Kleinere Stöcke und Gänge von Biotitgranit bis -granodiorit findet man auch im übrigen Altkristallin, so z. B. im Aletschreservat (CRISINEL, 1978) oder in den Hängen ob Fiesch (ZBINDEN 1949). Die Biotitgranite und Biotitgranodiorite sind meist feinkörnig aplitisch bis mittelkörnig, manchmal kleinaugig. Bei den Augen handelt es sich meist um 5 mm bis 1 cm grosse hypidiomorphe oder idiomorphe Kalifeldspäte. Als Idiolasten durchsetzen die Kalifeldspäte – oft unabhängig von Gesteinsgrenzen – einen homogenen Granodiorit und einen angrenzenden schlierigen Migmatit. Das Korngefüge ist richtungslos oder, infolge einer jüngeren, hauptsächlich alpinen Deformation, parallel texturiert. Der modale Mineralbestand variiert stark, oft innerhalb der gleichen Intrusion: 10–50% Quarz, 0–30% Kalifeldspat, 30–80% Plagioklas und als Nebengemengteile <10% Biotit, selten almandinreicher Granat



Fig. 5: Kleinaugiger, anatektischer Biotittonalit mit migmatischen Amphibolit- und gebänderten Biotit-Plagioklasgneisschollen (westlich Sparrhorn, Koord. 641.600/142.750).

und Muskovit. Schliesslich tritt Hornblende als wichtiger Gemengteil in Hornblende-Biotit-Tonaliten auf.

Einschlüsse von migmatisierten Amphiboliten, Biotit-Plagioklasgneisen und ultramafischen Hornblenditen sind in den granitoiden Gesteinen verbreitet und werden als Restite der Migmatisierung und Anatexis betrachtet (Fig. 5).

Die strukturellen Beziehungen geben den Eindruck, dass die Granite, Granodiorite und Tonalite des Grundgebirges in einem tiefen Erdkrustenniveau unter den Bedingungen der höheren Amphibolitfazies als Produkte der regionalen Anatexis (Migmatization) unweit vom Aufschmelzungsort entfernt kristallisiert sind (Fig. 6). Dabei dürften die Granite eutektischer Zusammensetzung aus einer Schmelze, die Granodiorite und Tonalite wahrscheinlich aus einem Gemenge von granitischer Schmelze und Kristalleinsprenglingen erstarrt sein.



Fig. 6: Diffuser Kontakt zwischen Biotit-Plagioklasgneis (BP) und Biotitgranodiorit (BG) in einem Sturzblock (Unnerbächgletscher).



Fig. 7: Alpin verfalteter zentralaaregranitischer Aplitgang (A) in einem alpin verschieferten (S = alpine Schieferung) und zu Biotit-Serizitgneis umgewandelten Biotit-Granodiorit (B) des Grundgebirges (Rotstock-Westgrat, Koord. 643.600/142.780/3100m).

Die Granite, Granodiorite und Tonalite wurden während der alpinen Metamorphose und intensiver Deformation in homogene Biotit-Serizitgneise mit grünschieferfaziellen Paragenesen von Quarz-Albit-Epidot-Serizit-Biotit-Titanit \pm Mikroklin, Aktinolith, Chlorit, Granat, Kalzit umgewandelt (Fig. 7).

γ A Zentraler Aare-Granit

Der Zentrale Aare-Granit besteht aus 20–40 Vol% Quarz, 25–50% Kalifeldspat, 25–35% Plagioklas und 3–6% rotbraunem Biotit (Chem. Analyse vgl. Tab. 1, Fig. 8, 9). In einer aplitischen oder pegmatitischen Randfazies kristallisieren selten Muskovit, Almandin-Spessartin-Granat, Magnetit und Molybdänglanz. Dieser Granit ist während der alpidischen Vergneisung in wechselndem Masse in eine Paragenese der Grünschieferfazies mit den Mineralien Quarz, Albit, Mikroklin, Phengit, Epidot, grüner Biotit, Titanit, \pm Granat (aus je $\frac{1}{3}$ Almandin-, Spessartin- und Grossularkomponenten bestehend) und \pm Stilpnomelan umgewandelt

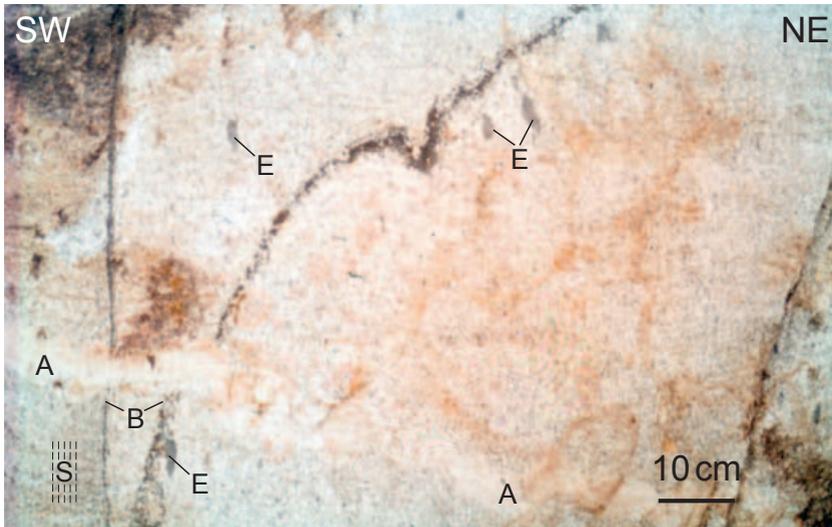


Fig. 8: Zentraler Aare-Granit (alpin deformiert, S = alpine Schieferung) mit Biotitschlieren (B), geplätteten Biotit-Quarzdioriteinschlüssen (E) und einem horizontalen, leicht verfalteten Aplitgang (A). Fieschergletscher (Koord. 652.950/145.300).

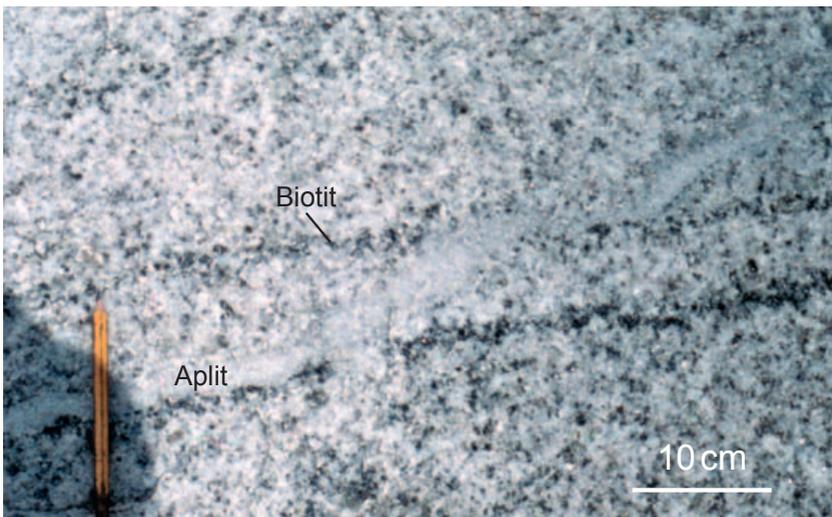


Fig. 9: Zentraler Aare-Granit (nicht deformiert) mit Biotitschlieren und diskordantem Aplit.

Tab. 1: *Chemismus des Zentralen Aare-Granits (Grisighorn-Olmehorn-Granit). Die Ca-reichere Probe SH 525 ist etwas dunkler als die Probe SH 584. (Steck 1966a, Analytiker: E. Hiltbrand).*

	Probe SH 525 Gew.%	Probe SH 584 Gew.%
SiO ₂	75.10	74.90
Al ₂ O ₃	12.77	12.75
Fe ₂ O ₃	1.55	1.55
MnO	0.08	0.05
MgO	0.25	0.30
CaO	1.90	1.07
Na ₂ O	3.70	4.15
K ₂ O	3.67	3.90
TiO ₂	0.14	0.16
P ₂ O ₅	0.05	0.03
H ₂ O	0.92	1.31
Summe	100.13	100.17

worden. Die Quarze sind in feinkörnige Aggregate von dynamisch kristallisiertem Quarz umgewandelt und die magmatischen Biotite durch gestreckte feinkörnige Aggregate von grünem Biotit ersetzt worden.

Der normale Typ des Zentralen Aare-Granits ist in nicht deformierten Varietäten (Fig. 9) meist gut von den älteren Graniten des Aar-Massivs und von den Graniten der Gastern-, Mont Blanc- und Gotthard-Massive unterscheidbar. Das massige bis deutlich alpin parallel texturierte, gleichkörnig oder schwach porphyrische Gestein zeigt milchig-weissen Kalifeldspat (bis zu 1 cm Korngrösse), milchig-grünen Plagioklas, bräunlich glasig-durchsichtigen Quarz («Rauchquarz») oder in stärker deformierten Granitgneisen zuckerkörnigen, dynamisch rekristallisierten Quarz (Fig. 8). Der Biotit bildet dunkelgrüne bis schwarzbraune, stark kontrastierende Flecken. Die Zentralen Aare-Granite wurden im Hasli- und Reusstalquerschnitt von SCHALTEGGER & CORFU (1992) mit der U-Pb-Methode an Zirkon datiert: Mittagfluh-Granit (Haslital): $296,5 \pm 2,5$ Ma; Zentraler Aare-Granit, Reusstal: 297 ± 2 Ma. An der Karbon-Perm-Grenze intrudierte die «zentralaaregranitische» Schmelze in ein NE-streichendes Kluftsystem des Altkristallins.

Im Gebiet des Kartenblattes sind es drei petrographisch identische, beziehungsweise sehr ähnliche Intrusivkörper:

- Der Bietschhorn-Aletschhorn-Granit (VON FELLEBERG et al. 1887, VON FELLEBERG 1893), welcher das Nesthorn, das Wysshorn und das Fundament des Aletschhorns bildet (Fig. 10). Er setzt sich weiter östlich unter dem Dreieckhorn und im Felssporn der Konkordiahütte fort, taucht unter die

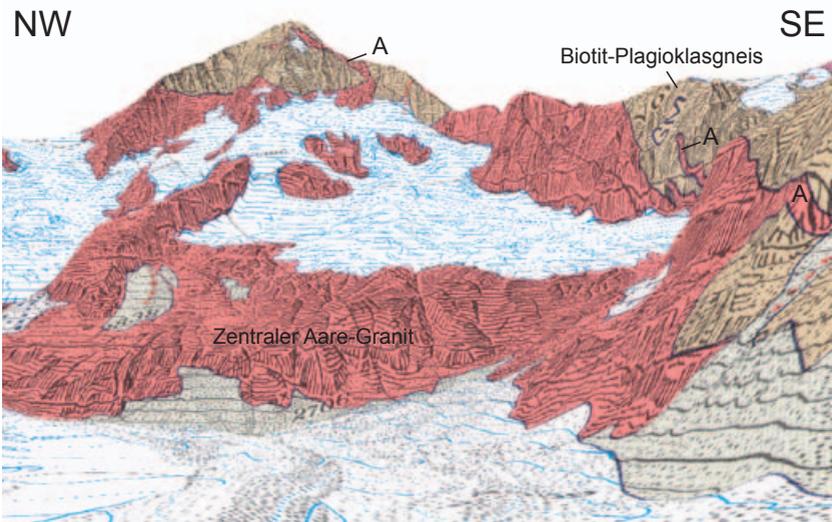


Fig. 10: Ansicht des Aletschhorns von der Oberaletschhütte (annähernd gleicher Blickwinkel im digitalen Terrainmodell). A = Apophysen im Aletschhorn sowie in den Westhängen des Geisshorns und Rotstocks.



Fig. 11: Hohstocksüdgrat mit Biotitgranodiorit, Intrusivkontakt (K) des Zentralen Aare-Granits und «Quarzporphyr»-Gang (QP). S_2 = alpine Schieferung; $S_{2,1}$ = E-streichende, dextrale Scherzone.

Amphibolite des Finsteraarhorns ab und bildet weiter östlich den Hauptzug des Zentralen Aare-Granits im Haslital (STALDER 1964);

- Der Grisighorn-Olmehorn-Granit, der in seinem Dach, beim Grisighorn westlich des Gredetschtals, den älteren Baltschieder-Granodiorit (Fig. 11) intrudiert und gegen Nordosten die Grate der Fusshörner sowie des Zenbächen- und Olmehorns aufbaut und am Ostrand des Grossen Aletschgletschers unter die Grundgebirgsgneise der Walliser Fiescherhörner abtaucht (Taf. I/5; STECK 1966a).
- Der Strahlhorn-Galmihorn-Granit als südlichsten Zug des Zentralen Aare-Granits (HÜGI 1956, LABHART 1977), welcher sich vom Aletschgletscher und Märjelensee über Strahlhorn und Galmihorn bis nach Gletsch erstreckt. Dieser wurde von STALDER (1964) «Südlicher Aaregranit» genannt. Der Name «Südlicher Aare-Granit» sollte aber nicht verwendet werden, um eine Verwechslung mit dem frühkarbonischen Südlichen Aare-Granit (~ 350 Ma, SCHALTEGGER & CORFU 1992) am Ostende des Aar-Massivs zu vermeiden.



Fig. 12: Aplitische Randfazies des Zentralen Aare-Granits in scharfem Kontakt mit Biotit-Plagioklasgneis (Koord. 639.750/139.000).

Die Schmelze des Zentralen Aare-Granits intrudierte das Grundgebirge in einem kühleren, höheren Erdkrustenniveau. Dort führte die rasche Kristallisation der Granitschmelze zur Ausbildung einer 50 cm bis 5 m breiten feinkörnigen ($< 0,3$ mm) Randfazies mit messerscharfen Intrusivkontakten (Fig. 12).

Lokal ist die aplitische Randfazies porphyrisch mit 0,5–5 mm grossen korrodierten Einsprenglingen von Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas durchsetzt. Die amphibolitfaziellen Hüllgesteine sind nur sehr schwach kontaktmetamorph überprägt. Durch Kalimetasomatose sind Hornblenden in Amphiboliten in einem Dezimeter bis Meter breiten kontaktparallelen Streifen in Biotit umgewandelt worden. Andererseits diffundierten Stoffe vom Kontakt zum Nebengestein in die aplitische Randfazies, wo an verschiedenen Stellen Biotitanreicherungen und Biotit-Almandinnester entstanden (Fig. 12, 13).

Im Dach des Grisighorn-Olmehorn-Granits (z.B. am Unnerbächgletscher) findet man Stellen wo der Granit mit einem Intrusivkontakt und unter Ausbildung einer aplitischen Randfazies an eine grobkörnige, früher kristallisierte, unge-



Fig. 13: Aplitische Randfazies des Zentralen Aare-Granits (u.l.) mit Biotit-Quarzdioriteinschlüssen (BQ) in intrusivem Kontakt mit Biotitgranodiorit (o.r.). Biotitanreicherungen und Biotit-Almandinnester etwa 20 cm vom Kontakt zeugen von einer Stoffdiffusion vom Nebengestein in die aplitische Randfazies. Der migmatische Biotitgranodiorit enthält nebulöse Einschlüsse (E) und Aplitgänge. Grisighorn-Ostwand, (Koord. 638.450/137.800).

fähr 20 m mächtige ältere Randzone des Granits grenzt (Koord. 639.450/138.670 und 639.900/139.200). Es werden auch bis zu metergrosse Pegmatitdrusen beobachtet, deren Wände mit idiomorphen Quarzen und Feldspäten bewachsen sind und welche später mit als Aplit kristallisierter Schmelze gefüllt wurden.

In der Karmulde südwestlich des Hohstocks (Koord. 639.900/139.150), sind es sogar bis zu 80 cm messende idiomorphe Quarzkristalle, welche von einem etwa 1 m mächtigen älteren, aaregranitischen Aplit-Pegmatitband am Nebengesteinsdach in die später kristallisierte aplitische Randfazies ragen. All diese Beobachtungen zeigen, dass die Platznahme und Kristallisation der Granitschmelze mehrphasig erfolgten und dass sich eine Gasphase von der Schmelze trennte.

Pegmatit-, Aplit- und Biotitschlieren sind im Innern des Zentralen Aare-Granits verbreitet. Im Grisighorn-Olmehorn-Granit wurde die geometrische Anordnung dieser Schlieren untersucht (STECK 1966a). Die in sich parallelen Schlieren sind von planarer Form und treten in Kontaktnähe häufig, gegen das Zentrum des Granitkörpers immer seltener auf. Mitunter durchschlagen diffuse Aplitschlieren

als etwas jüngere, mobile Bildungen ältere Biotitschnüre. Im Grisighorn-Olmehorn-Granit sind die Schlieren in einem zu den Intrusivkontakten parallelen NE-streichenden Gewölbe angeordnet. CLOOS (1927) beschreibt Schlieren in Granitkörpern in einer Weise, wie sie auch für den Grisighorn-Olmehorn-Granitzug zutrifft: «In vielen erstarrten Schmelzen ist eine Art Schichtung wahrzunehmen, die, wie die ähnliche Schichtung der Sedimentgesteine, in einem parallelen Wechsel von Lagen von verschiedener Zusammensetzung besteht, aber anders entstanden ist. Wir nennen diese Lagen Schlieren. Sie sind die Ungleichmässigkeiten in der flüssigen Masse, die mit ihr fließen, beim Fließen ausgezogen werden und erstarrt, die Art und Richtung des Fließens im Augenblick der Erstarrung festhalten». Am Oberaletschgletscher, nördlich des Chortälli und südlich der Oberaletschhütte wird dieses Schlierengewölbe von einer etwa 80° SE-einfallenden spätalpinen Aufschiebung abgeschnitten (Taf. I/3).

Nur an wenigen Stellen grenzt der Zentrale Aare-Granit entlang von jüngeren tertiären Brüchen an die Gneise des Grundgebirges. So grenzt der Zentrale Aare-Granit der Grisighorn-Olmehorn-Intrusion bei der Oberaletschhütte und gegenüber am rechten Rand des Oberaletschgletschers entlang einer den Granit diskordant durchsetzenden tertiären Aufschiebung an die Biotit-Plagioklasgneise und einen Amphibolit des Grundgebirges. Ebenfalls entlang einer tertiären Aufschiebung grenzt der Bietschhorn-Aletschhorn-Granit nordwestlich des Kleinen Aletschhorns an ältere Agmatite. Der primäre Intrusivkontakt des Strahlhorn-Galmihorn-Granits westlich des Kleinen Wannenhorns wird von einer, nicht auf der Karte dargestellten, jüngeren tertiären mylonitischen Aufschiebung deformiert. In ähnlicher Weise wird der primäre intrusive Südkontakt des Grisighorn-Olmehorn-Granits zwischen dem Gredetsch und Punkt 2750 m und seiner östlichen Fortsetzung vom im Tertiär als Aufschiebung reaktivierten, jurassischen Normalbruch «Faille de la Rote Kuh-Gampel» (DOLIVO 1982) überprägt.

Einschlüsse im Zentralen Aare-Granit

Im Zentralen Aare-Granit können Einschlüsse von dunklerem in hellerem Zentralen Aare-Granit, Einschlüsse von feinkörnigem Biotit-Quarzdiorit und basische Butzen unterschieden werden.

Einschlüsse von dunklerem in hellerem Zentralen Aare-Granit

Es handelt sich um Einschlüsse, die vermutlich aus einem bereits erstarrten Teil des Zentralen Aare-Granits durch eine später geförderte granitische Schmelze mitgerissen worden sind. Sie unterscheiden sich makroskopisch durch ihre dunklere und intensivere grüne Farbe von der umgebenden, etwas heller gefärbten Randzone des Grisighorn-Olmehorn-Granits. Die intensivere Farbe der Schollen ist lediglich durch den etwas höheren Gehalt an grünem Plagioklas



Fig. 14: Duktil deformierte feinkörnige Biotit-Quarzdioriteinschlüsse in der aplitischen Randfazies des Zentralen Aare-Granits (Unnerbächgletscher, Koord. 639.300/138.450).

bedingt, der reich an Umwandlungsprodukten ist. Bei einem Einschluss mit 2 m Durchmesser wurden Ringe von Biotitschlieren im Abstand von 5 cm bis 2 m beobachtet.

Einschlüsse von feinkörnigem Biotit-Quarzdiorit

Es handelt sich um 5 cm bis 1 m grosse rundliche Schollen, die sich makroskopisch durch ihre dunkle Farbe, feinkörnigere Ausbildung und scharfen Kontakte vom hellen Granit deutlich abheben (Fig. 13–15).

Im Grisighorn-Olmehorn-Granit treten solche Einschlüsse einerseits nahe des Kontakts im Dach der Intrusion auf, an Stellen, wo die Gneise des Grundgebirges durch Apophysen zerrissen sind, und andererseits als Schollenschwarm im Zentrum der Intrusion im Unnerbäch und bei Roti Blatte westlich des Hohlstock-Südgrats. Die Schollenaufschlüsse liegen dort schätzungsweise 500 m unter dem wegerodierten Dach der Intrusion. Die runde und in sich verfaltete Form der Quarzdioriteinschlüsse in Fig. 14 lässt vermuten, dass diese in plastischem Zustand in der Aare-Granitschmelze transportiert wurden.

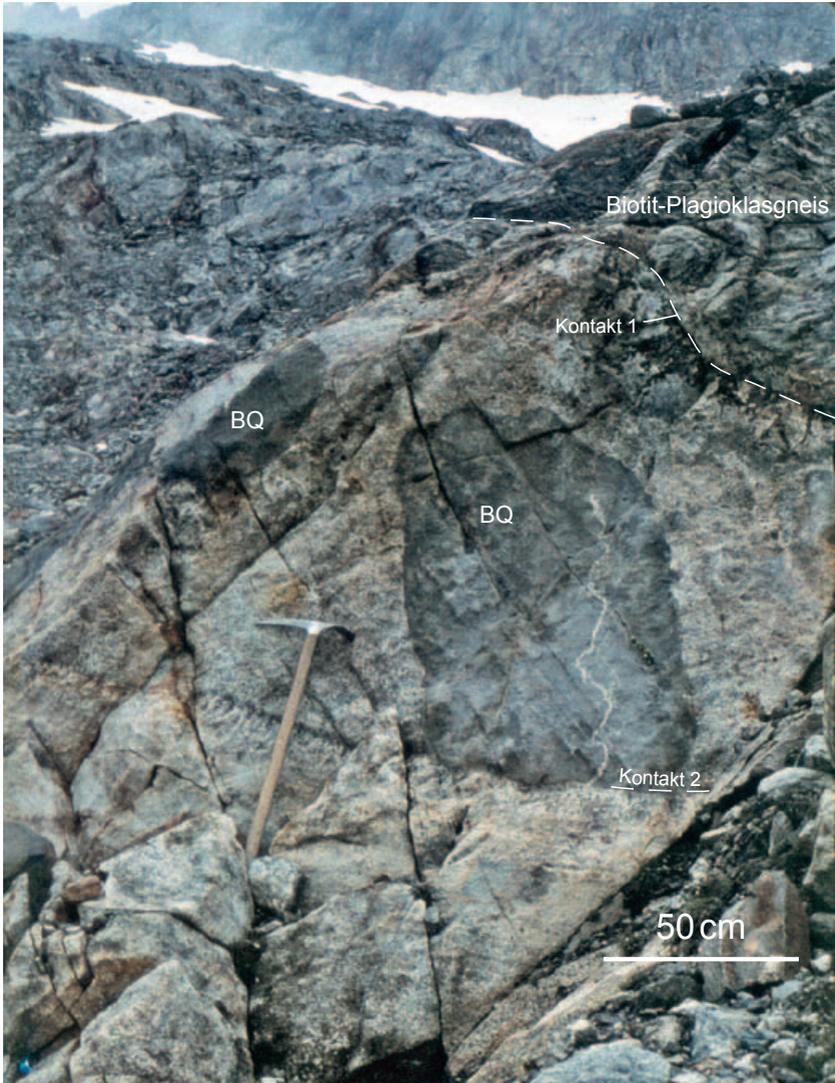


Fig. 15: Biotit-Quarzdioriteinschlüsse (BQ) in der aplitischen Randzone des Zentralen Aare-Granits am Kontakt zum Biotit-Plagioklasgneis (Kontakt 1). Ein Biotit-Quarzdioriteinschluss wird von einem zweiten Intrusivkontakt (Kontakt 2) abgeschnitten. Die Korngröße nimmt von beiden Kontakten aus jeweils gegen Unten zu. Unnerbächgletscher (Koord. 639.300/138.450).

Der modale Mineralbestand besteht aus 20–30% Quarz, 40–60% Plagioklas, 3–40% Biotit und <1% Akzessorien: Epidot, Allanit, Titanit, Granat, Zirkon und Apatit. Die gefüllten («saussuritisierten») Plagioklase sind in Serizit, Epidot und Albit umgewandelt. Die Textur ist richtungslos feinkörnig. Die Schollen enthalten oft mehrere Millimeter messende Kalifeldspatblasten und Quarzäugen. Einzelne Kalifeldspatblasten treten in der Randzone im Kontakt zum Granit und entlang einer Aare-Granit-Aplitader auf, welche eine Scholle durchschlägt (Fig. 15).

Einige Schollen, die in der aplitischen Randfazies in Kontaktnähe auftreten, sind von Biotitanhäufungen umsäumt, ähnlich denjenigen, die am Kontakt zu den Grundgebirgsgneisen vorkommen (Fig. 13). Die modale Zusammensetzung der dunklen feinkörnigen Einschlüsse entspricht einem Biotit-Quarzdiorit (STRECKEISEN 1976). Da ältere Biotit-Tonalite auch im Grundgebirge auftreten, könnte es sich auch um Blöcke dieser Gesteine handeln. Merkwürdigerweise wurden in den Einschlüssen nie Strukturelikte der häufigen migmatischen Biotit-Plagioklasgneise des Grundgebirges beobachtet. Es stellt sich deshalb die Frage, ob es sich um Xenolithe aus dem Nebengestein (STECK 1966a) oder um Produkte eines bimodalen hybriden Magmatismus handelt, wie dies von BUSSY (1990) für ähnliche Einschlüsse im Mont-Blanc-Granit vorgeschlagen wurde.

Basische Butzen

In einer tiefen zentralen Zone des am Oberaletschgletscher aufgeschlossenen Grisighorn-Olmehorn-Granits und in ähnlicher Weise im Strahlhorn-Galmihorn-Granit am Fieschergletscher treten im Zentralen Aare-Granit regelmässig verteilt 1–5 cm grosse, alpin zu Ellipsoiden geplättete, wahrscheinlich ursprünglich kugelförmige Gebilde auf. Sie bestehen vorwiegend aus Biotit (~42 Vol%), Plagioklas (~38%), Quarz (~19%) und Nebengemengteilen (~1%). Die Korngrösse unterscheidet sich nicht von derjenigen des Granits und der Rand der Butzen ist mit seinen Biotiten mit der Granitmatrix verzahnt. Es bestehen keine Übergänge zu den feinkörnigen Biotit-Quarzdioriteinschlüssen mit ihren scharfen Kontakten. Wahrscheinlich handelt es sich um Agglomerate von Erstkristallisaten in einer plagioklas- und biotitreicheren Fazies des Granitmagmas (STECK 1966a), wie dies STALDER (1964) für ähnliche Bildungen im Grimsel-Granodiorit vorschlägt, und nicht um Überreste von resorbiertem Nebengestein (HUTTENLOCHER 1952). Die Frage, wie es zur stofflichen Zonierung in der Intrusion des Grisighorns gekommen ist, bleibt offen.

Deformationsbrekzie im Grisighorn-Nordgrat

Im Grat, der das Grisighorn mit dem Unterbächhorn verbindet, sind bei der Grundgebirgsgneise in einer 6 m mächtigen Zone (Koord. 638.420/137.870), die mit Fallazimut 146° und Fallwinkel 75° steil gegen SE einfällt, verbrochen. In diese Brekzie ist später ein 0,2–2 m mächtiger, Spalten füllender «Quarzporphyrgang»



Fig. 16: Von «Quarzporphyr» (Qp) intrudierte polymikte Deformationsbrekzie mit Blöcken bestehend aus Aplitgranit (A), Biotitgranodiorit (Bg), migmatischen Bändergneisen (M), (Grisighorn-Nordgrat, Koord. 638.300/137.850).

(porphyrischer Mikrogranit) eingedrungen (Fig. 16). Die Brekzie und der «Quarzporphyrgang» lassen sich bis ins Gredetschtal verfolgen, wo beide Gesteine auf Höhe 2920 m von einem jüngeren Kersantitgang (= Lamprophyrgang) durchschlagen werden. Weiter unten endet die Zone an einer W-streichenden, vertikalen dextralen alpinen Blattverschiebungsfäche.

Möglicherweise gehört die Deformationsbrekzie zu einer grösseren variszischen Störungszone, in welcher am Lägendgrat die vielen Molybdänglanz-Quarzgänge kristallisierten.

Ganggesteine

Ap Aplit

Die Aplite unterscheiden sich petrographisch nicht von den Aplitapophysen des Zentralen Aare-Granits, welche die Grundgebirgsgneise durchschlagen. Aplite enthalten oft einen magmatischen Almandin-Spessartingranat (48–59% Almandin, 17–49,5% Spessartin, STECK 1966a, STECK & BURRI 1971), also den gleichen Granat, wie er auch in Pegmatitdrusen des Zentralen Aare-Granits auftritt.

$\pi\gamma$ Porphyrischer Mikrogranit («Quarzporphyr»)

Als porphyrische Mikrogranite werden sowohl «Quarzporphyre» als auch untergeordnet auftretende «Granitporphyre» zusammengefasst. Die «Granitporphyre» besitzen eine aplitische bis felsische Grundmasse mit einer Korngrösse < 0,05 mm, in welcher bis zu 5 mm grosse idiomorphe Quarz-, Kalifeldspat- und Plagioklas-Einsprenglinge eingebettet sind. Die Zentimeter bis Dezimeter mächtigen Gänge besitzen einen einsprenglingsfreien, sehr feinkörnigen, felsischen Abkühlungsrand. Diese Gänge sind im Dach der Grisighorn-Olmehorn-Granitzunge (Koord. 638.550/137.750) besonders häufig.

Der Begriff «Quarzporphyr» wird in den Schweizer Alpen traditionsgemäss für alpin metamorphe Rhyolithgänge variszischen Alters verwendet (HUTTENLOCHER 1921a, b, 1933, 1947; STALDER 1964; STECK 1966a; LABHART 1977). Im Gegensatz zu den «Granitporphyren» sind in den «Quarzporphyren» die Quarz-, Kalifeldspat- und Plagioklas-Einsprenglinge in der Regel korrodiert und in den 5 cm bis 12 m mächtigen Gängen homogen bis an die messerscharfen Kontakte verteilt (Fig. 17). Als korrodierte Einsprenglinge beobachtet man Quarz + Albit, Quarz + Albit + Biotit und Quarz + Kalifeldspat + Albit + Biotit. Selten sind die Gänge frei von Einsprenglingen und nur an ihrer felsischen und plattenförmigen Ausbildung zu erkennen. Die feinkörnige Grundmasse ist in der Regel alpin stark verschiefert. In alpin nicht deformierten Gängen erkennt man selten ein Vulkanitgefüge mit Mikroklinkskelettkristallen und Albitdendriten. Bei den «Quarzporphyren» handelt sich wahrscheinlich um Fördergänge des rhyolithischen Vulkanismus, dessen

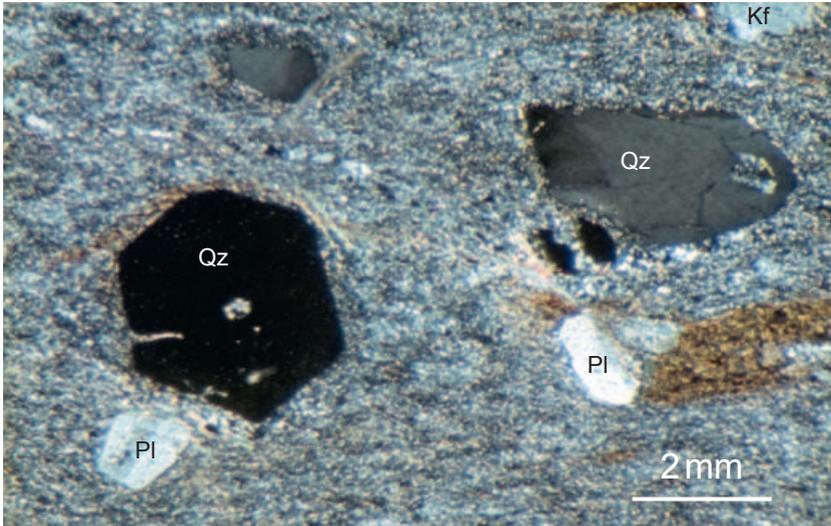


Fig. 17: Dünnschliffbild (gekreuzte Nicols) eines feinkörnigen porphyrischen Mikrogranits («Quarzporphyr») mit korrodierten Einsprenglingen von Kalifeldspat (Kf), Plagioklas (Pl) und Quarz (Qz).

effusiven Produkte im östlichen Aar-Massiv erhalten sind (FRANKS 1968, LABHART 1977). Die meisten «Quarzporphyr»-Gänge streichen gegen NE und fallen steil (60–80°) gegen SE ein.

Als Ausnahme verläuft ein «Quarzporphyr»-Gang in den Rundhöckern der Oberaletschgand, ähnlich wie die jüngeren Lamprophyre, quer zum alpinen Streichen.

L Lamprophyr

Neben den häufigen, biotitreichen Kersantiten treten auch Spessartite und Vogesite auf. Deren Unterscheidung beruht auf den alpin metamorphen Mineralparagenesen.

Bei den Kersantiten handelt es sich um dunkelolivgrüne, gleichkörnige, biotitreiche Schiefer mit einem Modalbestand von 38–45% «saussuritisiertem» Plagioklas (inkl. etwas Quarz), 30–50% Biotit, 3–17% Aktinolith, 8–28% Epidot und als Nebengemengteile: Quarz, Serizit, Chlorit, Allanit, Granat, Titanit, Zirkon, Apatit und Pyrit. Die Kersantite sind jünger als die «Quarzporphyre». Westlich des Sparrhorns und in der Westflanke des Grisighornnordgrates durchschlagen Kersantitgänge ältere «Quarzporphyre», die selbst jünger sind als der Zentrale

Aare-Granit. Die meisten Kersantite durchschlagen als subvertikale NNW-streichende Gänge die älteren «Quarzporphyre», Zentralen Aare-Granite und das Grundgebirge.

Bei den Spessartiten handelt es sich um feinkörnige, häufig gefleckte, grau-grüne Gesteine. Der Spessartitgang ungefähr 700 m südwestlich des Sparrhorns (Koord. 641.290/139.000/2750m) besteht modal aus 41% Plagioklas, 38% Aktinolith, 11% Epidot, 8% Serizit und 2% Biotit. Rundliche Haufen von Aktinolithfilz, wahrscheinlich Pseudomorphosen nach magmatischer Hornblende, erscheinen als 1–3 mm grosse grüne Flecken auf dem grau-grünen Schiefer.

Zwei 40–80 cm mächtige, hellgraue Vogesitgänge mit mehrere Dezimeter messenden Einschlüssen von blaugrauem Amphibolandesit durchschlagen am Fuss der Sparrhorn-Westwand (Koord. 641.940/139.200) die tonalitischen Gneise des Grundgebirges. Der Vogesit besteht modal aus 30% Mikroklin, 20% Plagioklas und 50% Aktinolith, der Andesit aus 10% Plagioklas und 90% Aktinolith. Die zu ungefähr gleichen Teilen aus Vogesitmatrix und Andesiteinschlüssen bestehenden Gänge lassen einen hybriden Magmatismus vermuten und könnten als Gemenge zweier Magmen intrudiert sein. Die Spessartit- und Vogesitgänge sind eindeutig jünger als die Migmatite des Grundgebirges. Eine Altersbeziehung zu den Zentralen Aare-Graniten und seinen Ganggesteinen kann nicht hergestellt werden.

Pneumatolytische, hydrothermale und spezielle Bildungen

Magnetkies (Pyrrhotin) und Kupferkies (Chalkopyrit)

Zwei Spalten füllende Magnetkies-Kupferkiesgänge und parallele, steil stehende und E-streichende metasomatische Erzgänge durchschlagen die aplitische Randfazies und den Kontakt des Zentralen Aare-Granits am Unnerbächgletscher nördlich des Grisighorns (Koord. 638.55/137.700). Die metasomatischen Erzgänge werden ihrerseits von Apliten des Zentralen Aar-Granits durchschlagen, womit das relative Alter zur Aare-Granitintrusion eindeutig bestimmt ist. Die Mächtigkeit dieser alpin boudinierten Sulfidgänge variiert zwischen 0 und 20 cm. Als Hauptgemengteile enthalten sie Magnetkies, Quarz, Biotit, Chlorit, Talk, Granat und Kalzit, als Nebengemengteile Kupferkies und Muskovit und als Akzessorien Pyrit, Zinkblende, Bleiglanz, Molybdänglanz, gediegenes Wismut, ein Pb-Bi-Sulfosalz, Limonit, Aktinolith, Epidot-Orthit, Zirkon, Rhodochrosit und Kalifeldspat. In den greisenähnlichen metasomatischen Gängen wurden die Aplitminerale durch Granat, Biotit, Muskovit und Quarz verdrängt. Auf einer zentralen Kluff finden sich in kleinen Mengen Zinkblende, Bleiglanz und Magnetkies (STECK 1966a, b).

Ein Vorkommen von Bleiglanz im Bruchi (Koord. 641.600/136.080) oberhalb Blatten wurde zuletzt von Kaspar Jodok von Stockalper in den Jahren 1634–1640 ausgebeutet (GUÉNETTE-BECK 2005). Blöcke von Bleiglanz wurden in einer nahe

gelegenen Alphütte von Lüsgen gefunden. Diese stammen wahrscheinlich von dem nicht mehr auffindbaren Bleiglanzvorkommen im Bruchi.

Molybdänglanz

Molybdänglanz findet sich in einzelnen Blättchen einerseits in Pegmatitgängen und -drusen der aplitischen Randfazies des Zentralen Aare-Granits, andererseits in Molybdänglanz führenden Quarzgängen im Dach der Aare-Granitintrusionen (STECK & HÜGI 1970). Das grösste Vorkommen befindet sich westlich ausserhalb des Kartenblattes am Lägendgrat, zwischen den Tälern von Gredetsch und Baltschieder (VON FELLEBERG et al. 1893, LEDERMANN 1955, SCHENKER 1946). Die Molybdänglanz-Quartzgänge durchschlagen dort post-Aare-Granitische «Quarzporphyr»-Gänge. Neben den Hauptgemengteilen Quarz und Molybdänglanz trifft man die Akzessorien Magnetit, Hämatit, Goethit, Scheelit, «Molybdänocker», Powellit, Fluorit und Mikroklin (STECK & HÜGI 1970; WOODTLI et al. 1987) an. Von Bedeutung ist der hohe Gehalt an gelöstem Molybdän in der Quelle am Südkontakt des Grisighorn-Olmehorn-Granits (Koord. 637.800/135.900) im Gredetschtal (WENGER & HÖGEL 1968).

Anhydrit und Gips

Bei der Sanierung des Riederhorn-Wasserstollens durch die Aletsch AG beschreibt SCHNEIDER (1965) bis maximal 40 cm mächtige Anhydrit- und Gipslagen in zur Schieferung parallelen Gesteinsfugen, wie sie auch von LABHART (1965, 1969) im weiter SW auf Blatt Brig gelegenen Druckstollen der Elektra-Massa AG beobachtet wurden. Die Anhydrit- und Gipsvorkommen wurden erstmals von Jaques Norbert in unpublizierten Berichten erwähnt und, unabhängig davon, von Toni Labhart und Albrecht Steck bei einer Begehung mit Bauingenieur Willy Hubacher im April 1961 beobachtet. LABHART (1969) schlägt folgende genetische Deutung der Sulfatvorkommen vor: Die Ca-Sulfatlösungen stammen aus der über dem aarmassivischen Grundgebirge abgelagerten Trias und sind irgendwann nach Ablagerung der Trias-Evaporite in Klüfte infiltriert. Der primäre Absatz erfolgte wahrscheinlich als Anhydrit. Merkwürdig ist die Erhaltung der Anhydritfelse, welche über 13 Jahre lang dem fliessenden Stollenwasser ausgesetzt waren und in einigen Fällen keine Spur einer Gipsbildung zeigen, obschon sie vom Wasser rund geschliffen sind. Im untern Teil des Massa-Druckstollens bei Bitsch beobachtet LABHART (1969) Anhydritlagen auf einer Höhe von 700 m unmittelbar über dem Rhoneniveau. Das häufige lokale Auftreten von Edelweiss (*Leontopodium alpinum*) auf dem Grat zwischen der Belalp und dem Gredetsch südlich des Hofathorns lässt vermuten, dass auch hier in der nordöstlichen Fortsetzung der mesozoischen Sedimentmulden der Schiltfurge, zwischen Gredetsch und Baltschiederatal die altkristallinen Biotit-Plagioklasgneise mit Kalziumkarbonat oder Kalziumsulfat angereichert sind.

GOTTHARD-MASSIV UND GOMSER ZWISCHENMASSIV

Kristallin

Die Gneise des Westendes des Gotthard-Massivs unterscheiden sich kaum vom Grundgebirge des Aar-Massivs. Es können dunkle Biotit-Plagioklasgneise und helle Kalifeldspat-Augengneise unterschieden werden. Die Gneise sind wegen des höheren alpinen Metamorphosegrads (höhere Grünschieferfazies) stärker von der tertiären Schieferung geprägt als das Aar-Massiv weiter nördlich. Aus diesem Grund sind in der Gegend von Ernen Biotit-Plagioklasgneis-Phyllonite des Gomser Zwischenmassivs oft schwer von den permischen Phylliten zu unterscheiden. Auch die Biotit-Plagioklasgneise des Gotthard-Massivs sind vielerorts phyllonitisch und den permischen Phylliten ähnlich.

Der Aufschluss des Gomser Zwischenmassivs nördlich Bister besteht aus Augengneis.

G Biotit-Plagioklasgneise

Die Biotit-Plagioklasgneise sind petrographisch denjenigen des Aar-Massivs sehr ähnlich. Auch im Gotthard-Massiv enthalten sie Einschlüsse von Amphiboliten und Biotit-Plagioklas-Bändergneisen. Weiter östlich bezeichnet OBERHOLZER (1955) diese Gneise als nördliche Paragneiszone, welche zur sogenannten Gurschengneis-Zone des nördlichen Gotthard-Massivs gehört (AMBÜHL 1930, LABHART 1977).

G_G Augengneise s. l.: porphyrische Kalifeldspat-Biotitgneise und helle Serizitgneise.

Auch hier gelten die Beschreibung für analoge Gesteine des Aar-Massivs. Ein heller Biotit-Serizit-Augengneis ist an der Strasse westlich von Ausserbinn aufgeschlossen. Die 600 m mächtige und ungefähr 1 km lange, NE-streichende Gneislamelle im Rhôneinschnitt bei Filet besteht ausschliesslich aus einem hellen porphyrischen Augengneis, wie er für das nördlich anschliessende Altkristallin des Aar-Massivs typisch ist. Er ist jedoch von letzterem durch eine ungefähr 100 m mächtige Zone von permischen Phylliten getrennt und wird aus tektonischen Überlegungen dem Gomser-Zwischenmassiv zugeordnet (LABHART 1977, WYSS 1986). ZBINDEN (1949) deutet den Gneisaufschluss wegen seiner Ähnlichkeit mit den Augengneisen des Aar-Massivs als Schuppe desselben.

Sedimente

URSEREN-ZONE UND ZONE VON TERMEN

Das Westende des Gotthard-Massivs wird von einer teilweise abgescherten autochthonen Abfolge von Sedimenten des Perms, der Trias und des Lias umschlossen, die der Urseren-Zone (LABHART 1977) und der Zone von Termen (LISZKAY-NAGY 1965, 1994) zugewiesen werden. Urseren-Zone und Zone von Termen sind zwei klassische Namen für Sedimentserien am Nord- und Südrand des Gotthard-Massivs. Am Westende des Gotthard-Massivs treffen diese beiden Zonen aufeinander, und es stellt sich heraus, dass die permischen Sedimente (Urseren-Zone) in stratigraphischer Folge von den Sedimenten der Trias und des Lias (Zone von Termen) überlagert werden (ZBINDEN 1949, LISZKAY-NAGY 1965). Mit anderen Worten, die Urseren-Zone und die Zone von Termen sind durch einen stratigraphischen Kontakt begrenzt, was bedeutet, dass sich Urseren-Zone und Zone von Termen zu einer Einheit vereinen.

Nach MASSON et al. (1980) sind die triadischen und liasischen Sedimente der Zone von Termen identisch mit denjenigen der internen Wildhorndecke nördlich von Sitten. Auf Grund der tektonischen Stellung beider Einheiten dürfte demnach die Zone von Termen die Wurzel der mesozoischen Wildhorn-Decke bilden, welche während der alpinen Faltung von ihrem Ablagerungsraum, auf dem Gotthard-Massiv und südlich davon, bis über 30 km nach Nordwesten überschoben wurde (MASSON et al. 1980, WYSS 1986, STECK et al. 1999, 2001).

Die tektonische Übersicht der vorliegenden Karte und Fig. 21 zeigen sehr schön, wie die (stratigraphische) Grenze zwischen Urseren-Zone und Zone von Termen durch die F2-Antiklinale (STECK 1984, STECK et al. 1999, 2001) des Gotthard-Massivs verfaultet wird.

p Serizit-Chloritphyllit, Metaarkose, polymikte Metakonglomerate

Es handelt sich um Konglomerate verschiedener Schüttungen mit unterschiedlicher Zusammensetzung und Herkunft, welche mit tektonischem Kontakt ans Aar-Massiv grenzen. Von Ulrichen nach Nordosten sind die permischen Sedimente von einer Abfolge triadischer Quarzite und Dolomite sowie jurassischer Tonschiefer und Kalke vom Kristallin des Aar-Massivs getrennt (NIGGLI 1965, WYSS 1986). Die intensive alpine Schieferung lässt die autochthone sedimentäre Auflagerung auf das Gomser Zwischenmassiv und Gotthard-Massiv nicht mehr als solche erkennen. ZBINDEN (1949) verdanken wir eine ausführliche petrographische Beschreibung der Sedimente des Perms zwischen Mörel und Belwald. Konglomerate mit einer dominierenden grünlich- bis bläulich-grauen phyllitischen Matrix mit «Quarzporphyd»-, typischen feinkörnigen blaugrauen Keratophyr-, Quarz-, hellen Aplit- und Granitgeröllen sind verbreitet. Nach ZBINDEN

(1949) sind es Komponenten von hauptsächlich Aplitgraniten, Graniten, aplitischen Gneisen, Apliten, Pegmatiten, Turmalin- und Muskovitpegmatiten, Gangquarz, Quarziten und einzelnen Feldspäten und seltener Keratophyren von dunkelblauer bis schwarzer Farbe. Zbinden identifizierte ein grosses Geröll von 11 cm Länge und 7 cm Breite als gotthardmassivischen Streifengneis. Er findet keinen Granit, welcher mit dem Zentralen Aare-Granit Ähnlichkeit hat. In Profil von Deisch, wo die permischen Sedimente mit 900 m ihre grösste Mächtigkeit erreichen, zeigte er, dass nördlich der Rhone Psammitgneise und südlich gegen das Gotthard-Massiv Psephitgneise vorherrschen. Zbinden kam zum Schluss, dass die Geröllschüttung vorwiegend von SE bzw. E erfolgt sein musste, worauf auch das Streifengneisgeröll aus dem Gotthard-Massiv deutet. Die Matrix ist sandig, tonig, tonig-mergelig und tuffogen. Die Phyllite besitzen einen grossen Anteil an vulkanogenen Rhyolithaschen. Die «Quarzporphyr»-Gänge der Externmassive stellen wahrscheinlich Fördergänge des rhyolithischen Vulkanismus dar. Kennzeichnend für diese Phyllite sind bis zu 2 mm grosse idiomorphe gelbbraune Ankeritthomboederblasten und seltene Adern von ankeritischem Dolomit als Neubildungen der alpinen Metamorphose. Eine Arkose mit typischen Rosaquarz-Granit- und Aplitgeröllen wurde von HUTTENLOCHER (1947) westlich von Mörel beschrieben (LABHART 1977, BURRI et al. 1994). Das genaue Alter der Phyllite und Konglomerate, die dem Glarner Verrucano sehr ähnlich sind, ist nicht bekannt und kann nur aufgrund ihrer stratigraphischen Stellung und ihrer monometamorphen alpinen Überprägung dem Perm zugeordnet werden (TRÜMPY 1966, LABHART 1977). Eine Zuordnung zum Spätpaläozoikum wäre vorsichtiger.

Im Ried- und Unnergrabe (652.620/135.720) trennt eine bis zu 150 m mächtige Zone von Psephiten, Psammiten und Phylliten die Biotit-Plagioklasgneise des Gotthard-Massivs im Norden von den triadischen und liasischen Sedimenten im Süden. Diese Gesteine sind, wie das Perm bei Fiesch, alpin monometamorph überprägt. Die permischen Konglomerate bei Ausserbinn sind grobkörniger alpin rekristallisiert als diejenigen bei Fiesch, was mit dem gegen Süden zunehmenden Grad der alpinen Metamorphose zu erklären ist. Bei Ausserbinn handelt es sich um eine Metaarkose mit Granit-, Aplit- und Quarzgeröllen (Fig. 18).

Weiter westlich dominieren phyllitische Konglomerate, welche dem Perm bei Fiesch sehr ähnlich sind. Nach der Beschreibung in LABHART (2005) könnten diese Konglomerate bei Ausserbinn ein westliches Äquivalent der Konglomerate der Nelva-Zone darstellen, welche bei Airolo in der gleichen stratigraphischen Stellung zwischen dem Grundgebirge des Gotthard-Massivs im Norden und den mesozoischen Sedimenten im Süden auftreten. Auch die Konglomerate der Nelva-Zone sind durch Adern und sedimentäre Lagen von alpin kristallisiertem gelbbraunem ankeritischem Dolomit gekennzeichnet, wie dies lokal für die Phyllite des Perms von Fiesch bezeichnend ist. Bei den Konglomeraten von Ausserbinn könnte es sich sehr wohl um ein stratigraphisches Äquivalent des



Fig. 18: Alpin metamorpher und verschieferter Konglomeratgneis des Perms bei Ausserbinn (Binnaschlucht, Koord. 654.500/136.750/1180m).

Perms von Fiesch handeln. Damit würde das Gotthard-Massiv an seinem West-Ende eine fast kontinuierliche autochthone Hülle von permischen bis liasischen Sedimenten besitzen. Eine Datierung der Sedimente würde offene Fragen beantworten.

t Trias: Dolomitmarmor, Rauwacke, Gips, Arkose, Chlorit-Serizitphyllit

Helle seidengrüne Phyllite wechsellagern mit dünnen braunen Dolomitlagen. Oft enthalten sie Blasten von dunklem Biotit («Querbiotit»), weissem Albit und Pyrit. Sie bilden eine Übergangsfazies zwischen den permischen Konglomeraten und den Dolomiten der Trias (ZBINDEN 1949; LISZKAY-NAGY 1965). Dies ist besonders gut im Profil des Giffrischbaches, östlich Mörel zu sehen. LISZKAY-NAGY (1994) schreibt zu dieser Lokalität (Koord. 647.950/134.200): «Die Phyllite und Konglomeratgneise im Liegenden gehen nach oben allmählich in die Arkose-Sandsteine der Trias-Basis über. Sie besteht aus massigen groben Bänken, unten hellgrau und gegen oben fast weiss. Als Mineralien enthalten diese Arkosen

30–80% Feldspat und Quarz, deren Körner bis 2 mm gross sein können. Gegen oben treten Karbonate hinzu, die bis zu 25% des Gesteinsinhalts ausmachen. Die Mächtigkeit der Arkosen schwankt zwischen 3 und 5 m». Bei diesen nicht datierten Sedimenten könnte es sich um ein lithologisches Äquivalent der Quartenschiefer des Keupers handeln. Lokale Sandsteinlagen könnten den Basisquarziten der Trias entsprechen. Ockergelbe Dolomite und weisse Kalkmarmore bilden dünne zentimetermächtige Lagen in den Phylliten und im Kontakt mit Gips und Rauwacken.

ty *Gips*

In feinkörniger weisser Ausbildung erreicht der Gips stellenweise grosse Mächtigkeiten, wie beispielsweise bei «Wysse Türe» südlich Grengiols. Mehrere Dolinen im Quartär bei Chummelti, südlich von Grengiols, verraten ein Karstsystem in der von Moräne überdeckten Trias (wahrscheinlich Gips). Eine 18 m tiefe Höhle ist im Sommer 2007 beim Skilift von Chummelti unter der Moräne eingebrochen, als dort versucht wurde das Fundament für einen Beleuchtungsmast zu erstellen. Beim Gips dürfte es sich um ein oberflächennahes Umwandlungsprodukt von Anhydrit handeln, welcher bei den im Tertiär erreichten Metamorphosetemperaturen von geschätzt 400–500 °C stabil war (FRANK 1979, 1983). Auch Rauwacken werden als sekundäre Umwandlungsprodukte von Anhydrit-Dolomitgesteinen betrachtet. Letztere treten im Simplontunnel auf und sind in den Simplontunnel-Gesteinssammlungen des Geologischen Museums von Lausanne dokumentiert (SCHARDT 1905).

I_k **Termen-Kalkschiefer** (Rhät–Pliensbachien)

LISZKAY-NAGY 1965 unterteilt die Lias-Schichtreihe in zwei Einheiten: Die Termen-Kalkschiefer und Termen-Tonschiefer. Die «Serie» der Termen-Kalkschiefer wurde von LISZKAY-NAGY (1994) zusammenfassend folgendermassen beschrieben: «Es handelt sich um eine eintönige Abfolge von grauen bis grauschwarzen Kalkschiefern, Kalken, und Sandkalken; die Mächtigkeit der einzelnen Gesteinsbänke schwankt im Zentimeter- und Dezimeterbereich. In ihrer Basis ist diese Serie voller Echinodermenreste. Auf der Oberfläche der Kalkschiefer fallen die vielen, bis 3 mm langen schwarzen Knoten auf, die aus Plagioklas-Porphyroblasten bestehen. Gegen oben nehmen in dieser Serie die Sandkalke und Sandsteine zu; letztere sind durch ihre rötliche Anwitterung gekennzeichnet. Im Oberflächenrelief machen sich die hervortretenden harten Gesteinsbänke gegenüber den zwischengelagerten weichern Schichten deutlich bemerkbar. [...] In der Umgebung von Termen konnten einige Ammonitenabdrücke gefunden werden, bei denen es sich wahrscheinlich um *Androgynoceras* sp. (oder eventuell um *Coeloceras* sp.) handelt». Beide Gattungen sind typisch für das frühe Pliensbachien (BERNOULLI 1942).

I_s **Termen-Tonschiefer** (spätes Pliensbachien – Toarcien)

LISZKAY-NAGY (1994) schreibt weiter: «Die dunklen, meist schwarzen Tonschiefer sind nur vereinzelt etwas kalkhaltig. Von blossem Auge lassen sich die Porphyroblasten von Pyrit (braun oxidierte Flecken) und von feinen Ilmenitblättchen erkennen, wobei letztere die Schieferungsflächen quer schneiden. In den Dachschiefer-Steinbrüchen oberhalb Termen sind gelegentlich Fossilfunde gemacht worden: Nebst Belemniten auch Abdrücke von Ammoniten, darunter einer von *Harpoceras* cf. *falciferum* (unteres Toarcien) und einer von *Lytoceras* sp. aus der Gruppe *fimbriatum* oder *cornucopiae*. Diese Serie [...] steht hauptsächlich in der Umgebung von Termen an, erscheint aber auch nördlich des Trias-Zuges, der die Grenze zum Penninikum bildet». Zusätzliche Bestimmungen von Ammoniten bestätigen dieses Alter (AUBERT DE LA RÜE & WEIDMANN 1966).

Die Termen-Tonschiefer weisen eine sichtbare alpine Hauptschieferung auf. Es handelt sich um eine jüngere Schieferung S_2 , welche die ältere penetrative erste Schieferung S_1 und die stratigraphische Bänderung S_0 deformiert (Fig. 19). Die NW-vergente zweiten Falten, die S_1/S_0 Intersektion und eine steile Mineralstreckung auf den zweiten Schieferungsflächen zeigen, dass diese Strukturen während dem NW-gerichteten Transport der helvetischen Decken entstanden sind.

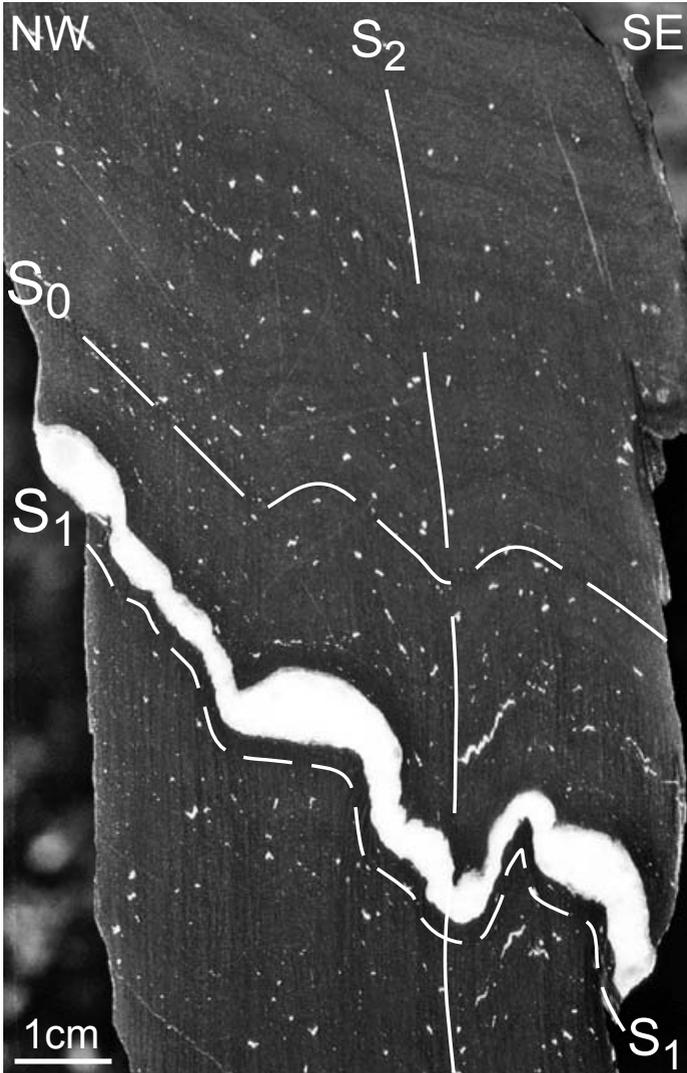


Fig. 19: Angeschnittenes und poliertes Handstück von Termen-Kalkschiefer. Die Hauptschieferung S_2 stellt eine Krenulationsschieferung dar, die eine penetrative erste Schieferung S_1 , dazu parallele Kalzit-Quarzadern sowie die stratigraphische Bänderung S_0 verfaltet (Aufgelassener Dachschieferbruch von Ried, Koord. 643.650/129.350, Atlasblatt 93 Brig).

PENNINIKUM

ZONE VON SION-COURMAYEUR

F_{6-R} St-Christophe-Schichten und Rosswald-Serie: sandige Kalke und Kalkglimmerschiefer (Späte Kreide)

Eine Wechsellagerung von Dezimeter bis Meter dicken, Glimmer führenden, sandigen Kalken und sandigen Kalkglimmerschiefern kennzeichnet diese Flysch-sedimentserie (Fig. 20).

Am südlichen Rand des Kartenblattes entsprechen diese sandigen Kalkglimmerschiefer in ihrer Fortsetzung auf Blatt Brig den St-Christophe-Schichten im Norden und der Rosswald-Serie im Süden. Im Profil des Breithorns (Taf. I/3) lassen sich die beiden Einheiten, die weiter südwestlich durch die massigen Kalkschiefermarmore der Couches de l'Aroley getrennt sind, nicht unterscheiden. Die

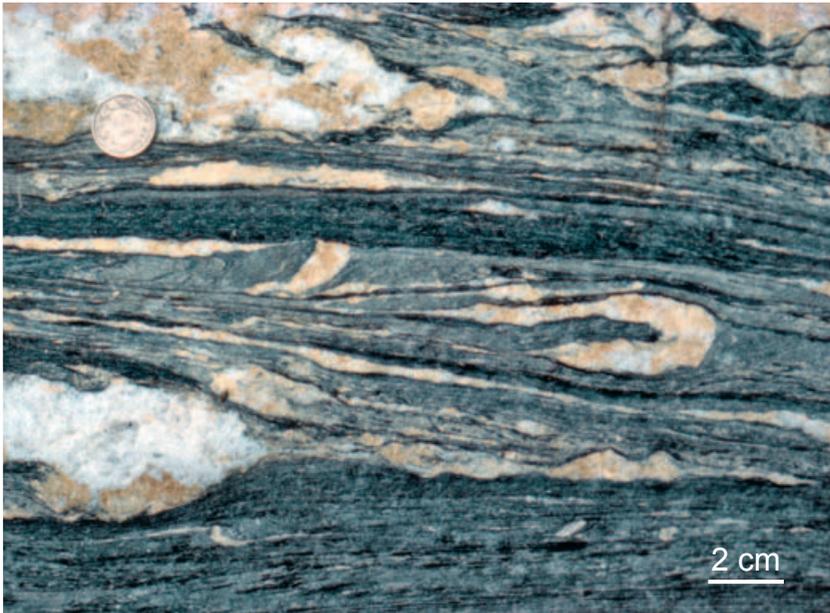


Fig. 20: Kalkglimmerschiefer der St-Christophe-Schichten (Koord. 654.850/135.800) mit Drucklösung als wesentlichen Deformationsmechanismus, der die Hauptschieferung S_3 unterstreicht.

Kalkglimmerschiefer der St-Christophe-Schichten und der Rosswald-Serie sind identisch und durch eine flach nach Westen abtauchende isoklinale Synform miteinander verbunden. Die St-Christophe-Schichten der Zone von Sion-Courmayeur gehören zum Wallisertrug, welcher paläogeographisch südlich der europäischen Kontinentalkruste der Monte-Leone-Decke und nördlich der Zone Houillère der Briançonnais-Schwelle beheimatet ist (STECK 2008).

QUARTÄR

Spätes Pleistozän

q_{4m} Moräne der Letzten Vergletscherung

Moränenmaterial der Letzten Vergletscherung bedeckt beide Talflanken des Rhonetals und kann auf der rechten Talflanke aufgrund morphologischer Argumente und durch den geometrischen Zusammenhang mit jüngeren Moränen bis auf eine Höhe von 2500 m nachgewiesen werden. Die Morphologie der steilwandigen Grate der über 2500 m Höhe liegenden Gipfel des Aar-Massivs lässt vermuten, dass diese zur Zeit der grössten Vergletscherung der Alpen als Nunataker die Eisfläche überragt haben, während die tieferen von Gletscherschliff geprägten Rundhöcker vom Eis bedeckt waren (ONST 1981, BINI et al. 2009).

q_{5m} Lokalmoräne

Von den weiträumigen Moränen der Letzten Vergletscherung können höchste Rückzugsstadien der Talgletscher als spätglaziale Lokalmoränen kartiert werden. Die Moränenwälle sind gut erhalten, auch wenn sie von Böden und Wald bedeckt sind. Für die Rückzugsstadien der ältesten Dryaszeit, wie sie in BURRI et al. (1994, Fig. 3) dargestellt sind, haben wir kein Zeugnis gefunden. Eine Ausnahme bildet die frontale Zunge des spätglazialen Aletschgletschers, welche das Becken von Brig ausgefüllt haben dürfte, wie dies von AUBERT (1981) und BURRI et al. (1994) aufgrund der Granitblöcke aus dem Aar-Massiv nachgewiesen wurde. In den Tälern des Aletsch- und Fieschergletschers liegen die Seitenmoränen dieses Gletscherstandes etwa 200 m über dem Höchststand der nur spärlich mit Vegetation bedeckten rezenten Moränenwälle (q_m). Im Gebiet der Riederfurka folgt der sogenannte Moränenweg dem Kamm des spätglazialen Aletschgletschers. Im Einschnitt des heutigen Märjelensees war eine seitliche Gletscherzunge des Aletschgletschers 2 km in Richtung Fieschertal vorgestossen. Auffällig sind im Aletschgebiet die 5 bis 7, durch frontale Moränenwälle belegte Gletschervorstossstadien

dieser späteiszeitlichen Vergletscherung, welche in verschiedenen Gebieten, so nördlich der Belalp, zwischen Oberaletsch- und Mittelaletschgletscher und im oberen Fieschertal ähnliche Muster bilden. Die Zunge des Fieschergletschers hat während dieses Stadiums die Rhone bei Fiesch erreicht, während die Zunge des Grossen Aletschgletschers die Rhonetalmulde von Naters und Brig bedeckte (AUBERT 1981, BURRI et al. 1994). Dieses Gletscherstadium zeigt grosse Analogien mit dem Egesen-Stadium, welches in der Bernina und in den Öztaler Alpen von MAISCH (1992, 1995) beschrieben wurde.

Holozän

q_{rm} Rezente Moräne

HOLZHAUSER (1983) weist den Zeitraum mit Gletscherhochständen um 1600/1650 und um 1820/1850 der sogenannten «Kleinen Eiszeit» zu. Mit der Datierung von fossilen Wurzelresten, die noch am Wuchsstandort gefunden wurden, ist es OESCHGER & RÖTHLISBERGER (1961) gelungen, einen früheren Vorstoss des Grossen Aletschgletschers um 1200 nachzuweisen.

Der historische Hochstand des Aletschgletschers wird von HOLZHAUSER (1983) mit einem Foto, von der Belalp aus gesehen aus dem Jahr 1865 (Archiv der Gletscherkommission) belegt. Auf einer Zeichnung von H. Hoghart von 1849 erkennt man Rottannen, welche von der vorstossenden Aletschgletscherzunge im Gebidum (im Gebiet des heutigen Stausees in der Massaschlucht) auf die Seite gedrückt werden (HOLZHAUSER 1983). Das Gletscherstadium von 1850 ist gut erkennbar. Die Moränenwälle sind, ausgenommen im untern Aletschwald oder im «Obfljergand» südlich der Oberaletschgletscherzunge, wo die historische Moräne mit Lärchen, Rottannen, Birken und Weiden bewachsen ist, nicht bewaldet.

Seit dem Gletschervorstoss von 1850 ziehen sich die Gletscher zurück. Die Grundmoränen in den vom Eis freigelegten Tälern sind mit einer spärlichen Pionierflora bedeckt. Durch den enormen Gletscherschwund in den letzten 150 Jahren versinkt die Oberaletschgletscherzunge in ihrem eigenen Moränenschutt. Auch am Rand des Grossen Aletschgletschers verbirgt sich Eis in den rezenten Seitenmoränen. Wildbäche verlagern Material der verschiedenen glazialen Sedimente.

Fossile Blockgletscher

Die Blockströme auf der Ostflanke des Bettmerhorns scheinen nicht mehr aktiv zu sein. Sie haben ihr Eis wahrscheinlich weitgehend verloren. Dies wird durch tiefe Einbruchskrater in den frontalen Blockschuttmassen bezeugt, welche beim Wegschmelzen des Eises entstanden sind.

Rezente Blockgletscher

Aktive Blockgletscher sind in Höhen über 2300 m auf NW-Hängen verbreitet. Einen spektakulären aktiven Blockgletscher bildet das sogenannte «Grosse Gufer» zwischen Bettmerhorn und Eggishorn.

Die NW-Flanke des Bettmerhorn-Eggishorn-Grates lag bisher im Permafrostgebiet und die oberflächlich vom Hakenwurf betroffenen Gneise sowie der Gehängeschutt wurden vom Permafrosteis stabilisiert. Wegen der starken Erwärmung der letzten 40 Jahren ist diese Nordflanke nun von Steinschlag betroffen und dort durchführende Wanderwege wurden teils gesperrt oder als steinschlägig signalisiert.

Massenbewegungen

Durch Schwerkraft erzeugte Hangbewegungen treten an den steilen Flanken des Rhonetals häufig auf. Die Massenbewegungen wurden aufgrund morphologischer Kriterien als Sackungs- oder Rutschungsmassen dargestellt. Die Unterscheidung dieser durch Schweregleitung bedingten oberflächlichen Felsstrukturen ist schwierig. Die tiefen Grabeneinschnitte in den Hängen zwischen Rieder- und Fiescheralp zeigen, dass das auf der Karte als Sackung eingezeichnete Gebiet auch als tief greifender Hakenwurf verstanden werden kann, der bis über 200 m unter die Hangoberfläche reicht (Taf. I, II; FURRER 1948, ZBINDEN 1949, JÄCKLI 1951). In diesem Gebiet beobachtet man häufig deutliche Nackentälchen. Beim Bau des Riederhornstollens in den Jahren 1938 bis 1948, der das Wasser der Massa zur Gemeinde Ried führt, entdeckte man 70° SE-fallende, zur alpinen Schieferung parallele, sogenannte «Ablösungsklüfte» und mit Klufflehm gefüllte Ruschelzonen, die von der Rieder- und Greicheralp bis auf das Stollenniveau auf 1448 m Höhe hinunterreichen (FURRER 1948). Diese Ablösungsklüfte sind wahrscheinlich durch gravitative Hangbewegungen entstanden. Bewegungen an aktiven alpinen Brüchen wurden nicht nachgewiesen, können jedoch nicht ausgeschlossen werden (JÄCKLI 1951).

USTASZEWSKI et al. (2008) kamen zum Schluss, dass diese Strukturen durch die Kombination von gravitativen Prozessen, postglazialer Hebung und möglicherweise auch aktiver Bruchtektonik entstanden sind.

TEKTONIK

Prävariszische und variszische Tektonik

Das Grundgebirge des Aar-Massivs lässt im Gebiet von Atlasblatt Aletschgletscher zwei NE-streichende Zonen erkennen: im Südosten die Zone der Augengneise und Metaarkosen. Im Nordwesten die Zone der gebänderten Biotit-Plagioklasgneise, Metagrauwacken mit zahlreichen Amphibolitziügen, Serpentinlinsen und vereinzelt Metagabbrogängen. Bei den Gesteinen der nordwestlichen Zone könnte es sich um eine ozeanische Serie handeln. Diese Gesteine wurden möglicherweise in mehreren Phasen unter den Bedingungen der höheren Amphibolitfazies und teilweisen Aufschmelzung metamorph überprägt. Gelegentlich finden sich Faltenstrukturen, die von Aare-Granitapliten durchschlagen werden (STECK 1966a). Die nördliche Biotit-Plagioklasgneis- und Amphibolitzone wird später von zwei Generationen granitoider Magmen in NE-streichenden Spalten intrudiert. Die ältere Generation von Biotitgranit, -granodiorit, -tonalit und Biotit-Hornblendetonalit besitzt keine feinkörnige Randfazies und grenzt mit scharfen Kontakten oder fließenden Übergängen an die Migmatite. Diese Granitoide dürften anatektischer Herkunft sein und genetisch zu den Migmatiten gehören. Bei der jüngeren Generation handelt es sich um die Magmen der Zentralen Aare-Granite, welche die abgekühlten Grundgebirgsgneise mit einer aplitischen Randfazies und scharfen Kontakten intrudierten. Eine steile, ungefähr 6 m mächtige und NE-streichende Deformationsbrekzie im Dach des Grisighorn-Olmehorn-Granits am Unnerbächgletscher, welche von einem jüngeren «Quarzporphyr» durchschlagen wird (Fig. 16), zeugt von einer spätvariszischen, niedrig temperierten syn- oder postaaregranitischen Tektonik.

Mesozoische Tektonik

Der jurassische Rote-Kuh-Gampel-Normalbruch (RKG) auf Atlasblatt 82 Lötschental findet seine nordöstliche Fortsetzung am Südrand des Grisighorn-Olmehorn-Granits (Fig. 21). Dieser SE-einfallende jurassische Normalbruch entstand während der Absenkung der jurassischen Meeresbecken (Halbgraben) des Helvetikums (SCHENKER, 1946, BAER 1959, DOLIVO 1982, HÜGI et al. 1985).

Alpine Tektonik

Aar- und Gotthard-Massiv sowie deren mesozoische Sedimentbedeckungen wurden während der tertiären alpinen Gebirgsbildung verfaultet und nach NW

überschoben. Die plastische Deformation der Gesteine erfolgte unter den Bedingungen der Grünschieferfazies (LABHART 1965, LISZKAY-NAGY 1965, STECK 1966a, 1968, 1984, 1990, FRANK 1979, 1983, BURKHARD 1988, BURRI et al. 1994, STECK et al. 2001). Das geologische Profil Tschingelhorn–Hübschhorn (Simplonpass) illustriert die alpinen Strukturen (Fig. 21). Die basischen Butzen im Zentralen Aare-Granit des Grisighorns wurden während der alpinen Deformation zu Ellipsoiden mit einem Achsenverhältnis von $X:Y:Z = 2:1,2:0,4$ geplättet (STECK 1968). X entspricht dem steilen Streckungslinear auf der alpinen Schieferung (XY), das auf der Schieferungsfläche meist deutlich an gestreckten Mineralien und Mineralaggregaten bzw. an den gestreckten Geröllen zu erkennen ist. Dies bedeutet, dass die auf der Karte elliptischen und NE-streichenden Granitzüge (und auch das ganze Aar-Massiv) in ihrer SE-NW-Ausdehnung alpin um 60% gekürzt, im Streichen um 20% gelängt und vertikal um 100% gestreckt wurden. Am Westende des Aar-Massivs erkennt man die alpine Verfallung der Oberfläche des kristallinen Sockels und der autochthonen mesozoischen Sedimente (GABUS et al. 2008, DOLIVO 1982, STECK et al. 1999). Die Hauptschieferung S_2 im kristallinen Sockel ist die Axialflächenschieferung dieser Falten, die eine ältere NW-vergente Schieferung S_1 in der mesozoischen Sedimenthülle verfalltet. S_2 ist auch die Axialflächenschieferung der Gotthard-Massiv-Antiklinale, welche am Westende den Kontakt mit den Sedimenten der Zonen von Urseren und Termen und eine ältere erste Schieferung S_1 verfalltet (Fig. 19). Die mesozoischen Sedimente des Gotthard-Massivs bilden die Wurzel der helvetischen Wildhorn-Decke (MASSON et al. 1980, STECK et al. 1999, 2001). Im massigen Zentralen Aare-Granitgneis entstanden ausserdem während der alpinen Plättung zwei Systeme von konjugierten Scherflächen (Fig. 21). Dextrale W-streichende Blattverschiebungen ($S_{2,1}$) sind im Oberaletsch- und Unnerbäch-Grisighorngebiet verbreitet und häufiger als die konjugierten N-streichenden sinistralen Blattverschiebungen. Überschiebungen auf einzelnen zur Hauptschieferung S_2 parallelen Brüchen erfolgte erst in einer späten Phase alpiner NW-gerichteter Scherung. Im Lias von Termen ist die Hauptschieferung eine zweite Schieferung S_2 (Fig. 19) und in den Kalkglimmerschiefern der Zone von Sion-Courmayeur eine dritte Schieferung S_3 (Fig. 20).

Rückfaltung des Aar-Massivs

Radiometrische Analysen von Glimmer und Apatit des Aar-Massivs erlauben die Entwicklung eines chronologischen Modells. Anhand von Ar-Ar- und Rb-Sr-Phengitaltern schätzen CHALLANDES et al. (2008) das Alter der duktilen grünschieferfaziellen Deformation im Grimsel-Granodiorit auf 21–17 Ma. Dieses Resultat ist im Einklang mit der Ar-Ar-Datierung von 32–16 Ma an Hellglimmern der Überschiebung der Morcles-Decke (KIRSCHNER et al. 1996). Zuletzt wurde das Aar-Massiv von einer SE-gerichteten Rückfaltung erfasst, die als Glishorn-Antiklinale und Berisal-Synklinale in Erscheinung tritt (Fig. 21). Diese Rückfaltung

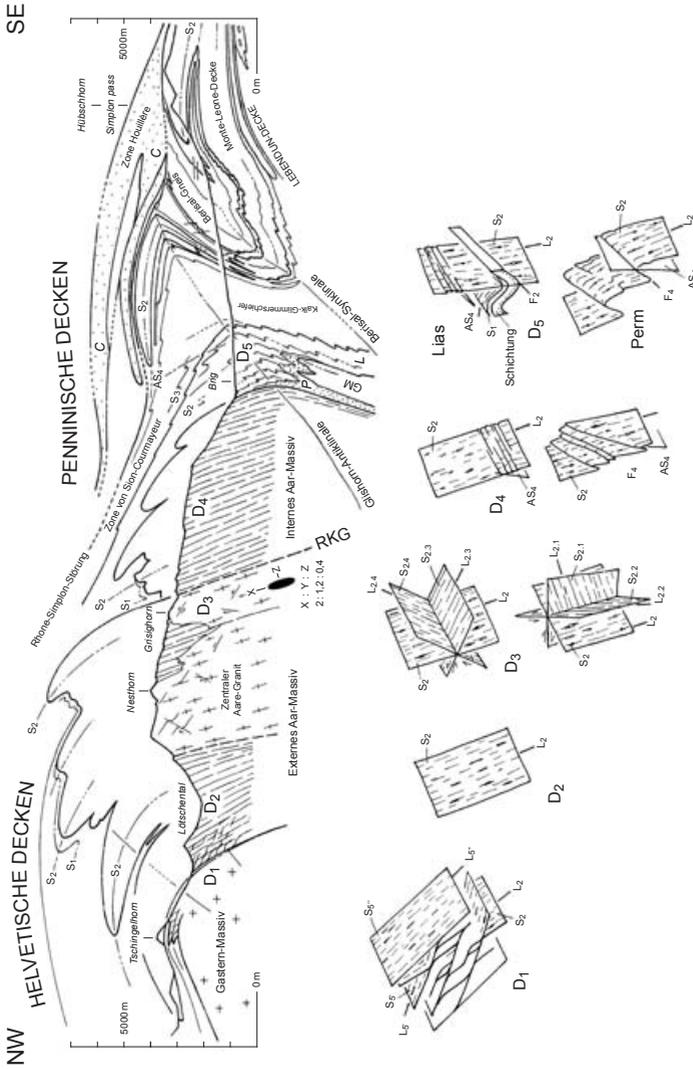


Fig. 21: Geologisches Profil Tschingelhorn-Hübschhorn nach STECK (1984) und KRANENBUHL & STECK (2009). S₁-S₈ = Schieferungen 1-8, L₁-L₂ = Streckungslineare auf S₁ und S₂; S_{2,1}-S_{2,4}, L_{2,1}-L_{2,4} = konjugierte Scherflächen und zugehörige Streckungslineare der zweiten Schieferung S₂ im Zentralen Aaregranit; F₂-F₄, AS₂-AS₄ = zweite bis vierte Faltenachsen und Achsialflächen; S₃, L₃ und L₃ = frühe Scherflächen und Streckungslineare entlang Jungfrau-synclinal; X: Y: Z = 2:1.2:0.4 Achsenverhältnis der Deformations-Ellipse im Grisigorn-Granit.

wurde von HUNZIKER & BEARTH (1969) mit Rb-Sr-Biotitaltern mit 10 Ma datiert. Die von ARAMOWICZ et al. (2007) mit der (U-Th)/He-Thermochronologie an Zirkonen im westlichen Aar-Massiv nachgewiesene hohe Hebungsrate von 3 km/Ma vor $6 \pm 0,5$ Ma könnte mit dieser Rückfaltung in Verbindung gebracht werden. Ausserdem kann die Glishorn-Antiklinale als konjugierte SE-gerichtete Bewegung zur NW-gerichteten, mit 9–3 Ma datierten Juraüberschiebung (mündl. Mitt. J.-P. Berger) betrachtet werden (STECK 1984; BURKHARD 1988; STECK et al. 2001). Anhand von Apatit Spaltspur- und (U-He)/He-Daten von Gesteinen aus dem neuen Lötschberg-Basistunnel schätzen REINECKER et al. (2008) eine mittlere Hebungsrate des westlichen Aar-Massivs seit 10 Ma auf durchschnittlich 0,5 km/Ma mit einer Beschleunigung auf 1,2 km/Ma seit etwa 3,5 Ma. Diese junge Hebung des Liegenden der Rhone-Simplon-Linie, wurde bereits von SOOM (1990) sowie STECK & HUNZIKER (1994) nachgewiesen. Die von den Geodäten bestimmte durchschnittliche Hebungsrate von $> 1,5$ mm/a der Gegend von Brig während den ersten 80 Jahren des 20. Jh. gilt wahrscheinlich auch für das westliche Aar-Massiv (GUBLER et al. 1981). Diese rezente Hebung könnte das markante Relief der Bietschhorn-Aletschhorn-Finsteraarhorn-Bergkette erklären. Die von NORTON et al. (2010) in einer kosmogenen ^{10}Be -Studie an in nördlichen Seitentälern des Goms (zwischen Wiler und Oberwald) geschwemmten Sedimenten bestimmte Erosionsrate von durchschnittlich 1,4 mm/a ist von der gleichen Grösse wie die von Gubler bestimmte rezente Hebung.

Alpine Metamorphose

Der Grad der alpinen Regionalmetamorphose nimmt generell von NW nach SE zu (NIGGLI & NIGGLI 1965, STECK & BURRI 1971, FRANK 1979, 1983, FREY & WIELAND 1979, HAMMERSCHLAG 1984, STECK et al. 2001). Folgende Mineralparagenesen sind für das Aletschgebiet typisch (STECK 1966a):

- Granitgneis: Quarz-Albit-Mikroclin-Phengit-Biotit-Epidot-Titanit-Magnetit, \pm Granat der Zusammensetzung $\frac{1}{3}$ Almandin, $\frac{1}{3}$ Spessartin, $\frac{1}{3}$ Grossular, \pm Stilpnomelan. Biotit ist meist grün, selten braun ausgebildet. Chlorit ist retromorph kristallisiert. Als späte Bildung erscheint der Kalifeldspat als monokliner Adular.
- Biotit-Plagioklasgneis: Quarz-Albit \pm Mikroclin-Phengit-Biotit \pm Chlorit-Epidot-Titanit-Magnetit \pm Aktinolith.
- Basische Gesteine: Quarz-Albit-Phengit-Biotit-Aktinolith- \pm Chlorit-Epidot-Titanit.
- Serpentin: Antigorit-Talk-Magnetit. In Randzonen: Talk-Aktinolith-Magnetit-Karbonat.

In den schwarzen (graphitreichen) Kalkglimmerschiefern des Lias und den braunen Kalkglimmerschiefern der Zone von Sion-Courmayeur südlich Brig beschreibt FRANK (1979, 1983) Paragenesen von Muskovit-Kalzit-Quarz, Margarit-Kalzit-Quarz, Margarit-Quarz, Paragonit-Kalzit-Quarz und Paragonit-Quarz. Die aluminiumreichen schwarzen Liasschiefer von Termen führen in den Dachschieferbrüchen von Ried-Brig häufig Chloritoid. Nach dem SE-streichenden Verlauf der alpinen Isograden sollten diese Mineralgesellschaften auch in den Kalkglimmerschiefern zwischen Brig und Ausserbinn auftreten. Gemäss den thermobarometrischen Untersuchungen von FRANK (1979) variierten im Gebiet des Kartenblattes Aletschgletscher die maximalen Temperaturen und Drucke zwischen 350°C/2–3 kbar im NW und 500°C/3–4 kbar im SE. Das Alter der Metamorphosekulmination ist nicht direkt bestimmbar; es ist bestimmt älter als die 10 Ma im Simplongebiet (Ar-Ar-Abkühlungsalter von Biotit, FRANK 1983) und jünger als die mit 32 Ma datierten Andesituffite der Tavayannaz-Formation in den Helvetischen Decken (RUFFINI et al. 1997).

Spätalpine und aktive Brüche

Innerhalb von alpinen Mylonitzonen der NE-streichenden ersten alpinen Schieferung und E-W-orientierten Blattverschiebungsflächen treten im Kristallin des Aar-Massivs stellenweise bis metermächtige, konkordante Klufflehmzonen auf (STECK 1966a, 1968). Die Mylonit- und Klufflehmzone am Südrand des Grisighorn-Olmehorn-Granits kann gegen SW bis zum Rote-Kuh-Gampel-Bruch verfolgt werden (DOLIVO 1982). Dieser entstand als SE-einfallender synsedimentärer Normalbruch mit einem Versatz von mehr als 2 km während der Ablagerung der jurassischen Sedimente im Halbgraben von Ausserberg und wurde während der alpinen Faltung deformiert. Während späten Bewegungen entstand eine kataklastische Ruschelzone. Auf der Ostseite des Gredetschtals entspringt eine Quelle aus dieser Bruchzone, wie auch aus verschiedenen andern zur alpinen Schieferung parallelen Gräben. Diese jungen Brüche versetzen nirgends Moränenwälle und dürften daher vor der Letzten Vergletscherung angelegt worden sein. Postglaziale Brüche, wie sie von ECKARDT et al. (1983) im mittleren Aar-Massiv eindeutig nachgewiesen wurden, konnten in der Aletschregion nicht beobachtet werden. Einzig am westlichen Rand des Fieschergletschers (Koord. 651.820/145420, 652.030/145.260, 652.120/145170) wird ein Moränenwall der Lokalmoräne versetzt, wie dies sehr deutlich auf den Orthofotos zu erkennen ist. Es ist unklar, ob es sich in diesem Fall um postglaziale Brüche oder um ein Zeugnis einer gravitativen Hangbewegung handelt.

HYDROGEOLOGIE

Die Bewässerung der Alpwiesen und der ehemaligen Roggenkulturen auf beiden Talflanken des Rotten erfolgte wahrscheinlich schon seit der Steinzeit durch oberirdische Wasserleitungen («Bissen»), welche das Wasser von den Gletscherbächen ins Kulturland leiteten. Die häufige Wassernot der Gemeinde Ried-Mörel und die Gefährlichkeit des Unterhalts der Wasserleitungen durch die Massaschlucht veranlasste den initiativen Dorfpfarrer Ignaz Seiler (geboren in Simplon-Dorf 1904, gestorben 1978 in Brig) mit seinen Leuten in den Jahren 1938–1948 den Wasserstollen durch das Riederhorn zu bauen, um das Wasser der Massa direkt nach Ried zu leiten. Mit dem Bau dieses Stollens wurden die Bissen, welche das Wasser von der Massa herführten, trocken gelegt. Die alten Wasserleitungen sind im Aletschwald noch deutlich zu erkennen. Einige Wasserleitungen am Unnerbächgletscher oberhalb der Belalp, auf dem südlichen Rhoneufer und längs der Binna werden jedoch noch heute benutzt.

Eigentliche Quellen sind Austritte von Grundwasser. Ganzjährlich fließende Quellen sind in den spätglazialen Moränen des Egesen-Stadiums (q_{5m}) nördlich der Belalp verbreitet und gefasst. Andere Quellen sind jedoch eindeutig Austritte von Felswässern, die sehr wesentlich die Hydrogeologie der Aletschregion bestimmen. Dies wurde beim Bau des Riederhorn-Wasserstollens erkannt. FURRER (1948) dokumentierte: «Beim Vortrieb des Stollens erfolgten bei rund 1000 und 1350 m ab SE-Portal starke Wassereinbrüche, welche das Versiegen der Quellen auf der Rieder- und Greicheralp zur Folge hatten». Die hydrologischen Verhältnisse definierte FURRER (1948) folgendermassen: «Das Schmelzwasser des Felsrückens von Riederfurka-Bettmerhorn versickert in dem System der Ablösungsspalten, füllt diese und gibt Anlass zur Bildung einer Reihe typischer Kluftüberlaufquellen. Diese liegen auf der Linie zwischen den Ablösungsspalten und der tiefer liegenden Sackungskehle». Bei einer Tunnelbegehung des Autors im April 1961 mit Bauingenieur W. Hubacher von Sitten und T. Labhart konnten dort einige Zentimeter bis mehrere Dezimeter breite offene, zur steilen Schieferung parallele Felsklüfte gefunden werden. FURRER (1948) bestimmte einen hohen Sulfatgehalt im Wasser dieser Quellen und führte diesen auf die Zersetzung des im Kristallin häufigen Pyrits zurück. Nach der Entdeckung der Anhydritgänge im Riederhornstollen ist der hohe Sulfatgehalt eher durch diese Vorkommen zu erklären.

Bedeutende Wassermengen dürften auch in der alpinen Permafrostzone in N-NW-exponierten Hängen über ungefähr 2300 m Höhe gespeichert sein. Der heutige Felswasserspiegel wird wesentlich durch die seit dem letzten Gletschervorstoss von 1850 kontinuierliche Klimaerwärmung und die bedeutende gegenwärtige Abschmelzung der Gletschermassen und Rückgang des Permafrostes betroffen.

ROHSTOFFE

Die seltenen Molybdänglanz-Quarzgänge und ein 10 cm mächtiger Magnetkies-Kupferkiesgang im Dach des Zentralen Aare-Granits des Grisighorns haben keine wirtschaftliche Bedeutung. Auch Bleiglanzblöcke aus dem Bruchi ob Blatten können nicht als Lagerstätten bezeichnet werden. Die einzigen Gesteine, welche im Aletschgebiet als Rohstoff eine Beutung haben, sind erratische Kalkblöcke von der linken Seitenmoräne des Grossen Aletschgletschers, Moränenblöcke von Zentralem Aare-Granit, Aufschlüsse von porphyrischem Mikrogranit und wahrscheinlich auch Strahlstein-Talkfelslinsen. Dazu kommen auf dem Südufer des Rotten die liasischen Termen-Tonschiefer (Dachschiefer) und rezente Kalksinterablagerungen.

Kalk

Verschiedene Ruinen von Kalköfen wurden im Wald zwischen dem linken Aletschgletscherrand und der Riederfurka entdeckt. Zwei Kalköfen sind in den Chatzulecher und im Teiffe Wald auf der Landeskarte vermerkt. Diese Kalköfen zeugen von der Gewinnung von gebranntem Kalk. Die Malmkalkblöcke wurden auf der südlich ausufernden Mittelmoräne des Aletschgletschers (WAGNER 2001) gesammelt und stammen von der mesozoischen Jungfrau-Synklinale, welche südlich von Jungfraujoch, Trugberg und Mönch ansteht. Der Kalkmörtel wurde unter anderem im 19. Jh. als Zement und Verputz beim Bau der Villa Tyndall und des Hotels Belalp auf der Belalp, der Villa Cassel auf der Riederfurka und des abgebrannten Hotels Jungfrau auf der Fiescheralp und von vielen Steinhäusern und Kirchen verwendet. Kalkmörtel wurde vermutlich auch aus den Kalken der St-Cristophe-Schichten südlich des Rhonetals hergestellt.

Granit

Moränenblöcke von wenig vergneistem massigem Zentralen Aare-Granit wurden von Steinhauern in regelmässige Quader für den Mauerbau zerlegt. Solche Zentrale Aare-Granitblöcke bilden z. B. die Grundmauern des Hotels Aletschhorn bei der Bergstation der Belalp-Seilbahn.

Porphyrischer Mikrogranit («Quarzporphyr»)

Die Aufschlüsse von porphyrischem Mikrogranit («Quarzporphyr») am Kelchbach bei der Alpe Bel und zwischen dem alten Dorf Blatten und der Massaslucht wurden bis in jüngste Zeit zur Gewinnung von Dachplatten ausgebeutet.

Der «Quarzporphyr» wird von den lokalen Steinhauern «Blattestei» genannt und von diesen «Blatte» erhielt wahrscheinlich das alte Dorf Blatten seinen Namen. Die Blattensteine bedecken die alten Häuser und schützen die Kornspeicher vor den Mäusen und Ratten.

Strahlstein-Talkfels

Da Strahlstein-Talkfelse verbreitet sind, ist es wahrscheinlich, dass diese zu Ofensteinen verarbeitet wurden. Von solchen Ausbeutungen zeugen die zahlreichen Steinöfen in den Alphütten und Dörfern und Abfälle von behauenen Blöcken in Haus- und Trockenmauern.

Kalksinter

Rezenter Kalksinter oder «Kalktuffstein» wurde in der Gegend von Grengiols ausgebeutet und unter anderem für behauene Fenster- und Türeinfassungen sowie ein reich verziertes Brückengeländer im Stockalperschloss in Brig verwendet.

Termen-Tonschiefer

Die liasischen schwarzen Termen-Tonschiefer wurden noch bis in die jüngste Zeit nicht nur beim Dorf Termen sondern auch an zahlreichen Stellen zwischen der Saltina bei Brig und Ausserbinn zur Herstellung von Dachplatten ausgebeutet. Das Stockalperschloss, das Kollegium, die alten Häuser von Brig und viele Häuser von Ried-Brig, Termen, Naters und des Goms sind mit diesen Platten bedeckt.

LITERATURVERZEICHNIS

- AMBÜHL, E. (1929): Petrographie und Geologie des zentralen Gotthardmassivs südlich Andermatt. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 9/2, 266–441.
- ARAMOWICZ, A., COSCA, M. & STÖCKLI, D. (2007): High exhumation rates in the Aar massif, revealed by the zircon (U-Th)/He thermochronology. – 5th Swiss Geosc. Meet. Geneva Abstr. vol., p. 14.
- AUBERT, D. (1981): Les stades de retrait des glaciers du Haut-Valais. – Bull. Murithienne (Soc. Valais Sci. nat.) 97, 101–169 (1980).
- AUBERT DE LA RÛE, E. & WEIDMANN, M. (1966): Nouvelles découvertes d'ammonites dans la couverture sédimentaire du Massif du Gotthard. – Eclogae geol. Helv. 59/2, 903–905.
- BAER, A. (1959): L'extrémité occidentale du massif de l'Aar (Relation du socle avec la couverture). – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 82, 5–160.
- BERNOULLI, W. (1942): Ammoniten im Bündnerschiefer von Termen bei Brig. – Eclogae geol. Helv. 35/2, 116–118.
- BINI, A., BUONCRISTIANI, J.-F., COUTTERAND, S., ELLWANGER, D., FELBER, M., FLORINETH, D., GRAF, H. R., KELLER, O., KELLY, M., SCHLÜCHTER, C. & SCHOENEICH, P. (2009): Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM). – Bundesamt für Landestopografie swisstopo, Wabern.
- BURKHARD, M. (1988): L'Helvétique de la bordure occidentale du massif de l'Aar (évolution tectonique et métamorphique). – Eclogae geol. Helv. 81/1, 63–114.
- BURRI, M., JEMELIN, L. & JEANBOURQUIN, P. (1994): Blatt 1289 Brig. – Geologischer Atlas der Schweiz, Erläut. 93.
- BUSSY, F. (1990): Péetrogenèse des enclaves microgrenues associées aux granitoïdes calco-alcalins: exemple des massifs varisque du Mont-Blanc (Alpes occidentales) et miocène du Monte Capanne (Ile d'Elbe, Italie). – Mém. géol. Lausanne 7.
- CHALLANDES, M., MARQUER, D. & VILLA, I. M. (2008): P-T-t-modelling, fluid circulation, and Ar39-Ar40 and Rb-Sr mica ages in the Aar Massif shear zones (Swiss Alps). – Swiss J. Geosci. 101/2, 269–288.
- CLOOS, H. (1927): Zur Tektonik alpiner Granitplutone. Geol. Rundsch. 18/5, 396–398.
- CRISINEL, A. (1978): Géologie de la réserve naturelle de la forêt d'Aletsch (Valais-Suisse). – Bull. Murithienne (Soc. Valais Sci. nat.) 95, 45–58.
- DOLIVO, E. (1982): Nouvelles observations structurales au SW du massif de l'Aar entre Visp et Gampel. – Matér. Carte géol. Suisse [n. s.] 157.
- ECKHARDT, P., FUNK, H. & LABHART, T. P. (1983): Postglaziale Krustenbewegungen an der Rhein-Rhone-Linie. – Vermess., Photogramm., Kulturtech. 2/83, 43–56.
- FELLENBERG, E. VON (1887): Granit und Gneis in den Berneralpen. – Mitt. natf. Ges. Bern, 89–110.
- FELLENBERG, E. VON, MOESCH, C. & SCHMIDT, C. (1893): Geologische Beschreibung des Westlichen Teils des Aarmassivs. – Beitr. geol. Karte Schweiz 21.
- FRANK, E. (1979): Metamorphose mesozoischer Gesteine im Querprofil Brig–Verampio: Mineralogische-Petrographische und Isotopengeologische Untersuchungen. – Diss. Univ. Bern.
- (1983): Alpine metamorphism of calcareous rocks along a cross-section in the Central Alps: occurrence and breakdown of muscovite, margarite and paragonite. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 63/1, 37–63.
- FRANKS, G. D. (1968): A Study of Upper paleozoic sediments and volcanics in the northern part of Eastern Aar Massif. – Eclogae geol. Helv. 61/1, 49–140.

- FREY, M. & WIELAND, B. (1975): Chloritoid in autochthon-parautochthonen Sedimenten des Aarmassivs. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 55/3, 407–418.
- FURRER, H. (1948): Das Sackungsgebiet von Greich-Goppisberg, nördlich Mörel, und der Riederhornstollen (Oberwallis). – Eclogae geol. Helv. 41/2, 291–296.
- GABUS, J. H., WEIDMANN, M., BUGNON, P.-C., BURRI, M., SARTORI, M. & MARTHALER, M. (2008): Feuille 1287 Sierre. – Atlas géol. Suisse 1: 25 000, Carte 111.
- GUBLER, E., KAHLE, H. G., KLINGELE, E., MÜLLER, S. & OLIVIER, R. (1981): Recent crustal movements in the Switzerland and their geophysical interpretation. – Tectonophysics 71, 125–152.
- GUÉNÉTTE-BECK, B. (2005): Minéraux, métaux, isotopes: Recherches archéométriques sur les mines de plomb et d'argent en Valais, Suisse. – Thèse Univ. Lausanne.
- HAMMERSCHLAG, J.-G. (1984): Métamorphisme progressif dans la séquence quartzo-feldspathique, profil Aar-Bergell. – Thèse Univ. Lausanne.
- HOLZHAUSER, H. (1983): Die Geschichte des Grossen Aletschgletschers während der letzten 2500 Jahren. – Bull. Murithienne (Soc. Valais Sci. nat.) 101, 97–111.
- HÜGI, TH. (1956): Vergleichende petrologische und geochemische Untersuchungen an Graniten des Aarmassivs. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 94.
- HÜGI, TH., LEDERMANN, H. & SCHLÄPPI, E. (1988): Blatt 1268 Lötschental. – Geol. Atlas Schweiz, 1: 25 000, Erläut. 82.
- HUNZIKER, J. & BEARTH, P. (1969): Rb-Sr-Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen. Biotit-alterswerte und ihre Bedeutung für die Abkühlungsgeschichte der alpinen Metamorphose. – Eclogae geol. Helv. 62/1, 205–222.
- HUTTENLOCHER, H. (1921a): Beiträge zur Petrographie und Geologie des westlichen Aarmassivs. – Diss. Univ. Bern.
- (1921b): Beiträge zur Petrographie und Geologie des westlichen Aarmassivs. – Jb. phil. Fak. II Univ. Bern 1, 43–51.
- (1933): Ergänzende Bemerkungen zur Geologie und Petrographie des südwestlichen Aarmassivs. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 13/2, 281–291.
- (1947): Über Verschiedenheiten im Laufe magmatischer und metamorpher Prozesse, erläutert an Beispielen aus dem Aarmassiv. – Mitt. natf. Ges. Bern 4, 85–116.
- (1952): Von Granit, Gneis und Kristallen an der Grimsel. In: Über die Grimsel. – Festgabe Vers. Schweiz. natf. Ges. Bern.
- JÄCKLI, H. (1951): Verwerfungen jungquartären Alters im südlichen Aarmassiv bei Somvix-Rabus (Graubünden). – Eclogae geol. Helv. 44/2, 332–337.
- KIRSCHNER, D. L., COSCA, M. A., MASSON, H. & HUNZIKER, J. C. (1996): Staircase $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ spectra of fine-grained white mica: Timing and duration of deformation and empirical constraints on argon diffusion. – Geology 24/8, 747–750.
- KRAYENBUHL, T. & STECK (2009): Structure and kinematics of the Jungfrau syncline, Fafertal (Valais, Alps), and its regional significance. – Swiss J. Geosci. 102/3, 441–456.
- LABHART, T. P. (1965): Petrotektonische Untersuchungen am Südrand des Aarmassivs nördlich Naters (Wallis, Schweiz). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 124.
- (1969): Die petrologischen, tektonischen und radiometrischen Verhältnisse der Stollen der Electra-Massa (südwestliches Aarmassiv, nördlich Brig, Wallis, Schweiz). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 49/3, 467–490.
- (1977): Aarmassiv und Gotthardmassiv. In: GWINNER, M. P. (Hrsg.): Sammlung geologischer Führer 63. – Bornträger, Berlin/Stuttgart.
- (2005): Blatt 1251 Val Bedretto. – Geol. Atlas Schweiz, 1: 25 000, Erläut. 68.

- LEDERMANN, H. (1955): Zur Kenntnis der Molybdänglanzlagerstätte im Baltschiedertal (Wallis). – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 33.
- LISZKAY-NAGY, M. (1965): Geologie der Sedimentbedeckung des südwestlichen Gotthard-Massivs im Oberwallis. – *Eclogae geol. Helv.* 58/2, 901–965.
- (1994): Die Zone von Termen (Mesozoische Hülle des Gotthard-«Massivs»). In: BURRI, M., JEMELIN, L. & JEANBOURQUIN, P., Blatt 1289 Brig. – Geol. Atlas Schweiz, 1: 25 000, Erläut. 93, 13–15.
- MAISCH, M. (1992): Die Gletscher Graubündens. Rekonstruktion und Auswertung der Gletscher und deren Veränderungen seit dem Hochstand von 1850 im Gebiet der östlichen Schweizer Alpen (Bündnerland und angrenzende Regionen). – *Physikalische Geogr.* 33.
- (1995): Gletscherschwundphasen im Zeitraum des ausgehenden Spätglazials (Egesenstadium) und seit dem Hochstand von 1850 sowie Prognosen zum künftigen Eisrückgang in den Alpen. In: Gletscher in ständigem Wandel. – Jubiläumssymposium der Schweizerischen Gletscherkommission, 1993 Verbier (Valais, Schweiz), Hochschulverlag AG, ETH-Zürich, 81–100.
- MASSON, H., HERB, R. & STECK, A. (1980): Excursion No. I: Helvetic Alps of Western Switzerland. In: TRÜMPY, R. (Ed.): *Geology of Switzerland (Part B: Geological excursions)*, p. 109–153. – Wepf & Co, Basel/New York.
- NIGGLI, C. (1965): Petrographie und Petrogenese der Migmatite und Gneise im südlichen Aar-massiv zwischen Obergestelen und Furkapass. – Diss. Univ. Bern.
- NIGGLI, E. & NIGGLI, C. R. (1965): Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Akali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit). – *Eclogae geol. Helv.* 58/1, 335–368.
- NORTON, K. P., BLANCKENBURG, F. VON & KUBIK, P. W. (2010): Cosmogenic nuclide-derived rates of diffusive and episodic erosion in the glacially sculpted upper Rhone Valley, Swiss Alps. – *Earth Surface Processes and Landforms* 35, 651–662.
- OBERHOLZER, W. (1955): Geologie und Petrographie der westlichen Gotthardmassivs. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 35/2, 320–409.
- Office National Suisse du Tourisme (ONST) (1981): *La Suisse et ses glaciers*. – Kümmerly et Frey Editions, Bern.
- RAUMER, J. F. VON & NEUBAUER, F. (1993): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*. – Springer-Verlag, Berlin.
- REINECKER, J., DANIŠÍK, M., SCHMID, C., GLOTZBACH, C., RAHN, M., FRISCH, W. & SPIEGEL, C. (2008): Tectonic control of the late stage exhumation of the Aar Massif (Switzerland): Constraints from apatite fission track and (U-Th)/He data. – *Tectonics* 27, TC6009, doi:10.1029/2007TC002247.
- ROSIER, G. (1931): Contribution à la géologie de l'Aletschhorn. – *Eclogae geol. Helv.* 24/1, 83–124.
- RUFFINI, R., POLINO, R., CALLEGARI, E., HUNZIKER, J. C. & PFEIFER, H. R. (1997): Volcanic clast-rich turbidites of the Taveyanne sandstones from the Thônes syncline (Savoie, France): records for a Tertiary postcollisional volcanism. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 77/2, 161–174.
- SAWYER, E. W. (1996): Melt segregation and magma flow in migmatites: implications for the generation of granite magmas. – *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 315, 85–94.
- (2008): *Atlas of Migmatites*. – The Canad. Mineral. spec. Publ. 9.
- SCHALTEGGER, U. & CORFU, F. (1992): The age and source for late Hercynian magmatism in the Central Alps: Evidence from precise U-Pb ages and initial Hf isotopes. – *Contr. Mineral. Petrol.* 111, 329–344.

- SCHALTEGGER, U. & GEBAUER, D. (1999): Pre-Alpine geochronology of the Central, Western and Southern Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 79/1, 79–87.
- SCHARDT, H. (1905): Les résultats scientifiques du percement du tunnel du Simplon. Géologie, hydrologie, thermique. – *Bull. tech. Suisse romande* 31, 125–178.
- SCHENKER, M. (1946): Geologische Untersuchung der mesozoischen Sedimentkeile am Südrand des Aarmassivs zwischen Lonza und Baltschiedertal (Wallis). – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 86.
- SCHNEIDER, T. R. (1965): Zwei eigenartige Sulfatvorkommen. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 45/1, 153–166.
- SOOM, M. (1990): Abkühlungs- und Hebungsgeschichte der Externmassive und der penninischen Decken beidseits der Simplon–Rhone–Linie seit dem Oligozän: Spaltspurdaterungen an Apatit/Zirkon und K-Ar-Datierungen an Biotit/Muskowit (westliche Zentralalpen). – *Diss. Univ. Bern*.
- STALDER, H. A. (1964): Petrographische und mineralogische Untersuchungen im Grimselgebiet (Mittleres Aarmassiv). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 44/1, 187–398.
- STECK, A. (1966a): Petrographische und tektonische Untersuchungen am Zentralen Aaregranit und seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aarmassiv im Gebiet Belalp–Grishorn. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 130.
- (1966b): Magnetkies-Kupferkies-Vererzungen am Kontakt des Zentralen Aaregranits im westlichen Aarmassiv nördlich Brig. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 46/2, 389–412.
- (1968): Die alpidischen Strukturen in den Zentralen Aaregraniten des westlichen Aarmassivs. – *Eclogae geol. Helv.* 61/1, 19–48.
- (1984): Structures de déformation tertiaires dans les Alpes ventrales (transversale Aar–Simplon–Ossola). – *Eclogae geol. Helv.* 77/1, 55–100.
- (1990): Une carte des zones de cisaillements ductiles des Alpes centrales. – *Eclogae geol. Helv.* 83/3, 603–627.
- (2008): Tectonics of the Simplon massif and Lepontine gneiss dome: deformation structures due to collision between the underthrusting European plate and the Adriatic indentor. – *Swiss J. Geosci.* 101/2, 515–546.
- STECK, A., BIGIOGGERO, B., DAL PIAZ, G. V., ESCHER, A., MARTINOTTI, G. & MASSON, H. (1999): Carte géologique des Alpes de Suisse occidentale 1:100 000, Carte géologique spéciale N° 123. – *Serv. hydrol. géol.n.* (Berne).
- STECK A. & BURRI, G. (1971): Chemismus und Paragenesen von Granaten aus Granitgneisen der Grünschiefer- und Amphibolitfazies der Zentralalpen. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 51/3, 534–538.
- STECK, A., EPARD, J.-L., ESCHER, A., GOUFFON, Y. & MASSON, H. (2001): Carte géologique des Alpes de Suisse occidentale 1:100 000, Carte géologique spéciale N° 123, notice explicative. – *Office Féd. Eaux Géologie* (Berne).
- STECK, A. & HÜGI, TH. (1970): Das Auftreten des Molybdänglanzes im westlichen Aarmassiv und Molybdändehalte von Gesteinen der gleichen Region. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 50/2, 257–276.
- STECK, A. & HUNZIKER J. (1994): The Tertiary structural and thermal evolution of the Central Alps: compressional and extensional structures in an orogenic belt. – *Tectonophysics* 238, 229–254.
- STRECKEISEN, A. (1976): To each plutonic rock ist proper name. – *Earth Sci. Rev.* 12, 1–33.
- SWIDERSKI, B. (1919): La partie occidentale du massif de l’Aar entre la Lonza et la Massa. – *Mat. carte géol. Suisse [n.s.]* 47.

- TRÜMPY R. (1966): Considérations générales sur le «Verrucano» des Alpes Suisses. In: TONGIORGI, M. & RAU, A. (Eds.): Atti del symposium sul Verrucano, Pisa 1965. – Soc. Tosc. Sci. Nat. Pisa 66, 212–232.
- (1980): Geology of Switzerland, a guide-book. – Schweiz. Geol. Komm. Wepf & Co, Basel.
- USTASZEWSKI, M. E., HAMPEL, A. & PFIFFNER, A. (2008): Compositfaults in the Swiss Alps formed by the interplay of tectonics, gravitation and postglacial rebound: an integrated field and modelling study. – Swiss J. Geosci. 101/1, 223–235.
- WAGNER, G. (2001): Mittelmoränen historischer und prähistorischer Gletscher im Wallis. – Mitt. naturf. Ges. Bern 58, 63–96.
- WENGER, R. & HÖGEL, O. (1968): Molybdän als Spurenelement in unserer Ernährung. – Mitt. aus dem Gebiet der Lebensmitteluntersuchung und Hygiene, Eidgenössisches Gesundheitsamt Bern 59/6, 525–545.
- WOODTLI, R., JAFFÉ, F. & RAUMER, J. VON (1987): Prospection minière en Valais: le projet Uromine. – Mat. Géol. Suisse, série géotech. 72.
- WYSS, R. (1986): Die Urseren-Zone – Lithostratigraphie und Tektonik. – Eclogae geol. Helv. 79/3, 731–767.
- ZBINDEN, P. (1949): Geologisch-petrographische Untersuchungen im Bereich südlicher Gneise des Aarmassivs. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 29/2, 221–356.

PUBLIZIERTE GEOLOGISCHE KARTEN

Geologische Karte der Schweiz 1: 500 000. – Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

Tektonische Karte der Schweiz 1: 500 000. – Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM) 1: 500 000. – Bundesamt für Landestopographie swisstopo, Landesgeologie CH-3084 Wabern.

Geologische Generalkarte der Schweiz 1: 200 000

Blatt 6 Sion, von P. CHRIST, 1942.

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

Geologischer Atlas der Schweiz 1: 25 000

Nr. 82 Lötschental (LK 1268), von Th. HÜGI, H. LEDERMANN, E. SCHLÄPPI, L.-W. COLLET, M. FREY & E. PARÉJAS, 1985.

Nr. 93 Brig (LK 1289), von M. BURRI, E. FRANK, P. JEANBOURQUIN, T. LABHART, M. LISKAY & A. STRECKEISEN, 1993.

Geologische Spezialkarten

Nr. 43 Geologische Karte der Gebirge zwischen Lauterbrunnenthal, Kanderthal und Thunersee, 1: 50 000, von E. GERBER, E. WELGERS & A. TRÖSCH, 1907.

Nr. 48 Geologische Karte der Simplon Gruppe, 1: 50 000, von C. SCHMIDT & H. PREISWERK, 1908.

Nr. 89 Carte géologique de la partie occidentale du massif de l'Aar (entre la Lonza et la Massa), 1: 50 000, von B. SWIDERSKI, 1919.

Nr. 98 Geologische Karte der Blümlisalpgruppe, 1: 25 000, von J. KREBS, 1925.

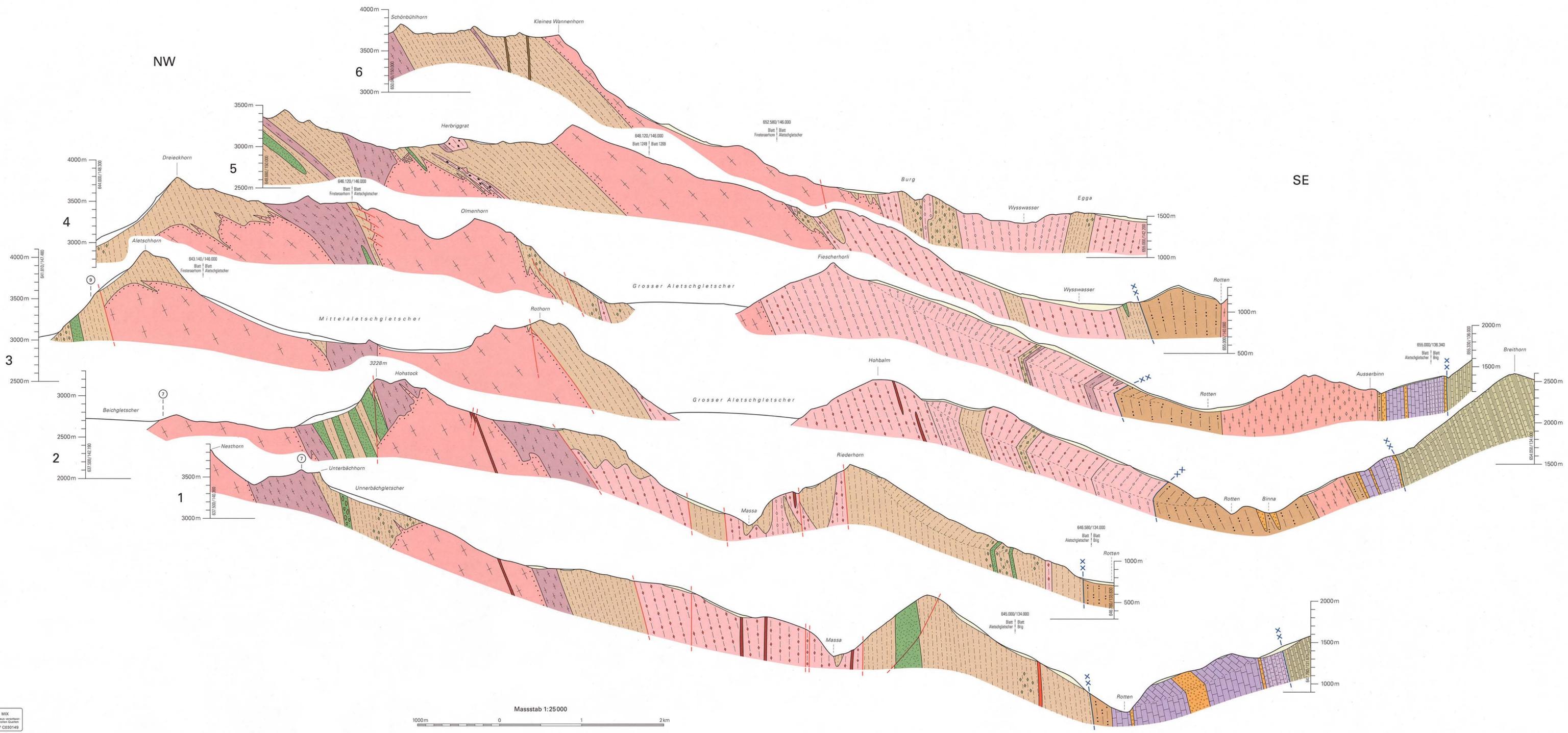
Nr. 123 Carte tectonique des Alpes de Suisse occidentale, 1: 100 000, von A. STECK, B. BIGIOGGERO, G. V. DAL PIAZ, A. ESCHER, G. MARTINOTTI & H. MASSON, 1999.

BEILAGEN

- Tafel I: Geologische Profile (NW–SE) durch das Gebiet von Atlasblatt Aletschgletscher
- Tafel II: Geologische Profile (NNW–SSE) durch das Gebiet von Atlasblatt Aletschgletscher
- Tafel III: Geologisches Panorama vom Fiescherhorli (Panoramazeichnung: A. Steck 1978, Panoramafoto: H.-P. Sahrhage 2004)

Geologische Profile (NW-SE) durch das Gebiet von Atlasblatt Aletschglletscher

von Albrecht Steck



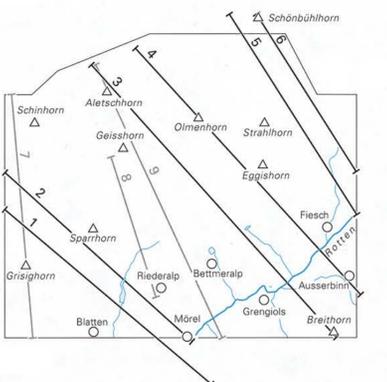
- Gletscher
 - Quartär

 - Zone von Sion-Courmayeur**
 - St-Christophe-Schichten und Rosswald-Serie

 - Gotthard-Massiv**
 - Termen-Tonschiefer
 - Termen-Kalkschiefer
 - Dolomitmarmor, Rauwacke, Gips, Arkose
 - Serizit-Chloritphyllit, Metaarkose, Metakonglomerat
 - Biotit-Plagioklasgneis
 - Augengneis

 - Aar-Massiv**
 - Lamprophyr
 - Aplit
 - Porphyrischer Mikrogranit (=Quarzporphyr)
 - Zentraler Aar-Granit (mit aplitischer Randfazies)
 - Biotitgranit bis -granodiorit und Biotittonalit
 - Augengneise s.l.
 - Porphyrischer Kalifeldspat-Biotitgneis
 - Porphyrischer Hornblende-Biotitgneis
 - Biotit-Plagioklasgneise
 - Bänderamphibolit
 - Schollenamphibolit (Agmatit)
 - Serpentin
- Zone von Termen und Urseren-Zone
 Kristallin
 Ganggesteine und Intrusiva
 Variszisches und prävariszisches Grundgebirge
- Bruch
 - Deckengrenze
 - Profilschnittlinie (Profil)

Lage der Profile



MIX Papier aus verantwortungsvollen Quellen FSC® C030149

Masstab 1:25000
1000m 0 1 2km

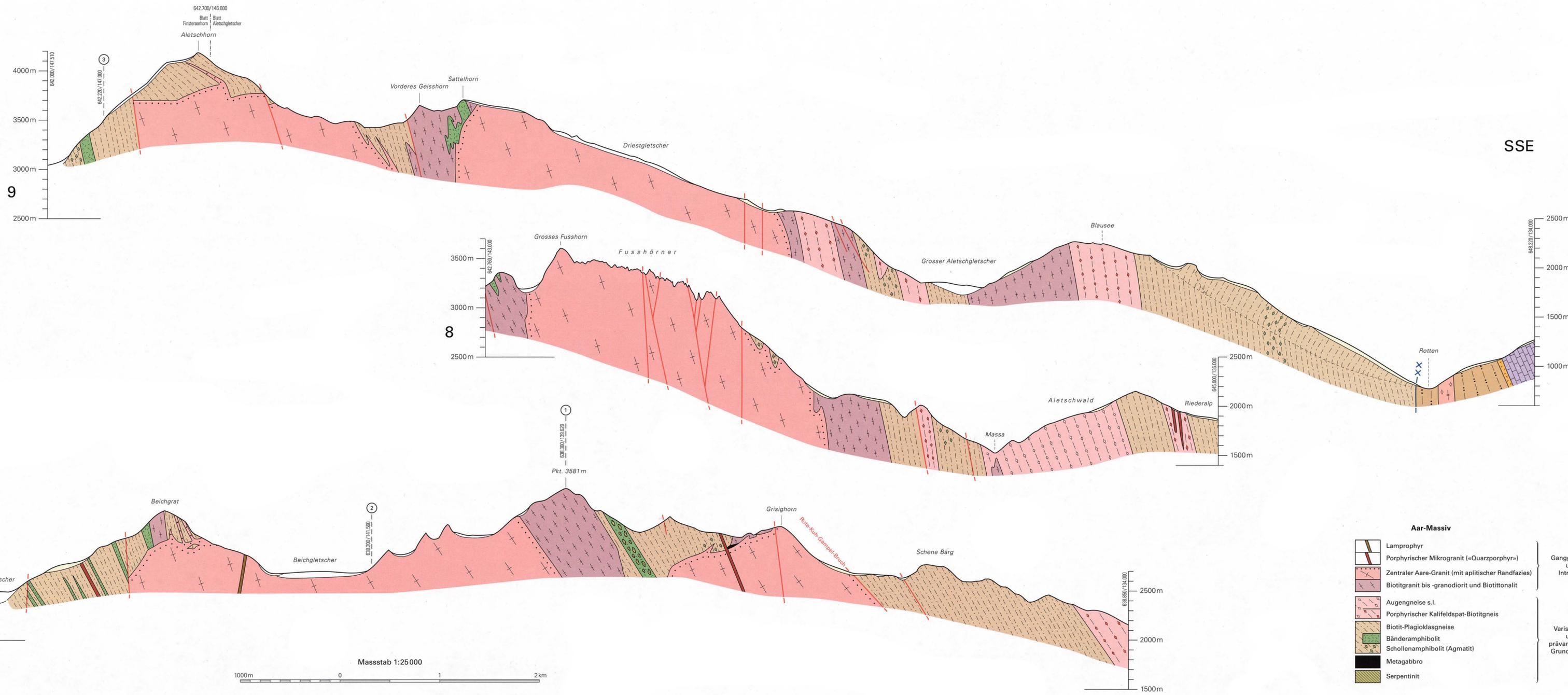
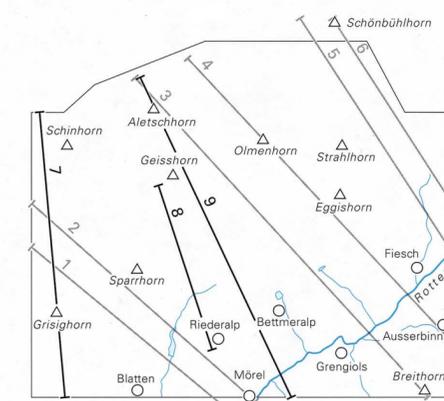
NNW

Geologische Profile (NNW–SSE)
durch das Gebiet von Atlasblatt
Aletschglletscher

von
Albrecht Steck

SSE

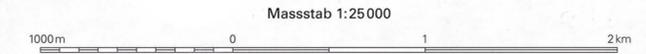
Lage der Profile



7

8

9



Massstab 1:25000

Aar-Massiv

- Lamprophyr
- Porphyrischer Mikrogranit («Quarzporphyr»)
- Zentraler Aare-Granit (mit apitischer Randfazies)
- Biotitgranit bis -granodiorit und Biotittonalit
- Augengneise s.l.
- Porphyrischer Kalifeldspat-Biotitgneis
- Biotit-Plagioklasgneise
- Bänderamphibolit
- Schollenamphibolit (Agmatit)
- Metagabbro
- Serpentinit

Ganggesteine und Intrusiva

Variszisches und prävariszisches Grundgebirge

Gotthard-Massiv

- Termen-Kalkschiefer
- Dolomitmarmor, Rauwacke, Gips, Arkose
- Serizit-Chloritphyllit, Metaarkose, Metakonglomerat
- Biotit-Plagioklasgneis
- Augengneis

Zone von Termen

Urseren-Zone

Kristallin

- Gletscher
- Quartär

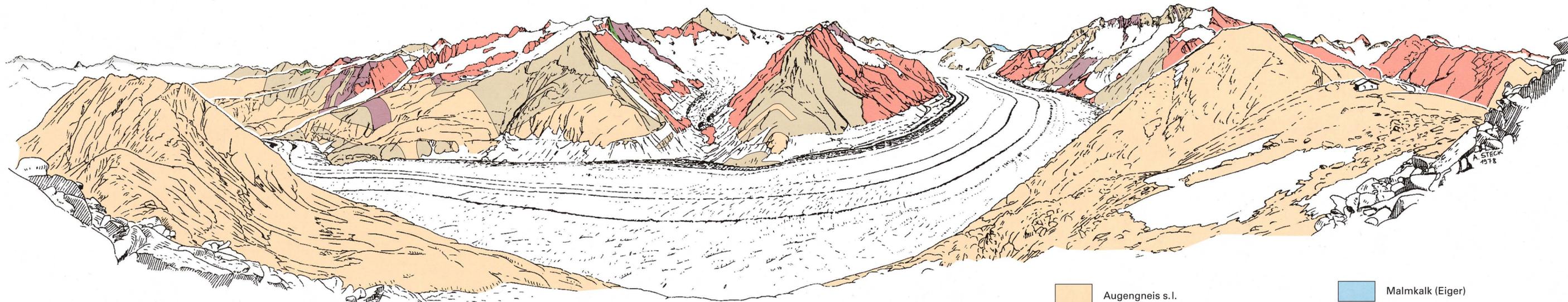
Bruch

Deckengrenze

Profilschnittlinie (Profil)

Geologisches Panorama vom Fiescherhorli

von
Albrecht Steck



- | | | | |
|---|------------------------|---|--------------------------|
|  | Augengneis s.l. |  | Malmkalk (Eiger) |
|  | Biotit-Plagioklasgneis |  | Zentraler Aare-Granit |
|  | Bänderamphibolit |  | Baltschieder-Granodiorit |

