

1230 Guttannen

Erläuterungen

JÜRGEN ABRECHT

Geologischer Atlas der Schweiz



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo
www.swisstopo.ch

2022

174

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

1:25 000

1230 Guttannen

Erläuterungen

76 Textfiguren, 5 Tabellen und 4 Tafelbeilagen

verfasst von
JÜRGEN ABRECHT

2022



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis

Karte

ABRECHT, J., SCHENKER, F., CADUFF, R., BÜCHI, E., MÜLLER, F. & WYSS, R. (2022): Blatt 1230 Guttannen. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 174.

Erläuterungen

ABRECHT, J. (2022): Blatt 1230 Guttannen. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 174.

Titelbilder

Umschlag

Lagiger Metatexit (Lagenmigmatit, Bändergneis) des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes mit hellen, konkordanten Leukosomlagen und verfaltetem und zerschertem basischen Sill. Nördlich des Gröebengletschers (Koord. 2662 440/1162 250). Foto J. Abrecht.

Karte

Überlagerung des digitalen Höhenmodells swissALTI^{3D} mit der vereinfachten tektonischen Nebenkarte des Atlasblatts Guttannen.

Erläuterungen

Grobkörniges Konglomerat der Trift-Formation mit gerundeten Komponenten vulkanischer oder intraformationeller Herkunft. Block bei der Trifthütte SAC (Koord. 2671 760/1170 050, Atlasblatt Guttannen). Foto M. Wiederkehr.

Herausgeber

© 2022, 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.

ISSN 1420-2905
ISBN 978-3-302-40104-1

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	4
Zusammenfassung	6
Résumé	7
Riassunto	8
Summary	9
Danksagung des Verfassers	10
Einführung	11
Stratigraphie und Petrographie	19
Unterhelvetikum	22
Aar-Massiv	22
Prävariszisches Kristallin	22
Spät- bis postvariszische Metasedimente und Vulkanite	64
Spät- bis postvariszische Intrusiva (Haslital-Gruppe)	77
Ganggesteine	100
Autochthone und parautochthone Sedimentgesteine	107
Quartär	118
Pleistozän	119
Holozän	124
Tektonik und Metamorphose	134
Metamorphose und Anatexis	137
Tektonometamorphe Entwicklung	153
Präordovizische Relikte	153
Ordovizischer Zyklus (kaledonische Orogenese)	153
Karbonisch-permischer Zyklus (variszische Orogenese)	155
Känozoischer Zyklus (alpine Orogenese)	163
Hydrogeologie	193
Mineralische Rohstoffe	197
Naturgefahren	202
Technische Geologie	211
Geologische Exkursionen	213
Literaturverzeichnis	218
Publizierte geologische Karten	233
Beilagen	235
Dünnschliffbeschreibungen	237

VORWORT

Das Blatt Nr.174 Guttannen des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25000 deckt einen für die geologische Erforschung des zentralen Aar-Massivs und für das Verständnis gebirgsbildender Prozesse bedeutenden Querschnitt ab und liefert eine aktuelle, umfassende und detaillierte Bestandsaufnahme der geologischen Verhältnisse nördlich des Grimselpasses.

Die Westflanke des Ürbachtals im Gebiet Tossen-Engelhörner wurde von F. Müller† (1930–1936) und Dr. R. Wyss† (1934) für das Blatt Grindelwald geologisch aufgenommen und unter Verwendung der Kartierungen von E. Büchi (1977–1979) revidiert. Lokale Anpassungen erfolgten unter Berücksichtigung der Aufnahmen von J.F. Fiseli (2006), M.O. Giba (2006) und D. Buess (2019). Die Kristallingesteine des Aar-Massivs wurden von PD Dr. J. Abrecht (Geotest AG, Zollikofen) und Dr. F. Schenker (Schenker Richter Graf AG, Luzern) von 1982 bis 2015 als externe Mitarbeiter der Schweizerischen Geologischen Kommission und später der Geologischen Landesaufnahme unter Berücksichtigung der Aufnahmen von R. Wyss† (1932), H.A. Stalder† (1964), C.R. Niggli† (1965) und C. Boss (1988) kartiert. Davor hatte PD Dr. J. Abrecht von 1972 bis 1975 im Gebiet des Gröebengletschers bereits Feldarbeiten im Rahmen der Diplomarbeit und der anschließenden Dissertation ausgeführt. Der Abschluss der Kartierung und das Verfassen der Erläuterungen erfolgten 2016 bis 2021 im Auftrag der Geologischen Landesaufnahme durch PD Dr. J. Abrecht. Die quartären Lockergesteine wurden von Dr. R. Caduff 2018 revidiert.

Im Auftrag der Landesgeologie wurden für die Publikation von Atlasblatt Guttannen vier Intrusivgesteine (Gardwiidi-Diorit, Telltistock-Granit, aplitische Randfazies des Grimsel-Granodiorits, Südwestlicher Aare-Granit) mittels radio-metrischer U/Pb-Altersbestimmungen an Zirkon (LA-ICPMS) datiert. Die geochemischen Analysen wurden im Rahmen einer Masterarbeit von M. Ruiz unter der Leitung von Prof. Dr. U. Schaltegger (Département des sciences de la Terre, Université de Genève) ausgeführt.

Im Auftrag der Schweizerischen Geologischen Kommission (SGK) begutachteten Prof. em. Dr. N. Mancktelow (Präsident der SGK, Geologisches Institut, ETH Zürich), Prof. Dr. A. Berger (Institut für Geologie, Universität Bern), Prof. Dr. U. Schaltegger (Département des sciences de la Terre, Université de Genève) und Prof. em. Dr. C. Schlüchter (Münchenbuchsee) den Inhalt der Karte und der Erläuterungen. Weitere wertvolle Beiträge und Auskünfte für die Ausarbeitung von Atlasblatt Guttannen lieferten dipl. Geol. C. Gisler (Kellerhals + Haefeli AG, Luzern), E. Tschannen (Amt für Wasser und Abfall des Kantons Bern) und I. Dobler (Archäologischer Dienst des Kantons Bern).

Die Redaktion der Karte und der Erläuterungen erfolgte durch Dr. M. Wiederkehr. Dr. R. Burkhalter hat den Erläuterungstext kritisch gegengelesen. Die Übersetzungen der Zusammenfassung in das Französische, Italienische und Eng-

lische besorgten Dr. A. Morard, Dr. Y. Gouffon, Dr. T. Galfetti und Dr. L. Reynolds. Die kartografische Bearbeitung der Karte führte Dr. R. Caduff (Luzern) durch. Die Tafeln und Textfiguren wurden von dipl. Geol. J. Mauvilly, R. Casty und Dr. M. Wiederkehr grafisch bearbeitet, den Schriftsatz gestaltete F. Arnold (Atelier Ursula Heilig SGD, Gümligen).

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

April 2022

Bundesamt für Landestopografie
Landesgeologie

ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet von Atlasblatt Guttannen deckt einen Querschnitt durch das zentrale Aar-Massiv ab und umfasst grösstenteils präalpine Kristallingesteine, die in der nordwestlichen Kartengebietsecke von autochthonen und parautochthonen Sedimentgesteinen überlagert werden. Die komplexen Kontaktverhältnisse zwischen den Kristallin- und Sedimentgesteinen am Nordrand des Aar-Massivs, aber auch die Genese der Kristallingesteine zogen bereits Ende des 19. Jahrhunderts das Interesse der Naturforscher und Geologen auf sich. Ihre Beobachtungen lieferten wichtige Hinweise für das Verständnis der alpinen Gebirgsbildung und die Gliederung des Aar-Massivs.

Die polymetamorphen prävariszischen Kristallingesteine – vor allem Gneis, Migmatit, Schiefer und Amphibolit – wurden von drei Gebirgsbildungen geprägt, die in höchst unterschiedlichem Masse ihre Spuren hinterlassen haben: der kaledonischen im Ordovizium, der variszischen im Karbon und der alpinen im Känozoikum. Das südöstliche Kartengebiet umfasst hauptsächlich spät- bis postvariszische Intrusiva, die im Späten Karbon – Frühen Perm in das prävariszische Kristallin eindringen. Hervorzuheben sind in diesem Zusammenhang der Zentrale Aare-Granit und der Grimsel-Granodiorit. Geringmächtige, steilstehende vulkanosedimentäre Gesteinsabfolgen erstrecken sich parallel zum Streichen des Aar-Massivs und stellen ein fundamentales Element für dessen interne strukturelle Gliederung dar. Entlang tiefgreifender Überschiebungen wurden diese ehemals an bzw. nahe der Erdoberfläche gebildeten Gesteine ins Kristallin eingeschuppt; ihre geometrischen Beziehungen zu den Intrusiva liefern wichtige Hinweise für die Rekonstruktion der früh- bis postvariszischen Entwicklung des Aar-Massivs.

Gut dokumentiert sind die Spuren der neoglazialen Gletscherstände, deren Moränenwälle den Hochstand am Ende der «Kleinen Eiszeit» um 1850 markieren und den markanten Gletscherschwund der letzten 170 Jahre verdeutlichen. Das Abschmelzen der Gletscher in Kombination mit dem voranschreitenden Auftauen des Permafrosts und der tektonischen Präkonditionierung des Gesteins sind wesentlich für aktuelle Naturgefahren wie Hanginstabilitäten, Murgang-, Steinschlag- und Bergsturzereignisse verantwortlich.

Das Haslital zählt aufgrund der spätalpinen spröde-duktilen Überprägung und dem damit verbundenen Reichtum an Zerrklüften zu den bedeutenden Fundgebieten von Kluftmineralien der Schweizer Alpen. Das Grimsel- und das nördlich angrenzende Sustengebiet sind wegen der hohen Niederschlagsmengen, der grossen Höhenunterschiede und des stabilen kristallinen Untergrunds prädestiniert zur Nutzung der Wasserkraft zur Energiegewinnung. So prägen Staumauern, Stollen, Ausbruchsdeponien, Kraftwerksbauten und Stromleitungen grosse Teile des Kartengebiets.

RÉSUMÉ

Le territoire de la feuille Guttannen expose une section à travers la partie centrale du massif de l'Aar et comprend principalement des roches cristallines anté-alpines, recouvertes dans le coin nord-ouest de la carte par des roches sédimentaires autochtones et parautochtones. Les relations complexes entre les roches cristallines et les roches sédimentaires à la bordure nord du massif de l'Aar, ainsi que la genèse des roches cristallines elles-mêmes, ont attiré l'attention des naturalistes et des géologues dès la fin du 19^e siècle. Leurs observations ont fourni des données importantes pour la compréhension de la formation de la chaîne alpine et de la structuration du massif de l'Aar.

Les roches cristallines polymétamorphiques anté-varisques – principalement des gneiss, des migmatites, des schistes et des amphibolites – ont été façonnées par trois orogénèses qui ont laissé leurs marques à des degrés extrêmement différents: l'orogénèse calédonienne à l'Ordovicien, l'orogénèse varisque au Carbonifère et l'orogénèse alpine au Cénozoïque. La partie sud-est de la carte comprend principalement des roches magmatiques tardi- à post-varisques intrudées dans le socle cristallin anté-varisque au Carbonifère tardif – Permien précoce. C'est le cas notamment du Granite central de l'Aar et de la Granodiorite du Grimsel. Des séries volcano-sédimentaires de faible épaisseur, aujourd'hui en position fortement inclinée, s'étendent parallèlement à l'orientation principale du massif de l'Aar et constituent un élément fondamental de sa structuration interne. Le long de profonds chevauchements, ces roches autrefois formées à la surface de la Terre ou près de celle-ci se sont retrouvées enfoncées dans le socle cristallin. Leurs relations géométriques avec les roches intrusives fournissent des indications importantes pour la reconstitution de l'évolution éo- à post-varisque du massif de l'Aar.

En ce qui concerne le Quaternaire, les stades néoglaciaux – avec une apogée à la fin du Petit Âge Glaciaire vers 1850 – sont bien documentés par leurs vallums morainiques permettant de constater le très net recul des glaciers au cours des 170 dernières années. La fonte des glaciers, associée au dégel de plus en plus important du permafrost et au préconditionnement tectonique du substratum rocheux, est en grande partie responsable des dangers naturels actuels tels que les instabilités de pente, les laves torrentielles, les chutes de pierres et les éboulements.

La vallée du Haslital compte parmi les régions les plus importantes des Alpes suisses où des minéraux de fissures ont été découverts, en raison des déformations cassantes-ductiles tardi-alpines et des nombreuses fissures qui en résultent. La région du Grimsel et celle du Susten, limitrophe au nord, sont prédestinées à la production d'énergie hydraulique en raison des précipitations élevées, des grandes différences d'altitude et de la stabilité du soubassement cristallin. De ce fait, les barrages, les galeries, les dépôts de déblais, ainsi que les centrales et lignes électriques sont des éléments marquants du paysage de la région cartographiée.

RIASSUNTO

L'area del foglio Guttannen espone una sezione attraverso la parte centrale del massiccio dell'Aare e comprende principalmente rocce cristalline antealpine, sovrapposte nell'angolo nord-occidentale della mappa da rocce sedimentarie autocitone e parautoctone. Le relazioni complesse tra le rocce cristalline e sedimentarie sul bordo settentrionale del massiccio dell'Aare, e la genesi delle rocce cristalline stesse, hanno attirato l'attenzione di naturalisti e geologi già a partire dalla fine del XIX secolo. Le loro osservazioni hanno fornito dati importanti per la comprensione della formazione della catena alpina e la strutturazione del massiccio dell'Aare.

Le rocce cristalline polimetamorfiche antevarisiche – principalmente gneiss, migmatiti, scisti e anfiboliti – sono state modellate da tre orogenesi le quali hanno lasciato il loro segno in misura estremamente diversa: l'orogenesi caledoniana nel Ordoviciano, l'orogenesi varisica nel Carbonifero e l'orogenesi alpina nel Cenozoico. La parte sud-est della carta comprende principalmente delle rocce magmatiche tardo- a postvarisiche le quali sono intruse nel basamento cristallino antevarisico durante il tardo Carbonifero tardo – primo Permiano. Questo è il caso, per esempio, del Granito centrale dell'Aare e della Granodiorite del Grimsel. Delle sottili serie vulcano-sedimentarie, ora in posizione fortemente inclinata, si estendono parallelamente all'orientamento principale del massiccio dell'Aare e ne costituiscono un elemento fondamentale della sua struttura interna. Queste rocce, che un tempo si erano formate sulla superficie terrestre, o vicino ad essa, sono state spinte nel basamento cristallino lungo profondi sovrascorrimenti. Le loro relazioni geometriche con le rocce intrusive forniscono informazioni importanti per la ricostruzione dell'evoluzione pre- e postvarisica del massiccio dell'Aare.

Per quanto riguarda il Quaternario, le fasi neoglaciali – con un picco alla fine della Piccola Era Glaciale intorno al 1850 – sono ben documentate dai loro cordoni morenici, che mostrano il ritiro molto chiaro dei ghiacciai negli ultimi 170 anni. Lo scioglimento dei ghiacciai, combinato con il crescente scongelamento del permafrost e il preconditionamento tettonico del substrato roccioso, è in gran parte responsabile dei pericoli naturali odierni come l'instabilità dei pendii, le colate di detriti, la caduta di massi e le frane.

Grazie alle deformazioni fragili-duttili tardo-alpine e delle numerose fessure che ne derivano, la valle dell'Haslital è una delle regioni più importanti delle Alpi svizzere per quanto riguarda la presenza di minerali di fessura. La regione del Grimsel e l'adiacente regione del Susten a nord si prestano alla produzione di energia idroelettrica grazie alle alte precipitazioni, alle grandi differenze di altitudine e alla stabilità del substrato cristallino. Dighe, gallerie, discariche di inerti, centrali elettriche e linee elettriche sono quindi caratteristiche evidenti del paesaggio della regione cartografata.

SUMMARY

The area of map sheet Guttannen covers a cross-section of the central Aar Massif and comprises mostly pre-Alpine crystalline rocks, which are overlain by autochthonous and parautochthonous sedimentary rocks in the north-western corner of the map area. The complex contact conditions between the crystalline and sedimentary rocks on the northern edge of the Aar Massif, but also the genesis of the crystalline rocks, attracted the interest of naturalists and geologists as early as the end of the 19th century. Their observations provided important clues for the understanding of Alpine mountain building and the overall structure of the Aar Massif.

The polymetamorphic pre-Variscan crystalline rocks – mainly gneiss, migmatite, schist and amphibolite – have been overprinted by three orogenic cycles, which left their traces in completely different degrees: the Caledonian in Ordovician, the Variscan in Carboniferous and the Alpine in Cenozoic times. The southeastern map area mainly comprises late to post-Variscan intrusive rocks that intruded the pre-Variscan crystalline basement in the Late Carboniferous – Early Permian. Noteworthy in this context are the Central Aare Granite and the Grimsel Granodiorite. Thin, steeply inclined volcano-sedimentary sequences extend parallel to the strike of the Aar Massif and represent a fundamental element of the Aar Massif's internal structural subdivision. These sequences, which were formed at or near the earth's surface, are now located within the crystalline basement along deep-reaching thrusts. In addition, their geometric relationships to the intrusive rocks provide important clues for the reconstruction of the early to post-Variscan evolution of the Aar Massif.

Traces of neoglacial positions, whose moraine walls mark the maximal extent at the end of the Little Ice Age around 1850 and illustrate the remarkable glacier retreat of the last 170 years, are well documented. The melting of the glaciers in combination with the progressive thawing of the permafrost and the tectonic preconditioning of the rock are largely responsible for current natural hazards such as slope instabilities, debris flow, rockfall and rock avalanches.

Due to the late Alpine brittle-ductile overprinting and the associated abundance of alpine fissures, the Haslital is one of the most important areas for finding fissure minerals in the Swiss Alps. Due to high amount of precipitation, the large differences in elevation and the stable crystalline bedrock, the Grimsel and the northern adjacent Susten regions are especially suitable for hydroelectric power generation. Large parts of the map area are characterised by dams, tunnels, excavation dumps, power station buildings and power lines.

DANKSAGUNG DES VERFASSERS

Mit der Kartierung von Blatt Guttannen habe ich 1982 begonnen, nachdem ich im Gebiet des Gröebengletschers bereits Feldarbeiten im Rahmen der Diplomarbeit und später der Dissertation unter der Leitung von Prof. Dr. Theodor Hügi und Prof. Dr. Ernst Niggli geleistet hatte. Wertvolle Informationen habe ich im Rahmen meiner vielen Kilometer Stollenaufnahmen für die Kraftwerke Oberhasli AG gewonnen. Ab dem Jahre 1987 hat mich Dr. Franz Schenker, der sich in seiner Dissertation intensiv mit den vulkanosedimentären Gesteinen der Trift- und der Diechtergletscher-Formation beschäftigt hatte, während 25 Jahren begleitet. Danke, Franz, für die bereichernde gemeinsame Zeit und deine nie versiegenden kreativen Ideen, die mich ständig herausgefordert haben.

Die vorliegenden Erläuterungen wären in dieser Form nicht möglich gewesen, hätte ich nicht ständig auf die fachliche Unterstützung und kritische Bemerkungen von meinen Kollegen Prof. Dr. Ivan Mercolli†, Prof. Dr. Alfons Berger und Prof. Dr. Marco Herwegh zählen können. Für die zahlreichen Diskussionen bin ich ihnen zu grossem Dank verpflichtet. Mit Prof. Dr. Toni Labhart, dem Bearbeiter der benachbarten Blätter Innertkirchen, Meiental und Urseren, hatte ich über viele Jahre Kontakt und Gelegenheit, die gemeinsamen geologischen Probleme zu besprechen. Seine enthusiastische Herangehensweise war mir ein Vorbild und ich danke ihm dafür. Dr. Philipp Wehrens und MSc Debora Buess danke ich für die gemeinsame Diskussion über ihre Arbeiten in meinem Kartiergebiet und Prof. em. Dr. Adrian Pfiffner für seine Einführung ins Helvetikum. MSc Corinne Kämpfer, Dr. Jürg Meyer, Dr. Peter Thompson, Prof. em. Dr. Albrecht Steck†, Dr. Markus Tschudin und Prof. Dr. Tom Foster danke ich für Feldbegehungen und Begleitung während der Kartierarbeit. Dr. Alannah Brett, MSc W Wolfgang Zucha und Prof. Dr. Lukas Baumgartner bin ich dankbar für diverse Analysen und Messungen. Besonderen Dank schulde ich dipl. Geol. Bernd Rathmayr† für seine Begleitung als Bergführer und Geologe in kritischen Situationen, die ich alleine nicht gemeistert hätte.

Wertvolle Hilfe bei der Identifikation von Sedimentgesteinen leisteten Dr. Benno Schwizer†, Dr. Hanspeter Funk und Dr. Ursula Menkveld-Gfeller. Ich danke euch dafür. Christian Fölmli danke ich für das Original seiner Detailkarte zur Spreitlouwi und Dr. André Puschnig für die Dünnschliffe aus der Sammlung des Naturhistorischen Museums Basel. Von grossem Wert waren mir die geologischen Unterlagen aus dem Archiv der Kraftwerke Oberhasli AG. Für ihre Hilfe und Bereitschaft, mir diese Unterlagen zur Verfügung zu stellen, danke ich den Herren Andres Fankhauser und Hardani Al Mostafa. Mein letzter Dank geht an Dr. Michael Wiederkehr, der die redaktionelle Bearbeitung des Kartenblatts und der Erläuterungen innehatte. Michael war immer bereit, meine Fragen zu beantworten und meine Zweifel auszuräumen, hat mich jederzeit unterstützt sowie im Feld begleitet und war dadurch stets Ansporn, die Arbeit zu einem guten Ende zu führen. Er hat wesentlichen Anteil am Gelingen dieser Arbeit.

EINFÜHRUNG

Geographische Übersicht

Das Gebiet von Blatt Guttannen des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 umfasst einen Ausschnitt aus dem Gebirgszug entlang des Grimselquerschnitts im Grenzbereich der Kantone Bern und Wallis. Dieser Gebirgszug bildet im südöstlichen Kartengebiet eine bedeutende Wasserscheide: Während die Fliessgewässer nordwestlich des Bergkamms Undri Triftlimi – Tialalplistock – Hintere Gelmehörner – Gärstenhoren – Nägelisgrätli über die Aare und den Rhein in die Nordsee entwässern, fliesst das Wasser des südöstlich angrenzenden Einzugsgebiets über die Rhone ins Mittelmeer.

Das Südsüdost–Nordnordwest streichende obere Haslital verläuft vom Grimselpass herkommend auf etwa 14 km Länge quer durch das Kartengebiet, im Westen auf etwa 10 km das vom Gauligebiet herkommende Ürbachtal. Beide Täler sind tief eingeschnitten und werden von den höchsten Gipfeln des dazwischenliegenden Gebirgszugs um bis zu 2000 m überragt. Das Diechterhoren mit 3388 m ü.M., der Tialalplistock mit 3383 m ü.M., das Ewigschneehoren mit 3330 m ü.M., der Hienderstock mit 3307 m ü.M., das Hangendgletscherhorn mit 3294 m ü.M., das Ritzlihoren mit 3277 m ü.M., der Tossen mit 3144 m ü.M. und das Grosse Engelhorn mit 2781 m ü.M. sind die bekanntesten und höchsten Erhebungen. Der tiefste Punkt im Kartengebiet liegt auf 752 m ü.M. nordwestlich von Boden im Haslital, wo die Aare den nördlichen Kartengebietsrand schneidet.

Das Gebiet von Blatt Guttannen ist nur dünn besiedelt. Die einzigen ganzjährig bewohnten Siedlungen sind Guttannen mit rund 250 Einwohnern und der Weiler Boden.

Kulturhistorische Übersicht

Die das Kartengebiet prägende Südsüdost–Nordnordwest verlaufende Furche des oberen Haslitals umfasst nicht nur die einzigen ständig bewohnten Siedlungen innerhalb des Kartengebiets, sondern stellt auch einen seit spätestens dem Mittelalter wichtigen Übergang ins südlich angrenzende Wallis und weiter nach Italien dar. Die erste geschichtliche Erwähnung datiert aus dem 14. Jahrhundert. Der Passübergang wurde nicht nur für den Handel genutzt, sondern diente auch kriegerischen Zwecken. Der damals mittels Verträgen zwischen den Haslitalern und weiteren angrenzenden Regionen gesicherte Unterhalt des Saumpfads gewährleistete während Jahrhunderten den sicheren Übergang über die Grimsel. Das für die Reisenden wichtige Hospiz wurde 1397 erstmals erwähnt. Die Säumerei dauerte bis gegen Ende des 19. Jahrhunderts, als die Eröffnung der Gotthardbahn einen

schnelleren und bequemerem Weg durch die Alpen ermöglichte. Vergleichsweise spät wurde im Jahr 1894 die neue Passstrasse fertiggestellt. Allerdings war deren Benutzung für Automobile bis weit ins 20. Jahrhundert hinein noch verboten und es musste die Postkutsche in Anspruch genommen werden, die für die Strecke von Meiringen nach Gletsch $7\frac{1}{2}$ Stunden benötigte und eine Fahrt damals Fr. 9.30 (teuerungsbereinigt rund Fr. 100.-) kostete. Oder man konnte einen Einspanner mieten, was allerdings das rund Vierfache kostete. Eine Übernachtung (1 Bett) in einem Gasthof in Guttannen schlug dabei mit ungefähr Fr. 2.- zu Buche. Als Folge des Baus der Wasserkraftwerke der Kraftwerke Oberhasli AG (KWO) in diesem Gebiet wurde die Strasse zwischen 1920 und 1950 ausgebaut und teilweise neu angelegt, was dem motorisierten Verkehr erheblichen Aufschwung verlieh. Weitere Ausbaustufen mit neuen Tunnels erfolgten in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts. Als nicht wintersicherer Alpenübergang hat die Grimselpassstrasse heute eine eher beschränkte Bedeutung.

Die im 14. Jahrhundert erstmals als «Guotontannon» erwähnte Ortsbezeichnung Guttannen, zu der auch der Weiler Boden gehört, hatte im Jahr 1846 535 Einwohner, nach einem zwischenzeitlichen Rückgang um 1950 wieder über 550 und heute noch rund 250. Die politische Gemeinde existiert seit 1835 und umfasst ein Gebiet von rund 200 km², wovon knapp 10% land- oder forstwirtschaftlich nutzbar sind. Wie die Nutztierhaltung (Rinder, Kühe, Schafe) auf den noch bestossenen Alpen wie Farlouwi, Steinhüs und Gouwli wird die Land- und Alpwirtschaft nur noch im Nebenerwerb geführt. Wichtigster Arbeitgeber im Haslital sind die Kraftwerke Oberhasli AG (KWO). Trotz der geringen Einwohnerzahl konnte die Gemeinde bisher die Primarschule erhalten, wenn auch infolge der geringen Schülerzahl von weniger als 10 ihre Existenz permanent in Frage gestellt ist. Eine den Einwohnern bewusste Gefahr stellt der oftmals heftig einfallende Föhn dar, welcher mehrmals grosse Feuersbrünste hervorrief, die 1723, 1803 und 1812 zur weitgehenden Zerstörung des Dorfs geführt haben. Historisch gesehen bot neben der Land- und Alpwirtschaft auch das Strahlerwesen den Bewohnern des Tals eine Erwerbsmöglichkeit, wovon die beiden heute noch existierenden Mineralienausstellungen in Guttannen zeugen. Und nicht zuletzt hat das Haslital über die Landesgrenzen hinaus Bekanntheit erlangt als Ort der Gletscherforschung, die mit den Neuenburger Glaziologen L. Agassiz, C. Vogt und E. Desor im Einzugsgebiet des Lauteraargletschers ihren Anfang nahm.

Detailliertere Angaben zu Landschaft, Natur, Bevölkerung, Erschliessung und Geschichte des Haslitals finden sich in NUSSBAUM (1922), KURZ & LERCH (1979) sowie im Alpenposten-Führer «Grimselstrasse» (PTT 1961).

Geologische Übersicht

Die auf Atlasblatt Guttannen dargestellten geologischen Einheiten umfassen vorwiegend Gesteine des polymetamorphen prävariszischen Grundgebirges («Alt-kristallin») und der spät- bis postvariszischen Intrusiva des unterhelvetischen Aar-Massivs. Nur kleinere Anteile werden durch die spät- bis postvariszischen vulkanosedimentären Gesteine gebildet. Lediglich im Gebiet der Engelhörner in der nordwestlichen Kartengebietsecke sind Sedimentgesteine des Autochthons und des Parautochthons aufgeschlossen. Zu Letzteren gehören auch die zwei am Nordrand des Aar-Massivs ins prävariszische Kristallin eingeschuppten Keile aus mesozoischen Sedimentgesteinen am Loibstock und am Tossen.

Das prätriassische Kristallin ist in Südwest-Nordost streichende lithostratigraphische Einheiten unterteilt, welche sich sowohl in den westlichen als auch den östlichen Teil des Aar-Massivs verfolgen lassen. Dies sind im Kartengebiet von Nordwesten nach Südosten (Bezeichnungen nach BERGER et al. 2016, 2017a):

Gruppe/Zone	Formation/Gneiskomplex
Innertkirchen-Lauterbrunnen-Zone	Innertkirchen-Migmatit
Wenden-Zone	Wendenjoch-Formation
Erstfeld-Zone	Erstfeld-Gneiskomplex
Ferden-Guttannen-Zone	Guttannen-Gneiskomplex
Lötschental-Maderanertal-Zone	Goltschenried- und Trift-Formation
Sustenhorn-Zone	Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex
Diechtermgletscher-Tscharren-Zone	Diechtermgletscher-Formation
Haslital-Gruppe	Mittagflue-Granit, Zentraler Aare-Granit, Südwestlicher Aare-Granit, Grimsel-Granodiorit, Tellistock-Granit
Oberaar-Furka-Zone	Bäregg-Gneiskomplex
Ausserberg-Avat-Zone	Massa- und Gärsthorn-Gneiskomplex

Zudem wird auf die Nebenkarte «Tektonische Übersicht 1:200 000» sowie auf die geologischen Profile 1–5 (Taf. 1) und die geologischen Panoramen (Taf. 2–4) verwiesen.

Die *autochthonen und parautochthonen Sedimentgesteine* am Nordrand des Aar-Massivs umfassen verschuppte und verfaltete Sedimentgesteine triassischen bis paläogenen Alters. Die mächtigsten Abfolgen werden durch jurassische und kretazische Kalke gebildet. Die Sedimentkeile am Tossen und am Loibstock sowie derjenige am Pfaffenchof (Atlasblatt Innertkirchen) stellen tief ins Kristallin reichende, vor allem aus spätjurassischem Kalk bestehende, liegende Falten oder Falten-schenkel dar.

Der *Innertkirchen-Migmatit* umfasst migmatitische Gesteine mit diatektischem Gefüge (Schollenmigmatit) und ist charakterisiert durch eine pinitreiche

granitische bis granodioritische Matrix mit Schollen von mehrheitlich Gneis und untergeordnet Kalksilikatfels, Marmor, Amphibolit und Ultramafit.

Der gegen Süden anschliessende *Erstfeld-Gneiskomplex* besteht vorwiegend aus häufig migmatitisch ausgebildetem Gneis metasedimentären Ursprungs, weist aber im Kartengebiet zudem orthogene Anteile auf. Lokal treten Einschlüsse aus Kalksilikatfels auf. Seine Zusammensetzung ist granitisch; dominierend ist ein lagiger Biotit-Plagioklasgneis mit metatektischem Gefüge (Lagenmigmatit).

Die Grenze zum südöstlich anschliessenden *Guttannen-Gneiskomplex* ist im Feld in der Regel nicht eindeutig kartierbar, da sich die lithologischen Eigenschaften der Gesteine von beiden Gneiskomplexen infolge der retrograden Überprägung häufig sehr ähnlich sind. Dies hat frühere Bearbeiter dazu bewogen, diese beiden Einheiten als «kristalline Schieferhülle» zusammenzufassen (HUTTENLOCHER 1947, HÜGI 1960), eine Bezeichnung, die sich bis weit in die zweite Hälfte des vorigen Jahrhunderts gehalten hat, heute jedoch aufgrund ihrer genetischen Implikation nicht mehr weiterverwendet werden sollte. Der Guttannen-Gneiskomplex wird gegen Südosten durch die Intrusionskörper des Zentralen Aare-Granits und des Mittagflue-Granits begrenzt. Im Nordosten – im Gebiet von Atlasblatt Innertkirchen – wird er durch den migmatitischen Gneis des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes abgelöst. Am Chilchlistock bzw. zwischen Gwächtenhoren und Ofenhoren im nordöstlichen Kartengebiet sind zudem vulkanosedimentäre Gesteine der *Trift*- bzw. *Diechtermgletscher-Formation* dazwischengeschaltet, deren Abgrenzung im Gelände aufgrund ihrer starken tektonischen Überprägung oft schwierig ist.

Gegen Osten und Westen ausgehend, bildet der *Mittagflue-Granit* einen räumlich von den anderen Intrusiva weitestgehend getrennten, Südwest-Nordost streichenden Intrusionskörper, der gegen Südosten an den *Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex* grenzt. Letzterer bildet im Gebiet des Stampfhoren eine isolierte, wenig in die Tiefe reichende und vom Zentralen Aare-Granit intrudierte Einheit aus vorwiegend migmatitischem Biotit-Plagioklasgneis. Für den Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex charakteristisch sind die darin eingelagerten Schollen von mafischen und ultramafischen Gesteinen (Schollenamphibolit), die lokal einen hohen Anteil am Gestein ausmachen können. Die Kontakte zu den Intrusiva (Mittagflue-Granit, Zentraler Aare-Granit) sind häufig als primärmagmatische Intrusionskontakte erhalten geblieben.

Die südöstliche Kartengebietshälfte wird durch die Intrusionskörper des *Zentralen Aare-Granits* und des *Grimsel-Granodiorits* eingenommen. Letzterer grenzt in der südöstlichen Kartengebietsecke an den Bäregg-Gneiskomplex, der wiederum an das Ostende des am Furkapass ausgehenden *Südwestlichen Aare-Granits* stösst. Nach Südosten wird dieser schliesslich durch migmatitische Gneise meist metasedimentären Ursprungs des *Massa*- und des *Gärsthorn-Gneiskomplexes* abgelöst.

Geschichte der geologischen Erforschung

Seit Beginn der geologischen Erforschung des Aar-Massivs hat das im Oberhasli aufgeschlossene Querprofil entlang des Passübergangs der Grimsel zwischen dem bernischen Innertkirchen und Oberwald im Kanton Wallis eine grosse Bedeutung gehabt. Begünstigt wurde dies durch die gegen Ende des 19. Jahrhunderts erstellte Passstrasse, die einen Querschnitt durch wesentliche lithostratigraphische Einheiten des Aar-Massivs erschloss. So erstaunt es nicht, dass Geologen zur Darstellung des Massivbaus immer wieder geologische Nord-Süd-Profile entlang des Grimselquerschnitts konstruierten.

Neben den Versuchen einer geologisch-tektonischen Gliederung des Aar-Massivs lag die Genese der Kristallingesteine im Zentrum der Studien der frühen Bearbeiter. Bereits HUGI (1830) beschrieb in seiner «Alpenreise» die Überlagerung von Kalk durch kristalline Gesteine an der Jungfrau, am Ürbachsattel, am Pfaffenchof und am Loibstock und illustrierte seine Befunde durch die wohl frühesten geologischen Profile. Diese Ansicht stiess bei seinen Zeitgenossen jedoch auf Unverständnis. STUDER (1851–1853), der diese Lokalitäten auch besuchte, bestätigte zwar die Beobachtung, nicht aber deren Erklärung. Erst später korrigierte er seine ablehnende Meinung. ESCHER VON DER LINTH (1839) hatte schon früh Zweifel an der gängigen Auffassung geäussert, ebenso später auch ALB. HEIM (1878). Dass der Kontakt zwischen den Kristallingesteinen und den im Norden aufliegenden Sedimentgesteinen, wie beispielsweise im Ürbachtal, nicht von intrusiver, sondern von «mechanischer» Natur war, wurde von BALTZER (1880) nachgewiesen. Die mehrfache Verschuppung von Gneis und Sedimentgesteinen im Gebiet Loicherli-Äugstgumm am Gstellhorn – von den damaligen Bearbeitern noch als Verfaltung gedeutet – war für ihn das vielleicht «grossartigste Beispiel dieser Art in Europa». Er widerlegte damit die Auffassung der früheren Bearbeiter, die die Überlagerung von Fossilien führenden Sedimentgesteinen durch Gneis zwar erkannt, diese aber auf vulkanische Ergüsse zurückgeführt hatten. A. Baltzer akzeptierte auch die bruchlose duktile Verformung des Gneises als Folge einer druckhaften mechanischen Einwirkung. In diese Periode fällt auch die Erkenntnis der kartierenden Geologen (A. Baltzer, E. von Fellenberg, Alb. Heim), dass die kristallinen Einheiten des Aar-Massivs – ursprünglich noch «Finsteraarhorn-Massiv» genannt – prätriassischen Alters sind. BALTZER (1880) publizierte in seinem Atlasband neben zahlreichen Profilen auch Ansichten des Loibstock-Keils. Diese zeigen im Detail den Verlauf des Sedimentgesteinskeils, dokumentieren aber auch die damals weitgehend waldfreien Talhänge, die – im Gegensatz zu heute – die vollständige Verfolgung des Keils im Gelände erlaubten.

Die Auffassungen über die Entstehung der kristallinen Gesteine waren ebenfalls einem ständigen Wechsel unterworfen. Der kurzen Darstellung der Vorstellungen zum Aufbau und der Genese des Aar-Massivs sei ein Zitat aus HUGI (1907) vorangestellt, dem wir uns mit dieser Arbeit vorbehaltlos anschliessen können:

«Mögen im Laufe der Zeiten die Auffassungen sich ändern, mögen andere Anschauungen die Wissenschaft beherrschen, es wird doch das grosse Tatsachenmaterial, das diese Autoren [E. von Fellenberg, A. Baltzer, Alb. Heim, C. Schmidt, A. Sauer] uns gegeben haben, in seinem Werte bestehen bleiben, und unsere Aufgabe und Pflicht soll es sein, die erhaltenen Resultate zu erweitern und durch die vervollkommeneten Mittel und durch vermehrte Erfahrungen der Wissenschaft zu vertiefen.»

VON FELLEBERG (1886) war wohl der erste, der einen Gliederungsversuch des Aar-Massivs unternahm sowie ein detailliertes geologisches Profil durch das Oberhasli konstruierte und dabei den Begriff der «Schieferhülle» einführte. SAUER (1900) sah im «Gneiss von Innertkirchen» ein Gestein «zweifelloso eruptiven Ursprungs». Etwas später führte LOTZE (1914) eine detaillierte Untersuchung der «Erstfeldergneise» und des «Innertkirchner Granits» durch. Er unterschied einen «Sedimentgneis» und einen «Eruptivgneis» und wies wie schon SAUER (1905) auf die Ähnlichkeit mit den Gesteinen aus dem Schwarzwald hin. Die Marmorschollen im «Innertkirchner Granit» deutete er als kontaktmetamorphe Bildungen und somit als Beleg für den magmatischen Ursprung dieses Gesteins.

Die Auffassung über die magmatische Natur des «Innertkirchner Gneises» wurde später durch HUGI (1907, 1922) weiter vertreten, der in der Folge sowohl einen «Innertkirchner-Gasteren-Granit» als auch einen «Erstfelder Granit» karbonischen Alters postulierte (HUGI 1928). Den «Innertkirchner Granit» hat er dabei als «resorptionsreiche Randfazies» des Gasteren-Granits interpretiert. Das vorerst als «Erstfeldergranit-Teilmassiv» bezeichnete Gebiet des «Erstfeldergneises» mit analoger Entstehung wie der «Innertkirchner Granit» betrachtete er später dann eher als das Produkt einer «weitgehenden Durchmischung von Para- und Orthomaterial» (HUGI 1934a). Die heute als Migmatite gedeuteten prävariszischen Kristallingesteine interpretierte er als «Schieferhülle der Intrusionen», welche durch das aargranitische Magma in vielfältigster Weise durchdrungen und injiziert worden waren. Sein Schüler H. Huttenlocher kam dann aber in seiner letzten Arbeit zum Schluss, dass es sich beim «Erstfeldergneis» vollständig um ein metamorphes Gestein handle, das durch aufsteigende Lösungen seine Ausbildung erhalten habe und somit metasomatischen Ursprungs sei (HUTTENLOCHER 1947). Den «Innertkirchner Gneis» betrachtete er nach wie vor als intrusiven Ursprungs, wobei der hohe Anteil an Fremdgestein in Form von Schollen aus Gneis, Marmor und Amphibolit auf die Resorption und Assimilation von Nebengestein durch das aufsteigende Magma zurückzuführen sei («resorptionsreiche hybride Granite»); eine Ansicht, die bis Mitte des vorletzten Jahrhunderts vertreten wurde (HÜGI 1956). Eine kritische Auseinandersetzung mit Erklärungsversuchen zur Entstehung des «Innertkirchner-Kristallins» findet sich in RUTISHAUSER (1973), der als Erster diese Gesteine als Produkte einer In-situ-Aufschmelzung und damit als Migmatite erkannte (RUTISHAUSER 1972a, b, 1974). Diese Interpretation wurde durch OLSEN et al. (2004) aufgrund geochemischer Daten zum Teil angezweifelt. Sie kamen zum

Schluss, dass infolge teilweiser oder vollständiger Assimilation des präexistierenden Nebengesteins und den resultierenden Reaktionen durch ein intermediäres intrusives Magma das heute vorliegende heterogene migmatitische Gestein entstanden sei.

Die schon früh erarbeitete Gliederung des prävariszischen Kristallins des Aar-Massivs (VON FELLEBERG 1886, 1887, BALTZER 1888, SAUER 1900, LOTZE 1914) fand ihren Niederschlag im epochalen Werk von ALB. HEIM (1921), wo sie in der ersten publizierten Übersichtskarte des Aar-Massivs übernommen wurde. Die späteren Bearbeiter, von denen insbesondere HUBER (1922a, b), HUGI (z.B. 1919, 1922, 1934a, b) und HUTTENLOCHER (1947) Erwähnung verdienen, brachten keine substanziellen Änderungen hinsichtlich der Gliederung hervor. Aus heutiger Sicht kann gesagt werden, dass die ursprüngliche, weitestgehend auf Feldaufnahmen beruhende Gliederung des Aar-Massivs im Grossen und Ganzen nach wie vor Gültigkeit hat, während die Auffassungen über die Genese der verschiedenen Gesteinseinheiten heute nicht mehr haltbar sind.

Hinsichtlich der Gliederung des Aar-Massivs stützten sich die zusammenfassenden Arbeiten von CADISCH (1953) und LABHART (1977) weitgehend auf die früheren Bearbeiter. Neu hinzu kamen erste Altersbestimmungen, die Neuinterpretation des «Innertkirchner Gneises» durch RUTISHAUSER (1973, 1974) und RUTISHAUSER & HÜGI (1978) sowie strukturgeologische Aspekte (z.B. LABHART 1966, 1968, STECK 1968). Vor der Jahrhundertwende wurde durch ABRECHT (1994) ein erneuter Versuch unternommen, die lithostratigraphische Gliederung des Aar-Massivs zu aktualisieren, indem auch neuere Erkenntnisse, insbesondere radiometrische Altersdaten sowie die Stellung und Gliederung der spät- bis postvariszischen Metasedimente und Vulkanite, berücksichtigt wurden. Eine grundsätzlich neue Gliederung wurde nicht vorgenommen, der Fokus jedoch vermehrt auf die prätriassische Entwicklung gelegt. Und auch die jüngste Synthese zur Geologie des Aar-Massivs durch BERGER et al. (2016, 2017a) in Form einer kommentierten Kartenkompilation des Aar-Massivs sowie der Tavetsch- und der Gotthard-Decke (Geologische Spezialkarte Nr. 129) übernahm weitgehend die bekannte etablierte Gliederung. Ihr Verdienst ist es aber, verschiedene Einheiten über das gesamte Aar-Massiv zusammenzufassen und die Namen möglichst den bestehenden internationalen Regeln für die Bezeichnungen von lithostratigraphischen Einheiten anzupassen. Grundlagen für die geologische Kartenkompilation (BERGER et al. 2016), sind weitestgehend petrographische Kriterien und, wo vorhanden, radiometrische Altersbestimmungen, während strukturelle Aspekte jedoch nicht berücksichtigt wurden. Letztere Arbeit stützt sich unter anderen auch auf die hier vorliegende Kartierung von Atlasblatt Guttannen. Hinsichtlich Nomenklatur besteht somit zwischen diesen beiden Arbeiten bis auf wenige Ausnahmen Übereinstimmung.

Letztendlich sei auf die seit einigen Jahren wieder intensivierte Forschungstätigkeit im Aar-Massiv mit Fokus auf die alpine Entwicklung – insbesondere der Universität Bern – hingewiesen (z.B. CHALLANDES et al. 2008, BERGER et al. 2017b,

2022, HERWEGH et al. 2017, 2020, MAIR et al. 2018, NIBOUREL et al. 2021). Diese hat unter Einsatz verschiedenster Forschungszweige und Methoden zahlreiche neue Erkenntnisse zu den tektonischen Prozessen der alpinen Gebirgsbildung im Känozoikum und ihrer zeitlichen Abfolge hervorgebracht, die im Kapitel Tektonometamorphe Entwicklung zusammenfassend dargestellt werden.

STRATIGRAPHIE UND PETROGRAPHIE

Zusätzlich zu den makroskopischen Beobachtungen wurden für die Einheiten des prävariszischen Kristallins, der spät- bis postvariszischen Intrusiva und der Ganggesteine detaillierte Dünnschliffbeschreibungen verfasst. Diese sind jedoch nur in der digitalen Version der vorliegenden Erläuterungen – kostenlos zu beziehen im swisstopo Onlineshop (<https://shop.swisstopo.admin.ch>) – publiziert.

Begriffserklärungen

Migmatit

Ein Grossteil der im Kartengebiet vorkommenden Gesteine wird durch Migmatite im weiteren Sinne eingenommen. Diese wichtige Gesteinsgruppe kommt in allen hier dargestellten prävariszischen Grundgebirgseinheiten vor. Für deren Beschreibung ist es deshalb wichtig, eine gemeinsame Nomenklatur zu verwenden (SAWYER 2008, SAWYER & BROWN 2008, VERNON & CLARKE 2008). In Figur 1 ist eine hypothetische lithologische Sequenz in verschiedenen Phasen der Anatexis dargestellt, die die hier aufgeführten Begriffe illustrieren.

Migmatite sind nach heutiger Auffassung durch die partielle Aufschmelzung (Anatexis) von Gesteinen geeigneter Zusammensetzung bei mittel- bis hochgradiger Metamorphose entstanden (anatektische Migmatite). Sie bestehen aus zwei oder mehr petrographisch unterschiedlichen Anteilen. Einer davon ist durch die partielle Aufschmelzung entstanden und steht in genetischem Zusammenhang mit den anderen Anteilen. Es sind im mikro-, vor allem aber im makroskopischen Massstab in der Regel sehr heterogene Gesteine. Der von der Aufschmelzung betroffene Gesteinsanteil wird *Neosom* genannt, der keine Aufschmelzung aufweisende Anteil des Migmatits heisst *Paläosom* und zeichnet sich dadurch aus, dass präanatektischen Strukturen wie Schichtung, Foliation und Falten noch erhalten geblieben sind. Die oben genannten Autoren unterscheiden zwischen *Paläosom* und *Protolith*. Letzterer umfasst diejenigen Gesteine in tiefergradigen Metamorphosebedingungen, das heisst unter der «Schmelze-in»-Isograde eines metamorphen Terrains, welche den äquivalenten Gesteinen entsprechen, die bei höhergradigen Bedingungen Neosome bilden. Diese Begriffsdefinitionen weisen allerdings gewisse Schwächen auf, wenn ein Migmatit – wie zum Beispiel ein Metatexit – während einer späteren höhergradigen Anatexis wiederum in Teilen aufgeschmolzen wird. Durch Wegmigration der Schmelze kommt es zu einer Auftrennung in helle, in der Regel quarz- und feldspatreiche Gesteinsanteile und in dunkle Gesteinsanteile, die reich an mafischen Mineralen wie Biotit, Granat oder Amphibol sind. Erstere werden *Leukosom*, Letztere *Melanosom* genannt. Das Melanosom

stellt einerseits den mafischen, residualen Anteil des Neosoms dar, von welchem sich die Schmelze abgetrennt hat, oder repräsentiert andererseits einen Reaktions-saum.

Im Allgemeinen werden in der Literatur zwei Typen von Migmatiten unterschieden:

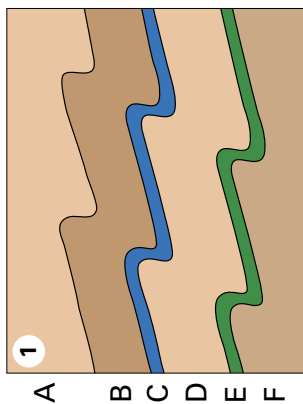
- *Metatexit*: Heterogen aufgebauter Migmatit, in welchem das präanatektische Gefüge, wie beispielsweise die Foliation, weitgehend erhalten ist, und zwar vorwiegend im Paläosom, teilweise auch im Melanosom. Der Schmelzanteil ist generell gering und die Segregation der Schmelze ist beschränkt.
- *Diatexit*: Migmatit mit dominierendem Neosomanteil, in welchem das präanatektische Gefüge nicht mehr erkennbar ist. Schmelzen durchsetzen diffus oder in unterschiedlichen Anhäufungen das Gestein. Ihr Volumenanteil ist hoch und sie weisen synanatektische Fließstrukturen auf oder bilden isotrope Neosome. Das Paläosom ist häufig in Form von Schollen erhalten geblieben.

Im vorliegenden Text verwendete Bezeichnungen für Gesteine und Minerale

Im Gegensatz zur heute praktisch durchgehend akzeptierten und angewandten Nomenklatur der magmatischen Gesteine nach A. Streckeisen (LE MAITRE et al. 2002) ist die Namensgebung für metamorphe Gesteine weit weniger normiert. Die in den vorliegenden Erläuterungen wichtigsten Bezeichnungen und Begriffe für die Beschreibung der im Kartengebiet weitaus am häufigsten vorkommenden Quarz und Feldspat führenden Gesteine werden deshalb kurz erläutert und definiert.

- *Biotit-Plagioklasgneis*: Gestein mit deutlicher Foliation. Hauptgemengteile sind Quarz, Plagioklas und Biotit; Alkalifeldspat kann als Nebengemengteil (<5%) vorkommen.
- *Biotitgneis*: Gneis mit den Hauptgemengteilen Quarz, Plagioklas, Alkalifeldspat und Biotit.
- *Granitischer Biotitgneis*: massiger Gneis mit den Hauptgemengteilen Quarz, Plagioklas, Alkalifeldspat und Biotit, die möglicherweise orthogenen Ursprungs sind (Metagranit).
- *Biotit-Serizitgneis*: Gneis mit den Hauptgemengteilen Quarz, Plagioklas, teilweise Alkalifeldspat und serizitischem Hellglimmer. Stark verschieferte Äquivalente werden als Biotit-Serizitschiefer bezeichnet.

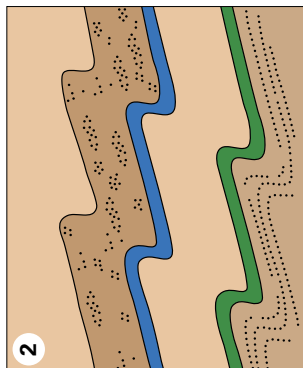
Fig. 1: Schematische Darstellung einer hypothetischen Gesteinsabfolge, die sukzessive einer partiellen Aufschmelzung (Anatexis) unterworfen wird. Sie dient auch zur Verdeutlichung und Visualisierung der Begriffe Neosom, Paläosom, Protolith, Metatexit und Diatexit (verändert nach SAWYER & BROWN 2008).



1 Hypothetische Abfolge von verfalteten Gesteinen vor der Anatexis.

A, D: (Meta-)Psammit,
B, F: (Meta-)Pelit,
C: E: Marmor, Kalksilikatfels und basische Sills und Einschaltungen (Amphibolit).

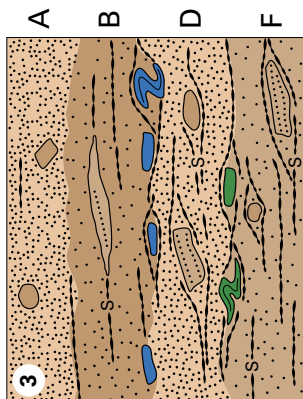
Die Lagen A, B, D und F stellen den Protolith für den sich bildenden Migmatit dar.



2 Die Abfolge nach Beginn der Anatexis.

Neosome bilden sich nur in den pelitischen Lagen B und F (Punktsignaturen), wobei in der Lage B fleckenhafte und in der Lage F konkordant zur Schichtung verlaufende stromatitische Neosome entstehen. Diese Lagen sind als Metatexit anzuspprechen.

In den Lagen A, C, D und E findet keine Aufschmelzung statt; sie bilden somit das Paläosom.



3 Die Abfolge nach einer fortgeschrittenen, höher temperierten Anatexis (Diatexis).

In den Psammitlagen A und D bilden sich größere Mengen an Schmelzen. Die Lagen C (Marmor, Kalksilikatfels) und E (Amphibolit) zeigen keine Aufschmelzung und stellen das Paläosom dar. Sie bilden die kompetenten Lagen und wurden infolge Scherung deformiert und boudiniert (z.B. Schollenamphibolit).

Die Psammit- und Pelitlagen sind praktisch vollständig aufgeschmolzen und stellen das Neosom dar (punktiert). Sie enthalten Schollen von weniger aufgeschmolzenen, metatektischen ehemaligen Pelit- und Psammitlagen sowie von nicht aufgeschmolzenem Amphibolit und Kalksilikatfels.

Das präanatektische Gefüge (vgl. 1) ist verschwunden und durch Fliessstrukturen (Schlieren (S), asymmetrische Schollen) ersetzt worden.

Das Gestein ist nun als Diatexit anzusprechen.

- *Chlorit-Serizitgneis*: Gneis mit den Hauptgemengteilen Quarz, Plagioklas, teilweise Alkalifeldspat, Chlorit und serizitischem Hellglimmer. Stark verschieferte Äquivalente werden als Chlorit-Serizitschiefer bezeichnet.
- *Lamprophyr*: Der Begriff Lamprophyr umschreibt eine weitgefasste Gruppe von natrium- und kaliumreichen basischen magmatischen Gesteinen, die in den Alpen gemeinhin als Gänge vorkommen. Ihre Herkunft und Genese ist nach wie vor umstritten. Da sie in den Schweizer Alpen praktisch immer metamorph überprägt sind und der primäre Mineralbestand somit nicht mehr oder nur noch reliktsch vorliegt, ist eine Identifikation der zahlreichen sich chemisch unterscheidenden Typen nur analytisch möglich. In den vorliegenden Erläuterungen wird daher in Anlehnung an LABHART et al. (2015a, b) der Sammelbegriff «Basische Ganggesteine» im Sinne von «Lamprophyr im weiteren Sinne» verwendet.
- *Epidot-Klinozoisit*: Für Glieder der Epidot-Klinozoisit-Mischreihe wird im Text durchwegs die Bezeichnung Epidot verwendet, da die rein optische Unterscheidung generell schwierig ist.
- *Pseudomorphose*: Bei Pseudomorphosen handelt es sich um Mineralphasen, die äusserlich in der Gestalt eines anderen Minerals auftreten. Das heisst ein Mineral A wird durch das Mineral B ersetzt, wobei die äussere Form von Mineral A nach wie vor erhalten geblieben ist. Ein im Kartengebiet verbreitet vorkommendes Beispiel dazu ist der Ersatz von Cordierit durch das Mineralgemenge Pinit, das aus einem sehr feinkörnigen Aggregat von Chlorit, Hellglimmer und Plagioklas besteht.

UNTERHELVETIKUM

AAR-MASSIV

Prävariszisches Kristallin

Das prävariszische Kristallin des Aar-Massivs wird generell in Südwest-Nordost verlaufende Zonen unterteilt, die wiederum aus teilweise mehreren lithostratigraphischen Einheiten – den sogenannten Gneiskomplexen – bestehen (BERGER et al. 2016, 2017a). Die *Innertkirchen-Lauterbrunnen-Zone* repräsentiert die nördlichste Zone und wird von einem durch mehrphasige Anatexis gebildeten diaktischen Migmatit, dem *Innertkirchen-Migmatit*, aufgebaut. Charakteristisch für diesen sind die lokal hohen Anteile an dunklen Schollen. Südlich angrenzend folgt – getrennt durch eine präalpine Überschiebung – die *Erstfeld-Zone*, die im Karten-

gebiet aus einem vorwiegend granitischen, meist metatektischen Gneis und dessen retrograd überprägten Vorkommen in Form von eher dunklem Schiefer besteht (*Erstfeld-Gneiskomplex*). Der *Guttannen-Gneiskomplex* der *Ferden-Guttannen-Zone* erstreckt sich diagonal von der südwestlichen bis zur nordöstlichen Kartengebietsecke über das gesamte Kartengebiet und umfasst einen lokal migmatitischen Gneis mit häufig vorkommenden Kalksilikatfelslinsen und einer ausgeprägten sedimentär bedingten Stoffbänderung. Charakteristisch für den Guttannen-Gneiskomplex sind die Vorkommen von Biotit-Chlorit- und Chlorit-Serizitgneis bis -schiefer, die als retrograd überprägte, stark verschieferte Äquivalente gedeutet werden und im Gebiet zwischen dem Ritzlihorn und dem nördlichen Kartengebietsrand eine maximale Mächtigkeit von über 1 km aufweisen. Getrennt durch lokal auftretende vulkanoklastische und vulkanosedimentäre Gesteine (Trift-Formation) folgt südlich anschliessend die *Sustenhorn-Zone*, die innerhalb des Kartengebiets weitestgehend aus einem metatektischen bis diatektischen migmatitischen Gneis mit einem hohen Anteil an basischen Schollen besteht (*Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex*). Südlich der ausgedehnten Intrusionskörper der Haslital-Gruppe (Zentraler Aare-Granit, Grimsel-Granodiorit) folgen der *Bäregg-Gneiskomplex* (*Oberaar-Furka-Zone*) sowie der *Massa-* und der *Gärsthorn-Gneiskomplex* (*Ausserberg-Avat-Zone*), die den südlichen Teil des Aar-Massivs aufbauen.

AUSSERBERG-AVAT-ZONE

Nach BERGER et al. (2016, 2017a) kann die Ausserberg-Avat-Zone in drei Gneiskomplexe gegliedert werden: den Massa-, den Sogni-Placi- und den Gärsthorn-Gneiskomplex. Sie entspricht der früheren «Südlichen Gneiszone» (ABRECHT 1994). In der südöstlichen Kartengebietsecke streifen gerade noch der Massa- und der Gärsthorn-Gneiskomplex das Kartengebiet (Fig. 2). Ihre grösste Mächtigkeit hat die Ausserberg-Avat-Zone mit rund 7 km bei Naters. Im Gebiet von Blatt Guttannen und den südöstlich anschliessenden Gebieten der Atlasblätter Urseren und Val Bedretto erreicht sie noch eine Mächtigkeit von etwa 1 km. Die Ausserberg-Avat-Zone besteht aus komplex aufgebauten polymetamorphen, häufig migmatitischen Gneisen sedimentären Ursprungs und – im Unterschied zu den prävariszischen Gneiskomplexen nördlich der Intrusionskörper der Haslital-Gruppe – aus Metagraniten (Orthogneisen, Augengneisen) und wird von ordovizischen granitoiden Schmelzen intrudiert (Engi-Granit, $458,2 \pm 2,5$ Ma, schriftl. Mitt. U. Schaltegger). Aufgrund der relativen Altersbeziehungen mit der Intrusion des Baltschieder-Granodiorits stufen BERGER et al. (2017a) die prägende hochgradige Metamorphose als präviséen ein.

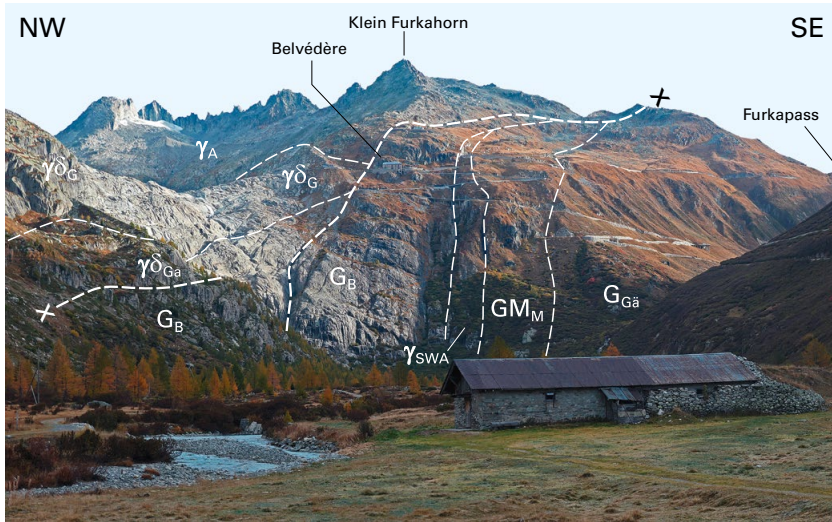


Fig. 2: Geologische Verhältnisse unterhalb des Rhonegletschers und des Belvédères. γ_A : Zentraler Aare-Granit, γ_G : Grimsel-Granodiorit, γ_{Ga} : aplitisches Randfazies des Grimsel-Granodiorits durchsetzt von basischen Gängen, G_B : Bäregg-Gneiskomplex («Gneis-Schiefer-Zwischenzone»), γ_{SWA} : Südwestlicher Aare-Granit, G_M : Massa-Gneiskomplex («Hauptmigmatitzone von Gletsch»), $G_{Gä}$: Gärsthorn-Gneiskomplex («Gneise von Grimsel-Längis»). Foto J. Abrecht.

$G_{Gä}$ Gärsthorn-Gneiskomplex

Der Gärsthorn-Gneiskomplex, von NIGGLI (1965a) als «Gneise von Grimsel-Längis» bezeichnet, wird westlich von Gletsch durch den Massa-Gneiskomplex («Hauptmigmatitzone von Gletsch» nach NIGGLI 1965a) getrennt, östlich davon bildet er eine zusammenhängende, bis 700 m mächtige Einheit. Im Kartengebiet kommt er nur in der äussersten südwestlichen Ecke in einigen wenigen Aufschlüssen vor.

Es handelt sich dabei generell um teils massige, teils stark verschieferte Gesteine, die stellenweise eine Augentextur zeigen und eine granitische mineralogische Zusammensetzung aufweisen. Die Augen werden durch einschlussreiche Alkalifeldspateinsprenglinge gebildet. Die Aufschlüsse beim Muttbach (Koord. 2672360/1158100) bestehen aus einem feinlagig gebänderten, homogenen granitischen Gneis ohne Ausbildung von Augen. Biotit, teilweise als Querbiotit gewachsen, ist einerseits als rekristallisierte Altkörner oder andererseits als alpine Neubildungen vertreten (NIGGLI 1965b).

GM_M Massa-Gneiskomplex

Der Massa-Gneiskomplex, von NIGGLI (1965a) als «Hauptmigmatitzone von Gletsch» bezeichnet, erstreckt sich vom Baltschiedertal im Südwesten bis zum Oberalppass im Nordosten. Er findet sich im Gebiet von Atlasblatt Guttannen in einem einzigen, heute schlecht zugänglichen Felsaufschluss am südöstlichen Kartengebietsrand unterhalb Öugschteweid (Koord. 2672400/1158280). NIGGLI (1965a) hat die nur wenig ins Kartengebiet hineinreichenden sehr mannigfaltigen Gesteine ausführlich beschrieben, weshalb sich die Beschreibung hier auf eine kurze Angabe der wichtigsten Gesteinstypen beschränkt. Generell handelt es sich um einen mehrheitlich migmatitischen Gneis mit einem Altbestand aus basischen Gesteinen (Hornblendit, Hornblendegabbro, Amphibolit, Epidosit) und granitischem bis quarzdioritischem Gneis. Der migmatitische Gneis wird von Apliten unterschiedlichen Alters sowie von Granitintrusionen durchzogen. Einen Eindruck von der Vielfalt der Gesteine geben die Aufschlüsse entlang der Strasse zwischen St. Niklaus und Gletsch (Blatt Ulrichen).

OBERAAR-FURKA-ZONE

Die Oberaar-Furka-Zone – Bezeichnung eingeführt von BERGER et al. (2016, 2017a) – ist eine nur wenige 100 m mächtige, Westsüdwest-Ostnordost streichende Zone aus stark deformierten bis mylonitischen Gesteinen, die sich vom Oberaargletscher bis zum Furkapass erstreckt. Hervorzuheben ist, dass ihre Orientierung vom generellen Südwest-Nordost-Streichen der anderen prävariszischen Kristallineinheiten des Aar-Massivs abweicht. Die Protolithen dieser mylonitischen Gesteine sind sehr unterschiedlich und umfassen migmatitischen Gneis und Amphibolit (Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex), Intrusiva (Grimsel-Granodiorit, Zentraler Aare-Granit) und vulkanosedimentäre Gesteine. Die Deformation der Oberaar-Furka-Zone ist hauptsächlich alpinen Alters, die Vorkommen von spätkarbonischen bis frühpermischen vulkanosedimentären Gesteinen weisen jedoch auf die Existenz einer früheren, präalpinen tektonischen Überprägung hin.

G_B Bäregg-Gneiskomplex

Dem Bäregg-Gneiskomplex nach BERGER et al. (2016, 2017a, ehemals «Gneisschiefer-Zwischenzone») zuzuordnende Gesteine sind in der südöstlichen Kartengebietsecke in einem rund 200 m mächtigen Zug aufgeschlossen (Fig. 2). Der Zug besteht aus unterschiedlichen Gesteinstypen und wird im Norden von der hellen, massigen aplitischen Randfazies des Grimsel-Granodiorits und im Süden durch den Südwestlichen Aare-Granit begrenzt. Eine detaillierte Beschreibung durch die Abfolge nördlich des Gletschbode stammt von NIGGLI (1965a, Profil A auf S. 84). Von Nordwesten nach Südosten beschreibt er folgende steilstehende Abfolge:

- Grossboudinierte Quarzitvorkommen,

- Grauer feingebänderter feinkörniger Biotitgneis, feinplattig absondernd,
- Granitgneis mit einer Wechsellagerung von grobkörnigem Gneis mit unterschiedlichen Einschlüssen (Aplitfetzen, feinkörnige Lagen, basische Schollen, Quarzit),
- Bändermigmatit,
- Gneis mit Quarzeinschlüssen.

Die Quarzitvorkommen bestehen nach NIGGLI (1965a) zum Teil ausschliesslich aus Quarz, andere zu 90–93% aus Quarz. Weitere Bestandteile sind brauner Biotit, Alkalifeldspat, Plagioklas und akzessorischer Serizit, Epidot, Allanit und Pyrit. Die Quarzitvorkommen konnten jedoch nicht wieder aufgefunden werden. Es ist deshalb denkbar, dass es sich dabei um eher lokale quarzreiche Anreicherungen handelt.

Der Biotitgneis führt als Hauptgemengteile Quarz, Alkalifeldspat, Plagioklas und grünen bis olivgrünen Biotit in wechselnden Anteilen. Epidot kann ein Hauptgemengteil sein. Akzessorisch kommen immer Epidot, Titanit, Hellglimmer und Allanit (rötlich braune Relikte mit Epidotsaum) sowie vereinzelt serizitisierter strahliger Sillimanit (Fibrolith) vor.

Der Granitgneis zeigt eine ausgesprochen variable mineralogische Zusammensetzung von Quarz, albitreichem Plagioklas, Alkalifeldspat und olivgrünem Biotit. Der Bändermigmatit ist bänderig-linsig bis schlierig ausgebildet. Die dunklen Anteile bestehen aus feinkörnigen biotit- und chloritreichen Gesteinen, die hellen haben eine granitische bis granodioritische mineralogische Zusammensetzung. Letztere sind stark sprödeformiert und haben einen brekziösen Charakter.

SUSTENHORN-ZONE

Die erstmalig von Labhart et al. (2015a, b) als Sustenhorn-Zone bezeichnete Einheit wurde schon früh als eigenständige Zone erkannt und entsprechend ausgedacht. BALTZER (1888) führte aufgrund des hohen Anteils an Amphibol führenden Gesteinen den Namen «Zone der Hornblendeschiefer» ein. Dieser Name wurde auch von HUGI (1922, 1934a) verwendet, während ALB. HEIM (1921) die Zone als «Südlichen Teil der Zone der Serizitschiefer und -gneise» einordnete. Die darin gehäuft auftretenden Vorkommen von Amphibolit sah er als Fortsetzung der Amphibolitzüge an der Südseite des Lötschentals, die dann über das Finsteraarhorn und das Scheuchzerhorn gegen das Gebiet des Stampfhorn und des Ofenhorn nordöstlich der Handegg und weiter ins Triftgebiet ziehen. Von dort kann diese Amphibolit führende Zone über das Sustenhorn und Meiental bis zum Golzerensee im Maderanertal verfolgt werden; sie dürfte somit einen der markantesten Amphibolitzüge in einem schweizerischen Externmassiv darstellen (LABHART et al. 2015a, GISLER et al. 2018). Diese Zuordnung wurde auch von BERGER et al. (2016, 2017a) in der Geologischen Spezialkarte Nr. 129 übernommen. Auch HUTTENLO-

CHER (1947) hat sich mit den Gesteinen der Sustenhorn-Zone befasst und sie als Teil der «Nördlichen Schieferzone» – heute als Guttannen-Gneiskomplex bezeichnet – betrachtet. Gleichzeitig wies er auf weitgehende lithologische Ähnlichkeiten dieser Gesteine mit denjenigen der Erstfeld-Zone hin, was allerdings nur auf gewisse Partien zutrifft. Die dominierende lithostratigraphische Einheit der Sustenhorn-Zone ist der Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex, dessen petrographische Charakterisierung als Migmatitzone sowie die Namengebung durch SCHENKER & ABRECHT (1987) erfolgte.

Der Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex bildet im Kartengebiet zwei isolierte, durch das Haslital voneinander getrennte, wenig in die Tiefe reichende und vom Zentralen Aare-Granit intrudierte Gesteinskörper. Er ist im Gauligebiet im Südwesten am Grat zwischen Steinlouwihorn und Hiendertellthoren gut aufgeschlossen und grenzt hier gegen Norden und Nordwesten an den Mittagflue-Granit. Sein südwestliches Ende findet er an der Westflanke des Hiendertellthoren, wo der Zentrale Aare-Granit in mehreren Zügen oder Apophysen in den Gneis eingedrungen ist. Nordwestlich oberhalb des Gröebengletschers ist der Intrusionskontakt des Zentralen Aare-Granits über längere Strecken gut aufgeschlossen; dies im Gegensatz zur nördlichen Begrenzung unterhalb des Ärlengletschers, wo der Kontakt zum Mittagflue-Granit durch starke Deformation mit Mylonitisierung der Kontaktzone charakterisiert ist und meist in einer schuttbedeckten Runse verläuft. Der Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex ist im Talboden des oberen Haslitals nirgends aufgeschlossen, er keilt auf der westlichen Talseite im Gebiet Undre Stampf (Koord. 2665 500/1164 600) aus. Weiter östlich findet sich seine Fortsetzung am Schalouwiberg, wo er gegen das Ofenhoren zieht und im Südosten durch den Zentralen Aare-Granit und die Gesteine der Diechtergletscher-Formation begrenzt wird. Auf seiner Nordseite gegen den Einschnitt des Rotlouwibachs grenzt er mit tektonischem Kontakt an die vulkanosedimentären Gesteine der Trift-Formation und den Mittagflue-Granit. Beim Triftstöckli wird er gegen Süden wiederum von Gesteinen der Diechtergletscher-Formation abgelöst. Sein Nordkontakt ist hier nicht aufgeschlossen. Am östlichen Kartengebietsrand grenzt er südlich unterhalb der Trifthütte wiederum an die vulkanosedimentären Gesteine der Trift-Formation.

Im Unterschied zu den nördlicheren Kristallineinheiten können die Grenzen des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes zu den angrenzenden Einheiten im Kartengebiet ohne Probleme festgelegt werden. Dies ist vor allem dadurch begründet, dass der Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex an Einheiten mit klar unterscheidbaren Lithologien – Intrusiva und vulkanosedimentäre Gesteine – grenzt.

Hinsichtlich der Entstehung der vorwiegend migmatitischen Gesteine hat sich HUTTENLOCHER (1947) vollständig von der durch frühere Bearbeiter geäußerten Ansicht gelöst, dass die Quarz und Feldspat führenden Leukosome, Bänder, Adern oder Wulste Injektionen aus dem angrenzenden Zentralen Aare-Granit darstellen. Er hat sie viel mehr als Produkt einer den Gesteinskörper durchströ-

menden fluiden Phase gedeutet, aus welcher die meist nur aus Quarz und Plagioklas – selten auch Alkalifeldspat – bestehenden leukokraten Gneisanteile durch Blastese auskristallisieren, also als metasomatische Bildung. Die meist diskordant gangartig oder als unregelmässige Ansammlung auftretenden Mikroklinpegmatite (S.105ff.) hingegen deutet er als aus dem Zentralen Aare-Granit stammend. Heute werden die Gesteine der Sustenhorn-Zone als durch partielle Aufschmelzung von paläozoischen Metasedimenten gebildete metatektische bis diatektische Migmatite interpretiert, auf deren Genese auf Seite 138ff. näher eingegangen wird.

Analog zum Erstfeld- und zum Guttannen-Gneiskomplex bilden mineralogisch relativ monotone Quarz und Feldspat führende Gesteine den am häufigsten vorkommenden Gesteinstyp. Durch die deutlich stärkere anatektische Überprägung des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes, den eingangs erwähnten hohen Anteil an basischen Gesteinen mit gelegentlichen ultrabasischen Einschaltungen, die häufigen, wenn auch kleinen intrusiven leukokraten aplitischen Granitstöcke und die grobkörnigen Mikroklinpegmatite sowie die in dieser Einheit sehr selten vorkommenden Kalksilikatfelslinsen und das Fehlen von Marmor ist die Definition als eigenständiger Gneiskomplex jedoch gerechtfertigt.

Aufgrund der anatektischen Überprägung der Gesteine müssten sie vielerorts eigentlich als Metatexite und Diatexite bezeichnet werden. Aus historischen Gründen und weil der Gneischarakter meist weitgehend erhalten geblieben ist, werden entsprechende Namen weiterhin verwendet und die Begriffe metatektisch und diatektisch zur näheren Charakterisierung verwendet. Dies ist angebracht, weil nicht immer klar unterscheidbar ist, ob die praktisch überall erkennbare Bänderung einer ursprünglichen, sedimentären Stoffbänderung entspricht oder rein anatektischen Ursprungs ist. Basische und sehr untergeordnet auch ultrabasische Schollen mit einer maximalen Grösse von 2 bis 3 m³ – meist aber deutlich kleiner – sind in örtlich stark variabler Dichte in diesen Quarz und Feldspat führenden Gesteinen eingeschaltet. In den eher zentralen Bereichen des Gneiskomplexes (Gebiete Ärlengletscher und Ofenhoren) nimmt der Anteil solcher Schollenkomplexe zu und das Gestein wird hier als Schollenamphibolit bezeichnet.

GM₀₅ Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex

Ein migmatitischer feinkörniger Biotit-Plagioklasgneis bildet den dominierenden Gesteinstyp innerhalb des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes. Untergeordnet kommt auch ein fein- bis mittelkörniger Alkalifeldspat führender Gneis vor, der analog zu den nördlich anschliessenden Gneiskomplexen als Biotitgneis bezeichnet wird. Im Feld können die beiden Typen nicht voneinander unterschieden werden und sind entsprechend auf der Karte in einer Kartiereinheit zusammengefasst dargestellt. Sie bilden das Substrat der hier dominierenden Vorkommen von stromatitischen Metatexit. Die Farbe an der Oberfläche ist infolge Verwitterung meist rostig braun. Im frischen Bruch sind die Gesteine jedoch grau.



Fig. 3: Typisches Erscheinungsbild eines metatektischen Bändergneises (Stromatit) mit Übergang zu gebändertem Diatexit mit variabel orientierter Foliation und eher flach nach Osten bis Südosten einfallenden Faltenachsen. Nördlich Uf Beesten (Koord. 2663 650/1163 560). Foto J. Abrecht.

Die auffällige Stoffbänderung wird durch biotitarme (Leukosome) bzw. biotitreiche Lagen (Melanosome), aber auch durch Unterschiede in der Korngrösse erzeugt. Die hellen Leukosome sind manchmal von einem Biotitsaum begleitet. Sie können unregelmässig verteilt sein und variable Mächtigkeiten aufweisen. Häufig sind sie lateral nicht kontinuierlich verfolgbar. Grössere homogene Bereiche, wie sie im Guttannen-Gneiskomplex (v.a. im Gauligebiet) vorkommen, sind kaum vorhanden. Vielmehr zeigen die Gesteine oft intensive Verfaltungen und infolge der partiellen Aufschmelzung (Anatexis) äusserst mannigfaltige Erscheinungsbilder (Fig. 3). Die Falten sind meist asymmetrisch mit Amplituden im Dezimeter- bis Meterbereich. Die Faltenachsen liegen parallel zur Gneisfoliation und fallen steil gegen südliche Richtungen ein (BOSS 1988). Der stromatitische Bändergneis ist das Produkt einer ersten Phase der Anatexis mit einem eher geringen Schmelzanteil von unter 20%.

In einer zweiten Phase der Schmelzbildung (Anatexis) resultierten dann diatektische Texturen, welche durch einen höheren Schmelzanteil charakterisiert sind. Das gebänderte Gefüge des stromatitischen Migmatits wird dabei durch die jüngeren Schmelzen zunehmend aufgelöst, bis nur noch ein hellgraues massiges mittelkörniges granitoides Leukosom mit diffuser oder auch scharfer Begrenzung zu dem nur partiell aufgeschmolzenen Gneis vorliegt (Fig. 4). Der metatektische Bändergneis kann dabei in Schollen aufgelöst werden, die in einer Matrix aus granitoidem Leukosom (nebulitischer Diatexit) – oft noch mit diffusen Restiten des Ausgangsgesteins – schwimmen. Im Übergang vom Metatexit zum Diatexit treten manchmal unregelmässig gebänderte, wulstartige Strukturen auf, die auch diskordante Leukosome aufweisen. Bei grossen Kompetenzunterschieden im Gestein (z.B. Schollenamphibolit), häufig charakterisiert durch Boudinagestrukturen, ist in den Zwischenräumen von Boudins meist eine Leukosombildung zu beobachten

(Fig. 4). Auch entlang von Scherzonen bilden sich häufig Leukosome. Wo lokal gebildete Schmelzen etwa entlang von Schwächezonen wie Spalten oder Scherzonen wegmigrieren und sich akkumulieren und intrusive diskordante, unregelmässige Massen oder Gänge bilden, können sie lokal einen hohen Anteil im Gestein ausmachen.

Frische, nur wenig verwitterte metatektische und diatektische Gesteine sind vor allem in den Bereichen gut aufgeschlossen, die erst kürzlich von den abschmelzenden Gletschern freigelegt wurden. Zu erwähnen sind die Vorkommen nördlich oberhalb des Gröbengletschers (um Koord. 2662400/1162300), östlich bis südöstlich unterhalb des Ärlengletschers (um Koord. 2663000/1163200) und nordöstlich des Ofenhorns (um Koord. 2668900/1167000).

Die mineralogische Zusammensetzung des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes ist recht monoton, da es sich durchwegs um Quarz und Feldspat führenden Gesteine handelt. Die Hauptgemengteile Quarz, Plagioklas, Biotit, seltener auch Alkalifeldspat und vermutlich Muskovit dürften – soweit rekonstruierbar – den primären Mineralbestand repräsentieren. Als Nebengemengteile treten Granat, gelegentlich Cordierit (heute nur noch pseudomorph als Pinit vorkommend), Alumosilikat (fibrolithischer bis prismatischer Sillimanit) und selten auch Amphibol auf. Praktisch immer vorkommende akzessorische Phasen sind Oxide (meist Ilmenit), Apatit, Epidot, Zirkon und Monazit sowie Graphit. In einer Probe eines Sillimanit führenden Migmatits fand sich reliktscher Korund.

Das Gefüge ist meist granoblastisch oder lepidoblastisch und in den weniger deformierten Bereichen ziemlich gleichkörnig. Eine Angabe der Volumenanteile der einzelnen Mineralphasen ist infolge der Heterogenität (Stoffbänderung) und der sehr variablen retrograden Umwandlung mit entsprechend wechselnden Anteilen an Umwandlungsprodukten (Chlorit, Hellglimmer, Epidot) schwierig. Folgende Anteile dürften repräsentativ sein:

Die Hauptgemengteile bestehen aus Plagioklas (35–50%; inkl. Einschlüsse der Abbauprodukte Serizit und Epidot), Quarz (20–40%) und Biotit (20–27%; inkl. pseudomorphe Abbauprodukte Chlorit, Hellglimmer und Titanit/Rutil). Als Nebengemengteile treten Muskovit/Serizit (0–10%), Alkalifeldspat (0–5%), Amphibol (0–5%), Granat (0–3%), Chlorit als retrograde Neubildung (0–4%), fibrolithischer Sillimanit (0–2%; grösstenteils in Serizit umgewandelt) und Cordierit (0–2%; nur noch pseudomorph als Pinit vorhanden) auf. Akzessorisch (<1%) sind Apatit, Zirkon, Titanit (nach Biotit), Rutil (nach Biotit), Turmalin, Korund und Graphit vorhanden.

In den selteneren Vorkommen von alkalifeldspatreichem Biotitgneis kann Alkalifeldspat als Hauptgemengteil zwischen 25 und 30% ausmachen. Insbesondere am Schalouwiberg sind solche Gneisvorkommen zu finden. Generell ist aber Alkalifeldspat als Nebengemengteil im Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex deutlich seltener als in den vergleichbaren Biotitgneisvorkommen des Guttannen- und Erstfeld-Gneiskomplexes im Nordosten.



Fig. 4: Metatektischer bis diatektischer Gneis mit basischen Sills und zwei Generationen von Leukosombildungen. Paläosom: Gneis (1a), basischer Sill (1b); Neosom: Bändergneis mit konkordantem Leukosom erster Generation (2), diskordantes Leukosom zweiter Generation (3a), diskordantes Leukosom in den Zwischenräumen der Boudins aus basischem Sill (3b). Nördlich des Gröbengletschers (Koord.2662330/1162300). Foto J. Abrecht.

Die retrograde Umwandlung insbesondere von Plagioklas und Biotit und die Deformation und Rekristallisation von Quarz ist vergleichbar mit derjenigen der Gneiskomplexe im Nordosten. Generell sind ausgeprägt retrograde Umwandlungen wie Saussuritisation von Plagioklas, Chloritisierung von Biotit, Serizitisierung von Muskovit, Abbau von Granat zu Chlorit und Biotit sowie Umwandlung von Cordierit und fibrolithischem Sillimanit in feinschuppige Hellglimmergemenge zu beobachten. Neben den Vorkommen von relativ wenig umgewandeltem Gneis mit primärem dunkelbraunem Biotit und einschlussarmem Plagioklas resultieren aus der starken bis vollständigen Umwandlung von Biotit in Chlorit, Hellglimmer und Titanit sowie der Abbau von Plagioklas zu Hellglimmer und Epidot – oft als extrem einschlussreiche Körner vorliegend – häufig als (Biotit-)Chloritgneis oder -schiefer anzusprechende Gesteine, wie sie auch in den nordöstlich anschliessenden prävariszischen Kristallineinheiten vorkommen. Im Unterschied zu diesen zeigt aber der Quarz im Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex viel ausgeprägtere Rekristallisationserscheinungen und bildet neben grösseren, undulösen Körnern fast immer auch feinkörnige Polygonalgefüge («Sandquarz»). Auch Biotit zeigt Neubildungen von mutmasslich alpinem Alter.

Leukosome im Bändergneis und Amphibolit: Die Leukosomanteile bilden hinsichtlich Zusammensetzung zwei Gruppen, die durch die Anwesenheit bzw. das Fehlen von Alkalifeldspat charakterisiert sind. Alkalifeldspatfreie Leukosome, das heisst – neben kleineren Anteilen von Biotit – im Wesentlichen nur Plagioklas und Quarz enthaltend, finden sich sowohl im Gneis als auch im Schollenamphibolit mit variablen Plagioklasgehalten bis 80%. Alkalifeldspat führende Leukosome kommen zwar im Schollenamphibolit vor, scheinen aber im Gneis häufiger zu sein. Auch ihr Modalbestand variiert stark (3–40% Alkalifeldspat), wobei granitische Zusammensetzungen auftreten können. Sie sind richtungslos und massig ausgebildet und haben in der Regel im frischen Bruch eine graue bis dunkelgraue Farbe, wittern aber hell an. Sie sind mittelkörnig und damit in der Regel grobkörniger als der umgebende Gneis. Das im Schollenamphibolit die Matrix zwischen den Amphibolitschollen bildende, hell anwitternde plagioklasreiche Leukosom ist meist sehr grobkörnig und zeigt keine Anzeichen von Deformation. Es tritt zudem auch als Spaltenfüllungen innerhalb der basischen Gesteine (Amphibolit, Sill) auf. Die Plagioklaskörner können bis über 2 cm gross sein und verleihen dem Gestein einen pegmatitischen Charakter. Da Pegmatite aber einen anderen genetischen Ursprung haben, wird der Ausdruck pegmatoid verwendet. Erwähnenswert ist ein Vorkommen von pegmatoidem plagioklasreichem Leukosom am Südostgrat des Steinlouwihorns, in welchem das die Amphibolitschollen umgebende Leukosom undeformierte Pseudomorphosen nach Cordierit (Pinit) enthält (Fig. 5a).

Wie auf Seite 30 erwähnt, können zwei Generationen von Leukosomen unterschieden werden (Fig. 4): eine zum Gneisgefüge konkordante, verfaltete und oft mit einem Biotitsaum begrenzte ältere Generation ohne Pinit (Pseudomorphose nach Cordierit) und eine jüngere, teils mit Pinit, meist diskordant das Gneisgefüge durchziehende und oft grössere Massen oder gangartige Strukturen aufbauende Generation. Die ältere bildet Metatexite, die jüngere grösstenteils Diatexite. Pinit findet sich im Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex bedeutend seltener als in den migmatitischen Gesteinen des Guttannen-Gneiskomplexes. Einzig am Südostgrat des Steinlouwihorns wurden Pinit führende Gesteine beobachtet (Fig. 5a). Auf die Genese der Leukosome wird im Kapitel zur Bildung der Migmatite (s.S. 138ff.) näher eingegangen.

Kalksilikatfels: Vorkommen von Kalksilikatfels sind im Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex im Vergleich zum Guttannen-Gneiskomplex viel seltener. Kleinere Aufschlüsse wurden am Südostgrat des Steinlouwihorns sowie unterhalb des Ärlengletschers gefunden. Sie weisen eine amphibolitfazielle Paragenese mit Amphibol, Klinopyroxen, Granat, Wollastonit, Epidot, Quarz und Kalzit auf. Die Silikate zeigen eine retrograde Überprägung mit Bildung von sekundärem Kalzit.

Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex mit migmatitischem Schollenamphibolit

Amphibolitschollen kommen innerhalb des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes häufig vor. Die Schollendichte ist dabei sehr unterschiedlich und variiert von Bereichen mit nur vereinzelt Schollen bis hin zu einem Schollenanteil von etwa 30–40% des Gesamtgesteins – auf der Karte mit grünen Punkten dargestellt. Bei noch grösserer Dichte an Amphibolitschollen wurde das Gestein als *Schollenamphibolit (A)* kartiert.

Die Amphibolitschollen im Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex können farblich in zwei Gruppen gegliedert werden, einerseits in grüne und andererseits in dunkelbraune Schollen. Als weiteres basisches Gestein sind zudem die gefügeparallelen Lagergänge bzw. Sills zu erwähnen (basische Ganggesteine, s.S. 102f.).

Hervorzuheben ist, dass sich diese drei basischen Gesteinstypen auch chemisch unterscheiden lassen. Insbesondere der Ti-Gehalt variiert signifikant. Während die grünen Amphibolitschollen geringe TiO_2 -Gehalte unter 1 Gew.-% aufweisen, haben die basischen Lagergänge Gehalte um 3 Gew.-%. Diejenigen der dunkelbraunen Amphibolitschollen liegen dazwischen. Kombiniert mit den TiO_2/FeO -Verhältnissen lässt sich dadurch chemisch eine eindeutige Diskriminierung vornehmen.

Grüner Amphibolit: Schollen von meist hellgrünem, teilweise aber auch dunkelgrünem Amphibolit, Hornblende- und Aktinolithfels treten als Schollenkomplex von maximal etwa 1 km Mächtigkeit auf. Dieser basische Komplex bildet einen Südwest-Nordost streichenden Zug, der sich vom Gebiet nördlich des Gröben-gletschers bis zum Stampfhorn erstreckt. Seine Fortsetzung findet er nordöstlich

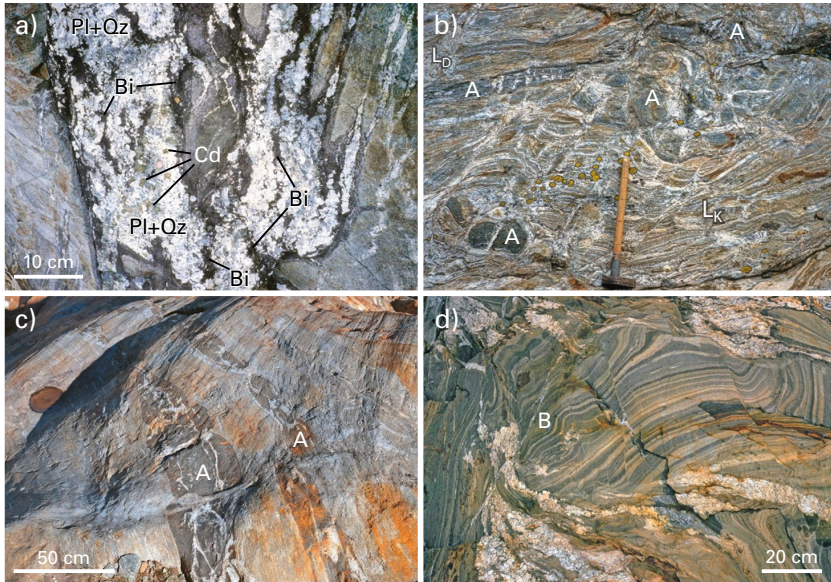


Fig. 5: Typische Erscheinungsbilder von migmatitischem Schollenamphibolit. a) Plagioklasreiches pegmatoides Leukosom zwischen Amphibolitschollen (Paläosom) mit Biotitsaum (Bi). Bei den grünbraunen Kristallen mit rechteckigem oder hexagonalem Querschnitt handelt es sich um Pseudomorphosen nach Cordierit (Pinit, Cd). Südostgrat des Steinlouwihorns (Koord. 2662800/1162820). b) Metatexit mit netzartigem Leukosom mutmasslich zweier Generationen (L_K : älteres konkordantes Leukosom, L_D : jüngeres diskordantes Leukosom) und Amphibolit- und Gneisschollen (A). Die Gneis- und Amphibolitschollen sind boudiniert und in die Zwischenräume ist mobile Schmelze eingedrungen. Unterhalb des Ärlengletschers (Koord. 2663180/1163100). c) Boudinierte Amphibolitlagen (A) von Schmelzen durchzogen in feingebändertem Gneis. Unterhalb des Ärlengletschers (Koord. 2663620/1163670). d) Rotierte Schollen von Bänderamphibolit (B) mit pegmatoidem Leukosom. Links vom Zentrum ist eine interne Boudinagestruktur zu erkennen. Uf Beesten (Koord. 2663320/1162780). Fotos J. Abrecht.

des Schalouwibergs, von wo er über das Ofenhoren und Strahlhorn ins Triftgebiet und weiter Richtung Meiental zieht. Der migmatitische Schollenamphibolit ist charakterisiert durch Schollen variabler Grösse, die von einer Matrix aus meist plagioklasreichem Leukosom umgeben sind (Fig. 5). Wo innerhalb des Schollenamphibolits grössere Bereiche mit einer grobkörnigen, pegmatoiden Matrix vorherrschen, verlieren die basischen Schollen oft ihren Zusammenhang und weisen infolge Rotation unterschiedliche Orientierungen auf (Fig. 5a). Praktisch nur aus Amphibolitschollen und Leukosom bestehende Bereiche können mehrere Hundert Quadratmeter umfassen und werden gegen den Rand hin zunehmend von metatektischem Bändergneis abgelöst. Die Amphibolitschollen zeigen meist eine

mehr oder weniger stark ausgeprägte Bänderung, hervorgerufen durch die Wechsellagerung von amphibolarmen oder -freien und amphibolreichen Lagen (Fig. 5d). Charakteristisch ist der oft auftretende Saum aus Biotit als Reaktionsprodukt zwischen den Amphibolitschollen und dem Leukosom (Fig. 5a). Gute Aufschlüsse von Schollenamphibolit finden sich beispielsweise unterhalb des Ärlengletschers (bei Koord. 2663 650/1163 700). Dies gilt auch für die selteneren Vorkommen von dunkelgrünem Hornblendefels und hellgrünem Aktinolithfels, welche immer als Einzelschollen innerhalb des basischen Schollenkomplexes vorkommen. Die Mineralogie der grünen Amphibolitschollen ist relativ einheitlich. Die Mengenanteile der einzelnen Phasen sind aber äusserst variabel, wobei Umwandlungsprodukte von Amphibol reichlich auftreten können. Die Körnigkeit ist meist mittel, es kommen aber auch sehr feinkörnige oder recht grobkörnige Varietäten vor. Das Gefüge variiert zwischen nematoblastisch bis granoblastisch, eine penetrative Schieferung ist selten. Auch die gelegentlichen isolierten Vorkommen von Ultramafit (Serpentinit) liegen innerhalb dieses basischen Schollenkomplexes.

Die einzelnen Schollen sind häufig aus ihrer ursprünglichen Lage rotiert, generell scheint aber eine Nord-Süd-Orientierung vorzuherrschen. Die weiss anwitternden, oft pegmatoid ausgebildeten Leukosome umgeben die basischen bis ultrabasischen Schollen oder dringen in Zwischenräume oder Spalten ein. Dadurch können teilweise recht chaotische Strukturen entstehen (Fig. 5).

Dunkelbrauner Amphibolit: Schollen von im frischen Bruch dunkelbraunem, oft hell anwitterndem Amphibolit kommen – teilweise vergesellschaftet mit den hellgrünen Amphibolitschollen – sowohl einzeln als auch gehäuft praktisch überall innerhalb des Bändergneises vor. Grössere Vorkommen sind südlich des Gröbenjochs (Koord. 2661 850/1161 900) und unterhalb des Golegg-Gletschers aufgeschlossen. Die Amphibolitschollen, deren Grösse zwischen 0,1 und etwa 2 m variiert, haben ein homogenes, gebändertes oder geflecktes Aussehen. Sie sind wie die grünen Schollen häufig von einem hellen, oft sehr grobkörnigen Leukosom mit bis zu über 3 cm grossen Plagioklaskristallen umgeben, das die Zwischenräume von boudinierten Amphibolitschollen ausfüllt. Teilweise dringt das Leukosom ader- oder geschwürartig in die Schollen ein und scheint dieses zu ersetzen, so dass eine diffuse Umgrenzung entsteht (Fig. 5a, c). Charakteristisch sind die dunklen, sich farblich deutlich abhebenden Säume aus Biotit. Recht verbreitet sind Vorkommen von Granatamphibolit als Einzelschollen oder als Lagen im Bänderamphibolit.

Die Mineralogie der dunkelbraunen Amphibolitschollen ist variabel und weist teilweise signifikante Unterschiede gegenüber derjenigen der grünen Varietät auf. Die Mengenanteile der einzelnen Phasen variieren, nicht zuletzt aufgrund des unterschiedlichen Grads der retrograden Umwandlung, welche die Festlegung des primären Mineralbestands schwierig macht. Die Körnigkeit ist meist mittel, es kommen aber sowohl sehr feinkörnige als auch relativ grobkörnige Varietäten vor. Das Gefüge variiert zwischen nematoblastisch bis granoblastisch, eine penetrative Schieferung ist kaum vorhanden.

γos Leukokrater aplitischer Granit

Kleinere Stöcke aus einem leukokraten feinkörnigen granitischen Gestein treten innerhalb des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes häufig auf. Am zahlreichsten sind sie im Gebiet nördlich des Gröbengletschers. Kleinere Vorkommen finden sich zudem – auf der Karte allerdings nicht explizit dargestellt – unterhalb des Ärlengletschers und im Gebiet Ofenhoren-Strahlhorn. Vergleichbare Vorkommen von leukokrater aplitischem Granit sind auch innerhalb der migmatitischen Gesteine des Guttannen-Gneiskomplexes zu beobachten (s.S.49). Die Granitstöcke bilden immer scharfe Intrusionskontakte zum umgebenden Gneis, von welchem sie auch Nebengesteinsschollen enthalten können (Fig. 6). Ihre Ausdehnung ist variabel; der grösste Stock nördlich oberhalb des Gröbengletschers dürfte eine Oberfläche von über 2500 m² aufweisen. An die Stöcke gebundene und den umgebenden Gneis durchschlagende gangartige Apophysen sind ebenfalls zu beobachten.

Im Gelände können zwei Typen von leukokrater aplitischem Granit unterschieden werden:

- Typ 1: Hellgrauer bis grauer homogener gleichkörniger Granit mit charakteristischen, meist etwa zentimetergrossen dunklen Flecken. Er zeigt gelegentlich eine intensive Zerklüftung und eine hellrosa Verwitterungsfarbe. Stellenweise kommen auch alpine Zerrklüfte mit Quarz und Chlorit vor.
- Typ 2: Grauer, leicht porphyrischer Granit mit dunkelgrauen Einsprenglingen von Alkalifeldspat. Vereinzelt sind stark aufgelöste Gneisschollen («ghost structures») im Granit zu beobachten. Grundsätzlich ist der Typ 2 weit weniger verbreitet als der Typ 1.

Beiden Typen gemeinsam ist ein massiges fein- bis mittelkörniges Gefüge (Eruptivgesteinscharakter) ohne erkennbare Foliation. Die mineralogische Zusammensetzung ist relativ einheitlich und entspricht derjenigen von Granit (Fig. 7). Im Gegensatz dazu tendieren die ähnlich aussehenden Aplitgänge innerhalb des Gneises zu einer granodioritischen Zusammensetzung. Ein direkter genetischer Zusammenhang dieser Aplitgänge mit den Stöcken ist wahrscheinlich, kann jedoch durch Feldbefunde nicht belegt werden. Zwischen den beiden Typen von Granit existieren zudem merkbare Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung, insbesondere im Gehalt an SiO₂, CaO und K₂O (Tab. I). Deutliche Unterschiede sind auch bei den Spurenelementen zu beobachten. Die Gehalte an Eu, Ce, Cs, Hf und Ba sind beim Typ 2 höher, diejenigen an Lu, Yb niedriger als beim Typ 1.

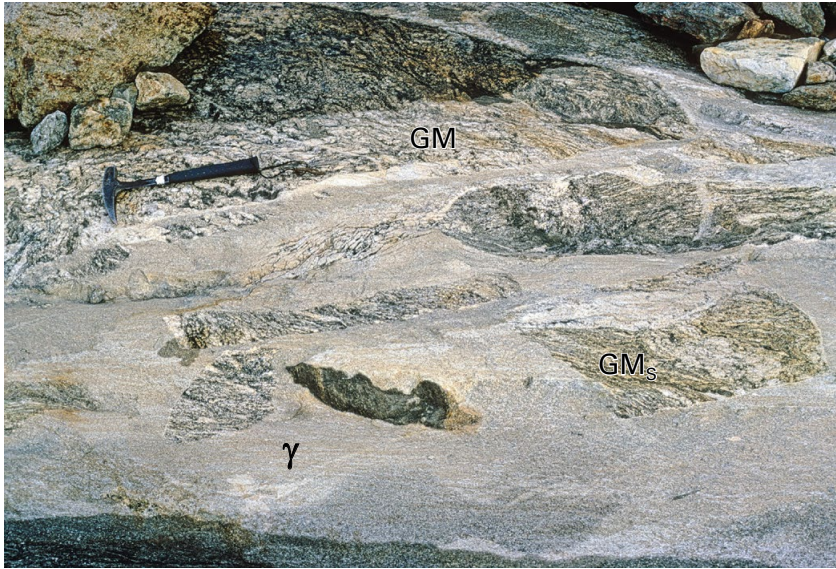


Fig. 6: Leukokrater aplitischer Granit (γ) intrudiert den metatektischen Bändergneis (GM). Letzterer tritt auch als Nebengesteinsschollen (GM_s) im leukokraten aplitischen Granit auf. Gröebengletscher (Koord. 2662400/1162460). Foto J. Abrecht.

Tab. 1: *Mittlere chemische Zusammensetzung der beiden Typen von leukokratem aplitischem Granit.*

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Summe
Typ 1	75,34	0,14	14,53	0,17	0,90	0,04	0,14	0,69	3,33	5,23	0,07	100,34
Typ 2	71,47	0,32	14,77	0,50	1,37	0,04	0,87	2,00	3,37	4,60	0,17	99,46

Typ 1: Mittelwert aus 7 Analysen von Proben aus dem Gröebengletschergebiet

Typ 2: Mittelwert aus 3 Analysen von Proben aus dem Gröeben- und Ärlengletschergebiet

Eine besondere Charakteristik des homogenen Typs 1 sind verbreitet auftretende dunkle Flecken von durchschnittlich etwa 1 cm Durchmesser. Diese kommen vereinzelt, meist aber in Scharen vor und sind in der Regel rundlich, können aber auch länglich sein. Sie weisen sehr häufig einen hellen Saum auf und ähneln den von BARBEY et al. (1999) als «dendritic cockades» beschriebenen Vorkommen von Cordierit im anatektischen Velay-Granit (Massif Central).

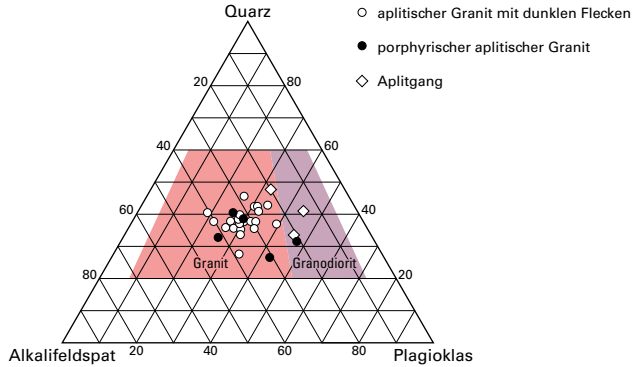


Fig. 7: Modalbestand des leukokraten aplittischen Granits und der Aplittgänge innerhalb des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes.

Die dunklen Flecken unterscheiden sich mineralogisch deutlich von der Granitmatrix. Sie bestehen aus Quarz, einem sehr feinschuppigen Gemenge aus Hellglimmer und hell- bis blassgrünem Biotit sowie Granat. Feldspäte kommen nur randlich vor. Die hellen Säume entsprechen der Matrix, enthalten aber keine dunklen Gemengteile. Der Quarz mit Korngrößen um 1 mm weist auffällige Risse und Spalten auf, die durch das Glimmergemenge gefüllt sind. Die bis 0,15 mm grossen, rosa farbenen idiomorphen Granatblasten dürften innerhalb des Glimmergemenges gebildet worden sein. Akzessorisch treten noch Epidot, Zirkon und Ilmenit mit Titanitsaum auf.

An einer Probe aus einem Intrusionskörper nördlich oberhalb des Gröben-gletschers wurde an Zirkonen mittels U/Pb-Isotopen ein Alter von $307,4 \pm 2,0$ Ma bestimmt (schriftl. Mitt. U. Schaltegger).

A *Migmatitischer Schollenamphibolit*

Bereiche innerhalb des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes, in denen der Anteil an Amphibolitschollen gegenüber dem metatektischen Gneis und dem pegmatoiden Leukosom überwiegt, wurden auf der Karte zusammenfassend als migmatitischer Schollenamphibolit ausgeschieden. Die Grenzziehung zum umgebenden Gneis mit migmatitischem Schollenamphibolit ist allerdings fließend, da kleinräumige Variationen der Schollendichte und ihrer Zusammensetzung die Regel sind. Lithologische Unterschiede existieren nicht, das heisst, dass auch hier sowohl die grünen als auch die dunkelbraunen Amphibolitschollen mit diskordanten basischen Gängen auftreten.

Uos *Ultramafit*

Im Bereich der Vorkommen von migmatitischem Schollenamphibolit finden sich neben Amphibolitschollen gelegentlich auch kleinere, maximal 1–2 m³ grosse Schollen von Serpentin oder specksteinartigem Ultramafit, gelegentlich auch aus umgewandeltem Pyroxenit. Dunkelgrüner Serpentin kann in Einzelfällen gangartige Einschlüsse von bis gegen 10 m Länge bilden. Im Kartenmassstab sind diese Vorkommen in der Regel jedoch nicht darstellbar. In der Karte wurden aber stellvertretend einige wenige Vorkommen eingezeichnet. Diese befinden sich unterhalb des Ärlengletschers (Koord. 2662910/1163110 und 2663560/1163500) sowie beim Undre Triftkessel (Koord. 2672030/1169680); Letzteres ist aufgrund der intensiven grünen Farbe gut von der Trifthütte aus zu erkennen. Weitere, im Kartenmassstab nicht darstellbare Vorkommen befinden sich nordöstlich des Ofenhoren sowie an der Westflanke des Goleghoren. Das früher ausgebeutete kleine Vorkommen am Schalouwiberg, von welchem das Material für den Specksteinofen im Hotel «Bären» in Guttannen stammt, konnte nicht mehr aufgefunden werden. Vereinzelt im Schutt des Rotlouwibachs auftretende Specksteingerölle dürften auf das besagte Vorkommen zurückzuführen sein.

Schollen von Serpentin scheinen seltener zu sein als solche von Speckstein, die Talk und Amphibol als Hauptkomponenten führen. Serpentin ist dunkelgrün bis grünlich schwarz und meist sehr feinkörnig bis dicht. Im Gegensatz dazu ist der Speckstein hell mit einem grünlich beigen Ton und ebenfalls recht feinkörnig. Die Gesteine zeigen immer ein massiges Aussehen ohne Planargefüge. Einzig am Kontakt zum Mittagflue-Granit nördlich der Lokalität Flachsgarten wurde ein mylonitischer Ultramafit mit vorwiegend tremolitischem Amphibol (70%) und Serpentin (25%) gefunden. Eine Ausnahme hinsichtlich des Gefüges bildet ein Fund einer ultramafischen Scholle nordöstlich des Ofenhoren (Koord. 2668680/1167230), welche ein Spinifexgefüge mit Kristalllängen von mehreren Zentimetern aufweist (Fig. 8). Die mutmasslichen ehemaligen Pyroxenitvorkommen sind weitgehend in Hornblendefels umgewandelt; Pyroxen ist vereinzelt noch reliktsch enthalten.

FERDEN-GUTTANNEN ZONE

Die Ferden-Guttannen-Zone wurde von BERGER et al. (2016, 2017a) definiert; sie erstreckt sich vom Lötschental bis ins Triftgebiet, wo sie beim Hinter Tierberg auskeilt. Sie umfasst neben dem quer durch das Kartengebiet verlaufenden Guttannen-Gneiskomplex noch den Lötschental-Gneiskomplex, der erst südwestlich des Finsteraarhorns einsetzt. Die Abgrenzung des Guttannen-Gneiskomplexes vom nordwestlich anschliessenden Erstfeld-Gneiskomplex ist ähnlich schwierig wie diejenige zwischen dem Erstfeld-Gneiskomplex und dem Innertkirchen-Migmatit. ALB. HEIM (1921) hat diese Schwierigkeit mit folgendem Satz zum Ausdruck gebracht: «An die nördliche Gneis- und Granitzone [Innertkirchen-Migmatit und

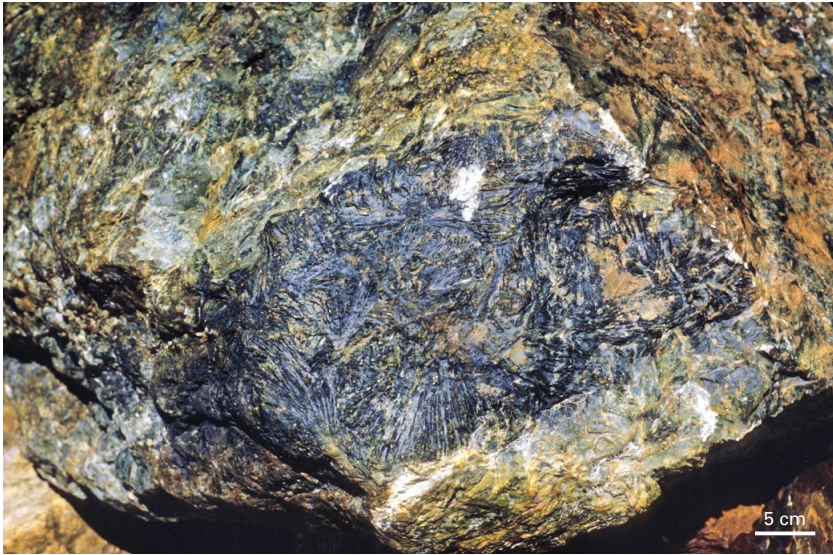


Fig. 8: Ultramafitscholle mit Spinifexgefüge (Gefüge aus skelettartigen, dünnplattigen bis blattförmigen oder nadeligen Kristallen von Olivin und Pyroxen) im Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex. Nordostgrat des Ofenhoren (Koord.2668680/1167230). Foto J. Abrecht.

Erstfeld-Gneiskomplex] legt sich südlich mit langsamen Übergängen und ganz verschwommener, bis auf 1 km unbestimmbarer Grenze die sehr komplexe Zone der Serizitschiefer und -gneise [Guttannen-Gneiskomplex], oder kurzweg die Schieferzone an.» Während im Klein- oder Aufschlussbereich eine eindeutige Zuordnung der Gesteine oftmals sehr schwierig und fraglich ist, kann unter Einbezug morphologischer Kriterien dennoch eine Grenze gezogen werden, die auch petrographischen Aspekten gerecht wird. Der Grund für diese Abgrenzungsproblematik ist der ähnliche Gesteinsinhalt, der sowohl beim Guttannen-Gneiskomplex als auch beim Erstfeld-Gneiskomplex und beim Innertkirchen-Migmatit durch Quarz, Feldspat und Biotit führende Lithologien dominiert wird.

Auch wenn durchaus weitgehende lithologische Übereinstimmungen zwischen diesen benachbarten Einheiten vorhanden sind, existieren doch Unterschiede, die eine Unterteilung rechtfertigen. Fixpunkt der Begrenzung des Guttannen-Gneiskomplexes ist der auf der Ostseite des Haslitals im Gebiet von Atlasblatt Innertkirchen liegende Furtwangsattel mit einer Einschuppung von triassischen Sedimentgesteinen, möglicherweise auch mit permokarbonischen vulkanischen Anteilen. Danach zieht die Grenze durch die Einschnitte des Rindertals und des

Hostettbachs in die markante Runse der Spreitlouwi, von wo sie gegen die Stau-mauer des Mattenalpsees und weiter durch die morphologisch deutlich erkennbare Runse über den Chammligrat in den Gauligletscher zieht. Auf der Südwestseite des Gauligletschers quert sie den Grienbärgligrat westlich von Pkt.3021 m, und nordwestlich des Gouwlipasses wird die Grenze durch Vorkommen von schwarzem Schiefer möglichen Permokarbonalters definiert (WYSS 1932), die heute der Goltschenried-Formation zugeordnet werden (BERGER et al.2016, 2017a). Im Kartegebiet können folgende Unterscheidungsmerkmale angewendet werden:

- Makroskopisch als Biotit-Chlorit- und Chlorit-Serizitgneis bis -schiefer (G_G) anzusprechende Gesteine treten praktisch nur im Guttannen-Gneiskomplex verbreitet auf.
- Die Gesteine des Guttannen-Gneiskomplexes sind generell reicher an Biotit und erscheinen dadurch etwas dunkler.
- Kalksilikatfelslinsen sind im Guttannen-Gneiskomplex wesentlich häufiger und können lokal gehäuft vorkommen.
- Vorkommen von reinem Kalzitmarmor wurden im Guttannen-Gneiskomplex keine beobachtet, solche von Silikatmarmor nur vereinzelt.
- Ultramafische Schollen scheinen im Guttannen-Gneiskomplex nur sehr selten vorzukommen.
- Mafische Einschlüsse sind im Guttannen-Gneiskomplex deutlich seltener als im Erstfeld- oder Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex.
- Diskordante basische Gänge mit Basaltcharakter kommen nur im Guttannen-Gneiskomplex vor, nicht aber in den anderen Einheiten.
- Pinit ist im Guttannen-Gneiskomplex je nach Gesteinstyp häufig bis sehr häufig, scheint aber im Erstfeld-Gneiskomplex zu fehlen.
- Die Gesteine des Guttannen-Gneiskomplexes führen im Gegensatz zu den vergleichbaren Gesteinen des Innertkirchen-Migmatits und des Erstfeld-Gneiskomplexes gesamthaft weniger Alkalifeldspat, das heisst alkalifeldspatreiche Gesteine sind seltener.

Die südliche Begrenzung des Guttannen-Gneiskomplexes ist aufgrund der deutlichen lithologischen Unterschiede unproblematisch. Zwischen dem Lauteraargletscher und der Mittagflöe ist sie durch die Intrusionskörper des Zentralen Aare-Granits und des Mittagflue-Granits klar gegeben. Weiter in nordöstlicher Richtung ist die Grenze im Gebiet Ofen-Homad-Chilchlistock südlich des Rotlouwibachs – nach Auskeilen des Mittagflue-Granits – durch das Auftreten der Trift-Formation definiert. Im Triftgebiet in der nordöstlichen Kartegebietsecke schaltet sich ein schmaler Zug des Tellistock-Granits zwischen die Gesteine des Guttannen-Gneiskomplexes und der Trift-Formation und bildet dort die südliche Begrenzung.

Die Haupttypen der angetroffenen Gesteine sind Biotit-Plagioklas- und Biotitgneis. Die Vorkommen von Biotit-Chlorit- und Chlorit-Serizitgneis bis -schiefer, welche für die frühen Bearbeiter stellvertretend für die heute als Guttannen-Gneiskomplex bezeichnete Einheit galten, stellen nach heutigem Wissenstand nicht primär wesentlich andere Lithologien dar, sondern sind vielmehr die durch präalpine, eher untergeordnet auch durch alpine retrograde Überprägung umgewandelten Haupttypen. Durch Deformation und metamorphe Umwandlungen bei Bedingungen der unteren Grünschieferfazies sind diese verschieferten glimmer- und chloritreichen Gesteine entstanden, in denen die ursprünglichen, oft klar sedimentär bedingten Gefüge stark überprägt wurden und heute praktisch nicht mehr erkennbar sind. In weniger stark umgewandelten und deformierten Bereichen sind auch migmatitische Gefüge in Form von Metatexiten, lokal auch von Diatexiten, erhalten geblieben. Die Abgrenzung dieser lithologischen Variationen ist jedoch aufgrund der diffusen Übergänge und der häufig vorkommenden Rekurrenzen nur näherungsweise möglich. Dies wird durch das Profil in der Figur 9 verdeutlicht, das beispielhaft den kleinräumig variablen Aufbau der Gesteine am Grat zwischen dem Furtwangsattel und Pkt. 3022 m nordöstlich von Guttannen illustriert.

Trotz dieser Abgrenzungsproblematik bedingt durch die oft kleinräumig vorhandene Heterogenität konnte der Guttannen-Gneiskomplex innerhalb des Kartengebiets in folgende lithologische Einheiten gegliedert werden:

- Biotit-Plagioklas- und Biotitgneis (**GM_G**) mit lokal migmatitischem Gefügen, nur schwach ausgeprägter Deformation und mit gut erhaltener sedimentär bedingter Stoffbänderung (z.B. Talflanke südöstlich des Mattenalpsees).
- Migmatitischer Gneis mit metatektischer, lokal auch diatektischer Textur in Form von konkordanten Leukosombildungen (Lagengneis) und stellenweise vorkommenden diskordanten Leukosomen (z.B. Gebiete Scheen Biel – Gummi, Obrist Wiissenbach, Grienbärgli).
- Amphibolit führender migmatitischer Gneis (westlich vom Grienbärgli).
- Stark verschieferter und retrograd überprägter Biotit-Chlorit- und Chlorit-Serizitgneis bis -schiefer (**G_G**) mit nur noch diffus erkennbarem sedimentären Charakter und kaum erhaltenem migmatitischem Gefüge (z.B. östliche Talflanke des Haslitals im Abschnitt zwischen Hostet- und Pochtenenbach, Nordwestgrat und Flanken des Ritzlihoren).

Grundsätzlich gilt es zu beachten, dass komplett frischer, das heisst nicht retrograd umgewandelter bzw. rekristallisierter Biotit-Plagioklasgneis im Kartengebiet nicht vorkommt. Generell relativ häufig sind Vorkommen von Kalksilikatfels, die als kleine, meist längliche Schollen von maximal einigen Dezimetern Länge lagenparallel im sedimentären Gneis eingeschaltet und deshalb im Kartenmassstab nicht darstellbar sind. Eher vereinzelt treten basische Gänge auf, welche die Gesteine des Guttannen-Gneiskomplexes diskordant durchschlagen.

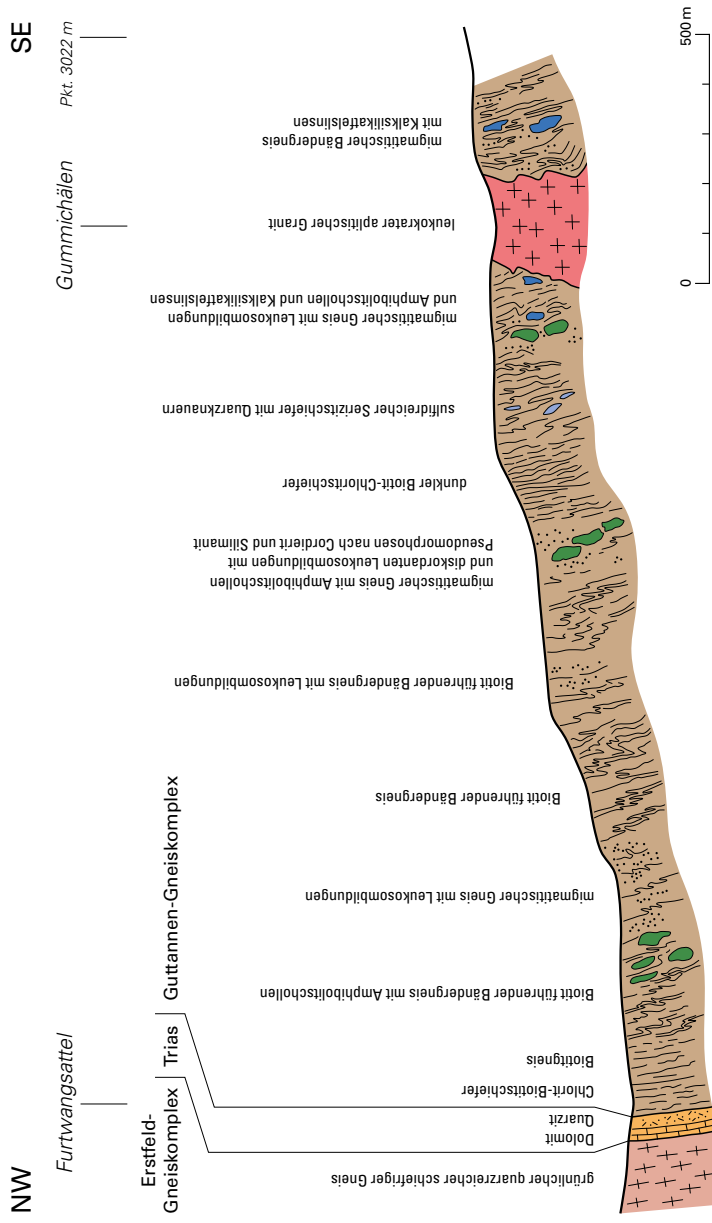


Fig. 9: Profil durch die Gesteinsabfolge des Gutannen-Gneiskomplexes zwischen dem Furtwangsattel und Pkt.3022m.

Der Modalbestand der Hauptgemengteile der Gesteine des Guttannen-Gneiskomplexes zeigt eine weitgehende Übereinstimmung in der mineralogischen Zusammensetzung des Biotit-Plagioklasgneises und des (Biotit-)Chlorit-Serizit-schiefers, was als Hinweis auf deren ursprüngliche Gleichartigkeit gedeutet werden kann. Die Modalbestände der verschiedenen Gesteinstypen weisen zudem eine grosse Ähnlichkeit mit denjenigen aus dem Lötschental auf, die von LEDERMANN (1946) beschrieben und in Gesteine mit bzw. ohne Alkalifeldspat unterschieden wurden. Die von BERGER et al. (2016, 2017a) vorgenommene Zusammenfassung des Lötschental- und des Guttannen-Gneiskomplexes zur Ferden-Guttannen-Zone ist somit vom lithologischen Inhalt her sehr plausibel.

GM_G Guttannen-Gneiskomplex

Der im Guttannen-Gneiskomplex dominierende Biotit-Plagioklasgneis zeigt immer eine mehr oder weniger ausgeprägte Gneis- bis Schiefertextur. Das Planargefüge wird im Wesentlichen durch die weitgehende Einregelung von Biotit erzeugt. Gelegentlich sind intensive Verfaltungen zu erkennen. Die Verwitterungsfarbe ist dunkelgrau, sehr häufig auch rostbraun. Im frischen Bruch ist das Gestein grau bis dunkelgrau. Die Korngrössen liegen meist zwischen 0,5 und 1 mm. Der Unterschied zum (*Biotit*-)Chlorit-Serizitgneis bis -schiefer (**G_G**) liegt in erster Linie in der geringeren tektonischen und metamorphen Überprägung.

Aufgrund mineralogischer Kriterien ebenfalls als Biotit-Plagioklasgneis und Biotitgneis anzusprechen, aber mit deutlich geringerer Deformation, sind feinkörnige Gesteine mit relativ einheitlichen Korngrössen von 0,3–0,5 mm und einer gut erhaltenen sedimentären Stoffbänderung (Fig. 10a). Illustrative Vorkommen dazu finden sich oberhalb von Gummen in der Nordwestflanke des Golegghoren zwischen dem Mattentalpsee und dem Mittagflue-Granit (Koord.2661070/1163660) und am Grienbärgli. Die noch gute Erhaltung des primären sedimentären Schichtaufbaus ist dort der deutlich geringeren Deformation geschuldet, wenn auch manchmal eine Verfaltung vorkommt. Die ursprüngliche sedimentäre Schichtung äussert sich sowohl in der Stoffbänderung als auch in der Korngrössenverteilung. Anschauliche Beispiele dazu finden sich an der Südflanke des Trifttelli, wo sich feinkörnige glimmerreiche Lagen mit grobkörnigen Lagen aus Quarz und Feldspat, in welche Kalksilikatlinsen eingebettet sind, abwechseln (Fig. 10b). Stellenweise lässt sich sogar eine leichte Gradierung erkennen, wie sie etwa aus Sandsteinen und Grauwacken in Flyschabfolgen oder aus Pyroklastiten (Ignimbriten) überliefert ist. Makroskopisch gleicht dieser sedimentäre Gneis sehr stark dem von LEHMANN (2008) im hinteren Engelbergertal beschriebenen Graustock-Gneis, der sich allerdings durch seinen örtlichen Reichtum an meist fibrolithischem Sillimanit und Granat von den im Kartengebiet auftretenden Vorkommen abhebt.

Die Hauptgemengteile im retrograd nur wenig umgewandelten Biotit-Plagioklasgneis und Biotitgneis umfassen Plagioklas (25–40%), Quarz (20–40%) und Bio-

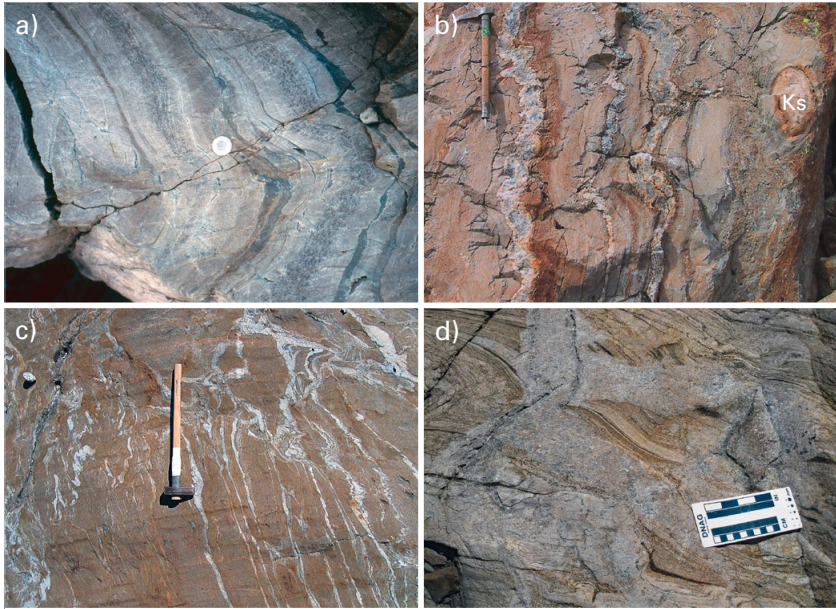


Fig. 10: Gesteinstypen des Guttannen-Gneiskomplexes. a) Biotit-Plagioklasgneis mit verfalteter sedimentärer Stoffbänderung ohne erkennbare anatektische Überprägung. Östlich oberhalb des Mattenalpsees (Koord.2661070/1163660). b) Anatektisch nicht überprägter Biotit-Plagioklasgneis mit sedimentärer Stoffbänderung und Kalksilikatfelslinse (Ks). Block aus der Südflanke des Trifttellti. c) Homogener feinkörniger Biotit-Plagioklasgneis mit stromatitischer Textur und konkordanten verfalteten Leukosomen, gut erkennbar in der rechten Bildhälfte und am linken Bildrand. Südöstlich des Gaulisees (Koord.2660040/1161930). d) Migmatitischer Gneis mit dialektischer Textur (Schollenmigmatit). Der verfaltete Gneis wird diskordant von intrusivem Leukosom durchschlagen und in einzelne Schollen zerlegt. Nördlich des Wiissenbachgletschers (Koord.2663550/1164880). Fotos J. Abrecht.

tit (10–20%). Als Nebengemengteile können Alkalifeldspat (0–5%), Muskovit/Serizit (0–5%), Chlorit (0–2%), Amphibol (grün bis farblos, 0–10%), fibrolithischer Sillimanit (in Serizit umgewandelt, 0–1%) und Pinit (als Pseudomorphose nach Cordierit, 0–2%) auftreten. Als Akzessorien finden sich Granat, Apatit, Zirkon, Monazit, Titanit (nach Biotit), Rutil (nach Biotit), Prehnit (nach Biotit) und Turmalin.

Kalksilikatfels: Vorkommen von Kalksilikatfels sind im Guttannen-Gneisskomplex relativ häufig. Sie treten als meist nur wenige Dezimeter grosse konkordante Linsen auf. Gelegentlich kommen sie in Schwärmen vor, die tektonisch zerrissene und später teils auch verfaltete Karbonatlagen repräsentieren dürften. Aufgrund ihrer geringen Grösse können die Kalksilikatfelslinsen im Kartenmass-

stab nicht explizit dargestellt werden. Ihre mineralogische Zusammensetzung ist variabel, und meist zeigen sie eine Zonierung, die auf Stoffaustausch mit dem Quarz und Feldspat führenden Nebengestein hinweist. Als wichtigste Phasen sind Epidot, Granat, Diopsid, Titanit, Muskovit, Hornblende (meist am Kontakt zum Nebengestein) und Aktinolith (als sekundäre Bildung) zu erwähnen. Fast immer vorhanden sind unterschiedliche Anteile an Quarz und Kalzit; Plagioklas kommt auch vor.

Die mineralogische Zusammensetzung der zwischen dem Kern der Linse und dem Nebengestein meist zu beobachtenden Mineralzonen variiert. Praktisch immer vorhanden sind Epidot und Titanit. Im Kern finden sich auch häufig Granat und Klinopyroxen (wahrscheinlich Diopsid). Gelegentlich tritt farbloser Amphibol auf, der sonst meist am Rand der Linse vorkommt und sicherlich teilweise als sekundäre Bildung zu deuten ist. Ähnliches gilt für Kalzit, der sowohl primär noch vorhanden ist als auch ein retrogrades Abbauprodukt darstellt. Hellglimmer tritt meist randlich auf, ebenso Biotit und Plagioklas. In einer Probe fand sich eine symplektitische Verwachsung von mutmasslichem Klinopyroxen und einer rein optisch nicht bestimmaren Phase. Akzessorisch ist immer eine opake Phase, vermutlich ein Fe-Ti-Oxid, vorhanden. In nur einer Probe wurde Rutil beobachtet, der zum Teil von einem Titanitsaum umgeben ist. Analysen von Granat aus einem Kalksilikatfels von der Rotlouwi ergaben einen Grossularanteil von rund 80 Mol-% (JEQUIER 1985). Die Diopsidkomponente im Pyroxen aus der gleichen Probe variiert zwischen 42 und 65 Mol-%, der Rest war mehrheitlich Hedenbergit.

Migmatitischer Gneis mit meist metatektischer bis diatektischer Textur

Vorkommen von migmatitischem Gneis unterscheiden sich von denjenigen von Biotit-Plagioklas- und Biotitgneis einzig durch das Auftreten von metatektischen bis lokal diatektischen Texturen, die eine anatektische Überprägung belegen. Die textuell meist als Bänder- oder Lagengneise auftretenden Gesteine sind mehrheitlich verfaltet und stromatitische Texturen sind häufig. Die Abgrenzung zum nicht migmatitischen Biotit-Plagioklasgneis (GM_G) bzw. (Biotit-)Chlorit-Serizitgneis bis -schiefer (G_G) ist unscharf und es bestehen diffuse Übergänge. Die auf der Karte dargestellte Umgrenzung der migmatitischen Gesteine ist deshalb nicht als lithologisch eindeutig definierte Grenze mit klarem Verlauf zu verstehen, sondern vielmehr als eine Grenze, die Gebiete mit häufig auftretenden oder lokal dominierend vorkommenden migmatitischen Gesteinen abtrennt. Solche Gesteine finden sich etwa am Grat zwischen dem Furtwangsattel und Pkt.3022 m (Fig.9) sowie in den beidseitig anschliessenden Flanken bis Scheen Biel (bei Koord. 2666 960/1169 550) bzw. bis Pkt.2612 m südwestlich der Schafegg (Südflanke des Trifttelli). Im Kessel von Scheen Biel finden sich im Schutt typische Vertreter dieses Gesteinstyps in Form von zahlreichen frischen, wenig verwitterten Blöcken, die vom Grat südöstlich des Furtwangsattels stammen. Auch in den Aufschlüssen oberhalb von Furen bei Guttannen sowie im Gauligebiet südlich des Gaulisees

zwischen dem Talausgang des Hiendertelti und dem Grienbärgli tritt migmatitischer Bänder- oder Lagengneis auf. In diesen Gesteinstypen finden sich lokal gehäuft vorkommende, diskordant eingelagerte, aber nur geringmächtige Mikroklinopegmatite (s. Beschreibung auf S.105ff.) sowie gelegentlich kleine Stöcke aus leukokrater aplitischem Granit, so etwa an der Ostflanke des Wachtlammsstocks und nordwestlich des Steinhühshoren im Gebiet Gummichälen-Sackblatti (Fig.9; s. Beschreibung auf S.49).

Im Feld weist der migmatitische Gneis je nach Ausgangstyp und Grad der Verwitterung variable Farben von braun über hellgrau bis fast weiss auf. Verfaltungen mit steil stehenden Faltenachsen sind häufig. Die partielle Aufschmelzung äussert sich in den meist nur kleinräumigen Leukosomen, die sowohl parallel als auch diskordant zur Stoffbänderung oder in diffusen Nestern auftreten (Fig.10c). Der Schmelzanteil liegt in der Regel unter 10%, kann aber lokal durchaus auch mehr ausmachen. Seltener treten ehemalige mobile Schmelzen auf, die diskordante gangähnliche Strukturen bilden oder den Gneis in Schollen zerlegen (Fig.10d). Oft sind diese Gesteine dunkelgrau bis blaugrau mit einem pegmatoiden Aussehen.

Die diskordant auftretenden Schmelzanteile (Leukosome) im migmatitischen Gneis führen häufig vollständig umgewandelten Cordierit, der heute als Pinit nur noch pseudomorph erkennbar ist. Im Handstück sind diese Pseudomorphosen entweder als meist dunkelgrüne, unregelmässig geformte Schmitzen oder Flecken zu erkennen, oder sie haben – vorzugsweise in grobkörnigen Leukosomen – die ursprüngliche Kristallform von Cordierit bewahrt. Die makroskopisch erkennbaren Gefüge legen nahe, dass die konkordanten Leukosombänder oder -linsen während einer älteren, die diskordanten Schmelzen während einer jüngeren anatektischen Überprägung entstanden sind. Der Mineralbestand ist vergleichbar mit demjenigen des Biotit-Plagioklasgneises, allerdings mit Alkalifeldspat als Hauptgemengteil und signifikant weniger Biotit. Die Leukosome besitzen in der Regel eine trondhjemitische bis granitische Zusammensetzung.

Amphibolit führender migmatitischer Gneis

Amphibolit kommt in Form von Schollen auch im Guttannen-Gneiskomplex vor, wobei die Verteilung allerdings sehr heterogen ist. Auf der Karte sind nur die gut aufgeschlossenen und noch nicht allzu lange vom Gletscher befreiten und entsprechend frischen Vorkommen südöstlich vom Grienbärgli in den Felsen zwischen 2400 und 2600 mü.M. (Koord.2657540/1161650) dargestellt. Im frischen Bruch sind die eher dunklen Gesteine meist dunkelgrün, teilweise auch graugrün. Die Amphibolitschollen sind in der Regel massig und wenig deformiert. Gelegentlich ist eine Stoffbänderung erkennbar.

Amphibol, zusammen mit Plagioklas einer der häufigsten Hauptgemengteile, zeigt meist einen Pleochroismus von blassbraun oder farblos bis grünlich braun und braun. Es dürfte sich auf jeden Fall nicht mehr um primären amphibolitfazialen Amphibol handeln, sondern um eine grünschieferfaziale aktinolithreiche Va-

rietät. Plagioklas ist immer mehr oder weniger stark zersetzt und zeigt mit serizitischem Hellglimmer und Epidot die typischen Abbauprodukte, wie sie auch im umgebenden Gneis vorkommen (s.S. 153).

Als weitere Hauptgemengteile können zudem Biotit (meist in Chlorit, Hellglimmer und Titanit umgewandelt) und seltener Quarz auftreten. In Scherzonen und als Abbauprodukt von Plagioklas kann feinschuppiger Hellglimmer lokal angereichert vorkommen und einen wichtigen Nebengemengteil darstellen. Akzessorisch findet sich praktisch immer Titanit, Oxid (vermutlich ein Fe-Ti-Oxid), Epidot und Allanit.

Lokal kommen im Guttannen-Gneiskomplex im Kartenmassstab nicht darstellbare Vorkommen von Granatamphibolit vor. Im Gaudi (Koord. 2660180/1164330) weist ein Granatamphibolit einen ursprünglichen Granatanteil von über 30% auf, wobei der Granat unterschiedlich stark in Chlorit umgewandelt ist. An der Chammege östlich oberhalb von Guttannen wurde ein weiteres Vorkommen beschrieben (JEQUIER 1985), das neben teilweise in Epidot und Chlorit umgewandelten Granat und braunem Amphibol ein symplektitisches Gefüge aufweist, das vermutlich aus Pyroxen und Plagioklas besteht. Akzessorisch treten in beiden Vorkommen Titanit, Ilmenit, Aktinolith, Zirkon, Quarz und Rutil auf.

G_G *Biotit-Chlorit- und Chlorit-Serizitgneis bis -schiefer, stark verschiefert*

Die vor allem im Gebiet nordöstlich von Guttannen und in den Nordwestflanken des Ritzlihorn aufgeschlossenen, meist feinkörnigen Gesteine, die als Hauptgemengteile Quarz, Plagioklas, serizitischen Hellglimmer und Chlorit führen, repräsentieren die intensiv verschieferten und retrograd umgewandelten Äquivalente des Biotit-Plagioklas- und des Biotitgneises (**GM_G**). Im Zuge der retrograden Überprägung wechselt der Farbton der Gesteine von dunkelgrau zu grünlich grau. Zudem sind sie intensiver durchklüftet und werden von häufig vorkommenden geringmächtigen dunkelgrauen bis schwärzlichen schieferungsparallelen glimmerreichen Scherzonen durchzogen. Die Gesteine sind somit geprägt durch die intensive Verschieferung und Zerklüftung sowie die parallel dazu verlaufende retrograde Umwandlung unter Bedingungen der unteren Grünschieferfazies. Dies äussert sich zumindest teilweise in der starken Saussuritisierung, die zu einer intensiven Serizitisierung von Plagioklas, begleitet von der Bildung von Epidot, geführt hat. Im Extremfall ist der Plagioklas kaum noch zu erkennen und wird durch ein feinkörniges, schlieriges Gemenge aus Serizit und Epidot mehr oder weniger komplett ersetzt. Auch Biotit ist häufig vollständig in Chlorit, Serizit und Titanit oder Rutil umgewandelt, wenn auch durchaus Zwischenstufen bestehen, bei denen die aus der amphibolitfaziellen Überprägung stammenden braunen bis rötlich braunen Biotitkristalle noch fleckenhaft oder in Lamellen im ursprünglichen Biotitkorn erkennbar sind. Der als Hauptgemengteil auftretende, praktisch immer feinschuppige Hellglimmer ist, abgesehen von seiner retrograden Bildung aus Pla-

gioklas und Biotit, wohl auch das Produkt der Kornverkleinerung des ursprünglich vorhandenen Muskovitanteils.

γ_G *Leukokrater aplitischer Granit*

Vom Nordgrat des Steinhühshoren zieht sich ein etwa 200 m langer und 20 m breiter stockartiger Intrusionskörper entlang der auffälligen Runse der Gummi-chälen (Fig. 9, Koord. 2668 100/1169 640) hinunter. Weitere kleinere Stöcke finden sich südöstlich davon bei Pkt. 3022 m sowie etwas weiter östlich im Gebiet nördlich der Sacklimi. Ein im Kartenmassstab nicht darstellbares Vorkommen von aplitischem Granit befindet sich nördlich des Wiissenbachgletschers in der Südostflanke des Wachtlammstocks. Der Granit hebt sich mit scharfem Kontakt vom umgebenden migmatitischen Gneis ab und ist von Scherzonen durchzogen. Auffällig sind die im Handstück gut erkennbaren und zahlreich vorhandenen dunklen, unregelmässig geformten Flecken und Schmitzen. Die hellen Gemengteile sind heterogen verteilt. Quarz (35–40%) ist von Serizit gefüllten Rissen durchzogen. Alkalifeldspat (20–50%) ist intensiv fleckenhaft pigmentiert und meist perthitisch. Plagioklas (15–30%) weist nur eine geringe Umwandlung in Hellglimmer und Epidot auf und zeigt einschussfreie Säume. Biotit (3–5%) ist in Hellglimmer und Titanit umgewandelt und nur noch reliktsch erhalten. Die oben erwähnten dunklen Flecken und Schmitzen bestehen aus einem feinschuppigen, filzigen Gemenge, bei welchem es sich wohl um Pinit (2–5%) handeln dürfte. Akzessorisch kommt Granat in kleinen Körnern vor. Die im Guttannen-Gneiskomplex vorkommenden leukokraten aplitischen Granitstöcke sind vergleichbar mit denjenigen im Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex (s.S. 36ff.) und dürften sowohl von der Genese als auch vom Alter her ähnlich oder gar identisch sein.

M *Marmor*

Im Gegensatz zu den häufig auftretenden Kalksilikatfelslinsen sind solche aus Marmor im Guttannen-Gneiskomplex viel seltener. Das einzige im Kartenmassstab darstellbare Vorkommen befindet sich am südöstlichen Ende des Chammligrats (Koord. 2658 180/1163 340). Ein weiteres dürfte sich nördlich des Steinhühshoren im Triftteltli in der Nordwand zwischen Pkt. 2936 m und Pkt. 3022 m befinden. Eine genaue Lokalisierung dieses Vorkommens war allerdings nicht möglich; seine Existenz ist einzig durch Sturzblöcke belegt.

Die Marmorlinsen sind hellgrau bis weiss und können je nach Silikatanteil auch grünliche bis bräunliche Farbtöne aufweisen. Mit ihrer meist ausgeprägten Stoffbänderung parallel zu ihrer Längserstreckung haben sie eine grosse Ähnlichkeit zu den Marmorvorkommen im Innertkirchen-Migmatit. Die Silikatlagen weisen im Aufbau und in der mineralogischen Zusammensetzung teilweise einen Zonarbau auf. Neben Kalzit und Quarz treten Diopsid, Epidot, Titanit und Wollastonit als Hauptgemengteile im Marmor vom Chammligrat auf. In den Sturzblö-

cken vom Triftellti treten zudem auch Vesuvian, gelblicher Granat (Andradit) sowie eine gelblich gefärbte büschlig-fibröse Phase, vermutlich ein aktinolithischer Amphibol, auf. In silikatarmen Partien ist zum Teil reichlich Graphit vorhanden.

ERSTFELD-ZONE

Die Erstfeld-Zone (LABHART et al. 2015a, b, BERGER et al. 2016, 2017a; «Erstfelder Gneis» oder «Gneiszone von Erstfeld» in der älteren Literatur) bildet im nordwestlichen Kartengebiet einen 2–4 km breiten, Südwest-Nordost streichenden Kristallinkomplex, der vom Ewigschneehoren über den Gallouwistock in Richtung Mährenhorn zieht. Die dominierende lithostratigraphische Einheit ist der Erstfeld-Gneiskomplex.

Die Abgrenzung des Erstfeld-Gneiskomplexes gegenüber den nördlich und südlich anschliessenden Einheiten ist oft schwierig und in der Regel nicht scharf. Auf die Grenzziehung zum nördlich anschliessenden Innertkirchen-Migmatit wird im nachfolgenden Kapitel zur Innertkirchen-Lauterbrunnen-Zone eingegangen. Der Kontakt zum südlich angrenzenden Guttannen-Gneiskomplex ist wegen der teilweise praktisch identischen lithologischen Zusammensetzung aus Biotit-Plagioklasgneis und Biotitgneis und der verbreitet vorkommenden anatektischen Überprägung unscharf. Erschwerend wirkt zudem die oft starke retrograde Umwandlung, die gerade im Kontaktbereich zwischen den beiden Gneiskomplexen ausgeprägt ist und dadurch eine eindeutige Grenzziehung in gewissen Gebieten verunmöglicht. Der Verlauf der Grenze zum südlich anschliessenden Guttannen-Gneiskomplex ist auf S. 40f. beschrieben.

Der Erstfeld-Gneiskomplex besteht hauptsächlich aus einem lagigen alkalifeldspatfreien bis -armen Biotit-Plagioklasgneis und einem granitischen Alkalifeldspat führenden Biotitgneis. Im Feld können diese unterschiedlichen Gneise allerdings kaum unterschieden werden, da die Übergänge meist diffus sind und oft kleinräumige Wechsel vorkommen. Zudem werden allfällige ursprünglich vorhandene lithologische Unterschiede im Zuge der retrograden Überprägung, die sich vor allem durch eine intensive Verschieferung manifestiert, verwischt, was die Unterscheidung zusätzlich erschwert. Aus diesen Gründen werden die verschiedenen Gneistypen mit Ausnahme der auf Seite 54f. beschriebenen Vorkommen von granitischem Gneis nördlich von Guttannen auf dem vorliegenden Kartenblatt zusammengefasst dargestellt.

GM_E Erstfeld-Gneiskomplex

Im Unterschied zum granitischen Alkalifeldspat führenden Biotitgneis enthalten die als Biotit-Plagioklasgneis bezeichneten Gesteinstypen keinen oder nur sehr untergeordnet Alkalifeldspat (0–5%), dafür ist der Anteil an Plagioklas deutlich höher (45–60%). LABHART et al. (2015a, b) ordnen den Erstfeld-Gneiskomplex im Gebiet von Atlasblatt Meiental durchwegs als Biotit-Plagioklasgneis ein, der

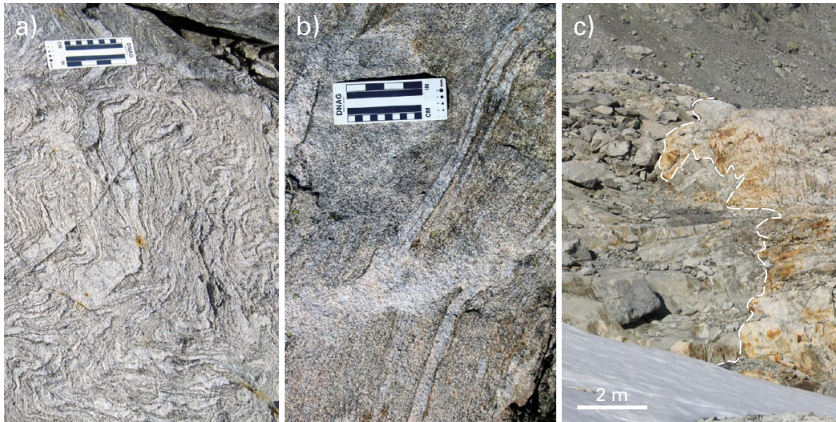


Fig. 11: Gesteinstypen des Erstfeld-Gneisskomplexes am Tälligrat, Gauligebiet. a) Verfalteter metatektischer Bändergneis (Lagenmigmatit) mit gefügeparallelen Leukosomen (Koord. 2658500/1164600). b) Leicht gebänderter diatektischer Gneis mit diskordantem Leukosom entlang einer Scherzone (Koord. 2658600/1164600). c) Verfalteter leukokrater metatektischer Gneis (Lagenmigmatit) mit scharf abgegrenzter Scholle aus dunklem Biotitgneis mit Leukosomlagen (Koord. 2658800/1164500). Fotos J. Abrecht.

10–20% perthitischen Alkalifeldspat führt. Eine verbindliche Aussage über die relative Häufigkeit der beiden Gneistypen ist jedoch nicht möglich. Basierend auf Dünnschliffanalysen dürfte aber der Biotitgneis mit Gehalt an Alkalifeldspat von 25–30% eher häufiger vorkommen als der Biotit-Plagioklasgneis mit nur wenig Alkalifeldspat. Alkalifeldspatfreie Gesteine sind eher selten. Die weniger stark retrograd überprägten leukokraten Gesteine weisen ein mannigfaltiges Aussehen auf, das immer durch eine Paralleltextur und oft intensive Verfaltung geprägt ist. Eindeutig pelitische Zusammensetzungen mit Sillimanit, wie sie SCHALTEGGER (1986b) im Silberberg-Komplex im Sustengebiet beschreibt, fehlen vollständig. Mehrheitlich zeigen die Gesteine ein migmatitisches Gefüge mit gefügeparallelen Leukosomen (Stromatite), oft begleitet von melanokraten Biotitsäumen (Fig. 11a). Entsprechend haben sie LABHART et al. (2015a, b) als Lagenmigmatit bezeichnet. Die migmatitischen Gesteine sind somit grösstenteils als Metatexit anzusprechen, diatektische Gefüge sind nur lokal beobachtet worden und gleichen Migmatitgefügen wie sie etwa im Eftal südöstlich von Erstfeld vorkommen. Die Deformation kann sehr ausgeprägt sein und bis zu stark verschieferten oder mylonitischen Gesteinen führen. Gerade in migmatitischen Partien sind die intensiven Verfaltungen im Dezimeterbereich im Feld gut erkennbar. Je nach Anteil von retrograd neugebildetem Chlorit und Serizit erscheinen die Gesteine in hell- bis dunkelgrauen oder graugrünen Farbtönen. Das Gefüge variiert zwischen relativ homogen über

lagig bis ausgesprochen migmatitisch, wobei jeweils Übergänge auftreten. Auch die Korngrößen können sich erheblich unterscheiden. Neben dem stromatitischen Lagenmigmatit finden sich auch diffus oder diskordant das gebänderte Gefüge durchschneidende Leukosome (Fig. 11b). Die typischen, in der Literatur häufig als «Erstfelder Gneise» bezeichneten Gesteine sind am charakteristischsten im Gauligebiet zwischen Chammligrat und Tälligrat sowie im Ober Chietal ausgebildet, wo sie zudem auch meist frischer sind als im Urbachtal und im übrigen Haslital.

Der primäre Mineralbestand aus Quarz + kalziumreichem Plagioklas + Alkalifeldspat + rotbraunem Biotit + Zirkon + Apatit (+ Granat) wird bei der retrograden Umwandlung durch die grünschieferfazielle Paragenese Quarz + natriumreicher Plagioklas + Alkalifeldspat + Chlorit + Serizit + Titanit + Apatit + Zirkon (+ grüner Biotit + Epidot + Rutil + Granat + Kalzit + Muskovit) ersetzt. Cordierit bzw. Pinit scheint im Kartengebiet in den Gesteinen des Erstfeld-Gneiskomplexes weitgehend zu fehlen, was auch als Unterscheidungsmerkmal zu den Gesteinen des nördlich anschliessenden Innertkirchen-Migmatits und des südlich angrenzenden Guttannen-Gneiskomplexes dient. Einzig in einem feinkörnigen, feinlagigen leukokraten Gneis unterhalb des Tälligrats im Gauligebiet wurden an Pinit erinnernde Flecken angetroffen.

Die Genese bzw. der Protolith der den Erstfeld-Gneiskomplex im Kartengebiet aufbauenden Quarz und Feldspat führenden Gesteine war seit jeher Gegenstand der Diskussion. Angesichts der polymetamorphen Geschichte dieser Gesteine ist eine genetische Zuordnung allein aufgrund von strukturellen Gegebenheiten im Feld nur begrenzt möglich. Die Vorkommen von pelitischem Paragneis mit Einschaltungen von Kalksilikatfels und Kalksilikatmarmor im Silberberg-Komplex im Sustenpassgebiet (SCHALTEGGER 1984, 1986b, LABHART et al. 2015a, b) und im hinteren Erstfeldertal (LEHMANN 2008) belegen den dort weitgehend paragenen Charakter des Erstfeld-Gneiskomplexes. Sie werden als ehemalige turbiditische Abfolge aus Grauwacke und Kalk gedeutet, die in einem Kontinentalrandmilieu abgelagert wurde (BIINO et al. 1999). Geochemische Untersuchungen im östlichen Aar-Massiv weisen ebenfalls auf das Vorhandensein von ursprünglich sedimentärem Material hin (BEKADDOUR 2009). Im Kartengebiet sind Gesteinsabfolgen mit eindeutig sedimentärem Charakter innerhalb des Erstfeld-Gneiskomplexes jedoch keine überliefert.

Gesteine mit eher orthogenem Charakter treten einerseits in Form von granitischem Alkalifeldspat führendem Biotitgneis mit augiger Textur an der Ostflanke des Haslitals auf. Andererseits dürften die verschiedenorts – wie beispielsweise am Tälligrat im Gauli oder am Wannisbortsee knapp ausserhalb des Kartengebiets – im leukokraten metatektischen Biotit-Plagioklasgneis (Lagenmigmatit) vorkommenden, scharf abgrenzbaren Schollen von melanokraten, oft gebändertem Gneis ebenfalls orthogenen Ursprungs sein (Fig. 11c). Der Kontakt zwischen dem granitischen Gneis mit augiger Textur und dem lagigen metatektischen Biotit-Plagioklasgneis, der das Leitgestein des Erstfeld-Gneiskomplexes repräsentiert, ist fließend

und kann aufgrund der eher ungünstigen Aufschlussverhältnisse (Vegetation, Bedeckung durch quartäre Lockergesteine) in der Karte nicht dargestellt werden. Einzig im Gebiet Unter der Hoflüe nördlich von Guttannen und nördlich von Holzhüs in Richtung des Wannisbortsees konnten Vorkommen von granitischem Gneis abgegrenzt werden (HUBER 1922a). Vergleichbare granitische Gesteine wurden auf der Westseite des Haslitals keine gefunden.

(Biotit-Chlorit-)Serizitgneis bis -schiefer: Biotit- und Biotit-Plagioklasgneis sind in unterschiedlichem Masse verschiefert und retrograd überprägt, was zur Bildung von Serizitgneis bis -schiefer mit variablen Anteilen an Chlorit und Biotit (Chlorit-Serizit-, Biotit-Chlorit-, Biotit-Serizitgneis bis -schiefer) geführt hat. Diese sind jedoch nicht kartierbar, da die Überprägung sehr selektiv ist und kleinräumig stark variiert. Innerhalb eines Dünnschliffs können primäre Biotitschuppen mit braunen Farben neben vollständig in Chlorit und Helleglimmer umgewandeltem Biotit vorkommen. Immer vorhanden, auch in den noch die primäre Braunfärbung zeigenden Biotitkörnern, sind Titanit- oder Rutilausscheidungen. Auch die retrograde Umwandlung von amphibolitfazielltem Plagioklas in grünschieferfazielle albitreiche Glieder mit Serizit und Epidot (Saussuritisierung) ist im Dünnschliffbereich oft sehr unterschiedlich ausgeprägt.

Leukosome: Die in den migmatitischen Gesteinen auftretenden Leukosomenteile sind in der Regel praktisch biotitfrei und weisen eine granitische Zusammensetzung mit ungefähr gleichen Anteilen an Quarz, Plagioklas und Alkalifeldspat auf. Das Gefüge ist meist richtungslos massig. Charakteristisch ist dabei häufig die Ausbildung von Quarz, der rundliche Formen mit buchtigen Korngrenzen aufweist und häufig als tropfenförmige Einschlüsse in Feldspatkörnern auftritt. Gelegentlich kann hypidiomorpher bis idiomorpher Granat als Hauptgemengteilmengteil vorkommen. Muskovit findet sich als relativ grobschuppige Neubildung in radialstrahligen Aggregaten. Recht häufig kommt auch Apatit als bis über 2 mm grosse Körner vor. Wo Biotit noch vorhanden ist, zeigt er starke retrograde Umwandlungserscheinungen (Chloritisierung).

Gelegentlich finden sich kleine Vorkommen von leukokraten, aplitischen, massigen, glimmerfreien Gesteinstypen mit granitischer Zusammensetzung, welche reichlich idiomorphen Granat führen, wie beispielsweise in der Haarnadelkurve der Grimselstrasse nördlich von Boden (Koord. 2663 460/1168 870). Solche Gesteine werden als intrusive Leukosome interpretiert und sind auch andernorts, wie etwa im Gotthard-Basistunnel (BEKADDOUR 2009) und im Eftal südöstlich von Erstfeld (ABRECHT 1994), beschrieben worden, wo neben Granat reichlich fibrolithischer bis prismatischer Sillimanit – wahrscheinlich anatektischen Ursprungs – und auch reliktscher, gepanzerter Disthen vorkommt, der einem früheren druckbetonten Metamorphoseereignis zuzuordnen ist.

Kalksilikatfels: Kalksilikatfels tritt als meist kleine, linsenförmige Schollen graubräunlicher Farbe im Gneis auf. Diese sind wesentlich seltener als im südlich anschliessenden Guttannen-Gneiskomplex, zeigen aber die gleiche mineralogische Zusammensetzung, bestehend aus Quarz, diopsidreichem Klinopyroxen, Kalzit, Titanit (häufig als briefkuvertförmige Körner), Hellglimmer als Pseudomorphose nach nur noch reliktsch erhaltenem Plagioklas und Epidot.

?Permisch verwitterter Erstfeld-Gneiskomplex

Ähnlich wie am Kontakt zu den autochthonen Sedimentgesteinen im Ürbachtal sind entlang der Überschiebung im Bereich des Sedimentkeils im Ober Chietal Gesteine mit deutlichen Verwitterungserscheinungen zu beobachten (s.S.173ff.), die sich unter ariden Bedingungen im Perm gebildet haben dürften, als diese Gesteine nach der Denudation des variszischen Gebirges die prätriassische Landoberfläche repräsentierten. Der Gneis ist hier über einige Meter stark zersetzt und von Dolomit und Kalzit infiltriert. Eisenhaltiger Dolomit ist verschieden stark in pseudomorphe Eisenoxide oder -hydroxide umgewandelt, was zu der ausgeprägten rostbraunen Anwitterung führt. Die auffälligen, das Gestein durchziehenden weissen Äderchen bestehen aus nicht verwittertem Dolomit oder Kalzit. Der Dolomit bildet meist kleine idiomorphe Rhomboeder, die einzeln oder schnurartig aufgereiht entlang von Rissen und Spalten zusammen mit sehr feinkörnigem rekristallisiertem Quarz die Feldspat- und Quarzkörner durchziehen. Häufig sind auch entlang von Scherzonen oder Korngrenzen vorkommende Schlieren und unregelmässige Bänder aus feinschuppigen Hellglimmeraggregaten sowie Verwachsungen von Eisenoxiden oder -hydroxiden.

Biotitgneis mit granitoider augiger Textur

Ein Vorkommen eines Gneises mit granitoider augiger, teils flaseriger Textur wurde schon von HUBER (1922a) als wenig mächtige Einlagerung an der Hohfluh – gemäss der aktuellen topographischen Kartengrundlage im Gebiet Blindlouwi (Koord.2664500/1168390) – nördlich von Guttannen erwähnt und als «Antiklinal-kern des Erstfeld-Orthogneises» gedeutet. Der graue bis grünlich graue Gneis zeigt eine deutliche Paralleltextur mit bis zu zentimetergrossen Porphyroklasten aus Alkalifeldspat. Lokal treten diffus abgegrenzte Bereiche mit migmatitischem Charakter auf. Neben dem Vorkommen im Gebiet Blindlouwi erstrecken sich vergleichbare Gesteine auch in den Felsbändern nördlich Holzhus bis ins Gebiet des Wannisbortsees (Atlasblatt Innertkirchen). Hier ist der Gneis jedoch vergleichsweise hell und relativ massig, führt aber ebenfalls die charakteristischen bis zentimetergrossen Alkalifeldspat-Augen. Die oft vorhandene grünliche Farbe ist eine Folge der häufig praktisch vollständigen Chloritisierung des primären, ursprünglich rötlich braunen Biotits. Weitere ähnliche, im Kartenmassstab allerdings nicht darstellbare Vorkommen finden sich im Gebiet Arvi. Die Abgrenzung zum um-

gebenden migmatitischen Gneis ist unscharf. Der Mineralbestand ist charakterisiert durch etwa gleiche Anteile an Quarz, Plagioklas und Alkalifeldspat. Der Glimmer- bzw. Chloritanteil liegt bei 5–10%. Daneben finden sich als Nebengemengteile oder akzessorisch Serizit, Titanit, Epidot und Kalzit.

INNERTKIRCHEN-LAUTERBRUNNEN-ZONE

Die Innertkirchen-Lauterbrunnen-Zone (BERGER et al. 2016, 2017a), in früheren Arbeiten als «Gastern-Innertkirchner Granit(-Zone)» (CADISCH 1953, GWINNER 1971) oder «Innertkirchen-Lauterbrunnen-Kristallin(-Zone)» (LABHART 1977, VON RAUMER et al. 1993, 1999, ABRECHT 1994) bezeichnet, bildet in weiten Teilen des Aar-Massivs die nördlichste Kristallinzonen. Die dominierende lithostratigraphische Einheit ist der Innertkirchen-Migmatit (GISLER et al. 2020), ein schollenreiches, heterogenes Gestein mit granitoidem, meist massigem Charakter – eine Beschreibung, die trotz unterschiedlicher Deutung der Genese von allen Bearbeitern übereinstimmend wiedergegeben wurde (NEIDINGER 1951, HÜGI 1956, RUTISHAUSER 1972b) –, das nach heutiger Nomenklatur als Diatektit bezeichnet wird.

Obwohl die migmatitischen Gesteine im Aufschlussbereich recht mannigfaltig sind, ist eine weitere Differenzierung im Kartenmassstab nicht möglich. Die häufig vorkommenden Einschlüsse basischer bis ultrabasischer Gesteine sind ebenfalls zu klein, um sie auf der Karte als eigenständige Kartiereinheit auszuscheiden.

Die Innertkirchen-Lauterbrunnen-Zone reicht gegen Nordosten bis ins obere Engelbergertal, wo im Gebiet Grassen westlich der Schlossberglücke der Innertkirchen-Migmatit umgeben vom Erstfeld-Gneiskomplex auskeilt (LABHART et al. 2015b). Gegen Südwesten ist sie bis ins obere Lauterbrunnental zu verfolgen. Isolierte Vorkommen finden sich aber bis ins Lötschental, wo die auf der Nordseite der autochthonen Jungfrau-Synklinale («Jungfrau-Keil»; KRAYENBUHL & STECK 2009) vorkommenden prävariszischen Kristallingesteine dem Innertkirchen-Migmatit zugeordnet werden (BERGER et al. 2016). Der Innertkirchen-Migmatit bildet im Gebiet von Atlasblatt Guttannen einen 1–2 km breiten, Südwest–Nordost streichenden Streifen und ist vom Grosswald im Haslital über den Gummgrat ins Ürbachtal bis zum Tossen hin verfolgbar. Die Aufschlussverhältnisse im Haslital und Ürbachtal sind wegen der Vegetation und Verwitterung meist nicht ideal. Illustrative Aufschlüsse finden sich entlang der Grimselstrasse, in Bachrunsen im Gebiet westlich oberhalb der Furggisegg (Koord. 2661 830/1168 630) und zwischen Ränfenjoch und Ürbachsattel östlich unterhalb des Tossen.

Der Innertkirchen-Migmatit wird gegen Nordwesten am Rand des Aar-Massivs durch autochthone bis parautochthone Sedimentgesteine überlagert und ist mit diesen im Gebiet der Engelhörner intensiv verschuppt (Taf. 1, Profil 5). Gegen Südosten grenzt er mit einem präalpin angelegten tektonischen Kontakt an den Erstfeld-Gneiskomplex. Während die nordöstliche Begrenzung durch die auf lie-

genden autochthonen Sedimentgesteine klar gegeben ist, kann die Abgrenzung zum südöstlich anschliessenden Erstfeld-Gneiskomplex im Gelände nicht immer eindeutig definiert werden. Der Grund dafür liegt im ähnlichen Gesteinsinhalt beider Einheiten, der vorwiegend aus Quarz und Feldspat führenden Gesteinen besteht, die infolge der gerade im Kontaktbereich oft ausgeprägten Deformation und retrograden Überprägung sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch wechselbare Erscheinungsformen aufweisen. Als Unterscheidungsmerkmal dienen die verbreitet vorkommenden Schollen von Gneis, Kalksilikatfels und Amphibolit sowie das Auftreten von Pseudomorphosen nach Cordierit (Pinit). Der Kontakt auf der östlichen Seite des Haslitals folgt dem Bänzlaubach und verschwindet dann im Talboden, wo er von quartären Lockergesteinen bedeckt ist. Auf der westlichen Talseite verläuft er anschliessend vorwiegend in den sehr steilen, heute schwer zugänglichen und steinschlaggefährdeten Runsen beiderseits des Bättlerhornen. Nach HUBER (1922a, b) verläuft der Kontakt genau durch das Bättlerhornen. Aufgrund eines Vorkommens von stark deformierten klastischen Sedimentgesteinen mutmasslich permokarbonischen Alters in der Runse nördlich Bockalpelti (Koord.2661400/1168270) wurde der Kontakt etwas weiter nördlich kartiert. Auf der Westseite des Ürbachtals verläuft der Kontakt entlang des Wyssenbachs, von wo aus er anschliessend zwischen dem Ränfenhorn und dem Ränfenjoch im Rosenlouwigletscher verschwindet.

Im Kartengebiet können innerhalb des Innertkirchen-Migmatits folgende lithologischen Einheiten ausgeschieden werden:

- Metatektischer bis vorwiegend diatektischer Migmatit (Schollenmigmatit) von sedimentärem Ursprung, mit Einschlüssen von Gneis, Kalksilikatfels sowie basischen bis ultrabasischen Gesteinen,
- Permischer verwitterter Schollenmigmatit,
- Marmorzüge und -linsen innerhalb des Migmatits.

GM₁ Innertkirchen-Migmatit

Der Innertkirchen-Migmatit besteht aus granitoiden, Quarz und Feldspat führenden Gesteinen, welche durch partielle Aufschmelzung von vorwiegend psammitischen Gesteinen ursprünglich sedimentärer Herkunft (Grauwacke, Sandstein, Arkose) entstanden sind und mehrheitlich als Diatexit (Schollenmigmatit) bezeichnet werden. Partien mit hohem Leukosomanteil haben ein magmatisches Aussehen und nicht aufgeschmolzene Anteile bilden darin teils scharf abgegrenzte oder auch diffus aufgelöste Schollen (Fig. 12). Das Aussehen ist dann oft schlierig. Bei geringen Schmelzanteilen hat der Migmatit ein metatektisches bis gneisiges Aussehen, wobei auch grössere nicht anatektisch veränderte Paläosompakte auftreten können. Die Gesteine sind im Kartengebiet weniger massig ausgebildet als im oberen Lauterbrunnental (z.B. im Gebiet um den Oberhoresee),



Fig. 12: Innertkirchen-Migmatit. Diatexit (Schollenmigmatit) mit Pinitflecken.
Tossen (Koord.2656 140/1166700). Foto J. Abrecht.

jedoch ausgeprägt schlierig und stärker zerklüftet (HÜGI 1956). Im Gesteinschemismus ist jedoch kein Unterschied feststellbar. Generell ist der Anteil an Gesteinspartien mit geringerer anatektischer Überprägung im Haslital höher, und damit verbunden der Gehalt an Schollen, oft diffus abgegrenzt und wegen der Verwitterung und des Flechtenbewuchses leicht zu übersehen, geringer. Dem Vorkommen vom Lauterbrunnental am ähnlichsten sind gewisse Bereiche an der Ostflanke des Tossen. Dort findet sich ein diatektischer Schollenmigmatit mit einem hohen ehemaligen Schmelzanteil innerhalb eines Komplexes mit Schollen unterschiedlicher Zusammensetzung (Fig. 12), die teilweise von klar intrusiven Leukosomen durchschlagen werden. Die Gesteine sind im frischen Bruch grau bis grünlich gefärbt; durch die Verwitterung haben sie an der Oberfläche oft einen braunroten rostigen Überzug. Charakteristisch für den Innertkirchen-Migmatit sind die praktisch überall zu beobachtenden Pinitflecken von meist dunkelgrüner Farbe (Fig. 12), die als retrograd gebildete Pseudomorphosen nach Cordierit aufzufassen sind und ein gutes Unterscheidungsmerkmal gegenüber dem Erstfeld-Gneiskomplex darstellen. Gute Aufschlussverhältnisse vorausgesetzt, können Schollen unterschiedlicher Lithologien unterschieden werden, wie paragener Biotitgneis, Biotit-Plagioklasgneis, Biotit-Hornblendegneis, Biotit-Chloritgneis, Kalksilikatfels, Marmor sowie mafische bis ultramafische Gesteine. Belegt wird der ursprünglich

sedimentäre Charakter des Ausgangsgesteins durch die häufig vorkommenden Marmor- und Kalksilikatfelschollen bzw. -bänder, wobei erstere vor allem in der Ostflanke des Tossen gehäuft auftreten. Ultrabasische Schollen sind generell eher selten. HUBER (1922a, b) erwähnt ein Vorkommen von Peridotit bei Koord. 2660 840/1168 810 (Lokalität Rotbergli) nordöstlich des Bättlerhorn.

Die das *Paläosom* oder *Melanosom* bildenden Gesteine sind – heute nur noch als Schollen vorliegend – im Wesentlichen Biotit-Plagioklasgneis und Biotitgneis, die allerdings retrograd immer mehr oder weniger stark umgewandelt sind (Sausuritisierung von Plagioklas, Chloritisierung und Serizitisierung des Biotits). Diese Gneise mit mutmasslich metasedimentärem Ursprung bilden den Protolith des Innertkirchen-Migmatits und weisen häufig eine Stoffbänderung auf, die helle quarz- und feldspatreiche sowie dunkle biotitreiche Lagen umfasst. Oft sind diese Gneise intensiv verfälscht und ähneln den lagigen, metatektischen Gesteinen des Erstfeld-Gneiskomplexes. Aufgrund ähnlicher Beobachtungen im Sustengebiet und im oberen Engelbergertal folgerten LABHART (1977) und LABHART et al. (2015a), dass der Erstfeld-Gneiskomplex als Protolith des Innertkirchen-Migmatits zu deuten ist. Unverwittert weisen die Gneisschollen eine graue bis grünlich graue Farbe auf. In den schon lange vom Eis befreiten Bereichen haben sie aber oft einen die Identifizierung erschwerenden rostig braunen Überzug. Die wenig durch Aufschmelzung veränderten Gneisschollen sind praktisch immer lagig bis gebändert, manchmal verfälscht. Der grösste zusammenhängend aufgeschlossene Bereich des Innertkirchen-Migmatits mit massiger und ausgeprägter diatektischer Textur (Schollenmigmatit) befindet sich an der Ostflanke des Tossen. Die Gneisschollen sind hier feinlagig gebändert und weisen nur geringe Schmelzanteile auf (Fig. 13). Die mafischen Lagen von dunkelgrüner oder graugrüner Farbe sind von amphibolitischer Zusammensetzung. Sie wechsellagern mit scharfen oder diffusen Grenzen mit den leukokraten Lagen aus feinkörnigem Biotit-Plagioklasgneis sowie feinkörnigen, richtungslos bis massigen granitischen porphyrischen Lagen. Der gebänderte Gneis ist teilweise durch intrusive Leukosommassen (Schmelze) in kantige Schollen zerlegt (Schollenmigmatit, Fig. 13). HÜGI (1955, 1960) beschreibt aus dem Zuleitungsstollen Trift-Rotlouwi ähnlich aussehende Schollen von gebändertem Hornblende-Biotitgneis. Bei dieser feinlagigen Abfolge von Gneis und Amphibolit dürfte es sich um ehemals vulkanosedimentäre Gesteine handeln, die eine Sequenz von eher sauren und basischen effusiven Bildungen repräsentieren.

Die granitisch aussehenden *Leukosome* des Innertkirchen-Migmatits erscheinen in helleren Farbtönen und weisen infolge Mangels an mafischen Gemengteilen meist nicht die ansonsten typische rostfarbene Anwitterung der Gneise auf. Die Grenze zu den nicht aufgeschmolzenen, meist schollenförmigen Partien kann scharf oder diffus sein. Charakteristisch sind die grünen Pinitaggregate, die den leukokraten Gesteinspartien ein fleckiges Aussehen verleihen. Die Form von Pinit variiert zwischen pseudomorphen, den ursprünglichen Cordierithabitus nachbildenden Formen und unregelmässigen, schlierigen Anhäufungen.



Fig. 13: Innertkirchen-Migmatit. Gebänderter, feinlagiger Gneis mit amphibolitischen sowie quarz- und feldspatreichen Lagen (Paläosom) wird durch intrusives Leukosom in Schollen zerlegt. Tossen (Koord.2656000/1166940). Foto J. Abrecht.

Die Mineralzusammensetzung des Leukosoms ist entsprechend der auch im Aufschluss- und Handstückbereich zu beobachtenden heterogenen Ausbildung unterschiedlich und variiert zwischen granitisch und meist granodioritisch. Die Textur ist oft massig richtungslos und kann als magmatisch bezeichnet werden (Fig. 14). Im Dünnschliff zeigen die Mineralphasen des Leukosoms dieselben Charakteristika wie diejenige der Gneisschollen. Hauptgemengteile sind Plagioklas (30–35%), Quarz (20–33%), Alkalifeldspat (10–25%) und Biotit (5–15%). Pinit (0–25%) ist ein mehrheitlich aus sehr feinschuppigem bis filzigem Hellglimmer und vermutlich anderen Phyllosilikaten wie Chlorit und Tonmineralen bestehendes Abbauprodukt von Cordierit (s.S.146ff.). Cordierit wurde im Kartengebiet nirgends beobachtet; RUTISHAUSER (1972a) erwähnt reliktsche Körner im Lauterbrunnental. Nebengemengteile und Akzessorien sind Granat, Serizit, Chlorit, Turmalin, Apatit, Ilmenit, Sulfide, Zirkon und Titanit.

Mafische und ultramafische Schollen: Neben den oben beschriebenen Schollen mit feinlagiger Amphibolit-Gneis-Wechselagerung kommen mafische Gesteine als meist kleine Einschlüsse oder Schollen im migmatitischen Gneis vor. Sie bilden keine grösseren, im Kartenmassstab darstellbaren Komplexe, sondern kommen als konkordante, einzelne oder zusammenhängende, boudinierte Einschaltungen

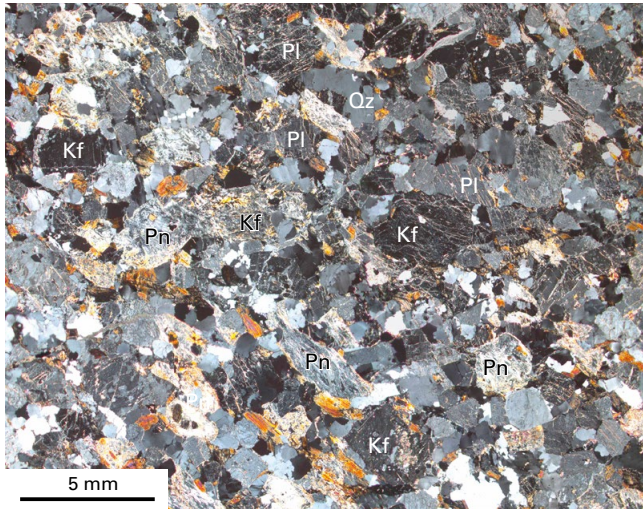


Fig. 14: Dünnschliffaufnahme eines granitischen Leukosoms aus dem Innertkirchen-Migmatit. Qz: Quarz, Pl: Plagioklas, Kf: perthitischer Alkalifeldspat, Pn: Pinit mit teilweise pseudomorphem Habitus nach Cordierit. Die gelben Blättchen sind umgewandelte Biotitkörner. Probenlokalität: oberhalb von Rohrmatten, Urbbachtal (Koord. 2659170/1168370). Foto J. Abrecht.

vor. In Partien mit erhöhtem ehemaligen Schmelzanteil sind die Schollen häufig rotiert. Die Gesteine haben einerseits amphibolitische Zusammensetzung, andererseits kommen auch feldspatarne bis -freie ultramafische Schollen (Hornblendefels) vor.

Die Amphibolitschollen können sowohl massig homogen als auch gebändert sein, wobei letztere aus einer Wechsellagerung von amphibolreichen und -armen bzw. feldspatarmen und -reichen Lagen bestehen. Vereinzelt treten Lagen mit reichlich makroskopisch gut erkennbarem umgewandeltem Granat auf. Mineralogisch bestehen die Amphibolitschollen vorwiegend aus braunem, grünbraunem und grünem Amphibol und stark saussuritisiertem Plagioklas sowie untergeordnet aus Quarz und chloritisiertem Biotit mit reichlich Titaniteinschlüssen. Plagioklas ist stark in serizitischen Hellglimmer und Epidot zersetzt. Auch die Amphibolkristalle zeigen einen meist randlichen retrograden Abbau zu Hellglimmer. Der lagenweise angereichert auftretende Granat ist praktisch vollständig pseudomorph in Biotit und Plagioklas umgewandelt, kann aber makroskopisch aufgrund der erhaltenen Korngestalt leicht identifiziert werden. Gelegentlich kommen auch Schollen von Klinopyroxen führendem lagigem Amphibolit vor, in welchen sich Klinopyroxen in den leukokraten plagioklasreichen Lagen findet, während brauner Amphibol in den dunklen klinopyroxenfreien Lagen dominiert.

Bei den nur einzeln vorkommenden, meist deutlich kleiner als 1 m^3 grossen ultramafischen Schollen sind zwei Typen zu unterscheiden:

- Weitgehend (>80%) aus brauner bis grünlich brauner Hornblende bestehender Hornblendefels. Neben der die Foliation bildenden Hornblende treten Serizit und Epidot führende Gemenge auf, die wohl ehemaligen Plagioklas repräsentieren dürften. Weiter finden sich Chlorit, Biotit sowie akzessorisch Zirkon, Apatit und Titanit. Stellenweise treten oxidreiche (Ilmenit) Schollen von Hornblendefels auf.
- Vorwiegend aus farblosem bis blassgrünem Aktinolith bestehender Aktinolithfels. Übrige Komponenten sind saussuritierter Plagioklas, Alkalifeldspat, Quarz und Muskovit.

Das von HUBER (1922a) erwähnte Vorkommen von Peridotit am Rotbergli konnte nicht mehr aufgefunden werden. Die von ihm beschriebene Lokalität befindet sich auf der heutigen Landeskarte in einer Runse bei Koord. 2660840/1168810 (die Bezeichnung Rotbergli ist auf der aktuellen topographischen Karte 1:25000 nicht angegeben). Das Gestein in der besagten Runse weist eine ausgeprägt rostfarbene Anwitterung auf und ist dadurch vom Tal her gut erkennbar. HUBER (1922a) beschreibt Olivin, Diopsid, «Titaneisen» (nach heutiger Nomenklatur Ilmenit) und Melanit (Ti-haltiger Andradit). Das Gestein soll eine Gabbrostruktur aufweisen und sich nahe eines Marmorvorkommens mit Vesuvian befinden, wobei nur Letzteres wieder aufgefunden werden konnte. BÜCHI (1980) beschreibt in der Umgebung von Mürvorschess in der östlichen Talflanke des Ürbachtals ein nicht mehr auffindbares kleines Giltsteinvorkommen.

Kalksilikatfels: Im Unterschied zu den im migmatitischen Gneis grössere gefügeparallele Grossschollen bildenden Marmor (s.S.62f.) kommt Kalksilikatfels nur als kleinere, meist unter 1 m^3 grosse Schollen vor. Sie sind je nach mineralogischer Zusammensetzung eher rötlich braun oder grünlich grau und rötlich braun zonierte bzw. gefleckt. Die mineralogische Zusammensetzung ist variabel. Hauptgemengteile ist immer ein farbloser diopsidreicher Klinopyroxen. Weitere wichtige kalksilikatische Komponenten sind Epidot, Vesuvian und Granat. Amphibol kommt als farblose, blasshellgrüne oder bräunliche Körner vor, etwa als Saum um pyroxenreiche Kerne. Immer vorhanden sind Titanit und Fe-Oxid. Quarz und Kalzit sind oft als Nebengemengteile präsent, wobei Kalzit teilweise auch als retrogrades Abbauprodukt von Kalksilikaten vorkommt. Zusätzlich treten Hellglimmer, Chlorit, Plagioklas und Biotit auf.

?Permisch verwitterter Schollenmigmatit

Unmittelbar unter der autochthonen triassischen Sedimentbedeckung findet sich im Innertkirchen-Migmatit ein Verwitterungshorizont, der sich im Perm nach der Denudation der variszischen Kristallinoberfläche unter ariden Bedingungen

gebildet haben dürfte. Charakteristisch ausgebildete Vorkommen treten in der Westflanke des Ürbachtals sowie entlang des Sedimentkeils am Tossen auf. Aufgrund seiner violetten bis rotbraunen Farbe hebt er sich teils deutlich vom grünlich grauen migmatitischen Gneis ab. Er erreicht eine maximale Mächtigkeit von wenigen Metern. Obwohl sich dieser Verwitterungshorizont vermutlich überall gebildet haben dürfte, fehlt er zuweilen, vermutlich als Folge der tektonischen Beanspruchung und der damit verbundenen Abscherung wie zum Beispiel im Liegenden des Tossen-Keils (BUESS 2019).

Im Dünnschliff zeigen sich die gleichen stark zersetzten typischen Mineralphasen wie im nicht alterierten Migmatit. Biotit ist oft vollständig ausgebleicht (chloritisiert) und intensiv von schwarzen opaken Verwitterungsprodukten (Fe-Oxide oder -Hydroxide) durchzogen. Plagioklas ist weitestgehend in Sekundärprodukte (v.a. Serizit) umgewandelt. Charakteristisch ist auch die teils poröse Struktur mit Hohlraumfüllungen aus Fe-Hydroxid (Limonit). Teilweise ist der verwitterte Gneis stark mit Kalzit und eisenhaltigem Dolomit durchsetzt, wobei Letzterer häufig idiomorphe rhomboedrische Kristalle bildet.

M *Marmor*

Neben kleineren Schollen von einigen Dezimetern Grösse finden sich innerhalb des Innertkirchen-Migmatits auch ausgedehntere, kartierbare Marmorvorkommen als konkordante Lagen von über 50 m Länge und bis zu 10 m Mächtigkeit im Gebiet zwischen Tossen und Schwarze Dossen (Schwerpunktkoord. 2655810/1166380). Ähnliche Vorkommen beschreibt HÜGI (1960) aus dem Kraftwerkstollen Trift-Rotlouwi. Die hellgrauen bis weissen Marmorlagen sind zum Teil fast rein, zeigen aber oft eine ausgeprägte Stoffbänderung parallel zu ihrer Längserstreckung. In den silikatreicheren Vorkommen wittern die Silikate mit ihrer beigen bis hellbraunen Farbe und unregelmässigen Begrenzung aufgrund der höheren Härte heraus. Die Marmorlagen weisen unterschiedliche Orientierungen auf, verlaufen aber immer parallel zur Stoffbänderung der umgebenden migmatitischen Gesteine und liegen subhorizontal bis steil einfallend. Ihre gegenüber dem Umgebungsgestein deutlich höhere Duktilität hat zu Ausquetschungen und internen Verfaltungen sowie Boudinagestrukturen geführt (Fig. 15). Innerhalb der Marmorlagen finden sich zudem nicht selten auch Einschlüsse des Nebengesteins.

Der Mineralbestand der Silikatmarmorlagen umfasst neben Kalzit auch Diopsid, Olivin (vollständig in Serpentin und Chlorit umgewandelt), Vesuvian, Epidot, Titanit und Muskovit, was auf eine metamorphe Überprägung unter amphibolitfaziellen Bedingungen hinweist. Das Vorhandensein von Olivin deutet auf dolomitische Anteile der ursprünglichen Karbonatabfolge hin. Auch silikatfreier Marmor zeigt eine Stoffbänderung, die als Wechsellagerung zwischen Kalzit und Dolomit gedeutet wird.

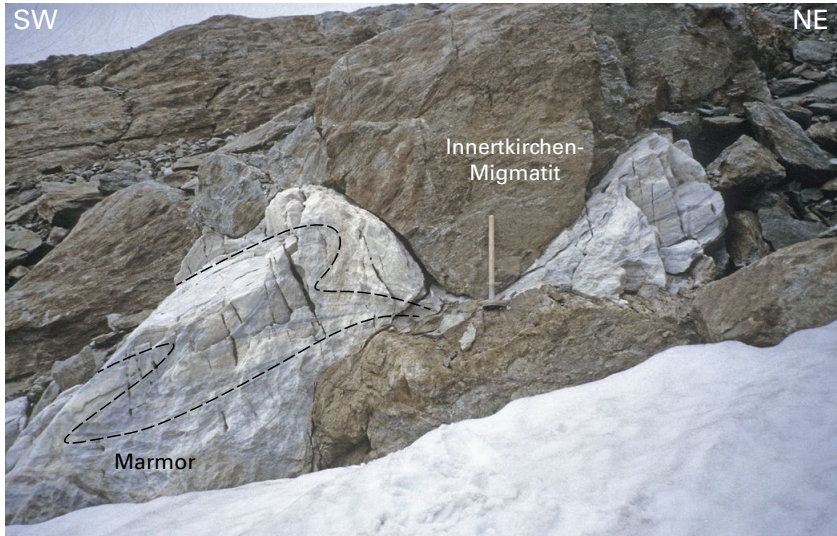


Fig. 15: Ausgequetschtes, intern verfaltetes Marmorband innerhalb des Innertkirchen-Migmatits. Der Migmatit zeigt im Gegensatz zum Marmor keine Verfallung, sondern ist von Scherzonen durchsetzt. Die Falten im Marmor sind zur Verdeutlichung nachgezeichnet. Schwarze Dossen (Koord.2655810/1166320). Foto J. Abrecht.

Ein grösseres isoliertes Vorkommen eines reinen Marmors, das schon von BALTZER (1880) erwähnt wurde, befindet sich oberhalb der Papstgartenegg südwestlich des Bättlerhorn (Koord.2660000/1168030).

Ein kleines, im Kartenmassstab nicht darstellbares Marmorvorkommen von der Louwistafel nordöstlich unterhalb des Bättlerhorn zeigt eine Zonierung mit einem Kern aus Diopsid, Kalzit und Oxiden, der von einem Bereich aus Epidot, Kalzit, Titanit und sekundärem Chlorit umgeben ist. Am Rand tritt zusätzlich zu den erwähnten Phasen noch retrograd gebildeter Aktinolith auf.

Die Marmorvorkommen am Tossen sind zweifellos präalpin und stehen in keinem Zusammenhang mit den eingeschuppten Sedimentgesteinen des Tossen-Keils, der etwas nördlich davon verläuft und tektonisch ausgedünnte, unmetamorphe helvetische Sedimentgesteine triassischen bis jurassischen Alters umfasst. Für ein klar prävariszisches Alter des Marmors sprechen die amphibolitfaziellen Paragenesen und die Mikroklinpegmatite im migmatitischen Nebengestein, welche vereinzelt die Marmorbänder diskordant durchschlagen.

Spät- bis postvariszische Metasedimente und Vulkanite

Die charakteristische Abfolge aus hauptsächlich spätkarbonischen Metasedimenten, Vulkanoklastika und Vulkaniten wurde in der Kartenlegende als spät- bis postvariszische Metasedimente und Vulkanite zusammengefasst (in der Literatur auch als «Maderaner Group» bezeichnet, OBERHÄNSLI et al. 1988). Diese Abfolge tritt mehrheitlich als dünne, steil einfallende Gesteinszüge auf, die zwischen verschiedenen Einheiten des prävariszischen Kristallins eingeschuppt wurden; diese Züge stellen daher ein fundamentales Element für die Gliederung des prävariszischen Kristallins des Aar-Massivs dar (SCHENKER 1987, SCHENKER & ABRECHT 1987, OBERHÄNSLI et al. 1988). Die im Kartengebiet vorkommenden spätkarbonischen Gesteinsabfolgen wurden von BERGER et al. (2016, 2017a) von Norden nach Süden in die Wenden-Zone, Lötschental-Maderanertal-Zone und Diechtermgletscher-Tscharren-Zone gegliedert.

DIECHTERGLETSCHER-TSCHARREN-ZONE

Die Gesteine der Diechtermgletscher-Tscharren-Zone wurden von BERGER et al. (2016, 2017a) aufgrund ihrer eindeutigen relativen Altersbeziehung zur Intrusion des Zentralen Aare-Granits von denjenigen der Lötschental-Maderanertal-Zone getrennt, obwohl sie sowohl lithologisch als auch altersmässig vergleichbar sind. Neben der im Kartengebiet vorkommenden Diechtermgletscher-Formation umfasst die Diechtermgletscher-Tscharren-Zone noch die weiter östlich im Maderanertal auftretende Tscharren-Formation (Atlasblatt Amsteg).

h_D Diechtermgletscher-Formation

Die Bezeichnung Diechtermgletscher-Formation wurde von SCHENKER (1986) für eine Abfolge von klastischen und vulkanogenen Gesteinen, die sich vom Ofenhoren über das Gwächtenhoren bis zum Triftstöckli in der nordöstlichen Kartengebietsecke erstreckt, eingeführt. Gegen Osten findet sie ihre Fortsetzung in den Flanken des Maasplanggstocks (Atlasblatt Urseren), wo sie am Kamm zwischen dem nördlichen Maasplanggjoch und Pkt. 3323 m ihr grösste Mächtigkeit aufweist. Unmittelbar östlich davon keilt sie, überdeckt vom Maasplanggfirn, auf kurzer Distanz aus. Bereits FISCHER (1905) hat die Gesteine am Ofenhoren mit denen am Maasplanggstock gleichgestellt und ihre vulkanosedimentäre Natur erkannt.

Unweit des nördlichen Maasplanggjochs findet sich in den pyroklastischen Gesteinen ein mit eindeutigem Intrusionskontakt abgrenzbarer magmatischer Gesteinskörper, der von SCHENKER (1986) als Diorit und von späteren Bearbeitern wegen seines porphyrischen Gefüges als Metaandesit bezeichnet wurde (LABHART & RENNER 2012). Die vulkanoklastischen Gesteine im Gebiet Ofenhoren–Diechtermgletscher werden gegen Südosten vom Intrusionskörper des Zentralen Aare-Granits mit scharfem Kontakt abgeschnitten, was dessen Intrusivcharakter sowie

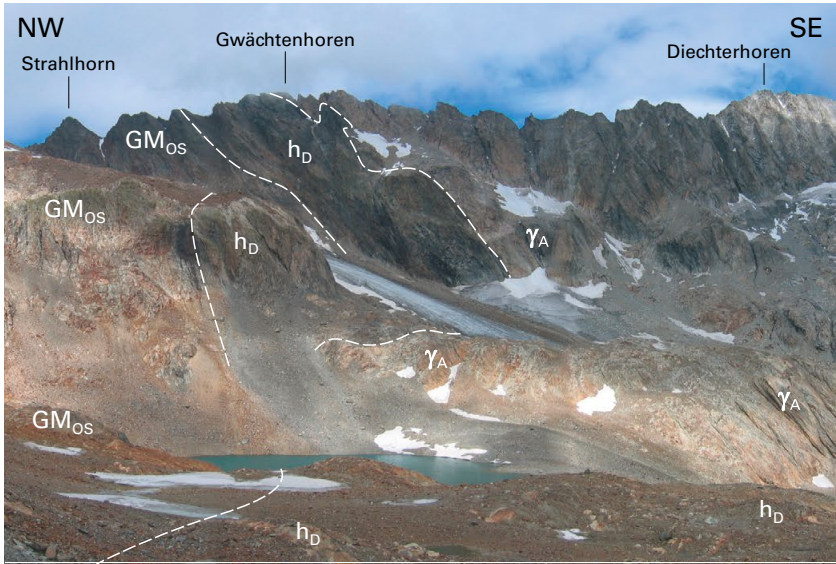


Fig. 16: Kontaktverhältnisse zwischen den vulkanosedimentären Gesteinen der Diechtergletscher-Formation (h_D), dem migmatitischen Gneis des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes (GM_{0S}) und dem Zentralen Aare-Granit (γ_A) im Gebiet Ofenhoren-Gwächtenhorn. Blick von nördlich der Üssri Garwiidilimi nach Nordosten. Foto J. Abrecht.

dessen relative Altersbeziehung gegenüber der Diechtergletscher-Formation belegt (Fig. 16). Der Verlauf des Intrusionskontakts wurde vermutlich durch das präexistierende Planargefüge der vulkanosedimentären Gesteine geprägt (SCHENKER 1986), was die Ausbildung einer «schieftreppenförmigen» Kontaktfläche begünstigt haben dürfte (BALTZER 1888). Dies dürfte als Hinweis auf ein seichtes Krustenniveau und damit assoziierter eher spröder Deformation zu deuten sein. Der Kontakt zu den nordwestlich anschliessenden migmatitischen Gesteinen des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes ist immer scharf und scheint primärer Natur zu sein (Fig. 17), wie dies beispielsweise durch das Vorhandensein einer gewellten Oberfläche östlich von Pkt. 2888 m unterhalb des Diechtergletschers angedeutet wird. Unweit der Üssri Garwiidilimi am südwestlichen Ende der Diechtergletscher-Formation ist der Kontakt allerdings stark verschiefert und von einem geringmächtigen Mylonit begleitet. Westlich des Haslitals sind keine Vorkommen der Diechtergletscher-Formation bekannt.

Die vulkanosedimentären Gesteine bilden den Südostteil des Ofenhoren und ziehen als bis maximal 200 m breiter Zug in nordöstlicher Richtung gegen das Gwächtenhorn. Am Triftstöckli sind sie noch rund 150 m mächtig. Die Gesteins-



Fig. 17: Primärer Kontakt zwischen den vulkanosedimentären Gesteinen der Diechtergletscher-Formation (rechts) und dem Diatexit des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes (links). L.: intrusives Leukosom, R: Rhyolith, P: Pyroklastit. Westlich der Üssri Garwiidilimi (Koord. 2668 400/1166 370). Foto J. Abrecht.

abfolge wurde von SCHENKER (1986) im Detail beschrieben und umfasst folgende Gesteine:

- Dunkle, sehr feinkörnige, muschelig brechende Metasedimente.
- Feinsandige bis sandige Epiklastite mit bis mehrere dezimetergrossen Komponenten unterschiedlicher Zusammensetzung bestehend aus Biotitgneis, Amphibolit, quarzitähnlichen Gesteinen (Rhyolith) und hellen, meist gelängten feinkörnige Schollen vulkanischen Ursprungs (teilweise isoklinal verfaltet).
- Tuffartige Gesteine mit feinkörniger Grundmasse und mehr oder weniger eingeregelt Feldspatkristallen, die auf Verwitterungsflächen herauswittern.
- Helle, flaserig ausgebildete ignimbrische Gesteine mit stark geplätteten, oft schartig begrenzten Einschlüssen von vulkanogenen Gesteinen und prävariszischen Gneisen. Diese als Pyroklastit gedeutete Abfolge ist massig und schlecht sortiert, was auf einen Transport in einem Schlammstrom bzw. La-

har hinweist. Sie weisen gewisse Ähnlichkeiten mit den konglomeratischen Gesteinen der Trift-Formation unmittelbar bei der Trifthütte auf, allerdings sind die Komponenten generell etwas kleiner und deutlich weniger gerundet.

Die Deformation ist variabel. Infolge der teils intensiven Verschieferung und Plättung erscheinen die Einschlüsse in Flächen parallel zur Schieferung in ihrer ursprünglichen Form und Grösse, in Flächen senkrecht dazu jedoch nur noch als dünne, spindelförmige Linsen.

Im Dünnschliff zeigen die immer feinkörnigen, lagigen bis linsigen Gesteine als Hauptgemengteile Quarz, Plagioklas und Hellglimmer, wobei Plagioklas auch stark zurücktreten kann. In einigen Partien ist Amphibol ein Hauptgemengteil. Die immer stark retrograd überprägten Gefüge lassen auf vorwiegend pyroklastische Gesteine wie Ignimbrit oder Tuff schliessen. Manche Gesteine weisen eine andesitische Zusammensetzung auf, und auch subvulkanische Gefüge sind zu beobachten. In der aus vollständig rekristallisiertem, teils mikrokristallinem Quarz bestehenden Matrix finden sich grössere Xenokristalle von Quarz, die gegen aussen infolge Subkornbildung in das typische Polygonalgefüge übergehen. Trotz der Rekristallisation sind an vereinzelt Körnern noch die charakteristischen Korrosionsbuchten erkennbar. Als Nebengemengteile, teils als Einsprenglinge, treten Alkalifeldspat, Biotit (sowohl als primäre braune als auch alpin neugebildete grüne Varietät) auf. Als Akzessorien finden sich Epidot, Titanit, Allanit, Granat (vermutlich alpin gebildet), Pyrit und Ilmenit. Sandsteinartige Epiklastite führen jeweils reichlich Glimmer. Als Besonderheit ist der in den tonig-schiefrigen Anteilen der Abfolge entlang des Intrusionskontakts zum Zentralen Aare-Granit gebildete Hornfels zu erwähnen. Als kontaktmetamorphe Neubildungen finden sich darin Andalusit, grüner Biotit und Granat. Möglicherweise ist auch der gelegentlich gehäuft auftretende Quermuskovit ein Produkt der Kontaktmetamorphose.

Mit dem Biotit-Granat-Geothermometer wurden durch SCHENKER (1986) die Gleichgewichtstemperaturen bestimmt. Für einen angenommenen Druck von 0,25 GPa, entsprechend einer Überlagerung von etwa 5 km, resultierten Temperaturen zwischen 480 und 540°C.

δ_G *Garwiidi-Diorit*

Am Ofenhoren tritt in drei kleinen, wenige Hundert Quadratmeter grossen, isolierten Intrusionskörpern ein Biotit führender Hornblende-Quarzdiorit auf. Zwei kleinere Vorkommen liegen an der West- bzw. Ostflanke des Ofenhoren, wobei diese möglicherweise miteinander verbunden und somit Teile des selben Intrusionskörpers sein könnten. Ein etwas grösserer Intrusionskörper befindet sich südwestlich des Ofenhoren wenig ausserhalb der hier gegen Südwesten auskeilenden vulkanosedimentären Gesteine der Diechtergletscher-Formation inmitten des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes. Der Diorit ist somit im Kontaktbereich zwischen den vulkanogenen Gesteinen und dem prävariszischen migmatitischen

Gneis in das Nebengestein eingedrungen und tritt andernorts im Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex sonst nirgends auf. In Analogie zum Vorkommen von Metaandesit am Maasplangstock werden diese Intrusionskörper ebenfalls der Diechtermgletscher-Formation zugeordnet und neu als Garwiidi-Diorit bezeichnet.

Das hellgraue bis leicht gelbliche oder grünliche porphyrische Gestein ist vollkommen richtungslos massig, kann aber auch ein Fluidalgefüge aufweisen. Im westlichsten Vorkommen wird der Quarzdiorit von einem feinkörnigen Gang mit leistenförmigen Plagioklaseinsprenglingen durchschlagen. Als Nebengesteinseinschlüsse finden sich hier auch Schollen von migmatitischem Bändergneis des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes.

Das mittelkörnige Gestein mit einem unregelmäßigen magmatischen Gefüge besteht zu rund 75–85% aus stark in Epidot und Serizit umgewandeltem Plagioklas mit einem optisch ermittelten Anorthitgehalt von etwa 5 Mol-%. Häufig findet sich ein praktisch einschussfreier Saum. Entsprechend der starken Durchsetzung mit den Umwandlungsprodukten Epidot und Serizit darf von einer ursprünglich anorthitreichen Zusammensetzung ausgegangen werden. Der Plagioklas bildet idiomorphe bis subidiomorphe tafelige bis leistenförmige Kristalle, in deren Zwischenräumen Quarz (8–15%), rotbrauner oder vollständig chloritisierter Biotit (5–10%), ein meist aktinolithischer Amphibol (2–5%) und Alkalifeldspat (0–3%) vorkommen. Der teilweise zonierte, oft auch verzwilligte Amphibol tritt als Einzelkörner, teils mit einer farblichen Zonierung, und als Haufwerk kleiner Körner auf, die möglicherweise pseudomorph nach Pyroxen gewachsen sind. Daneben sind Chlorit und Epidot als Umwandlungsprodukte von Amphibol und Biotit vorhanden. Akzessorisch finden sich Ilmenit mit Titanitsaum, Allanit, Apatit und Zirkon.

Das Quarzdioritvorkommen ist hinsichtlich seiner Vergesellschaftung mit der Diechtermgletscher-Formation mit dem am Maasplangstock auftretenden Metaandesit, der von SCHENKER (1986) als Mikrodiorit bzw. Phänoandesit bezeichnet wurde, vergleichbar. Im Gegensatz zu den Vorkommen im Kartengebiet ist dessen Gefüge allerdings ausgeprägter porphyrisch und weist eine aphanitische Matrix auf. Zudem führt der Metaandesit reichlich Pyroxen. SCHENKER (1986) nimmt an, dass diese dioritischen Gesteine als subvulkanische Intrusionskörper mit den etwas älteren Vulkaniten der Diechtermgletscher-Formation genetisch verbunden sind, wofür nicht zuletzt die enge räumliche Beziehung dieser Gesteine spricht. Eine U/Pb-Altersbestimmung ergab ein Alter von $295,2 \pm 1,7$ Ma (schriftl. Mitt. U. Schaltegger); der Garwiidi-Diorit ist somit unter Berücksichtigung des analytischen Fehlers gleich alt wie der Zentrale Aare-Granit. Ein bezüglich mineralogischer Zusammensetzung und Alterseinstufung ebenfalls vergleichbares Vorkommen beschreiben GISLER (2018) und GISLER et al. (2018) im östlichen Aar-Massiv. Der Rossbodenstock-Diorit, ein Hornblende führender Biotit-Quarz-diorit, liegt ebenfalls zwischen vulkanosedimentären Gesteinen (Tscharren-Formation) und dem Zentralen Aare-Granit, der ihn diskordant abschneidet. Das Vorkommen wird von SCHENKER (1986) als subvulkanische Bildung im Zusammenhang mit

den subaerischen Vulkaniten der Diechtermgletscher-Tscharren-Zone, von GISLER (2018) als basischerer Vorläufer des Zentralen Aare-Granits gedeutet.

LÖTSCHENTAL-MADERANERTAL-ZONE

Im Gegensatz zur Diechtermgletscher-Tscharren-Zone weisen die Gesteine der Lötschental-Maderanertal-Zone im Osten keine eindeutigen Anzeichen einer durch die Platznahme der Intrusiva der Haslital-Gruppe an der Wende Karbon/Perm verursachten Kontaktmetamorphose auf und stellen deshalb nach BERGER et al. (2016, 2017a) einen eigenständigen, etwas weiter nördlich verlaufenden Zug spätkarbonischer Metasedimente, Vulkanoklastika und Vulkanite dar. Neben der im Kartengebiet vorkommenden Trift- und Golttschenried-Formation werden die im östlichen Aar-Massiv vorkommenden Intschi-, Windgällen- und Bifertengrätli-Formation zur Lötschental-Maderanertal-Zone gezählt.

h_T Trift-Formation

Die Gesteine der Trift-Formation (SCHENKER 1986, SCHENKER & ABRECHT 1987) erreichen ihre grösste Mächtigkeit von etwa 140 m am Chilchlistock zwischen dem Haslital und dem Triftgebiet. Gegen Nordosten dünnen sie rasch aus und bilden – getrennt durch den Triftgletscher – im Gebiet Sack eine maximal 30 m mächtige, sehr dunkle und feinkörnige Abfolge mit vulkanosedimentärem Charakter, die auf ihrer Nordseite von einer geringmächtigen Intrusion des Telltistock-Granits und auf der Südseite von einem granitischen Mylonitzug – mutmasslich tektonisch überprägter Telltistock-Granit – begrenzt wird. Im Haslital westlich oberhalb der Grimselstrasse sind die vulkanosedimentären Gesteine am Fuss des Schalouwibergs (Koord. 2666720/1165890) nur noch wenige Meter mächtig, bevor sie gegen Südwesten auskeilen. Weiter südwestlich findet sich im Gauligebiet am Nordkamm des Hubelhoren unmittelbar südlich von Pkt. 2841 m (Koord. 2658660/1160720) nochmals ein Aufschluss mit vulkanosedimentären Gesteinen, die aufgrund ihrer tektonischen Lage am Südrand des Guttannen-Gneiskomplexes ebenfalls der Trift-Formation angehören dürften.

Die charakteristischsten, frischesten und am wenigsten deformierten Vorkommen der Trift-Formation finden sich knapp ausserhalb des Kartengebiets im Umfeld der Trifthütte (Atlasblatt Innertkirchen), wo ihre Mächtigkeit ungefähr 100 m beträgt. Bei der Trifthütte werden sie im Norden durch eine gewellte Oberfläche vom Telltistock-Granit abgegrenzt, was auf einen konkordanten Kontakt hindeuten dürfte (SCHENKER 1986). Auf ihrer Südseite trennt ein Mylonit die Gesteine vom prävariszischen migmatitischen Gneis und Schollenamphibolit des Ofenhorn-Stampforn-Gneiskomplexes. Die Trift-Formation umfasst hier Einschaltungen von verschiefertem Metarhyolith, alternierend mit klastischen Ablagerungen mit einem weiten Korngrössenspektrum. Die grobkörnigen konglomeratischen Gesteine dürften als Lahare abgelagert worden sein (Fig. 18). Die in der



Fig. 18: Konglomeratisches vulkanoklastisches Gestein der Trift-Formation. Block bei der Trifthütte (Atlasblatt Innertkirchen). Foto J. Abrecht.

Regel gerundeten Gesteinsbruchstücke sind vulkanischer oder intraformationeller Herkunft. Einschlüsse von kristallinen Nebengesteinen sind hingegen kantig.

Im Gebiet Sack am Nordwestrand des Triftgletschers und am Chilchlistock sind die Gesteine der Trift-Formation stark verschiefert («Feldspathschiefer» von BALTZER 1888), was nicht nur die Herleitung der Protolithen, sondern auch die Abgrenzung gegenüber dem nördlich anschliessenden tektonisch stark überprägten Telltistock-Granit bzw. dem verschieferten Gneis des Guttannen Gneiskomplexes erschwert (Fig. 19a). Gegen den südlich anschliessenden Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex ist die Abgrenzung klarer, da letzterer hier sehr reich an Amphibolithschollen ist. Sowohl die Schieferung als auch die Klüftung fallen hier steil mit etwa 70° nach Südosten ein. Die Abfolge ist charakterisiert durch alternierende helle und dunklere Lagen und Linsen im Millimeter- bis Meterbereich. Die hellen, oft laminierten Anteile von grünlicher bis hellgrauer Farbe sind meist stärker deformiert als die dunkleren, grauen Anteile (JEQUIER 1985). Im Dünnschliff sind in einer Matrix aus feinkörnigem Quarz und Helleglimmer manchmal fast dichte geplättete linsenartige Einlagerungen erkennbar, welche wohl ursprünglich glasige Komponenten darstellen dürften. Gelegentlich sind rundliche Quarzklasten erkennbar, die aber in der Regel rekristallisiert sind. Die gesamte Abfolge dürfte am

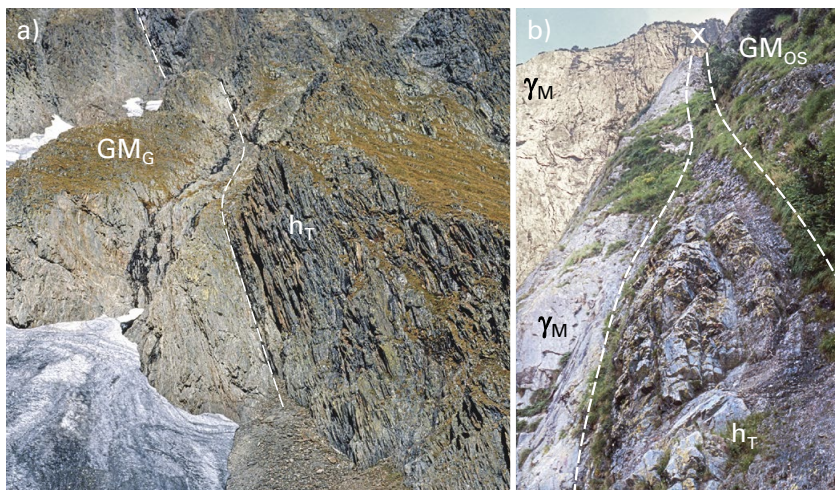


Fig. 19: Kontaktverhältnisse der Trift-Formation. a) Kontakt zwischen dem Biotit-Chlorit-Serizitgneis des Guttannen-Gneiskomplexes (GM_G) und der stark verschieferten vulkanosedimentären Abfolge der Trift-Formation (h_T). Hohmad südöstlich des Chilchlistocks (Koord. 2668440/1168070). b) Epiklastische und rhyolithische Gesteine der Trift-Formation (h_T) zwischen dem mylonitischen Mittagflue-Granit (γ_M) und dem Gneis des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes (GM_{OS}). Östlich der Grimselstrasse oberhalb Tschingelbrigg (Koord. 2666770/1166060). Fotos J. Abrecht.

ehesten als terrestrische Ablagerung eines pyroklastischen Stroms gedeutet werden, die heute als Metatuff vorliegt.

Die Trift-Formation ist im Gebiet Ofen südwestlich des Chilchlistocks nur noch sehr geringmächtig und teilweise unter Schutt und Vegetation verborgen. In diesem Gebiet wird eine geringmächtige Lage aus feinkörnigen, tuffartigen Gesteinen erwähnt, teils vergesellschaftet mit quarz- und kalzitreichen mutmasslichen Sedimentgesteinen (JEQUIER 1985). Diese Lage bildet hier die Grenze zwischen dem Guttannen- und dem Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex und wird als Teil der Trift-Formation gedeutet. Südwestlich der Mittagflöe findet die Trift-Formation im Hangenden des Mittagflue-Granits ihre Fortsetzung, von wo sie in die Wand oberhalb der Tschingelbrigg am Fuss des Schalouwibergs (Koord. 2666720/1165890) zieht und unweit südlich davon auskeilt. Die Trift-Formation besteht hier aus einer 5–10 m mächtigen feinkörnigen, teils laminierten Abfolge aus epiklastischen, vermutlich auch rhyolithischen Gesteinen, die stark deformiert zwischen dem im Kontaktbereich stark mylonitischen Mittagflue-Granit und dem migmatitischen Gneis des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes eingeklemmt

ist (Fig. 19b, s.S.91ff.). Dieses Vorkommen hat schon H.F. Huttenlocher in einer unveröffentlichten Karte dargestellt. Diese Karte diente vermutlich als Grundlage für die Kartierung und das Profil von HUGI (1961), in welcher diese Gesteine als «Quarzporphyr» oder «Aplitporphyr» bezeichnet werden. Die vulkanosedimentäre Abfolge scheint einerseits mit dem mylonitischen Mittagflue-Granit verschuppt zu sein, treten doch lagenweise immer wieder Bänder des Granits in der Trift-Formation auf. Andererseits wird sie durch aplitische, teilweise verfältelte, reichlich idiomorphen Granat führende Gänge intrudiert. Im Gegensatz zum Granit, der trotz der Deformation relativ massig erscheint, ist die vulkanosedimentäre Abfolge feinklüftig und besteht aus sehr feinkörnigen bis dichten, gebänderten Gesteinen unterschiedlicher Farbe und Zusammensetzung mit den folgenden mineralogischen Charakteristika:

- Die Matrix besteht vor allem aus feinschuppigem Hellglimmer und Quarz, teilweise kommen auch Feldspäte vor.
- In dunklen Lagen bzw. Bändern tritt feinschuppiger, einschlussfreier Biotit auf, der – im Gegensatz zum rotbraunen, oft umgewandelten Biotit in den prävariszischen Gesteinen und den grasgrünen Varietäten im angrenzenden Mittagflue-Granit – von hellbrauner bis grünlich brauner Farbe ist und keine Titaniteinschlüsse aufweist.
- Lagenweise treten auch Chlorit, Titanit, reichlich Epidot, Amphibol, Granat, Allanit, Sulfid und Kalzit auf.

Das teilweise reichliche Auftreten von Granat in feinkörnigen Epiklastiten dürfte am ehesten eine Folge der kontaktmetamorphen Überprägung im Zuge der Intrusion des Mittagflue-Granits sein, ebenso der einschlussfreie Biotit. Andalusit konnte allerdings nirgends zweifelsfrei nachgewiesen werden. Auffällig sind die in den ehemals tonreichen Lagen vorkommenden Kalzitkristalle, welche das ausgeprägte Planargefüge aus Biotit, Hellglimmer, Chlorit und Titanit überwachsen (Fig. 20). Ob diese Kalzite tatsächlich, wie in einer früheren Arbeit vermutet (SCHENKER & ABRECHT 1987), Pseudomorphosen nach Gips darstellen oder gar kontaktmetamorph gewachsen sind, lässt sich nicht festlegen. Die Kristalle zeigen intern eine dynamische Rekristallisation, was gegen eine alpine Bildung spricht.

Das westlichste Vorkommen der Trift-Formation im Kartengebiet findet sich am Grat nördlich des Hubelhoren und weist eine Mächtigkeit von rund 25 m auf. Im Gegensatz zum hier südlich anschliessenden Zentralen Aare-Granit und dem nördlich angrenzenden unregelmässig geklüfteten migmatitischen Gneis des Gutannen-Gneiskomplexes zeigt die vulkanosedimentäre Abfolge eine regelmässige, dünnplattige Ausbildung. Sie besteht einerseits aus einem hellgrauen feinlamierten und sehr feinkörnigen rhyolithischen Gestein aus Quarz und Hellglimmer oder Biotit, wobei Quarz auch als makroskopisch erkennbare gelängte Augen auftritt. Andererseits findet sich ein etwas mächtigeres, grünlich dunkelgraus, rostig anwitterndes grobkörnigeres Gestein mit zum Teil feinkörnigen Einschaltun-

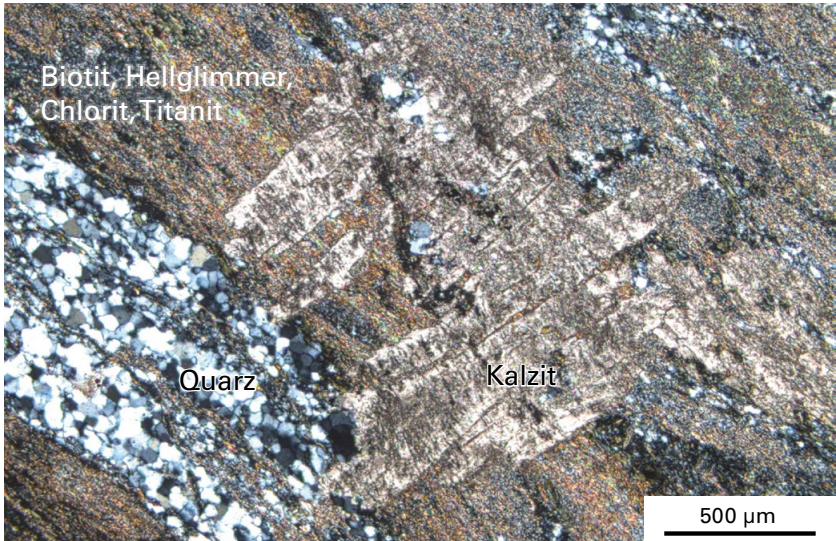


Fig. 20: Das Planargefüge (Schieferung bestehend aus Biotit, Hellglimmer, Chlorit und Titanit) überwachsene Kalzitkristalle und alpin unter grünschieferfaziellen Bedingungen rekristallisierter Quarz. Dünnschliffaufnahme mit gekreuzten Polarisatoren eines Epiklastits von oberhalb der Tschingelbrigg. Foto J. Abrecht.

gen. Es dürfte sich hierbei wohl um eine tuffogene Abfolge handeln, in der zerbrochene, tafelige Gesteinsbruchstücke aus Quarz und Serizit von einer feinkörnigen Matrix umgeben sind. Erwähnenswert sind auffällige, mit grünem Chlorit gefüllte Linsen und Adern. Möglich ist auch, dass es sich hierbei um eine hydrothermale Brekzie handeln könnte, wie sie in vergleichbarer Ausbildung beim Triebteseeewli nordöstlich des Sidelhoren vorkommt (mündl. Mitt. M. Herwegh).

h_G **Goltschenried-Formation**

Ein sich durch seine dunkelgraue Farbe und ausgeprägte Schieferung deutlich von den angrenzenden migmatitischen Gesteinen des Erstfeld-Gneiskomplexes im Nordwesten bzw. des Guttannen-Gneiskomplexes im Südosten abhebendes Gestein findet sich beiderseits des Grats nordöstlich des Gouwlipasses (Schwerpunktkoord. 2656 140/1160 660). Es besteht aus einem eher dunklen, teils von Quarzadern durchzogenen Schiefer mit Einsprenglingen von korrodiertem Quarz und Plagioklas in einer sehr quarzreichen, vorwiegend rekristallisierten Matrix. Untergeordnet sind Biotit, Hellglimmer, Chlorit, Titanit und Zirkon vertreten. Es dürfte sich somit um einen rhyolithischen Tuff handeln. Aufgrund der tektoni-

schen Lage zwischen der Erstfeld- und der Ferden-Guttannen-Zone wird dieses Gestein der von BERGER et al. (2016, 2017a) nach einem Vorkommen im Lötschentäl als Golttschenried-Formation bezeichneten Einheit zugeordnet.

WENDEN-ZONE

Die Wenden-Zone umfasst dunkelgraue bis schwarze Sedimentgesteine karbonischen Alters und bildet den Kontakt zwischen der Innerkirchen-Lauterbrunnen-Zone im Nordwesten und der Erstfeld-Zone im Südosten. Sie bildet entlang einer präalpin angelegten Überschiebung einen diskontinuierlich verfolgbaren Sedimentgesteinszug, der von BERGER et al. (2016, 2017a) als Wendenjoch-Formation bezeichnet wird.

h_w Wendenjoch-Formation

Die Wendenjoch-Formation – in früheren Arbeiten als «Wendenkarbon» bezeichnet (LABHART 1977) – bildet einen schmalen Zug aus dunkelgrauen bis schwarzen klastischen Sedimentgesteinen von mutmasslich karbonischem Alter. Im hinteren Engelbergertal bildet sie zwischen der Spannorthütte und dem Wendenjoch einen kontinuierlich verfolgbaren, bis maximal etwa 140 m mächtigen Gesteinszug (Atlasblatt Meiental), der in der südwestlichen Fortsetzung entlang der Südflanke des Gadmertals mehrheitlich fehlt. Gesicherte Vorkommen der Wendenjoch-Formation finden sich erst wieder im Gebiet der Bänzlowiseewleni (Atlasblatt Innertkirchen), wo sie als bis 25 m mächtiger Zug vom Kamm zwischen Graustock und Brunnenstock über das untere Bänzlowiseewli in Richtung des Bänzlouigrabens zieht (STAEGER et al. 2020). Bei den Bänzlowiseewleni stehen stark deformierte klastische Gesteine an, die aus einer feinkörnigen, sehr glimmerreichen Grundmasse und eingelagerten hellen Gesteinsbruchstücken aus feinkörnigem Gneis und schwärzlichen Schlieren und Schmitzen bestehen. Es dürfte sich dabei um ein vulkanosedimentäres, tuffitisches Gestein handeln. Daneben kommt ein ebenfalls stark deformiertes, intern verfälteltes, feinkörniges klastisches Gestein vor, in dem Quarzkomponenten, Graphit und diffus eingestreute verwitterte eisenhaltige Dolomitkristalle in einer Matrix aus Glimmer und mikrokristallinem Quarz schwimmen. Untersuchungen mittels Raman-Spektroskopie an graphitischem Material aus diesen Gesteinen ergaben Maximaltemperaturen, die signifikant höher waren als die der grünschieferfaziellen alpinen Überprägung zugeschriebenen Metamorphosebedingungen aus dem südöstlich angrenzenden Erstfeld-Gneiskomplex (NIBOUREL 2019). Sie belegen damit das Vorhandensein von detritischem Hochtemperatur-Graphit, was die Deutung dieser Gesteinsabfolge als vulkanosedimentäre Ablagerung stützt.

Im Gebiet von Blatt Guttannen beschreibt HUBER (1922a) auf der westlichen Seite des Haslitals in der Sulzlilamm östlich unterhalb des Bättlerhorn Vorkommen eines mutmasslich karbonischen Sedimentgesteins. Der in der steilen Runse

südöstlich von Pkt. 1941 m am Bockalpelti (Koord. 2661400/1168270) vorkommende dunkelgraue quarzreiche Schiefer dürfte wohl dem von HUBER (1922a) beschriebenen Vorkommen entsprechen. Es ist das einzige Vorkommen der Wendenjoch-Formation im Kartengebiet. Graphit ist allerdings kein Hauptgemengteile und tritt höchstens sehr untergeordnet auf. Die Abtrennung von den prävariszischen Gneisen erfolgt aufgrund des eindeutig sedimentären Charakters und der lediglich grünschieferfaziellen Paragenesen. Die gegen Süden einfallende, etwa 3–4 m mächtige Abfolge umfasst von Süden nach Norden folgende Lithologien (z.T. mit fließenden Übergängen):

- Quarzitischer Schiefer («Tonschiefer»): mikrokristalline Matrix aus granularem Quarz (um 10–20 µm) mit feinsten Serizitschüppchen, durchzogen von Schlieren oder Lagen, teilweise monomineralisch, aus Serizit mit Fe-Oxid, lagenweise mit reichlich Kalzit. In der Matrix schwimmen bis 100 µm grosse rundliche Quarzkörner.
- «Arkose»: Feinkörnige Matrix aus Kalzit, mikrokristallinem, granularem Quarz und Serizit mit detritischen Körnern aus kantig-eckigem Quarz (bis 1 mm), kantengerundetem saussuritisiertem Plagioklas, Biotit- und Chlorit-schuppen sowie Gesteinsbruchstücken. Karbonat, vermutlich Dolomit, auch als rhomboedrische Kristalle in Linsen und Nestern. Quarz- und serizitreiche Matrixanteile vergleichbar mit derjenigen des «Tonschiefers».
- Quarzreicher Kalk: sehr feinkörniges Gestein aus Kalzit (50–150 µm) und mikrokristallinem Quarz (10–20 µm), untergeordnet mit Chlorit und Helliglimmerschuppen.

Die Gesteinsabfolge wird gegen Süden im Hangenden durch ein ebenfalls stark deformiertes, maximal 1 m mächtiges, gneisiges Gestein begrenzt, das stark mit rostig anwitterndem Fe-Dolomit durchsetzt ist und als permischer Aufarbeitungshorizont innerhalb Erstfeld-Gneiskomplexes gedeutet wird (s.S.54). HUBER (1922a) beschreibt aus diesem Vorkommen fraglichen Andalusit.

In einem von MORGENTHALER (1921) publizierten Profil ist entlang der Grenze zwischen der Innertkirchen-Lauterbrunnen- und der Erstfeld-Zone eine kleine Einmündung dargestellt, welche gemäss seinen Angaben die westliche Fortsetzung der heutigen Wendenjoch-Formation bildet. Er zieht die Linie, die nach seiner Interpretation den Ausbiss der permokarbonischen Landoberfläche darstellt, von den Bänzlowiseewleni über den Kamm etwas südlich vom Bättlerhoren bis ins Ürbachtal und erwähnt ein Vorkommen von «wenig deutlichen Tonschiefern» am Kamm zwischen dem Bättlerhoren und den Gallouwisteck, gibt aber keine detaillierten Angaben zum Fundort. Im Gegensatz dazu deutet KAMMER (1985) diese Zone als spätvariszischen Mylonit («Grenzmylonit») zwischen dem Innertkirchen-Migmatit und dem Erstfeld-Gneiskomplex und die von MORGENTHALER (1921) erwähnten Schiefervorkommen als «unzweifelhaft kataklastische Gesteine».

Auch KAJEL (1973) betrachtet diese dunklen schiefrigen Gesteine aufgrund des geringen oder fehlenden Graphitgehalts eher als Mylonit. Wenn auch die Existenz solcher mylonitischen Gesteine nicht in Zweifel gezogen werden kann, belegen die oben beschriebenen detritischen Gesteine klar das Vorhandensein von klastischen Sedimentgesteinen, deren Alter wohl karbonisch bis frühpermisch sein dürfte. Bis anhin sind aus den Gesteinen der Wendenjoch-Formation in der Literatur keine vulkanitischen Anteile erwähnt worden. Unweit der oben beschriebenen Sedimentabfolge am Bockalpelti fand sich jedoch ein Block eines tuffartigen Gesteins mutmasslich vulkanischen Ursprungs. Das grünlich graue, kaum deformierte feinkörnige Gestein weist eine mikrokristalline Matrix aus Quarz und möglicherweise Feldspat auf. Als Phänokristalle kommen bis 0,5 cm grosse Quarzkörner mit typischen Korrosionsbuchten, perthitischer Alkalifeldspat, praktisch vollständig in Serizit und Epidot umgewandelter idiomorpher Plagioklas sowie etwas Biotit und Oxide vor (Fig. 21). Dass die tektonische Grenze zwischen dem Innertkirchen-Migmatit und dem Erstfeld-Gneiskomplex mit permokarbonischen Sedimentgesteinseinschaltungen nicht eine diskrete Linie, sondern – wie schon HUBER (1922a, b) anmerkte – eine sich über mehrere Zehnermeter erstreckende Zone aus stark deformierten Gesteinen ist, erscheint wahrscheinlich. Dafür sprechen auch die als Kataklasit zu bezeichnende Vorkommen von schwarzem Schiefer, die aus dem Gebiet des Hiendertellteni nordöstlich des Bättlerhoren (Koord. 2660800/1168450) stammen und somit im Streichen des Permokarbonvorkommens am Bockalpelti liegen. Eindeutig als Kataklasit zu bezeichnen ist der schwarze Schiefer im Louwistafelgraben auf ungefähr 1420 mü.M. (Koord. 2661740/1168540), mit charakteristischen Rutschharnischen und begleitet von Chlorit-Serizitschiefer. Letzterer entspricht einem stark deformierten und retrograd überprägten prävariszischen Gneis, der sowohl der Innertkirchen-Lauterbrunnen-Zone als auch der Erstfeld-Zone zugeordnet werden kann. Entlang dieser präalpin angelegten und alpin reaktivierten «Naht» sind die lithologisch häufig an sich schon ähnlichen Gesteine beider Kristallinzonen miteinander verschuppt, so dass die dadurch gebildeten Rekurrenzen die Festlegung einer klaren Grenze zwischen dem Innertkirchen-Migmatit und dem Erstfeld-Gneiskomplex beiderseits des Bättlerhoren praktisch verunmöglichen.

Im Urbachtal und an dessen Ostflanke im nordwestlichen Kartengebiet wurden keine permokarbonischen Sedimentgesteine gefunden, in Übereinstimmung mit den Beobachtungen von ROHR (1926). Erst weiter südwestlich am Mittelhorn und am Klein Schreckhorn (Atlasblatt Grindelwald) finden sich wieder Sedimentgesteine, die der Wendenjoch-Formation zugeordnet werden, und die dann im Gebiet Zäsenberg unweit südwestlich davon endgültig auskeilen (SCABELL 1926, BERGER et al. 2016, 2017a). Für SCABELL (1926) liegt dieser Permokarbonzug allerdings innerhalb der Gesteine des Innertkirchen-Migmatits, während BERGER et al. (2016) ihn als nördliche Begrenzung des Erstfeld-Gneiskomplexes auffassen und damit die Interpretation von Atlasblatt Grindelwald übernehmen.

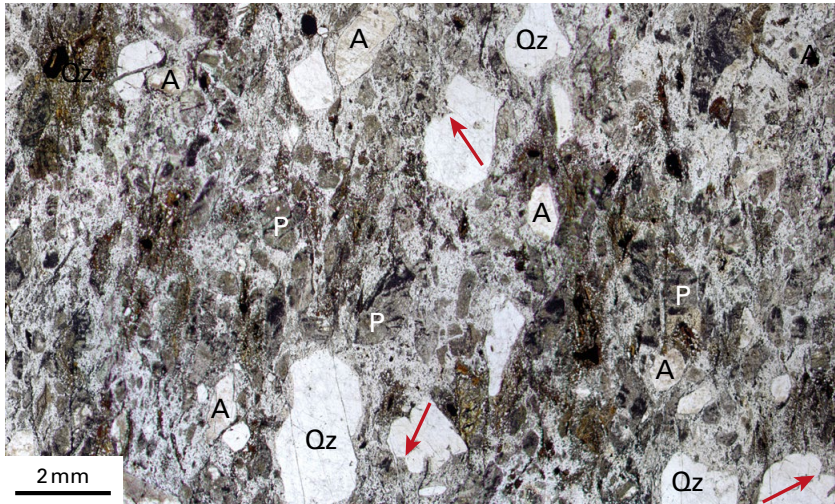


Fig. 21: Dünnschliffaufnahme eines vulkanogenen Gesteins (Pyroklastit) aus dem Grenzbereich zwischen dem Innertkirchen-Migmatit und dem Erstfeld-Gneiskomplex. Phänokristalle von Quarz (Qz) mit Korrosionsbuchten (Pfeile), perthitischem Alkalifeldspat (A), umgewandeltem idiomorphem Plagioklas (P), wenig Biotit und Oxide umgeben von einer mikrokristallinen Matrix aus Quarz und mutmasslichem Feldspat. Nicht anstehender Block östlich vom Bockalpelti (Koord. 2661 600/1168 300). Foto J. Abrecht.

Spät- bis postvariszische Intrusiva (Haslital-Gruppe)

Um die Wende Karbon/Perm (302–295 Ma) intrudierten als Höhepunkt des variszischen bis postvariszischen Magmatismus die kaliumbetonten kalkalkalischen bis subalkalischen Intrusiva des jüngsten Intrusionszyklus, die nach BERGER et al. (2016, 2017a) als Haslital-Gruppe zusammengefasst werden («Group C» von SCHALTEGGER 1994). Neben dem Zentralen Aare-Granit werden im Kartengebiet der Telltistock-Granit, der Grimsel-Granodiorit (inkl. seiner aplitischen Randfazies), der Südwestliche Aare-Granit und der Mittagflue-Granit der Haslital-Gruppe zugeordnet.

γ_T Telltistock-Granit

Vom nördlich angrenzenden Gebiet von Atlasblatt Innertkirchen herkommend folgt am Südostrand des Guttannen-Gneiskomplexes im Gebiet Sack zwischen Pkt. 2442 m und dem Oberen Triftgletscher (Koord. 2670 350/1169 390) ein geringmächtiger, langgezogener Intrusionskörper von einem leukokraten, massigen

und richtungslosen, zum Teil etwas brekziösen Granit. Er lässt sich über eine Distanz von etwa 450 m als schmalen, unregelmässigen, Südwest–Nordost verlaufenden Gesteinszug von maximal 30 m Breite verfolgen, der sich südwestlich des Oberen Absturzes des Triftgletschers in zwei Äste aufspaltet (Fig. 22). Auf seiner nördlichen Seite grenzt er mit scharfem Kontakt an den migmatitischen Gneis des Guttannen-Gneiskomplexes. Südwestlich dieses ersten Granitzugs verläuft ein schmales Band aus stark deformierten vulkanosedimentären Gesteinen der Trift-Formation, vergleichbar mit dem Vorkommen südlich der Mittagflöe (s.S. 71f.). Diese wiederum grenzen gegen Süden an den südlichen, bis 20 m mächtigen Ast des Telltistock-Granits, der stark kataklastisch bis ausgesprochen mylonitisch überprägt ist (Fig. 22). Neben der stärkeren Deformation und dem feineren Korn unterscheidet sich dieser vom nördlichen Ast zudem durch den reichlich vorhandenen hellolivgrünen Biotit. Der Mylonit lässt sich weiter gegen Südwesten bis in die Felsenase im Gletscher nordöstlich des Chilchlistocks verfolgen (Koord. 2669600/1168920). Die Zuordnung dieses mylonitischen Granits zum Telltistock-Granit ist allerdings unsicher und erfolgt vor allem aus geometrischen Überlegungen. Interessanterweise trennt unweit der Trifthütte im nordöstlich anschliessenden Gebiet von Atlasblatt Innertkirchen ebenfalls ein Mylonit die Gesteine der Trift-Formation auf deren Südseite vom migmatitischen Gneis des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes (SCHENKER 1986).

Der Granit besteht zu etwa gleichen Anteilen aus Quarz, Plagioklas und Alkalifeldspat. Feinschuppiger Biotit tritt reliktsch in Nestern und Zwickelfüllungen auf. Deutlich gelb gefärbte blättrige Aggregate, die vermutlich aus Tonmineralen bestehen, überwachsen insbesondere die Feldspäte geschwürartig. Akzessorisch kommen Hellglimmer, Fe-Oxide, Titanit, Zirkon, Kalzit und Epidot vor. Das Gefüge des Asts nördlich der Trift-Formation ist magmatisch, zeigt aber deutliche Anzeichen von Spröddeformation, jedoch keine Foliation, und ähnelt damit dem Telltistock-Granit auf der Ostseite des Triftgletschers (Atlasblatt Innertkirchen).

Das Alter des Telltistock-Granits wurde an einer Probe aus dem Triftgebiet mittels U/Pb-Altersbestimmung an Zirkonen auf $302,4 \pm 1,7$ Ma ermittelt (schriftl. Mitt. U. Schaltegger).

$\gamma\delta_G$ **Grimsel-Granodiorit**

Die Bezeichnung Grimsel-Granodiorit wird für einen Intrusionskörper verwendet, der sich im Grimselprofil vom Südende des Räterichsbodensees bis fast auf die Grimselpasshöhe erstreckt. Für MINDER (1932) und HÜGI (1956) stellte der Grimsel-Granodiorit noch einen Teil des Zentralen Aare-Granits dar. Sie erkannten zwar die lithologischen und mineralogischen Unterschiede zwischen den beiden Gesteinstypen, betrachteten diese jedoch als Teile des gleichen Intrusionskörpers. Trotzdem wiesen sie dem Granodiorit einen eigenen Namen zu und bezeichneten ihn als «Grimselgranit». Seit der detaillierten Untersuchung der bei-

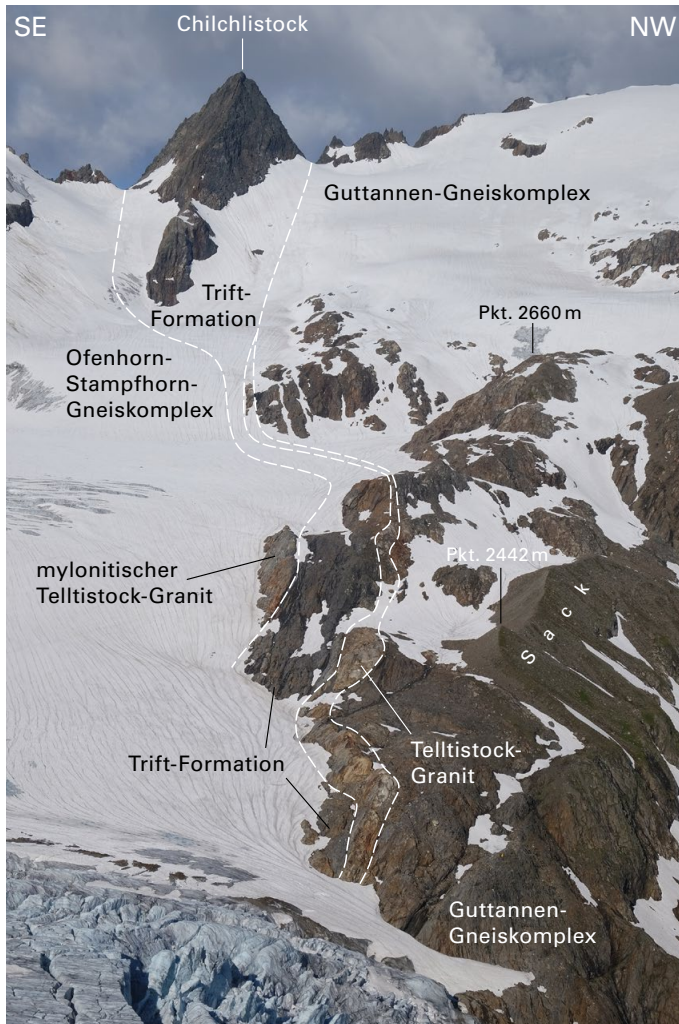


Fig. 22: Geologische Verhältnisse im Gebiet zwischen dem Chilchlistock und dem nordwestlichen Ende des Triftgletschers. Blick von der Trifthütte (Atlasblatt Innertkirchen) nach Südwesten. Foto J. Abrecht.

den Intrusionskörper durch STALDER (1964) wird praktisch von allen Bearbeitern der Name Grimsel-Granodiorit verwendet. Für weitere, über die vorliegenden Beschreibungen hinausgehende Informationen sei auf diese ausführliche Arbeit verwiesen.

Die nördliche Begrenzung des Granodioritkörpers im Kartengebiet zieht vom südlichen Kartengebietsrand in geschwungenem Verlauf über den östlichen Brüngerat und nördlich um den Juchlistock gegen den Strassentunnel am Südende des Räterichsbodensees bei Pkt. 1819 m und von dort in nordöstlicher Richtung gegen das Mittlere Gärstenhorn und verliert sich anschliessend im Rhonegletscher. Er wird gegen Norden ausschliesslich vom Zentralen Aare-Granit begrenzt. Die Unterscheidung dieser beiden Gesteine erfolgt aufgrund makroskopischer Unterschiede, die sich zum Teil auch im Dünnschliff erkennen lassen. Allerdings ist der Kontakt im Feld nicht immer eindeutig festlegbar, da im Aufschlussbereich auch Übergänge auftreten. Diese äussern sich im Allgemeinen durch eine gegenseitige Annäherung des Gefüges und der Farbe der beiden Gesteine, die sich mit teils diffusen, teils aber auch scharfen Grenzen voneinander abheben. Im Grimsel-Granodiorit kommen denn auch immer wieder helle, zum Teil aplitgranitische Einschaltungen vor, die stark dem Zentralen Aare-Granit ähneln.

Auch rhythmische Abfolgen der beiden Intrusivgesteine können auftreten, so beispielsweise westlich unterhalb der Gärstenhoren (Fig. 23). Dort wechseln sich Bänder aus grobkörnigem, porphyrischem Grimsel-Granodiorit mit hellem und gleichkörnigem Zentralen Aare-Granit (aplitische Randfazies) ab. Es dürfte sich dabei um eine Abfolge von kontaktparallelen, pulsartig eindringenden Magma-nachschüben leicht unterschiedlicher Zusammensetzung oder Kristallanteilen handeln (BARBEY 2009, HOFBAUER 2021). Zuweilen finden sich auch klare Intrusionskontakte, die anzeigen, dass der Zentrale Aare-Granit in den Granodiorit eingedrungen ist und diesen in Schollen zerlegt hat. Solche kleineren granitischen Intrusionen in den Granodiorit treten beispielsweise im Gebiet nordwestlich des Grätlises um Pkt. 2752 m (Koord. 2670 910/1159 660) sowie bei der Zunge des Rhonegletschers (Koord. 2671 900/1159 100) verbreitet auf (Fig. 23).

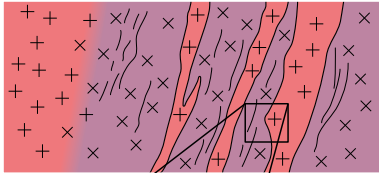
Eine besondere Form einer rhythmischen Abfolge zeigt sich am südlichen Ufer des Räterichsbodensees östlich von Pkt. 1801 m im unmittelbaren Kontaktbereich des Grimsel-Granodiorits zum Zentralen Aare-Granit. Hier wechseln sich Bänder oder Lagen von etwa 3–10 cm Mächtigkeit mit massig-isotropem Granodiorit bzw. Granit mit solchen aus deutlich paralleltexturiertem Granodiorit ab. Die porphyrischen Alkalifeldspäte in den Bändern mit Foliation sind in der Hauptschieferungsebene eingeregelt, während die massig-isotropen Bänder vorwiegend gleichkörnig sind. Ob sich diese Bänder nur textuell oder auch in der chemischen Zusammensetzung unterscheiden, bleibt abzuklären und damit auch, ob es sich hier um ein magmatisches Phänomen oder ein rein tektonisches Phänomen handelt.

Entlang der Passstrasse unterhalb der Seeuferegg-Sperre sind charakteristische Gesteinsabfolgen mit unterschiedlichen Granodiorit- und Granittypen neben

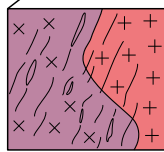
Gärstengletscher

Kontaktbereich
diffuser Übergang
ca. 5–10 m

aplitische Randfazies
des Zentralen Aare-Granits
mit scharfen Kontakten

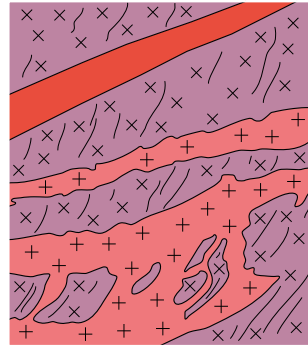


grobkörnig,
porphyrisch
(K-Feldspat-
«Augen»)



hell, feinkörnig,
gleichkörnig

Rhonegletscher



0 50 cm



Aplit



Zentraler Aare-Granit



Grimsel-Granodiorit

Fig. 23: Intrusionskontakte zwischen dem Grimsel-Granodiorit und dem Zentralen Aare-Granit. Links: Kontakt zwischen dem Grimsel-Granodiorit und dem Zentralen Aare-Granit, charakterisiert durch eine rhythmische Abfolge der beiden Intrusiva. Ausbildung des Kontakts sowohl als diffuser Übergang als auch als scharfer Intrusionskontakt. Westlich unterhalb der Gärstenhören (Koord. 2670150/1160670). Rechts: Intrusion des Zentralen Aare-Granits in den Grimsel-Granodiorit, der später von einem Aplit durchschlagen wird. Westlich des Gletschersees bei der Zunge des Rhonegletschers (Koord. 2671900/1159100).

Apliten und mutmasslichen basischen Gängen zu beobachten. In der in Figur 24 dargestellten Kartenskizze ist beispielhaft eine Abfolge aus porphyrischem Grimsel-Granodiorit mit unterschiedlich ausgeprägter Schieferung, gleichkörnigen granitischen Einschaltungen sowie zahlreichen Aplitgängen und -stöcken wiedergegeben. Eine Besonderheit bildet hier ein massiger porphyrischer Körper mit dunklem Biotit (11%) und grünlichem Plagioklas, der eine tonalitische Zusammensetzung aufweist (<3% Alkalifeldspat).

Auch in Bohrungen, die im Übergangsbereich der beiden Intrusiva im Hauptzugsstollen Gärstenegg – Zentrale Grimsel II ausgeführt wurden, zeigen sich innerhalb des Granodioritkörpers immer wieder Bereiche granitischer Zusammensetzung. Diese leukokratischen Einschaltungen entsprechen in ihrer Zusammensetzung dem Zentralen Aare-Granit.

Der Grimsel-Granodiorit ist von eher dunkler Farbe, weist generell eine porphyrische Struktur auf und führt oft von Auge erkennbaren honiggelben Titanit.

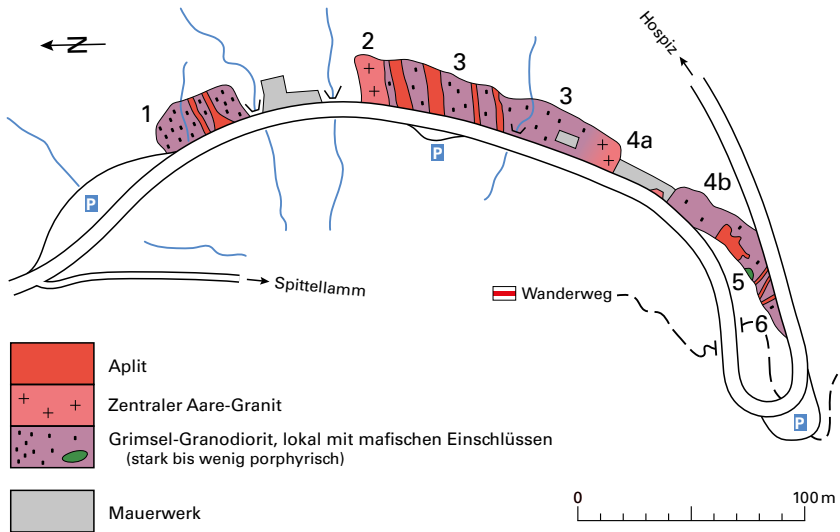


Fig. 24: Gesteinsabfolge innerhalb des Grimsel-Granodiorits an der Grimselpassstrasse unterhalb der Seeuferegg-Sperre (Koord.2668940/1158580). 1: Dunkler, paralleltexturierter, stark porphyrischer Grimsel-Granodiorit. 2: heller, gleichkörniger Granit (vergleichbar mit dem Zentralen Aare-Granit), mit aplitischen Schlieren. 3: Dunkler, stark paralleltexturierter porphyrischer Grimsel-Granodiorit. 4a: Diffuser Übergang zwischen Grimsel-Granodiorit und Zentralen Aare-Granit: hell, relativ grobkörnig, nicht porphyrisch, syenitische Zusammensetzung. 4b: Massiger, leicht porphyrischer Grimsel-Granodiorit mit Aplitgängen. 5: Anhäufung von biotitreichen mafischen Einschlüssen. 6: Dunkler, wenig porphyrischer Grimsel-Granodiorit.

Der Plagioklas ist wegen seiner Saussuritisierung meist blassgrün gefärbt, der Alkalifeldspat ist weiss, Quarz glasig grau, und Biotit erscheint im Handstück schwarz. Das Gestein ist meist deutlich paralleltexturiert und kann mit porphyrischer Textur als eigentlicher Augengneis bezeichnet werden, es kommen aber durchaus auch gering deformierte Bereiche mit primär magmatischem massigem Gefüge vor (Fig. 25a, b; STALDER 1964). Generell weist er aber ein gneissiges Gefüge auf und ist als Metagranit bzw. Metagranodiorit anzusprechen.

Infolge der Durchtrennung durch verschiedene Kluftsysteeme ist der Grimsel-Granodiorit in Polyeder unterschiedlichster Grösse zergliedert. Häufig sind auch mafische, biotitreiche Schollen («Butzen») und Schlieren (Fig. 25b). Aplite und basische Gänge finden sich recht verbreitet. Gelegentlich kommen auch grössere Schollen von mehreren Kubikmetern Grösse aus verfaltetem lagigem Gneis vor. Somit ergibt sich hinsichtlich mineralogischer Zusammensetzung und Gefüge ein zwar ziemlich einheitliches Gesamtbild, im Aufschlussbereich – insbesondere in Kontaktnähe zum Zentralen Aare-Granit – kann jedoch der makroskopische As-

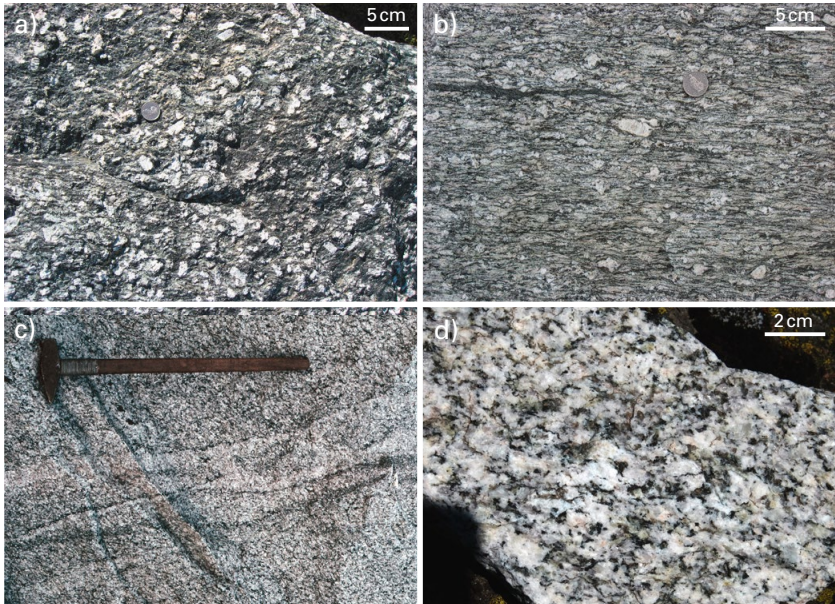


Fig. 25: Spät- bis postvariszische Intrusiva. a) Grimsel-Granodiorit, wenig deformiert, mit porphyrischer Textur. Nägelisgrätli. b) Grimsel-Granodiorit, stark deformiert (Augengneis) mit geplätteter biotitreicher Scholle (basische «Butze»). Nägelisgrätli. c) Heller und dunkler Typ des Zentralen Aare-Granits mit Biotitschlieren. Gröebengletscher. d) Leicht paralleltexturierter Zentraler Aare-Granit mit grauem Quarz, weissem Alkalifeldspat, blassgrünlichem Plagioklas und schwarzem Biotit. Steinbruch Chöenzetennlen. Fotos J. Abrecht.

pekt stark variieren. Die mineralogische Zusammensetzung des Grimsel-Granodiorits ist charakterisiert durch die Anteile folgender Minerale:

- Quarz: 18–30%, in den mit dem Zentralen Aare-Granit vergleichbaren Einschaltungen bis 40%,
- Plagioklas: 40–50%, in den mit dem Zentralen Aare-Granit vergleichbaren Einschaltungen deutlich weniger, im Tonalit unterhalb der Seeuferegg-Sperre etwa 68%,
- Alkalifeldspat: 20–25%, in den mit dem Zentralen Aare-Granit vergleichbaren Einschaltungen bis 40%,
- Biotit: 10–12%, in den mit dem Zentralen Aare-Granit vergleichbaren Einschaltungen 2–5%,
- Nebengemengteile und Akzessorien (Hellglimmer, Chlorit, Kalzit, Epidot, Titanit, Granat, Allanit, Ilmenit, Apatit, Fluorit, Zirkon, Monazit): 2–5%.

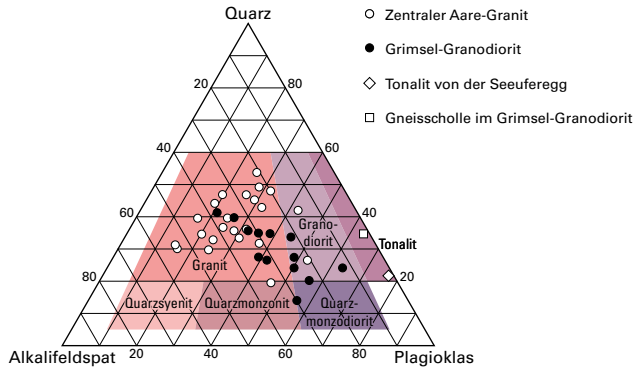


Fig. 26: Mineralogische Zusammensetzung (Modalbestände) von verschiedenen Proben aus dem Grimsel-Granodiorit und dem Zentralen Aare-Granit dargestellt im QAP-Diagramm nach A. Streckeisen (Proben von J. Abrecht, ergänzt mit Daten von PETERS 2012).

In Figur 26 sind die Modalbestände der mineralogischen Zusammensetzung von verschiedenen Proben im Quarz-Alkalifeldspat-Plagioklas-Diagramm (QAP-Diagramm) nach A. Streckeisen dargestellt (LE MAITRE et al. 2002). Es zeigt sich, dass die Zusammensetzung wohl häufiger einem Granit als einem Granodiorit entspricht, was die frühere Namengebung («Grimselgranit») verständlich macht. Detaillierte Angaben zur Ausbildung, Verbreitung und Mineralogie des Grimsel-Granodiorits wurden von STALDER (1964) publiziert. Für weiterführende Angaben bezüglich Alter und Deformation des Grimsel-Granodiorits wird auf die Seiten 95f. und 155ff. verwiesen.

Aplitische Randfazies des Grimsel-Granodiorits

In der Südostecke des Kartengebiets ist zwischen dem Grimsel-Granodiorit und den prävariszischen Gesteinen des Bäregg-Gneiskomplexes (Oberaar-Furka-Zone) ein 100–200 m mächtiger Gesteinszug eines hellen, massigen, oft schlierigen Granits eingeschaltet. Dieser aplitische Granit weist deutliche Anzeichen einer kataklastischen Deformation auf, ist aber auch von zahlreichen feinkörnigen Myloniten durchzogen. Die Erscheinungsform dieses Granits entspricht weitgehend dem von STALDER (1964) als «Südliche, saure Randfazies des Grimsel-Granodiorits» gedeuteten Gesteinskörper, der – wie später auch von DOLLINGER (1989) – als Aplitgranit bezeichnet wurde. In der südsüdwestlichen Fortsetzung zieht dieser Gesteinszug mit einer Mächtigkeit von 30–200 m im Hang nordwestlich von Gletsch über die Grimselpasshöhe bis zum Oberaargletscher (Blatt Ulrichen). Charakteristisch sind die teils brekziöse Ausbildung und das weitgehende Fehlen einer Foliation, ebenso die häufigen mafischen Gänge und die in Zügen angeord-

neten Schollen, die im Gebiet zwischen dem Grimselpass und dem Oberaarsee von DOLLINGER (1989) detailliert beschrieben wurden. Der Kontakt zum südöstlich angrenzenden Bäregg-Gneiskomplex ist scharf, derjenige zum Grimsel-Granodiorit wird nach STALDER (1964) durch einen Mylonit markiert.

Die Gänge und Einschlüsse im Grimsel-Granodiorit unterhalb des Sees bei der Zunge des Rhonegletschers sind meist feinkörnig und von dunkelgrüner bis dunkelbrauner Farbe. In einem Fall konnte ein gabbroides Gefüge beobachtet werden. Lateral setzen diese häufig abrupt aus oder teilen sich in Äste auf. Der Mineralbestand ist grünschieferfaziell und entspricht mineralogisch einem Epidotamphibolit mit hellgrünem Amphibol (60–70%), grünlich braunem Biotit (10–20%), Plagioklas (5–10%), Epidot (5–10%) und untergeordnet Quarz, Titanit und Kalzit. Daneben kommen aber auch aplitische Einschaltungen in Form von Linsen und Gängen mit unregelmässigem Verlauf, Versetzungen und variabler Mächtigkeit vor. Lokal ist eine starke Epidotisierung festzustellen. Erwähnenswert sind auch die stark gelängten, gangartigen mafischen Einschaltungen von Zweiglimmergneis, teils reich an Epidot und Kalzit, bei denen es sich aber wohl eher um deformierte Nebengesteinseinschlüsse des Bäregg-Gneiskomplexes handeln dürfte. DOLLINGER (1989) beschreibt sehr ähnliche Gesteine von der Grimselpasshöhe und weiter östlich davon als «linsenförmige Einschlüsse von isoklinal verfalteten Metasedimenten». Er vertritt die Meinung, dass der von STALDER (1964) dafür verwendete Begriff «Bändermigmatit» für diese Gesteinseinschlüsse nicht verwendet werden sollte. Aufgrund der Aufschlüsse unterhalb des Rhonegletschers ist diese Auffassung nachvollziehbar. Nach STALDER (1964) ist die modale Zusammensetzung des Intrusionskörpers sehr wechselhaft. Sowohl die hellen Gemengteile als auch der Glimmergehalt können kleinräumig stark variieren.

BERGER et al. (2016, 2017a) ordnen die südliche Randfazies des Grimsel-Granodiorits unter dem Begriff «Saure Gänge» den mit den variszischen Intrusionen verbundenen Aplitgängen und -stöcken zu und lassen sie oberhalb Gletsch im Gebiet von Blatt Ulrichen auskeilen. Gegen diese Auffassung spricht das im Westen an der Oberaar gegen den Grimsel-Granodiorit hin zunehmend granodioritisch aussehende Gefüge (STALDER 1964). Für diese Annahme spricht andererseits der abrupte, durch einen mafischen Gang akzentuierte Übergang im Südosten unterhalb des Rhonegletschers und das dortige Auftreten von diffusen Partien, die makroskopisch dem grobkörnigem Grimsel-Granodiorit oder dem Zentralen Aare-Granit entsprechen. Auch die von STALDER (1964) beschriebene starke Variation des Mineralbestands scheint eher für eine eigenständige spätmagmatische Intrusion zu sprechen. Der Kontakt gegen den südöstlich anschliessenden Bäregg-Gneiskomplex ist scharf und wohl tektonisch überprägt. Er verläuft vorwiegend in einer markanten Südwest–Nordost streichenden Runse.

γ_{SWA} Südwestlicher Aare-Granit

In der älteren Literatur (z.B. STALDER 1964, NIGGLI 1965a) wird der heute nach BERGER et al. (2016, 2017a) als Südwestlicher Aare-Granit bezeichnete Intrusionskörper als Südlicher Aare-Granit geführt. Wegen des gleichnamigen Granits im östlichen Aar-Massiv ist aber der neue Name vorzuziehen.

Dieser Granitkörper tritt im Kartengebiet stark verschiefert bis mylonitisch in nur zwei Aufschlüssen in der südöstlichen Kartengebietsecke zu Tage (Koord. 2672470/1158460). Der hier noch rund 60 m mächtige Granitzug keilt östlich des Belvédères wenig ausserhalb des Kartengebiets aus. Gegen Südwesten zieht er gegen die Grimselpasshöhe (Blatt Ulrichen), wo er eine Mächtigkeit von etwa 500 m erreicht, und von dort, stetig mächtiger werdend, bis zum Grossen Aletschgletscher. Gegen Nordosten grenzt er an einen feinplattigen feinkörnigen Gneis des Bäregg-Gneiskomplexes («Gneis-Schiefer-Zwischenzone»); gegen Südosten folgt im Kartengebiet der Massa-Gneiskomplex, der allerdings südwestlich des Kartengebiets vom Gästhorn-Gneiskomplex abgelöst wird.

STALDER (1964) hat den Südwestlichen Aare-Granit im Detail beschrieben und auf die Ähnlichkeit mit dem Zentralen Aare-Granit, aber auch auf klare Unterscheidungsmerkmale hingewiesen. Letztere manifestieren sich in einer aufgrund des geringeren Glimmergehalts massigeren Ausbildung und dem höheren Gehalt an Epidot und Granat. Als Hauptgemengteile sind Quarz, Plagioklas, Alkalifeldspat und grüner bis olivgrüner Biotit vertreten, als Nebengemengteile Muskovit und Epidot; akzessorisch kommen oft idiomorpher Zirkon, Allanit und Granat vor. Der Granit zeigt teils eine spröde Deformation mit häufigen Spalten und Rissen, welche aus Quarz, Biotit und Muskovit bestehen. NIGGLI (1965a) erwähnt aus dem Granit Kalzit- und Marmorbänder, die parallel zur Hauptschieferung oder leicht diskordant dazu orientiert sind.

γ_A Zentraler Aare-Granit

Der Zentrale Aare-Granit nimmt mit einer Fläche von etwas über 70 km² rund einen Drittel des Kartengebiets ein. Er bildet dabei einen etwa 5–6 km breiten Streifen, der sich parallel zur Längsachse des Aar-Massivs von Nordosten nach Südwesten erstreckt. Da er – mit Ausnahme des Talgrunds im Haslital zwischen der Einmündung des Loibbachs in die Aare und dem Steinbruch Chöenzetennlen – weitgehend über der Waldgrenze ansteht, sind die Aufschlussverhältnisse im Gegensatz zu den im Norden gelegenen prävariszischen Grundgebirgseinheiten im Allgemeinen sehr gut. Wesentliche Teile sind zwar durch Gletscher, Firnfelder und rezente Moränen bedeckt. Infolge des in den vergangenen Jahrzehnten verstärkt fortschreitenden Abschmelzens der Gletscher werden laufend neue Aufschlüsse freigelegt. Im Gebiet des Zentralen Aare-Granits liegen die meisten der 3000 m ü. M. übersteigenden Gipfel wie etwa das Hubelhoren, der Hienderstock, der Bächlistock, der Gross Diamantstock, der Tieralplistock und das Diechterho-

ren. Infolgedessen ist auch die Schliiffgrenze zwischen den glazial überschliiffenen Bereichen und der höher liegenden, der Frostverwitterung ausgesetzten Gipfelregion teilweise sehr gut erkennbar. Dies ist etwa der Fall entlang der Kette zwischen dem Juchlistock und dem Hienderstock oder zwischen dem Hohhoren und dem Tialpllistock.

Der Zentrale Aare-Granit zeigt kleinmassstäblich keine grosse Variation, lokal oder im Aufschlussbereich sind aber durchaus unterschiedliche Ausprägungen erkennbar. Diese sind der variablen Körnigkeit, dem Biotitgehalt und der wechselnden Verschieferung geschuldet. Letztere wechselt zwischen schwach erkennbar und deutlich ausgeprägt und kann entlang von Scherzonen extreme Ausmasse annehmen. Lokal können auch massige Varietäten vorkommen, insbesondere bei biotitarmer aplitischer Zusammensetzung. Der Granit ist demzufolge über weite Gebiete eher als Gneis anzusprechen oder – bezugnehmend auf die mineralogischen Veränderungen durch die alpine Metamorphose – als Metagranit. Aus Rücksicht auf die regionale Literatur, aber auch um die unterschiedliche Genese der Intrusiva im Vergleich zu den prävariszischen Gneisen zu betonen, wird in der vorliegenden Kartenlegende jedoch konsequent die Bezeichnung Granit verwendet.

Im Norden grenzt der Zentrale Aare-Granit von Nordosten her zuerst an die vulkanosedimentären Gesteine der Diechtergletscher-Formation, dann über einen etwa 10 km langen Abschnitt an die Gesteine des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes und schliesslich im südwestlichen Kartengebiet an den Guttannen-Gneiskomplex. Auf seiner Südseite wird der Granit durch den etwas dunkleren Grimsel-Granodiorit abgelöst.

Bis auf eine feinkörnige porphyrische Varietät im Gebiet Uf Beesten wurde im Kartengebiet keine Unterteilung des Zentralen Aare-Granits vorgenommen, da die Variationen in der Regel zu kleinräumig sind und zudem meist fließende Übergänge auftreten. Der weitaus am häufigsten vorkommende Typ ist ein mittelkörniger Biotitgranit, der trotz der alpinen Überprägung das magmatische Gefüge erkennen lässt. Er ist je nach Biotitgehalt sehr hell bis dunkel grünlich grau gefärbt. Die grünliche Farbe stammt vom saussuritisierten Plagioklas. Alkalifeldspat ist milchig weiss, Quarz ist sowohl glasig grau und durchsichtig als auch zuckerkörnig, weisslich hellgrau und undurchsichtig («Sandquarz»). Biotit ist immer sehr dunkel und bildet die sich von der hellen Umgebung stark abhebenden Flecken. Chlorit kann makroskopisch nicht vom Biotit unterschieden werden (Fig.25c, d).

Die mineralogische Zusammensetzung entspricht praktisch immer einem Granit, wenn auch gelegentlich quarzarme, granodioritische oder gar quarzmonzonitische Varietäten vorkommen (Fig.26). Der Modalbestand variiert beträchtlich und liegt in den Bereichen von 30–50% Quarz, 20–50% Alkalifeldspat, 15–40% Plagioklas und 5–8% Biotit.

Feinkörniger porphyrischer Granit, Varietät «Beesten»

Neben dem oben beschriebenen Haupttyp kommt eine porphyrische, etwas feinkörnigere Varietät vor, die als kartierbare Einheit nur am Nordrand des Intrusionskörpers im Gebiet Uf Beesten um Pkt. 2621 m (Koord. 2663 300/1162 370) ausgedehnt werden konnte. Diese Granitvarietät ist gekennzeichnet durch die ausgesprochen gute Klüftung, die zur Bildung von regelmässig geformten Polyedern geführt hat. Das feinkörnige Gestein ist eher schwach paralleltexturiert und führt grössere Alkalifeldspäte, vereinzelt auch Quarzaugen. Biotit mit einem Anteil von maximal 5% ist sehr feinschuppig und regelmässig verteilt. Auffällig ist zudem die rötliche Verwitterungsfarbe. Der Kontakt zum umgebenden Haupttyp ist eher fliessend, kann aber lokal auch relativ scharf sein. Die mineralogische Zusammensetzung dieser Granitvarietät ist weitestgehend identisch mit derjenigen des Haupttyps.

Weitere Vorkommen dieser Varietät, wie etwa oberhalb der Gruebenhütte, sind kleinräumig verstreut und können im Kartenmassstab nicht dargestellt werden. In einem unveröffentlichten Bericht (AA ATOMBR. 1959a, b) beschreiben die Autoren aus dem Zulaufstollen Mattentalpsee-Ärlen ebenfalls einen feinkörnigen, porphyrischen Granit, der sich durch eine leicht geringere Radioaktivität auszeichnet (s.S. 95, Tab. 2).

Kontakte des Zentralen Aare-Granits zum Nebengestein

Der Kontakt des Zentralen Aare-Granits zum südöstlich angrenzenden Grimsel-Granodiorit ist auf Seite 80 beschrieben. Der Kontakt zu den prävariszischen Gesteinen und den spät- bis postvariszischen Metasedimenten und Vulkaniten ist im Gegensatz zu Ersterem klar festlegbar, da es sich, soweit der Beobachtung zugänglich, um einen scharfen Intrusionskontakt handelt. Ein tektonisch überprägter Kontakt ist exemplarisch entlang eines ausgeprägten Couloirs im Gebiet Uf Beesten zu beobachten. Der Granit wurde hier an einer steil stehenden, von Schutt bedeckten alpinen Scherzone gegenüber dem Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex auf der Nordseite der Runse um bis 10 m aufgeschoben.

Am eindrücklichsten ist der Nordkontakt zu den vulkanosedimentären Gesteinen der Diechtermgletscher-Formation auf der Süd- und Ostseite des Ofenhorns sowie an der Südwestflanke des Gwächtenhorns aufgeschlossen. Der Kontakt auf der Westseite des Haslitals verläuft im Gebiet Bi Seewlenen am Fuss des Stampfhorns nach Südwesten gegen die Schwarz Flöe, dann über Uf Beesten an den Fuss des Südostgrats des Steinlouwihorns. Von da zieht er geradlinig mit steilem Nordwestfallen weiter unterhalb des Golegg-Gletschers und nordwestlich des Gröbengletschers in die Südostflanke des Hiendertellihorns. Der Kontaktverlauf ist in diesem Abschnitt mehrheitlich parallel zur Gneistextur, wenn auch lokal deutliche Diskordanzen zu beobachten sind. Die Kontaktfläche am Fuss der Südostflanke des Hiendertellihorns ist subhorizontal orientiert, mit Apophysen gegen



Fig. 27: Intrusionskontakt im Dach des Zentralen Aare-Granits (hellgrau, unten rechts) zu den dunkelbraun bis rostig anwitternden Gesteinen des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes (oben links). Nordwestflanke des Hiendertellthoren. Foto J. Abrecht.

den Grat hinauf. Vom Fuss des Hiendertellthoren zieht der Kontakt in einem unregelmässigen Verlauf durch eine weithin sichtbare Runse gegen den Grat hinauf und von da gegen Südwesten, bis die Gesteine des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes an der Westflanke des Hiendertellthoren in mehreren schmalen Zügen im Granit auslaufen. Der stellenweise horizontale Verlauf des Kontakts ist auch vom Gault her auf der Westseite gut erkennbar. Dieser Verlauf lässt darauf schliessen, dass sich hier das Dach der Intrusion befindet (Fig. 27). Vor allem im Gebiet Rindertal – Uf Beesten verläuft der Kontakt sehr unregelmässig, jedoch immer sehr steil einfallend, und wird von zahlreichen Brüchen versetzt. Im Kleinbereich ist gelegentlich auch ein Eindringen des Granits entlang der Hauptschieferung der umgebenden Gneise zu sehen («lit-par-lit-Injektion»). Diese beschränkt sich aber auf wenige Dezimeter.

Der Zentrale Aare-Granit zeigt meist in einem parallel zum Kontakt verlaufenden Streifen eine vom Hauptkörper abweichende hellere Ausbildung, die eine bis mehrere Meter mächtige aplitische Randfazies bildet. Diese hebt sich vom Granitkörper scharf ab oder bildet einen fließenden Übergang. Sie ist, nebst ihrem feineren Korn, charakterisiert durch kontaktparallele schlierenartige Anreicherungen von Biotit, die einfach, mehrfach oder auch komplex ausgebildet sein können.

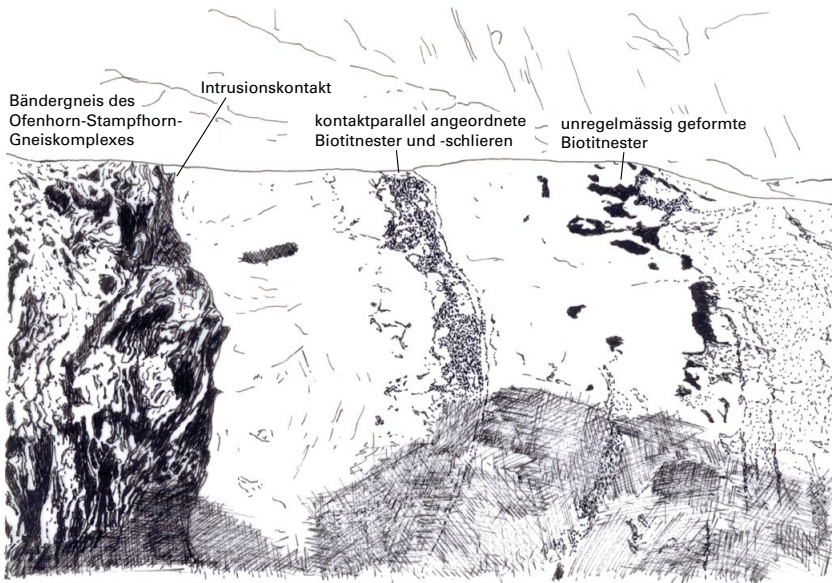


Fig. 28: Beispiel eines zonierten Kontaktbereichs des Zentralen Aare-Granits (rechts) gegenüber dem migmatitischen Gneis des Ofenhorn-Stamphorn-Gneiskomplexes (links). Uf Beesten (Ko-ord. 2663 370/1162800). Bildbreite: 1,7 m.

Manchmal sind diese Biotitschlieren von Bändern mit pegmatitischer Ausbildung begleitet. Diese sind charakterisiert durch säulige Alkalifeldspatkristalle, die über mehrere Zentimeter senkrecht zum Kontakt gewachsen sind. Diese Bänder gleichen stark den aus Randzonen von Topas- oder Zinn-Graniten beschriebenen «Stockscheidern» (BREITER 2002) und können als Produkt einer oszillierende Kristallisation interpretiert werden (unidirectional solidification textures, VIGNERESSE 2015).

In dieser Randzone treten örtlich auch monomineralische Biotitnester auf. Ein Beispiel aus der Kontaktzone im Gebiet Uf Beesten ist in der Skizze in Figur 28 wiedergegeben. Die Anordnung der Nester und Schlieren ist zwar immer kontaktparallel, aber oft liegt die Längsachse der Biotitnester senkrecht zum Kontakt. Profile durch Proben aus dem Kontaktbereich zeigen eine ausgeprägte Zonierung innerhalb der Randfazies. Diese Zonierung zeigt sich etwa im Verhältnis von Plagioklas zu Alkalifeldspat, in der Korngrössenverteilung oder in der Farbe und Orientierung des Biotits (ABRECHT 1973). Biotitschlieren sind allerdings nicht auf den Kontaktbereich beschränkt, sondern kommen auch im Innern des Granitkörpers vor, so zum Beispiel unterhalb östlich des Gröbeseewli.

Mittagflue-Granit

Schon BALTZER (1888) beschrieb das vom Zentralen Aare-Granit etwas abweichende Erscheinungsbild des heute als Mittagflue-Granit bezeichneten Granitkörpers zwischen den Gneisen des Ofenhorn-Stampfhorn- und des Guttannen-Gneiskomplexes. Er bezeichnete ihn in seinem Grimselprofil als «Bankgranit» und deutete ihn damit als Teil der weiter südlich anschliessenden «centralen Granit-Gneiss-Zone»; allerdings hob er mit der Bezeichnung «Bankgranit-Gewölbb» auch dessen Eigenständigkeit hervor. HUBER (1922a) betrachtete den Granit als eigenständige Apophyse, wohl im Sinne einer Randintrusion, und bezeichnete ihn als «Mittagfluh-Wyssbachgranit». MINDER (1932) wies schliesslich auf die Tatsache hin, dass der Mittagflue-Granit selbst randlich einen aplitischen bis quarzporphyrischen Charakter – im Sinne einer Randfazies – aufweist, was seine Eigenständigkeit belege.

Der Granitkörper tritt an seinem Südwestende im Kessel nördlich des Hiendertellthoren mit scharfem Kontakt zu den umliegenden prävariszischen Gesteinen auf. Er lässt sich über den Graugrat, Ärlengrätli und Mittlist Wiissenbach in den Talboden des Haslitals bei Tschingelbrigg verfolgen. Im Gebiet des Wiissenbach erreicht er mit rund 1 km seine grösste Ausdehnung. Auf der östlichen Talseite bildet er die markante Mittagflöe und keilt dann als immer schmaler werdendes Band gegen Nordosten auf kurzer Distanz aus.

Der Mittagflue-Granit grenzt mit scharfem Intrusionskontakt gegen den nordwestlich anschliessenden migmatitischen Gneis des Guttannen-Gneiskomplexes. An seiner Südostseite hingegen ist die Begrenzung gegen die Gesteine des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes meist durch eine Mylonitzone definiert, die Gesteine beider angrenzenden Einheiten umfasst (Fig. 29). Der Mylonit ist durch einen teils bis mehrere Meter mächtigen, feinkörnigen bis dichten Gesteinszug mit hellen und dunklen Lagen charakterisiert. Auch am Fuss des Schalouwi-bergs ist am Kontakt des Mittagflue-Granits ein relativ mächtiges mylonitisches Band noch etwa 500 m weit nach Süden verfolgbar, bis dieses von Hangschutt überlagert wird (s.a. S. 96ff.). Im Kessel nordwestlich unterhalb des Hiendertellthoren grenzt der Mittagflue-Granit fast an den Zentralen Aare-Granit, der Kontakt ist aber an der Oberfläche nicht aufgeschlossen. Im Profil 3 (Taf. 1) wurde der Kontakt in der Tiefe als Fortsetzung des tektonischen Kontakts zum Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex gedeutet.

Der Mittagflue-Granit ist hellgrau, mittel- bis grobkörnig und massig. Undeformierte Bereiche zeigen ein deutlich magmatisches Gefüge. Dunkle Gemengteile treten im Vergleich zum Zentralen Aare-Granit markant zurück. Im Handstück ist der Quarz grau, glasig und hebt sich deutlich vom weissen Alkalifeldspat und Plagioklas ab. Letzterer kann auch blass grünlich erscheinen. Die Mineralzusammensetzung ist granitisch und entspricht weitgehend derjenigen des Zentralen Aare-Granits. Auch hinsichtlich Gefüge und Ausbildung der einzelnen Mine-



Fig. 29: Mylonit entlang des Kontakts zwischen dem Mittagflue-Granit und dem prävariszischen Gneis des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes. Unterhalb des Ärlengletschers (Koord. 2663410/1163670). Bildbreite ca. 5 m. Foto J. Abrecht.

rale ähnelt der Mittagflue-Granit dem Zentralen Aare-Granit. Der Modalbestand variiert deutlich und liegt in den Bereichen von 30–60% Alkalifeldspat, 20–40% Quarz, 15–35% Plagioklas und 3–5% Biotit.

Einschlüsse in den spät- bis postvariszischen Intrusiva

Einschlüsse in Form melanokrater Schollen finden sich überall sowohl im Zentralen Aare-Granit als auch im Grimsel-Granodiorit. Drei Typen können makroskopisch unterschieden werden: (1) scharf abgegrenzte Nebengesteinseinschlüsse, (2) Schollen mit Tiefengesteinscharakter, oft porphyrisch und scharf abgegrenzt, (3) sehr dunkle, meist gelängte Schlieren und Schollen, scharf abgegrenzt oder mit diffusen Umrissen.

Die Schollen vom Typ 1 (*Nebengesteinseinschlüsse*) kommen verbreitet im Kartengebiet vor. Beispiele aus dem Grimsel-Granodiorit sind die Bändergneisscholle vom Westende der Seeuferegg-Sperre (Koord. 2668790/1158310) oder eine rund 30 m mächtige Scholle im Druckschacht unter dem Grimselsee. Eine Anhäufung solcher Schollen ist auch am Nägelisgrätl zu beobachten (Koord. 2670730/

1159690). Dort ist unter anderen eine grössere Scholle aus einem lagigen Gneis, der stark an die Gesteine aus dem Bäregg-Gneiskomplex erinnert, in der Nähe von basischen Gängen etwa 110 m westlich von Pkt. 2752 m aufgeschlossen. Mehrere grössere Gneisschollen finden sich auch im Zentralen Aare-Granit unweit der Lauteraarhütte unterhalb des Rothorens, und am Westgrat des Alplistocks (Koord. 2664390/1160690) beschreibt STALDER (1964) eine grössere Scholle von Granatschiefer.

Eine weitere Nebengesteinsscholle im Grimsel-Granodiorit findet sich am Schafberg etwa 125 m nordnordöstlich von Pkt. 2523 m (Koord. 2670770/1158760). Sie ist mehrere Quadratmeter gross und von komplexer Zusammensetzung. Der dunkelgraue leicht gelblich grüne, paralleltexturierte Einschluss besteht aus relativ frisch aussehendem, Na-reichem Plagioklas (30%), hellgrünem Biotit (35%), hellgrünem Amphibol (10%) und Epidot (20%). Der Rest besteht aus Quarz, Titanit, Chlorit, Allanit (als diffuser Kern in Epidot) und Apatit. Der Einschluss erinnert an die gangförmigen basischen Einschaltungen in der leukokraten aplitischen Randfazies des Grimsel-Granodiorits unterhalb des Rhonegletschers.

Die Einschlüsse vom Typ 2 mit *Tiefengesteinscharakter* finden sich gelegentlich in beiden Intrusionskörpern, meist als kleinere Schollen mit einem Durchmesser von weniger als 50 cm. Sie sind von grauer bis grünlicher Farbe und praktisch immer feinkörnig und paralleltexturiert, gelegentlich porphyrisch. Sie weisen eine quarzdioritische bis tonalitische, gelegentlich auch granodioritische Zusammensetzung auf. Plagioklas ist jeweils die dominierende Phase (35–70%), während Alkalifeldspat nur untergeordnet – meist <5% – vorkommt. Mit Anteilen von 15 bis 30% tritt grüner bis olivgrüner Biotit auf. Der Quarzgehalt liegt zwischen 5 und 35%; er scheint durchaus primär zu sein. Hellglimmer (nach Plagioklas), Epidot, Allanit, Apatit, Titanit (nach Biotit), Ilmenit und Zirkon kommen als Nebengemengteile oder akzessorisch immer vor. Eine Herkunft aus der unteren Kruste ist wahrscheinlich.

Eine ähnliche Herkunft dürften die Einschlüsse vom Typ 3 haben, die als *basische Schollen* («Butzen») beschrieben werden. Sie sind stets sehr dunkel, bestehen aus Biotit sowie stark zersetztem Plagioklas und sind gemäss STALDER (1964) in den massigen Partien jeweils quer zum generellen Südwest-Nordost-Streichen des Aar-Massivs angeordnet. In den stark schiefrigen Partien werden sie stark ellipsoidisch und in die Schieferungsebene eingeregelt. Als Hauptgemengteile kommen Plagioklas und Biotit, beide jeweils stark retrograd umgewandelt, vor. Quarz ist nicht oder nur als sekundäre Neubildung vorhanden. Gute Möglichkeiten, solche Schollen zu beobachten, gibt es unweit des Aufstiegs vom Grimselpass zum Nägelisgräti. STALDER (1964) interpretiert sie als agglomerierte Erstausscheidungen. Andere Autoren deuten derartige Einschlüsse als Restite aus der Krustenaufschmelzung oder als Hinweis auf Mischungen mit einem basischeren Magma in der tiefen Kruste.

Chemismus der spät- bis postvariszischen Intrusiva

Vergleichende geochemische Untersuchungen an Intrusivgesteinen aus dem Gebiet von Atlasblatt Guttannen geben die Arbeiten von NIGGLI (1924), HÜGI (1956), HÜGI & SWAINE (1963) und SCHALTEGGER (1986a). Weitere Analysen des Zentralen Aare-Granits, insbesondere aus dem Kontaktbereich, finden sich in ABRECHT (1975). Die Analysen belegen den deutlichen Unterschied in der chemischen Zusammensetzung zwischen dem saureren Zentralen Aare-Granit und dem basischeren Grimsel-Granodiorit, der sich nicht nur im SiO_2 -Gehalt, sondern auch im Gehalt an FeO bzw. Fe_2O_3 , TiO_2 und CaO manifestiert. Auch bei den Spurenelementen sind nach HÜGI & SWAINE (1963) aufgrund von – allerdings nicht repräsentativen – chemischen Untersuchungen signifikante Unterschiede vorhanden, so beispielsweise bei V und Sr.

Die systematischen Untersuchungen durch SCHALTEGGER (1986a, 1990b), welche neben den Hauptelementen auch Spurenelemente berücksichtigten, zeigen für die verschiedenen Intrusionskörper einen Trend, der darauf hinweist, dass die Intrusiva durch Differentiation eines aus dem Mantel stammenden Primärmagma hervorgegangen sind. In einem Ba-Rb-Sr-Dreiecksdiagramm zeigt die Entwicklung vom Grimsel-Granodiorit über den Südwestlichen Aare-Granit, den Zentralen Aare-Granit und den Mittagflue-Granit zum am stärksten differenzierten Kessiturm-Aplit (etwas südlich ausserhalb des Kartengebiets). Nach BONIN et al. (1993) weist der Zentrale Aare-Granit aufgrund geochemischer und Zirkon-topologischer Evidenzen eine alkalische Tendenz auf. SCHALTEGGER & CORFU (1992) zählen ihn zur kaliumreichen, kalkalkalischen Suite.

Radioaktivität der spät- bis postvariszischen Intrusiva

Die Radioaktivität der Gesteine im Kartengebiet wurde einerseits mittels chemischer Analysen auf Ra, U und Th durch HIRSCHI (1924) und HÜGI (1956) sowie andererseits durch physikalische Messungen mit einem tragbaren Szintillometer in Kraftwerk- und Transitgasstollen sowie an der Oberfläche, ergänzt durch chemische Analysen, ermittelt (LABHART & RYBACH 1976, 1980).

Signifikante Unterschiede zeigen sich sowohl beim U- als auch beim Th-Gehalt, die beide generell mit steigendem SiO_2 -Gehalt zunehmen. Dies bedeutet, dass saurere Gesteine einen höheren Gehalt an U und Th besitzen. Ob die Unterschiede zwischen den Daten von HIRSCHI (1924) und denjenigen von LABHART & RYBACH (1976, 1980) real sind oder eventuell ein Artefakt der Analytik darstellen, kann nicht abschliessend beurteilt werden.

Radioaktivitätsmessungen mittels tragbarem Szintillometer wurden Ende der 1950er-Jahre im Zulaufstollen Mattenalpsee-Ärlen (STALDER 1959) und im Kabelstollen Handegg-Guttannen durchgeführt (Tab.2). Ein Vergleich der Messungen aus den beiden Stollen ist nicht möglich, da unterschiedliche Geräte verwendet wurden. Die Gesteinsbezeichnungen stammen aus den jeweiligen Berichten.

Tab.2: *Radioaktivität der Gesteine im Zulaufstollen Mattenalpsee-Ärlen (Messungen aus STALDER 1959) und im Kabelstollen Handegg-Guttannen (eigene Messungen). Messungen mittels Szintillometer.*

Lithologien im Zulaufstollen Mattenalpsee-Ärlen	
	Mittlere Aktivität [Impulse/Sek.]
Zentraler Aare-Granit	190–220
Feinkörniger porphyrischer Granit, Varietät «Beesten»	180–190
Mittagflue-Granit	205–225
Aplitgänge (2)	270–290
Bänder- und Augengneis des Guttannen-Gneiskomplexes	110–130
Biotitschiefer des Guttannen-Gneiskomplexes	95–115
Lithologien im Kabelstollen Handegg-Guttannen	
Zentraler Aare-Granit	140–145
Mittagflue-Granit	155 (–180)
Bänder- und Augengneis des Guttannen-Gneiskomplexes	70–80 (–100)
Biotitschiefer des Guttannen-Gneiskomplexes	60–70

Die Messungen zeigen, dass zwischen dem Zentralen Aare-Granit und dem saureren Mittagflue-Granit nur geringe Unterschiede bestehen, während die prävariszischen Gesteine (Gneis und Schiefer) eine signifikant tiefere Radioaktivität aufweisen. Weiter erwies sich, dass das Nebengestein der Quellen mit deutlich erhöhter Radioaktivität im Zulaufstollen keine entsprechend erhöhte Aktivität aufweist. Weitere systematisch durchgeführte Radioaktivitätsmessungen in zahlreichen Stollen der Kraftwerke Oberhasli AG (KWO) sowie der Transitgas AG stammen aus den 1970er-Jahren.

Alter der spät- bis postvariszischen Intrusiva

Radiometrische Altersbestimmungen von den durch BERGER et al. (2016, 2017a) zur Haslital-Gruppe zusammengefassten Intrusionskörper existieren für den Mittagflue-Granit, den Zentralen Aare-Granit und den Grimsel-Granodiorit. Eine U/Pb-Altersbestimmung an Zirkonen ergab für den Tellistock-Granit ein spätvariszisches Alter von $304,2 \pm 1,7$ Ma (schriftl. Mitt. U. Schaltegger). Keine verlässlichen Altersdaten liegen bisher für den Südwestlichen Aare-Granit vor. Er wird aber aufgrund seiner Ähnlichkeit mit dem Zentralen Aare-Granit von BERGER et al. (2017a) ebenfalls zur Haslital-Gruppe gezählt. Eine mittels U/Pb-Isotopenanalyse untersuchte Probe ergab stark streuende Alterswerte, die die Berechnung eines statistisch relevanten Intrusionsalters nicht erlaubten, sondern nur eine grobe Altersschätzung von etwa 296 Ma zuließen (schriftl. Mitt. U. Schaltegger).

Das Alter des Zentralen Aare-Granits wurde von SCHALTEGGER & CORFU (1992) mittels U/Pb-Datierung auf 297 ± 2 Ma bestimmt. In Übereinstimmung mit

dem Feldbefund ist die Platznahme des Grimsel-Granodiorits mit 299 ± 2 Ma etwas früher, während die Intrusion des Mittagflue-Granits mit $296,5 \pm 2,5$ Ma etwas später anzusetzen ist. Das Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter für den Zentralen Aare-Granit liegt bei $297,2 \pm 15,2$ Ma (SCHALTEGGER 1990a) und entspricht damit auch dem U/Pb-Alter. Im Gegensatz dazu ergab sich für den Mittagflue-Granit ein Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter von $230,2 \pm 8,4$ Ma. Diese Diskrepanz wird auf spätere Sub-solidusreaktionen mit Alkalifeldspat und K-Glimmern zurückgeführt, die während der Trias zu einer selektiven Sr-Rehomogenisierung des Mittagflue-Granits führten. Auch für die aplitischen Stöcke und Gänge im Grimsel-Granodiorit wurden jüngere Rb/Sr-Alter zwischen 250 und 264 Ma ermittelt. Da ein Zeitunterschied zwischen der Intrusion des Hauptkörpers und der Gänge von rund 40 Ma wenig wahrscheinlich ist, dürften auch diese Alter nicht als Intrusionsalter interpretiert werden, sondern auf postintrusive hydrothermale Beeinflussung zurückzuführen sein. Die U/Pb-Datierung der aplitischen Randfazies am Südrand des Grimsel-Granodiorits ergab ein Alter von $299,2 \pm 1,4$ Ma (schriftl. Mitt. U. Schaltegger). Dieses Alter entspricht innerhalb der Fehlergrenzen dem Alter des Hauptkörpers des Grimsel-Granodiorits.

Geologische Verhältnisse im Transitgas- und Druckstollen

Im Bereich zwischen der Mittagflöe und dem südlich davon gelegenen Schallouwiweg bis zum Sporn der Netzrichtiegg sind die geologischen Verhältnisse, insbesondere die Kontakte der spät bis postvariszischen Intrusiva zu den vulkanosedimentären Gesteinen der Trift-Formation und dem prävariszischen Grundgebirge komplex. Der Zugang zu den Felsaufschlüssen ist allerdings wegen der Steilheit des Geländes und der Vegetation nur beschränkt möglich. Einen Einblick in die lokalen Verhältnisse bieten aber die drei praktisch parallel verlaufenden Kraftwerkstollen der Kraftwerke Oberhasli AG (KWO): der Zulaufstollen Handegg-Innertkirchen (erbaut 1942), der Druckstollen Rotloui–Handegg (erbaut 1977) und der Parallelstollen Loibach–Rotloui (erbaut 2016). Die beiden ersteren verlaufen im eingangs erwähnten Bereich auf etwa 1275 m ü.M., der dazwischen liegende Parallelstollen auf etwa 1240 m ü.M. Da die Stollen nicht mehr zugänglich sind, stützen sich die unten folgenden Aussagen auf die geologischen Stollenaufnahmen von PFLUGSHAUP (1942), ABRECHT (1977) und K & H (2006). Weitere aufschlussreiche Daten stammen aus den oben erwähnten Radioaktivitätsmessungen in Stollen der KWO sowie der Transitgas AG.

Zwischen den verschiedenen Gesteinstypen entlang des Grimselprofils bestehen zum Teil beträchtliche Unterschiede in der Radioaktivität, was sich exemplarisch in den Messungen im Gstelli-Stollen der Transitgas AG zwischen Guttannen und Tschingelmad und dem Druckstollen Handegg–Rotloui der KWO zeigt. Die gewonnenen Radioaktivitätsdaten erlaubten nicht nur die Unterscheidung zwischen den prävariszischen Grundgebirgsgesteinen und den spät- bis postvaris-

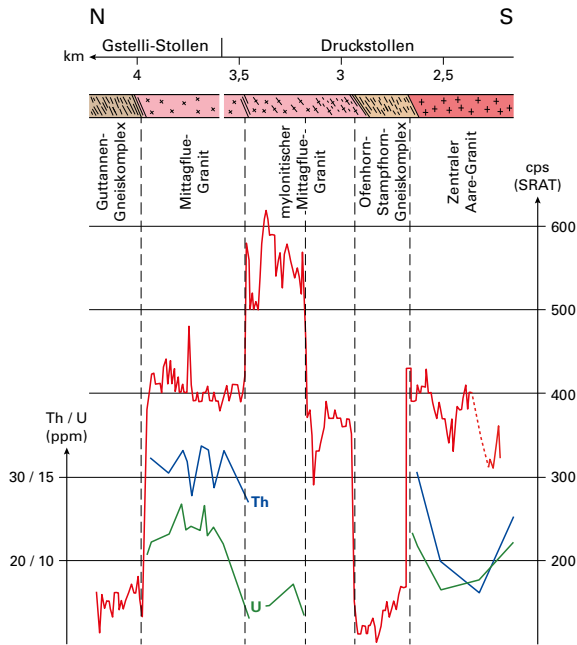


Fig.30: Radiometrisches Profil durch den Gstellli-Stollen (Stollen der Transitgas AG durch die Gsteliegg auf der westlichen Talseite zwischen Guttannen und Tschingelmad) und den Druckstollen Rotlouiwi-Handegg (Stollen der KWO auf der östlichen Talseite). Rote Kurve: Werte aus Messungen mit Szintillometer des Typs SRAT. 100 counts per seconds (cps) entsprechen etwa $25 \mu\text{Sv/h}$. Die blaue und die grüne Kurve stellen die Gehalte an Th bzw. U in ppm dar. Die beiden Stollen durchfahren eine kontinuierliche Abfolge zwischen dem Guttannen-Gneiskomplex im Norden und dem Zentralen Aare-Granit im Süden.

zwischen Intrusiva, sondern auch zwischen den verschiedenen Granittypen. Letzteres führte zu überraschenden Befunden und Deutungen der in den Stollen ange-
troffenen Verhältnissen, die von den rund 200 m höher gelegenen Oberflächenauf-
nahmen zum Teil deutlich abweichen (Fig.30).

LABHART & RYBCH (1976, 1980) zeigten anhand von Messungen in Profilen
durch die Intrusiva des östlichen Aar-Massivs im Gotthard-Strassentunnel und im
Zuleitungsstollen zum Göscheneralpsee, dass diese generell eine erhöhte Radio-
aktivität gegen den Rand hin zeigen, der allgemein heller und saurer ist.

Die Radioaktivitätsmessungen im Transitgas- und im Druckstollen bestätig-
ten diesen Befund. Sie zeigten aber nicht nur die erwarteten Unterschiede zwi-
schen den prävariszischen Gneisen (tiefe Radioaktivität) und den spät- bis postva-

riszischen Graniten (hohe Radioaktivität), sondern auch eine erstaunliche Differenz innerhalb des Granitmylonits zwischen dem Keil aus Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes und dem massigen Mittagflue-Granit (Fig. 30).

Die Mylonitzone zeigt in der nördlichen Hälfte überraschenderweise eine signifikant höhere Radioaktivität als in ihrer südlichen. Dieser Befund könnte darauf hindeuten, dass der Mylonit einen eigenständigen stark deformierten granitischen Intrusionskörpers darstellt und somit nicht Teil des Mittagflue-Granits ist. Für diese Annahme spricht auch, dass der Kontakt zwischen dem Mittagflue-Granit und dem Mylonit abrupt ist und der Granit eine brekziöse aplitische Randfazies aufweist (ABRECHT 1977), wie sie auch am Rand des Zentralen Aare-Granits und des Grimsel-Granodiorits gegen ältere Gesteine hin auftritt. Nicht auszuschliessen ist aber auch die Möglichkeit einer Anreicherung radioaktiver Elemente als Folge der Mylonitisierung mit deformationsparalleler Abreicherung an SiO_2 .

An der Oberfläche ist der Mittagflue-Granit südlich der Mittagflöe nur noch in einem 10–20 m breiten Streifen in der schwer zugänglichen Steilwand aufgeschlossen und ist gegen oben zum Kontakt zur Trift-Formation zunehmend mylonitisch (Fig. 31). Zweifellos stellt dies die Dachregion des Intrusionskörpers dar, der hier in die Gesteine des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes eingedrungen und später randlich mylonitisch überprägt wurde (Fig. 31, Taf. 1, Profile 1 u. 3). Zwischen diesen beiden Einheiten ist entlang einer Störungszone mit stark mylonitischen granitischen Gesteinen die Trift-Formation eingeklemmt. Der Granit ist mit den vulkanosedimentären Gesteinen der Trift-Formation zum Teil verschuppt, was die Grenzziehung erschwert. Zudem intrudieren aus dem Mittagflue-Granit stammende, teils verfaltete, geringmächtige Gänge und Adern die Gesteine der Trift-Formation.

Im Stollenprofil Rotlouwi-Handegg zwischen dem prävariszischen Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex und dem Mittagflue-Granit ist eine 120 m mächtige Zone aus «Granit-Gneis» und eine anschliessende 380 m mächtige Zone aus «Quarzporphyr» beschrieben (ABRECHT 1977). Im geologischen Profil des Zulaufstollens Handegg-Innertkirchen wird zwischen «normalem» Mittagflue-Granit und dem Zentralem Aare-Granit («Typus Handeck») eine etwa 250 m mächtige Zone, die mit «Quarzporphyre» und «Mylonit» bezeichnet wurde, ausgeschieden (PFLUGSHAUPT 1942). «Quarzporphyrgänge» treten gemäss dieser Beschreibung auch im angrenzenden Mittagflue-Granit auf. Die an der Oberfläche anstehenden vulkanosedimentären Gesteine der Trift-Formation wurden im Druckstollen nicht angetroffen; auch in den beiden anderen Stollenprofilen (Zulauf- und Parallelstollen) findet sich kein Hinweis auf derartige Gesteine. Der im Druckstollen angetroffene Abschnitt aus Gesteinen des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes fehlt im Zulaufstollen. Im etwas tiefer liegenden Parallelstollen wird eine 170 m mächtige Zone aus «massigem bis schiefrigem Zweiglimmergneis» beschrieben (K & H 2006), die von den Bearbeitern der «alkristallinen Schieferhülle», die hier dem prävariszischen Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex entsprechen dürfte, zugeteilt wird.

Ganggesteine

Die auf der Karte eingezeichneten Gänge stellen aufgrund ihrer geringen Mächtigkeit und Ausdehnung eine nur unvollständige und teilweise schematische Bestandsaufnahme dar. So sind die Gänge einerseits gebietsweise so zahlreich, dass nur die grösseren Gänge dargestellt werden können. Andererseits können die vorhandenen Gänge nur in Gebieten mit guten Aufschlussverhältnissen und guter Zugänglichkeit – und auch dort nur unvollständig – kartiert werden. Eine Ergänzung zur Kartierung im Gelände stellen Kartierungen mittels Luftbildern dar. Vor allem in hochgelegenen Gebieten ohne Vegetation können damit zum Teil gute Resultate erzielt werden.

B Basische Ganggesteine

Im Kartengebiet sind innerhalb des *Guttannen-Gneiskomplexes* basische Gänge sehr selten anzutreffen, was möglicherweise in den zum Teil schlechten Aufschlussverhältnissen insbesondere auf der Haslitalseite begründet ist. Mittels Dünnschliff wurden einzig drei Gänge am Grienbärgligrat nordöstlich des Ewigschneehoren zwischen Pkt.3021 m und Pkt.2915 m untersucht (Koord.2656670/1161400). Das hellgrünliche, bräunlich anwitternde dichte Gestein durchschlägt hier den umgebenden Gneis parallel zu dessen Stoffbänderung in fast Nord-Süd-Richtung.

Der südlichste Gang zeigt ein mikrolithisches, recht homogenes Gefüge mit Korngrössen der beiden dominierenden Phasen Plagioklas und Epidot um 100 µm. Grössere Einsprenglinge sind nicht vorhanden. Vereinzelt treten rundliche Quarzkörner («Ocelli») sowie Pseudomorphosen nach vermutlich Olivin aus Quarz und Chlorit auf. OBERHÄNSLI (1987) beschreibt aus den alpin überprägten Partien des Aar-Massivs unter anderem Chlorit und Quarz (und vereinzelt Kalzit) als Produkte des Olivinabbaus. Plagioklas tritt in nicht orientierten leistenförmigen Kristallen auf und bildet mit xenomorphem bis kurzprismatischem Epidot den Hauptanteil (rund 80%). Daneben tritt als weitere wichtige Phase schlierig ausgebildeter Titanit (Leukoxen) sowie stengeliger bis faseriger Aktinolith auf. Der häufig vorkommende Titanit (mit einem Anteil von etwa 10%) deutet auf eine Ti-reiche primäre Phase wie Biotit oder Hornblende hin. Die heutige Paragenese dürfte, abgesehen vom Plagioklas, metamorphen Ursprungs sein. Allerdings ist angesichts der fehlenden Deformation eine eindeutige Zuordnung der sekundären Phasen zu autohydrothermalen oder alpinmetamorphen Entstehung nicht möglich (OBERHÄNSLI 1987).

In der nordöstlichen Fortsetzung des Grienbärgligrats auf etwa 2840–2860 m ü.M. (Koord.2657020/1161680) kommen zwei im Kartenmassstab nicht darstellbare und deutlich vom oben erwähnten Gang zu unterscheidende Gänge vor, von einer im Gneis parallel zum Gefüge verläuft, der andere dieses diskordant

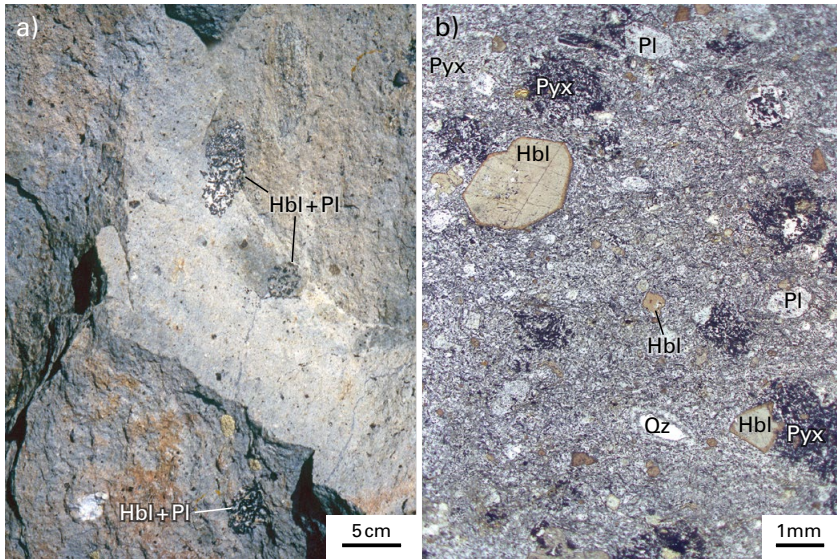


Fig. 32: a) Handstück eines undeformierten basischen Gangs mit feinkörniger Matrix und Einsprenglingen von Amphibol und Quarz sowie mit kumatähnlichen Einschlüssen aus Hornblende und Plagioklas. Die Farbunterschiede der Matrix resultieren aus unterschiedlichen Anschnitten und der Intersektion mit einer Kluftfläche. b) Dünnschliffaufnahme (einfach polarisiert) eines basischen Gangs mit Quarz umgeben von einem Reaktionssaum (Qz), Einsprenglingen von zonierter brauner Hornblende (Hbl), saussuritisiertem Plagioklas (Plg) und mutmasslichen Pseudomorphosen nach Pyroxen (Pyx). Nordöstlich des Grienbärgligrats (Koord. 2657020/1161680). Fotos J. Abrecht.

durchschlägt. Eine aussagekräftige relative Altersangabe ist nicht möglich; sicher ist einzig ihre Platznahme nach der Migmatisierung und Deformation des umgebenden migmatitischen Gneises. Das graugrünliche, nicht deformierte, massige Gestein ist sehr feinkörnig, weist aber makroskopisch gut erkennbare dunkelgrüne Einsprenglinge aus Amphibol und aus rundlichem Quarz auf (Fig. 32a). Die feinkörnige Matrix besteht aus Plagioklas, Hornblende, Epidot, Chlorit, Hellglimmer und Kalzit. Akzessorisch kommt Titanit vor. Die idiomorphen Einsprenglinge von Hornblende sind, wie die feinen Körner in der Matrix, von blassbrauner bis brauner Farbe und oft zoniert (Fig. 32b). Zusätzlich kommt Hornblende in kumatähnlichen Haufen vor, welche eine zwickelfüllende Matrix aus leistenförmigem Plagioklas, aktinolithischem Amphibol, Kalzit, Hellglimmer, Chlorit und akzessorischem Apatit aufweisen (Fig. 32a). Es dürfte sich dabei mit grosser Wahrscheinlichkeit um Nebengesteinsbruchstücke handeln, die bei der Platznahme des Gangs von der Schmelze mitgerissen wurden. Das Vorkommen von rundlichen Quarz-



Fig. 33: Basischer Gang (Lagergang, Sill) als Teil des nicht aufgeschmolzenen Paläosoms in diatextischem Gneis des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes. L_D: schlieriges Leukosom aus Plagioklas und Quarz. Südostgrat des Steinlouwihorns (Koord. 2662 790/1162880).

Foto J. Abrecht.

körnern mit einem auffälligen Reaktionssaum belegt dessen Instabilität, was ein Hinweis auf eine basaltische Zusammensetzung sein könnte. Die Mineralparagenese Aktinolith+Kalzit+Hellglimmer+Chlorit deutet klar auf retrograde Umwandlungen magmatischer Mineralphasen hin. Pseudomorphosen aus Aktinolith und Chlorit nach einem prismatischen Mineral – vermutlich Pyroxen – würden diese Vermutung stützen. Einzig die braune Hornblende zeigt vergleichsweise wenig Zersetzungserscheinungen in Form von fleckhaft neu gebildetem Aktinolith.

Innerhalb des *Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes* treten basische Ganggesteine als meist weniger als 30 cm mächtige, sehr dunkle, gleichmässige konkordante Lagen im migmatitischen Bändergneis – häufig zerrissen mit Boudinagestrukturen oder verfaltet – auf (Fig. 33). Sie lassen sich gelegentlich auch über längere Distanz verfolgen und sind aufgrund ihrer scharfen Begrenzung als schichtparallel eingedrungene Gänge anzusprechen. Infolgedessen wurden sie von früheren Bearbeitern auch als Lagergänge oder basische Sills interpretiert. Diese Gesteine kommen praktisch überall in den gebänderten migmatitischen Gesteinen des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes vor, wenn auch unterschiedlich häufig. Gegen das Nebengestein sind sie durch scharfe Kontakte getrennt, oft mit

Ausbildung eines dunkleren Saums, in dem Amphibol in Biotit umgewandelt ist. In den Räumen zwischen den verbreitet auftretenden Boudins mit teils ohrenartigen Fortsätzen (Fig. 4) treten praktisch immer Leukosombildungen auf.

Im Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex gibt es verschiedene Varietäten von basischen Ganggesteinen, die sich durch ihre Farbe, ihre Körnigkeit und das Gefüge unterscheiden können. Der Mineralbestand ist jedoch recht einheitlich, so dass sie wohl gleichen Ursprungs und Alters sein dürften. Sie sind im Allgemeinen dunkelbraun, dunkelgraubraun oder auch hellgrünlich bis bräunlich grau. Ihnen gemeinsam ist die Homogenität und ihre teils extreme Feinkörnigkeit sowie das ausgeprägte Planargefüge. Die mineralogische Zusammensetzung und Textur dieses Gesteinstyps unterscheiden sich somit wesentlich von demjenigen der Amphibolite, die ebenfalls verbreitet als dunkle Schollen bzw. Einschlüsse im prävariszischen Gneis auftreten. Aufgrund des homogenen Gefüges, der scharfen Abgrenzung gegen das Nebengestein, der biotitreichen Zusammensetzung mit vermutlich basaltischer Hornblende und des hohen TiO_2 -Gehalts werden diese Lagergänge bzw. Sills als frühe, vermutlich prävariszische basische Gänge interpretiert.

Basische Gänge sind sowohl im *Grimsel-Granodiorit* als auch im *Zentralen Aare-Granit* recht verbreitet. Im *Mittagflue-Granit* sind hingegen keine Vorkommen bekannt. Aufgrund ihrer dunklen Farbe und der oft starken Verschieferung sind sie im Gelände gut erkennbar. Ihre Häufigkeit wurde insbesondere durch die detaillierten Feld- und Stollenaufnahmen im Zusammenhang mit dem Bau des Umwälzwerks Grimsel-Oberaar und des Nagra-Felslabors an der Grimsel offensichtlich (ABRECHT 1978, GEOTEST 1981, KEUSEN et al. 1989). Diese zeigten eine Häufung etwa zwischen dem Räterichsbodensee und dem Bächli, aber auch im Gebiet des Gröbenbengletschers finden sie sich zum Teil gehäuft. Sie durchschlagen dort den Kontakt zum prävariszischen Kristallin und unterscheiden sich damit deutlich von den älteren, konkordant zur Bänderung verlaufenden und in der Regel verfalteten basischen Gängen in den Gesteinen des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes. Charakteristisch sind ihr sehr stark wechselnder Verlauf und ihre Mächtigkeit, die zwischen 0,5 und 6 m liegt. Sie sind selten über längere Strecken verfolgbare und können unmittelbar auskeilen. MINDER (1932) beschreibt als Ausnahme einen über etwa 1 km verfolgbaren Gang, der vom Spitalboden gegen den Nollen bis zum ehemaligen Grimselsee und dann weiter gegen die Passstrasse zieht. Dieser Gang ist heute durch den Aufstau des Grimselsees überflutet. Ein weiterer über eine grössere Distanz – nach MINDER (1932) über 1 km – verfolgbarer basischer Gang zieht nördlich des Grätlisees gegen Westen. Häufig kommen die basischen Gänge in Schwärmen vor, die bevorzugt eine Südost-Nordwest-Orientierung aufweisen. So wurden im Kabelstollen auf einer Strecke von 55 m zehn solcher Gänge mit Mächtigkeiten von 0,5–4 m durchfahren. Sie zeigen meist einen unregelmässigen Verlauf mit Verästelungen und variable Mächtigkeiten. In einem Fall trat eine Vererzung mit Sphalerit und Galenit auf. Gemäss MINDER (1932), STALDER (1964) und GEOTEST (1981) können zwei Typen von basischen Gesteinen

unterschieden werden, die sich durch ihren Gehalt an Hornblende unterscheiden: (1) hornblendefreier Kersantit und (2) Hornblende führender Spessartit. Die im Gebiet des Gröbengletschers untersuchten Gänge gehören beiden Typen an, wenn auch der Hornblende führende Typ häufiger zu sein scheint. Die basischen Gänge zeigen immer eine ausgeprägte Paralleltextur, sind feinkörnig bis dicht und wittern hell an. Im frischen Bruch sind sie dunkelgrau bis braun.

In der *aplitischen Randfazies des Grimsel-Granodiorits* wurde neben feinkörnigen basischen Gängen ein Gang mit einem gabbroiden Gefüge beobachtet. Er besteht aus idiomorphen bis hypidiomorphen, meist verzwilligten und einschlussarmen Plagioklaskörnern und einem hellgrünen aktinolithischen Amphibol. Dieser zeigt feinste Einschlüsse von mutmasslichem Fe-Oxid, welche eine frühere Phase nachzeichnen. Dabei dürfte es sich vermutlich um Pyroxen gehandelt haben, der vereinzelt noch reliktsch vorhanden ist. Das Gestein ist intensiv von späteren Epidotadern durchzogen. Rekristallisierter Quarz kommt in monomineralischen Nestern – vermutlich ebenfalls als jüngere Bildung – vor. Randlich ist eine Umwandlung von Amphibol zu Biotit festzustellen.

Ap Aplit

Leukokrate, saure Gänge sind sowohl im Grimsel-Granodiorit als auch im Zentralen Aare-Granit häufig. Je nach Gefüge wurden sie von den früheren Bearbeitern als Granitporphyre, Aplitgranitporphyre, Aplitgranite oder einfach als teilweise porphyrische Apliten bezeichnet (HUBER 1922a, MINDER 1932, STALDER 1964). Die Gänge sind meist nur wenige Zentimeter bis etwas über 2 m mächtig. Der grösste im Kartengebiet aufgeschlossene Aplit findet sich innerhalb des Grimsel-Granodiorits in der Spittelhamm nordöstlich der Sperrstelle (Koord. 2668400/1158420). Es handelt sich um einen Südwest-Nordost streichenden, bis 20 m mächtigen schwach porphyrischen bis gleichkörnigen Aplitgang («Aplitgranitporphyr» nach MINDER 1932), der sich mit Unterbrüchen gegen Nordosten unter starker Abnahme der Mächtigkeit noch über fast 400 m verfolgen lässt, gemäss MINDER (1932) sogar noch weiter bis auf die Ostseite der Aare. In nordöstlicher Richtung verliert er allerdings sein porphyrisches Gefüge. Seiner lokal dünnplattigen Ausbildung wegen wurde er als Baustein abgebaut. Das feinkörnige Gestein besteht zu etwa gleichen Anteilen aus Quarz, Plagioklas und Alkalifeldspat. Grüner Biotit macht 5–8% aus und ist meist alpin rekristallisiert. Neben Epidot treten neugebildeter Chlorit und Hellglimmer auf und als Akzessorien Titanit und Allanit.

Ein dem Kessiturm-Aplit südlich des Grimselsees (STALDER 1964) ähnelnder Aplit ist stockartig direkt am Ufer westlich gegenüber dem Grimsel Hospiz (Nollen) aufgeschlossen (Koord. 2669240/1158240). Er zieht von der Grimselstrasse am Ostufer des Grimselsees als maximal 16 m mächtiges und über eine Distanz von rund 460 m verfolgbares helles Gesteinsband in nordöstliche Richtung.

Helle Aplitgänge von wenigen Zentimetern bis über 2 m Mächtigkeit finden sich auch häufig in den glatt geschliffenen Felsen unterhalb des Gletschersees bei

der Zunge des Rhonegletschers. Hier streichen verschiedene Gänge ungefähr in Ost-West-Richtung, wobei jedoch auch Gänge auftreten, die senkrecht dazu verlaufen.

Die Kontakte zum Nebengestein sind in der Regel scharf, können aber auch schlierig oder als Übergangszone ausgebildet sein. Die Gänge durchschlagen das Nebengestein entweder geradlinig oder mit unregelmässigem Verlauf und zeigen oft Versätze entlang von Kluftflächen. Die Aplite bestehen relativ einheitlich aus zwickelfüllendem Quarz (undulöse Grosskörner oder feinkörnig rekristallisiert als «Sandquarz»), hypidiomorphem saussuritisiertem Plagioklas, xenomorphem bis hypidiomorphem perthitischem Alkalifeldspat (häufig mit Mikroklingitterung), der in porphyrischen Varietäten als bis 3 mm grosse Körner vorliegt, und häufig chloritisiertem Biotit (mit Sagenitgitter), der einen Anteil von maximal 3% ausmacht. Daneben sind serizitischer Hellglimmer, Epidot, Allanit (mit Epidotsaum), Ilmenit mit Titanitsaum, Apatit und wenig Titanit vorhanden. STALDER (1964) beschreibt aus dem Kessiturm-Aplit (Blatt Ulrichen) zudem Granat, Xenotim und Fluorit.

Da die Aplite generell arm an Glimmermineralen sind, besitzen sie ein massiges, manchmal auch zuckerkörniges Gefüge und sind von Klüften durchzogen. Eine Paralleltextur ist jedoch trotzdem häufig erkennbar. Aufgrund der unterschiedlichen Eigenschaften zwischen dem Gang- und dem Nebengestein tritt am Kontakt oft eine «Brechung der Paralleltextur» auf, was sich in einer leicht unterschiedlichen Orientierung manifestiert.

In der älteren Literatur werden insbesondere aus dem östlichen Teil des Aar-Massivs (PFLUGSHAUPT 1927) aber auch aus dem westlichen (HUTTENLOCHER 1933, LABHART 1965, STECK 1966) leukokrate Gänge beschrieben, die als vulkanische Fördergänge interpretiert wurden (HUTTENLOCHER 1933). Die Deutung als alpin metamorph überprägte Rhyolithgänge ist nach wie vor allgemein anerkannt. STECK (2011) bezeichnet diese Gesteine und untergeordnet auftretende Granitporphyre zusammenfassend als porphyrischen Mikrogranit. Im Kartengebiet treten sie vereinzelt am Kontakt des Zentralen Aare-Granits zum migmatitischen Gneis des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes am Gröbengletscher auf. Es handelt sich dabei um feinkörnige, auffällig rhomboidal geklüftete Gesteine mit meist richtungsloser, massiger porphyrischer Struktur. Das granitische Grundgewebe ist praktisch immer verschiefert und enthält Einsprenglinge aus teils korrodiertem Albit, Alkalifeldspat und Quarz. Die von WYSS (1932) im Gebiet Wildläger nordwestlich des Lauteraargletschers erwähnten vergleichbaren Vorkommen grösserer Mächtigkeit konnten im Zuge der Kartierarbeiten nicht mehr aufgefunden werden.

Pg Mikroklinpegmatit

Innerhalb der prävariszischen migmatitischen Gesteine des Guttannen- und – wesentlich häufiger – des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes treten verein-

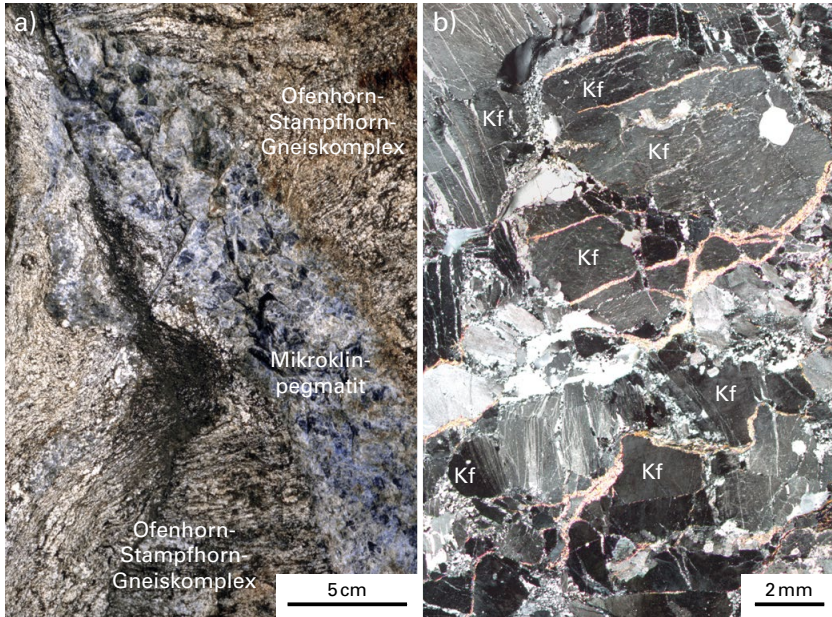


Fig. 34: Mikroklinpegmatit. a) Mikroklinpegmatit mit zentimetergrossen blaugrauem Mikroklin durchschlägt diskordant den Ofenhorn-Stamphorn-Gneiskomplex. Diechtermgletscher (Koord. 2669050/1167140). b) Dünnschliffaufnahme mit perthitischem Alkalifeldspat (Mikroklin, Kf) mit von Quarz und Serizit gefüllten Rissen. Foto J. Abrecht.

zelt eher dunkle, blaugraue, meist recht grobkörnige Gesteine auf, deren Verbandsverhältnisse auf eine intrusive Platznahme hindeuten und die als Mikroklinpegmatit bezeichnet werden. Lokal können sie gehäuft auftreten, sind aber generell wegen ihrer geringen Mächtigkeit und lateralen Ausdehnung wenig auffällig. Im Zulaufstollen Mattenalpsee-Ärlen wurden beispielsweise elf Pegmatitvorkommen beschrieben (HÜGI & STALDER 1955). Die Kontakte zum Nebengestein sind scharf, wenn auch unregelmässig verlaufend. Die umgebenden Gneise sind variabel, neben typischem feinkörnigem Biotit-Plagioklasgneis kommen auch Alkalifeldspat führender Gneis mit Turmalin vor sowie lokal auch Pinit führende granitische Leukosombildungen. Hauptgemengteile des Pegmatits sind blaugrauer Mikroklin und Quarz (Fig. 34). Daneben tritt schwarzer stumpfsäuliger Turmalin auf. Die blaugraue Farbe, die durch Aufheizen auf 1000°C verschwindet (ABRECHT 1975), wird durch feinste Einschlüsse erzeugt, die dem Mikroklin ein pigmentiertes Aussehen verleihen. Es dürfte sich dabei um Fe-Oxid- oder Fe-Sulfid-Einschlüsse handeln (HÜGI 1956). Die bis 5 cm grossen Alkalifeldspateinsprenglinge zeigen

eine ausgeprägte perthitische Entmischung. Charakteristisch ist die starke Durchdringung durch mehrheitlich parallel orientierte, manchmal stumpf auslaufende Adern aus Quarz und Albit. Die buchtigen Korngrenzen zwischen Quarz und Mikroklin und das Auftreten von Albit in der Verlängerung der Quarzadern deuten auf hydrothermale Einflüsse nach der Platznahme hin, die zur Quarzbildung und Albitisierung führte.

Ob es sich bei diesen Mikroklinpegmatiten um spätmagmatische Intrusionen oder um anatektische Schmelzen äquivalent zu den pegmatoiden Plagioklas und Quarz führenden Leukosomen handelt, ist fraglich. Gegen eine spätmagmatische Gangfüllung sprechen die zwar vom Nebengestein klar abgesetzten, aber nicht gradlinig verlaufenden Grenzen. Dies spricht eher für eine Platznahme einer differenzierten Schmelze in einer Spätphase der Anatexis.

Autochthone und parautochthone Sedimentgesteine

Die im Gebiet von Blatt Guttannen vorkommenden autochthonen und parautochthonen Sedimentgesteine des Aar-Massivs umfassen eine Sedimentabfolge, die von der Trias bis ins Paläogen reicht. Die in den vorliegenden Erläuterungen wiedergegebenen lithostratigraphischen Beschreibungen basieren im Wesentlichen auf den regionalen Arbeiten von ROHR (1922, 1926), MÜLLER (1938, 1941) und GISLER et al. (2020). Ein stratigraphisches Übersichtsprofil der im Kartengebiet vorkommenden mesozoischen Schichtreihe ist in Figur 35 dargestellt.

t Mels- und Röti-Formation Frühe – Mittlere Trias

Die im Kartengebiet vorkommenden früh- bis mitteltriassischen Sedimentgesteine lassen sich in zwei Formationen gliedern, die jedoch wegen ihrer teilweise sehr geringen Mächtigkeit im Kartenmassstab 1:25 000 nicht explizit dargestellt werden konnten. Sie wurden daher zusammengefasst als «Mels- und Röti-Formation» ausgeschieden. Die spätriassische Quarten-Formation fehlt in der im Kartengebiet vorkommenden autochthonen Sedimentabfolge des Aar-Massivs.

Die triassischen Gesteine sind im Autochthon der Engelhörner im Urbachtal sowie in den keilartigen Sedimentgesteinseinschuppungen am Tossen und am Loibstock durch Quarzsandstein (Mels-Formation) und Dolomit (Röti-Formation) vertreten. Die autochthone triassische Auflagerung bildet meist nur geringmächtige Schichten, wobei der Dolomit aufgrund seiner gelblich beigen Anwitterung im Gelände gut erkennbar ist.

Der praktisch überall an der Basis der triassischen Sedimentabfolge auftretende grobkörnige, stellenweise sogar leicht konglomeratische Quarzsandstein der *Mels-Formation* wird von ROHR (1922, 1926) und MÜLLER (1938) als «Arkose-Sand-

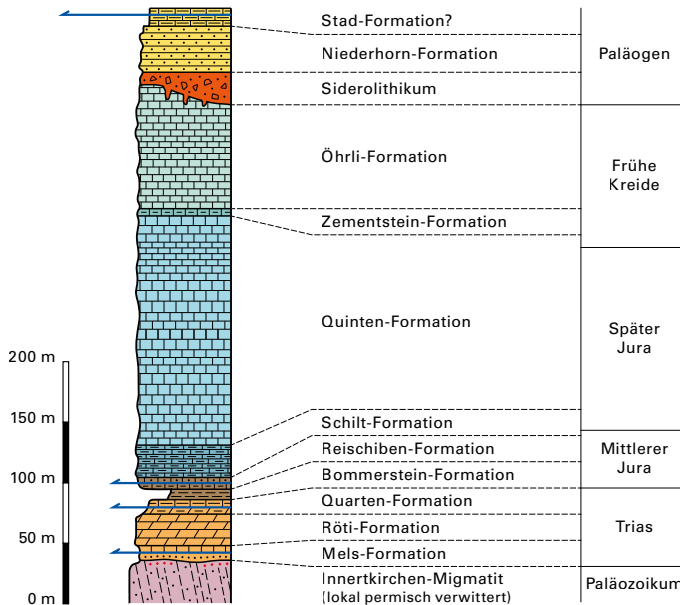


Fig. 35: Stratigraphische Abfolge der autochthonen und parautochthonen Sedimentbedeckung des Aar-Massivs. Verändert nach MAIR et al. (2018).

stein» bezeichnet. Er geht gegen oben in einen weiss bis hellbeige anwitternden kompakten mittelkörnigen Quarzsandstein über. Vereinzelt treten Einschaltungen von Röti-Dolomit und Lagen von grauem schiefrigen Tonstein auf. Nach ROHR (1922, 1926) sind die Quarzkörner im Quarzsandstein des Tossen-Keils deutlich gerundet, wohingegen im Urbachtal bei der Lokalität Zum Stein die Körner nur wenig bis nicht gerundet sind und zudem zahlreiche Gesteinsbruchstücke, darunter auch mikrokristalliner Quarz, vorhanden sind. Neben Rippelmarken und Schräg- oder Kreuzschichtung treten auch tuffitische Komponenten und tonige Einlagerungen auf (BÜCHI 1980). Zusätzlich kommt eine Brekzie mit vulkanogenen Komponenten vor, und im Urbachtal findet sich an der Lokalität Zum Stein eine aufgrund ihrer porösen bis zelligen Verwitterung als Rauwacke gedeutete dolomitische Brekzie (BÜCHI 1980). Der Übergang zum Innertkirchen-Migmatit im Liegenden – oft durch das Vorhandensein eines permisch gebildeten Verwitterungshorizonts markiert – kann scharf oder auch fließend sein. Die Abgrenzung erfolgt im Feld aufgrund der meist violetten bis rötlich braunen Farbe des Verwitterungshorizonts. In den höheren Schuppen am Gstellhorn kann – vermutlich tektonisch bedingt – der Sandstein fehlen und der Dolomit deutlich mächtiger sein.

Der im frischen Bruch gelblich graue Dolomit der *Röti-Formation* zeigt ein mikritisches Gefüge mit variabler Rekristallisation. Eine grobe Bankung ist nur schwach ausgeprägt. An seiner Basis treten detritische Quarzkörner und nicht näher bestimmbar Kleinforaminiferen auf. Der Dolomit weist gelegentlich Silexknollen sowie schichtparallele Bänder und Adern aus Quarz auf.

Während der Sandstein durchwegs eine relativ konstante Mächtigkeit aufweist (0–2 m, maximal 3 m), variiert die Mächtigkeit des Dolomits weit stärker (0–20 m, maximal 40 m). ROHR (1926) vermutete aufgrund der oftmaligen Wechselagerung des Sandsteins mit Dolomit, dass es sich bei ihm mindestens teilweise um eine marine Bildung handelt.

I₆-i₃ Bommerstein- und Reischiben-Formation spätes Toarcien – Callovien

In den steilen Flanken des Ürbachtals sowie in den tektonisch stark überprägten Sedimentgesteinskeilen am Tossen, am Loibstock und im Ober Chietal bilden die Vorkommen der mittelljurassischen Sedimentgesteine einen nur geringmächtigen und oft heterogen zusammengesetzten Gesteinszug. In diesen Fällen war eine weitere Aufgliederung im Kartenmassstab 1:25 000 nicht möglich; sie wurden deshalb auf der Karte zusammengefasst als «Bommerstein- und Reischiben-Formation» ausgeschieden.

Als Folge der Hebung im Bereich des heutigen Aar-Massivs («Alemannisches Land») fehlen frühjurassische Sedimentgesteine, so dass die triassische Sedimentabfolge, wie überall am Nordrand des Aar-Massivs, direkt von mittelljurassischen Sedimentgesteinen überlagert wird. Die Transgression der mittelljurassischen tonig-mergeligen Kalkabfolge auf die frühjurassische Emersionsoberfläche des Röti-Dolomits beginnt mit schwarzem, Pyrit führendem sandigem schiefrigem Tonstein, der dem Mols-Member an der Basis der *Bommerstein-Formation* zugeordnet wird. Der dunkle schiefrige Tonstein ist im unteren Ürbachtal (Atlasblatt Innertkirchen) gut zu verfolgen, wird dann aber südwestlich von Sandey von der quartären Lockergesteinsfüllung des Ürbachtals überdeckt und tritt erst wieder bei der Lokalität Zum Stein (Koord. 2658250/1169480) als etwa 3,5 m mächtige tonig-schiefrige Abfolge zu Tage (BÜCHI 1980). Der andernorts ausserhalb des Kartengebiets vorkommende Spatkalk fehlt hier wie auch weiter westlich im Gebiet von Atlasblatt Grindelwald (GÜNZLER-SEIFFERT & WYSS 1938). Gegen oben wird der schiefrige Tonstein zunehmend siltig-feinsandiger und führt sandige Einlagerungen. Die Mächtigkeit der tonig-schiefrigen Abfolge ist sehr variabel. In den tektonisch stark überprägten Bereichen in topographisch höheren Lagen der Engelhörner, wie beispielsweise im Gebiet Gummegg-Äugstgumm unterhalb des Gstellihorns, weist die Abfolge noch eine Mächtigkeit von etwa 10 cm auf.

Im Hangenden wird der schiefrige Tonstein lokal von einer Dolomitbrekzie überlagert, die unmittelbar nördlich des Kartengebiets bei Sandey (Atlasblatt In-

nertkirchen) eine Mächtigkeit von etwa 3 m aufweist und als Rinnenfüllung im schiefrigen Tonstein des Mols-Members gedeutet wird (BÜCHI 1980). Im Kartengebiet findet sich nördlich der Lokalität Zum Stein (Koord.2658240/1169490) ein weiteres Vorkommen dieser Dolomitbrekzie, die als dolomitreiche Varietät des grobspätigen Echinodermenkalks der *Reischiben-Formation* interpretiert wird (GISLER et al.2020). Die Brekzie besteht aus schlecht gerundeten Dolomitkomponenten, die an der Basis etwa 15 Vol.-% ausmachen, in einer kalzitischen Matrix. Stratigraphisch aufwärts steigt ihr Anteil allerdings auf bis 30 Vol.-%. Der Quarzgehalt macht maximal 7, der Biodetritus bis 30 Vol.-% aus. Die Matrix ist rekristallisiert und der Biodetritus (v.a. Echinodermentrümmern) verleiht dem Gestein ein spätißes Aussehen. Komponenten von Quarz und Dolomit sowie Biodetritus wittern aus der Gesteinsoberfläche heraus. Gegen Süden nimmt der Anteil an Quarz gegenüber den Dolomitkomponenten zu. Vorkommen von Korallen wurden von ROHR (1926) im Echinodermenkalk von der westlichen Talflanke des Ürbachtals beschrieben. Nach diesem Autor kommt die Dolomitbrekzie im spätißigen Echinodermenkalk auch im Tossen-Keil transgressiv über ausgewalztem schiefrigem Tonstein vor und geht im Hangenden in «normalen» Echinodermenkalk über.

Der Echinodermenkalk wird nach oben fliessend von einer Abfolge aus Tonstein und Mergel («Obere Schiefer») abgelöst, deren Basis von einem etwa 1,5 m mächtigen, gegen Süden ausdünnenden, fossilreichen eisenoolithischen Kalk («Unterer Eisenoolith») gebildet wird. Nach ROHR (1922, 1926) folgt im Hangenden des «Unteren Eisenooliths» eine schwarzgraue schiefrige Tonstein-Mergel-Abfolge mit zahlreichen schlecht erhaltenen Fossilien («Obere Schiefer»). Es handelt sich dabei um feinsandigen schiefrigen Mergel, der gegen oben in silbergrauen schiefrigen Tonstein übergeht. Im Ürbachtal besitzt die Abfolge noch eine Mächtigkeit von 0,7–2 m, am Gstellhorn ist sie nicht mehr vorhanden.

Im Hangenden wird die Abfolge von einem maximal 3 m mächtigen, bunt anwitternden, dichten, massigen eisenoolithischen Kalk («Oberer Eisenoolith») abgelagert. Als Fossilien sind Ammoniten, Brachiopoden, Lamellibranchier und Blemniten vertreten. Gemäss aktueller Nomenklatur stellt diese Einheit unter der Bezeichnung *Blegi-Eisenoolith* ein Member im Dach der Reischiben-Formation dar.

Der wegen des Eisengehalts orangerot bis violett anwitternde Blegi-Eisenoolith besteht aus reichlich vorkommenden Eisenooiden und vereinzelt eisenfreien dolomitischen Einlagerungen umgeben von einer mikritischen Matrix. Nach TRÖHLER (1965) und BÜCHI (1980) bestehen die eisenhaltigen Anteile aus Eisenooiden (40%) sowie aus nicht ooidischen Komponenten (60%). Die wichtigsten Phasen sind Chamosit, Hämatit, Magnetit, Siderit, Ankerit und Kalzit (Fig.36). Je nach Redoxbedingungen sind unterschiedliche diagenetisch gebildete Paragenesen zu beobachten: Bei oxidierenden Bedingungen kommt es zuerst zur Bildung von Hämatit+Magnetit+Ankerit, die dann in einem reduzierenden Milieu zu Chamosit+Magnetit+Kalzit umgewandelt werden. Die Mächtigkeit des Blegi-Eisenooliths beträgt relativ konstant 1,2–1,6 m. Wenig nördlich ausserhalb des Kar-

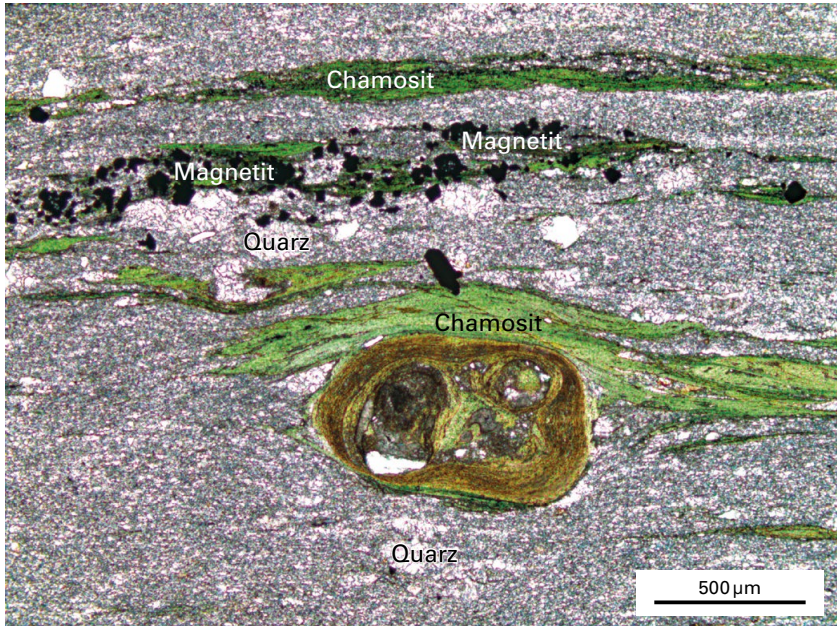


Fig. 36: Dünnschliffaufnahme des Blegi-Eisenooliths vom Loibstock-Keil. Kern aus drei agglutinierten Ooiden, der von einem chamositischen Cortex umgeben ist, zusammen mit Quarz- und Magnetitkomponenten und schlierigem Chamosit in feinkörniger Matrix. Schlagwald, Haslital (Koord.2661200/1170030). Foto J. Abrecht.

tengebiets bei der Lokalität Rote Flue im Ürbachtal am Fuss der Südostwand der Burg wurde der dort 2–3 m mächtige Blegi-Eisenoolith im 18. Jahrhundert abgebaut und im Gebiet Unterwasser bei Innertkirchen verhüttet (RENNEFAHRT 1962, WENGER 2013).

Im Loibstock-Keil, dessen südlicher Teil im Kartengebiet aufgeschlossen ist, sind die mitteljurasischen Sedimentgesteine nur geringmächtig vorhanden. Zudem ist aufgrund der starken tektonischen Überprägung die stratigraphische Abfolge lokal gestört. Im Allgemeinen dominiert hier ein geringmächtiger dunkler schiefriger Tonstein, der mit quarzreichen und karbonatfreien helleren Lagen wechsellagert. Im Bereich des tektonisch stark beanspruchten Endes des Loibstock-Keils oberhalb von Rohrmatten (Koord.2659170/1168130) ist diese Abfolge nur noch wenige Zentimeter mächtig und liegt lokal direkt dem prävariszischen Innertkirchen-Migmatit auf. Darüber folgt der dunkelgraue, hell anwitternde Echinodermenkalk, der wiederum vom Röti-Dolomit überlagert wird.

Entlang einer Überschiebung sind im Under und Ober Chietal zwischen dem Bättlerhoren und den Gallouwisteck (Koord.2660850/1167500) mehrere isolierte Vorkommen eines unmetamorphen, nur wenig deformierten kalkigen Gesteins tektonisch eingeschuppt und bilden den hier erstmalig erwähnten Chietal-Keil. Der maximal 2 m mächtige rostbraun anwitternde, im frischen Bruch bläulich graue, sandige, teils stark kieselige Kalk ist schicht- bis linsenförmig in intensiv alterierten Gesteinen des Erstfeld-Gneiskomplexes eingelagert (s.S.173ff.). In der aus sparitischem Kalzit, feinkristallinem Quarz und vermutlich auch eisenhaltigem Dolomit bestehenden Matrix schwimmen matrixgestützte kantige bis angerundete Quarzkörner (bis etwa 25%) und vereinzelte Muskovitschuppen. Die Quarzkomponenten sind mässig bis schlecht sortiert und weisen häufig korrodierte oder ausfransende Korngrenzen auf und gehen randlich in eine kieselige Substanz, vermengt mit Kalzit, über. Diese kieselige Substanz ist heterogen im Gestein verteilt. Der rekristallisierte Kalzit zeigt oft längliche Formen. Daneben finden sich gelegentlich auch lithische (quarzitische) Fragmente. Feldspäte oder Fossilien sind nicht vorhanden. Ansatzweise ist eine Schichtung erkennbar. Angesichts des schlechten Rundungsgrads ist von einer geringen Transportdistanz der detritischen Komponenten auszugehen. Die stratigraphische Zuordnung des sandigen Kalks ist unsicher. BUESS (2019) beschreibt Vorkommen von verkieseltem Kalk im Tossen-Keil, die der Reischiben- oder Bommerstein-Formation zugeordnet werden. Auch DOLLFUS (1965) erwähnt teils sandigen, kieseligen Kalk aus der Bommerstein-Formation im Unterhelvetikum des Tödigebiets und beschreibt dabei Quarzkörner, die infolge «Anlösung durch die Grundmasse unregelmässig gezackte Ränder aufweisen, oder ihre Form durch teilweise Auflösung zu einem grossen Teil verlieren». Eine stratigraphische Zuordnung der Gesteine des Chietal-Keils zur Bommerstein-Formation erscheint von daher zumindest plausibel.

i₄₋₅ Schilt-Formation spätes Callovien – Oxfordien

Die nachfolgenden Beschreibungen stützen sich auf ROHR (1922, 1926), GÜNZLER-SEIFFERT & WYSS (1938) und GISLER et al. (2020). Die spätjurassische Sedimentabfolge beginnt mit der Schilt-Formation, die oft mit unscharfer Abgrenzung über den mittelljurassischen Sedimentgesteinen folgt. An der Basis findet sich ein grauer, fleckiger Kalk mit Bruchstücken von Ammoniten, Belemniten und Terebrateln. Darüber folgt ein beige bis grau anwitternder, leicht dolomitischer Mergel, der fliessend in eine Abfolge von gebanktem, oft gelb geflecktem, knollig-flaserigem Kalk mit mergelig-schiefrigen Zwischenlagen übergeht. Durch die Zunahme der Bankungsdicke geht diese Abfolge gegen oben allmählich in den typisch dunklen, gelblich anwitternden, mikritischen Kalk der Quinten-Formation über. Neben den Hauptgemengteilen Dolomit und Kalzit finden sich Tonminerale (vor allem Illit) und mehrheitlich autogener Quarz als feinverteilte Körner. Am Gstellhorn kom-

men in den stark deformierten Gesteinen der Schilt-Formation deutlich gestreckte Belemniten vor. Im Bereich der an Überschiebungen gekoppelten Kristallineile im Gebiet Loicherli-Äugstgumm erscheint der Kalk marmoriert und ist infolge der Infiltration aus dem darunterliegenden Blegi-Eisenoolith bunt verfärbt und erinnert dabei an die helleren Partien des Grindelwaldner Marmors. Im Loibstock-Keil ist der Kalk im Allgemeinen dünnbankiger ausgebildet als im Gebiet der Engelhörner. Die Schilt-Formation erreicht im Autochthon der Engelhörner eine Mächtigkeit von rund 40 m. Im Parautochthon ist sie deutlich geringmächtiger und weist im Gstellihorn-Lappen noch 20 m auf.

i₅₋₈ Quinten-Formation spätes Oxfordien – frühes Berriasien

Die Beschreibungen der im Kartengebiet vorkommenden Quinten-Formation stammen von SCABELL (1926), MÜLLER (1938) und GISLER et al. (2020). Die Kalkabfolge der Quinten-Formation bildet hauptsächlich die steilen Felswände der Engelhörner und am Loibstock. Sie repräsentiert die mit Abstand mächtigste Abfolge und weist im parautochthonen Gstellihorn-Lappen eine Mächtigkeit von 360 m, im Autochthon noch von 170 m auf. Die Farbe des homogen ausgebildeten feinkörnigen bis dichten Kalks mit muschligen Bruchflächen ist dunkelgrau, die Anwitterung hellgrau bis gelblich. Unregelmässig verteilte Quarzkörner finden sich in der sehr feinkörnigen, teils mikritischen Matrix, und entlang von Rissen sind gelegentlich schnurartig aufgereihte Pyritkristalle zu beobachten, was auf die Ablagerung in einem schlecht durchlüfteten Becken von mässiger Tiefe hindeutet. Die höheren Anteile der Quinten-Formation dürften hingegen in allmählich geringerer Wassertiefe abgelagert worden sein (GISLER et al. 2020). Die Kalkabfolge ist im unteren Teil massig bis dickbankig mit Bankmächtigkeiten im Meterbereich. Gegen oben nimmt die Bankmächtigkeit ab und der Kalk erscheint aufgrund der zum Teil starken tektonischen Beanspruchung leicht schiefrig. Das Dach der Abfolge ist wieder etwas dickbankiger ausgebildet. Im Loibstock-Keil zeigt die Quinten-Formation die gleiche fazielle Ausbildung, ist aber tendenziell dünnbankiger ausgebildet.

MÜLLER (1938) hat im obersten Teil der Quinten-Formation eine etwa konstant 30 m mächtige Abfolge aus dünnbankigem bis schiefrigem Kalk mit langgezogenen bräunlichen bis rötlichen Schlieren ausgeschieden und als «Tithonkalk» bezeichnet. Neben dem Kalk an der Basis – der eventuell dem Tros-Kalk im Osten entsprechen dürfte – tritt eine 10–40 m mächtige Abfolge aus brekziiertem Kalk auf, häufig mit eigentlichen Brekzienlagen, die von Kalkbänken getrennt werden. Die Brekzienlagen bestehen aus dunkelgrauen bis schwarzen Kalkkomponenten in einer hellgrauen dolomitischen Matrix.

In den höheren parautochthonen Einheiten wie der Läsistock-Schuppe in der Nordwestecke des Kartengebiets oberhalb des Hotels Rosenloui fehlen die unteren

Teile der Quinten-Formation. Dafür ist in diesem Gebiet der von MÜLLER (1938) dem «Tithonkalk» zugordnete, vor allem im oberen Teil mehrheitlich brekziöse Kalk mit etwa 80 m viel mächtiger als im Autochthon.

Zementstein-Formation (Graspas-Member)

frühes Berriasien

Über der Quinten-Formation folgt im Autochthon eine 0,1–1 m, in den parautochthonen Schuppen bis 5 m mächtige hellgraue Brekzienlage mit teilweise leicht dolomitisierten Kalkkomponenten in einer sandig-kalkigen Matrix, die von MÜLLER (1938) als «Graspas-Schichten» bezeichnet wurde. Gemäss MOHR (1992) stellen die «Graspas-Schichten» ein nördliches Äquivalent des oberen Teils der Zementstein-Formation dar und werden entsprechend der aktuell gültigen Nomenklatur als Graspas-Member bezeichnet (FÖLLMI et al. 2007). In den höheren parautochthonen Einheiten – unweit der Typuslokalität (Atlasblatt Innertkirchen) – erreicht das Graspas-Member eine Mächtigkeit von bis zu 5 m und wurde in der Karte mit einer blauen Punktlinie dargestellt. Anstelle dieser brekziösen Fazies tritt zudem ein dolomitischer Kalk auf, der nördlich des Gletscherhubels im Rosenlouwgebiet bis 9 m mächtig ist. Im Loibstock-Keil ist der Übergang von der Quinten- zur Öhrli-Formation durch einen hellen, homogenen, reinen marmorierten Kalk vertreten, der gemäss MÜLLER (1938) keine Brekzieneinschaltungen aufweist. Im Zuge der Kartierarbeiten wurden jedoch im Haslital an der Ostseite des Loibstock-Keils Blöcke eines dunkelgrauen Dolomits angetroffen, welcher der Beschreibung von SCABELL (1926) der Matrix der Brekzie aus den «Graspas-Schichten» entsprechen könnte. Es handelt sich dabei um ein schlierig graues Gestein mit zahlreichen Fossilbruchstücken, Echinodermentrümmern und Kleinforaminiferen.

c₁ Öhrli-Formation Berriasien

Die Öhrli-Formation umfasst einen im frischen Bruch hellgrauen bis leicht bräunlichen, dünngebankten dichten Kalk, der hellgrau bis weissgrau anwittert und häufig vom Kalk der oberen Quinten-Formation nicht zu unterscheiden ist. Im Kartengebiet tritt der «Öhrlikalk» in einer dunklen und einer hellen Varietät auf, die sowohl lateral als auch horizontal fließend ineinander übergehen (GÜNZLER-SEIFFERT & WYSS 1938, MÜLLER 1938). Die Untergrenze der Öhrli-Formation wird durch das Graspas-Member definiert und ist in den Wänden der Engelhörner zum Teil aus der Ferne aufgrund der etwas ausgeprägteren Bankung erkennbar. Gegen oben wird die Öhrli-Formation durch einen Erosionshorizont scharf gegenüber den paläogenen Sedimentgesteinen abgegrenzt. Diese Abgrenzung ist vor allem farblich aber auch morphologisch im Gelände deutlich erkennbar. Im Autochthon beträgt die Mächtigkeit der Öhrli-Formation 40 m, in den tektonisch höheren parautochthonen Einheiten 110 m.



Fig.37: «Öhrlikalk» mit tonig-siltigen siderolithischen Bildungen. Gletscherhubel, Rosenlouwi (Koord.2655390/1169280). Foto J. Abrecht.

Öhrli-Formation, von tonig-siltigen Infiltrationen (Siderolithikum) durchsetzt

Der Kalk der Öhrli-Formation wird in den obersten 10–40 m von braunen, orangefarbenen oder roten tonig-siltigen Infiltrationen durchsetzt. Es handelt sich dabei um siderolithische Residualbildungen, die im mittleren Eozän in den verkarsteten Kalk der Öhrli-Formation eingeschwemmt und abgelagert wurden. Diese kommen in Form von Schlieren, Nestern und Lagen von Millimeter- bis Dezimetermächtigkeit vor und folgen meist Schichtfugen und Klüften (Fig.37). Lokal ist ein dichtes Netz aus oft gelblichen, selten rötlichen oder grünlichen, herauswitternden feinkörnigen sideritisch-chamositischen, zum Teil sandigen Ton- oder Siltsteinschnüren zu beobachten. Im Bereich der Infiltrationen, die oft auch weit in den Kalk hineinreichen, zeigt der «Öhrlikalk» vereinzelt eine Rosafärbung.

e Siderolithikum
?Lutétien–Bartonien

Die Vorkommen von Siderolithikum im Kartengebiet wurden von verschiedenen Autoren detailliert beschrieben (u.a. ARBENZ 1910, MÜLLER 1938, WIELAND 1976). Mit dem Begriff Siderolithikum (auch als Bohnerzbildungen bezeichnet) werden eisenhaltige, sandige bis tonige sowie brekziöse Einschaltungen zusammengefasst, die im mittleren Eozän über der verwitterten und verkarsteten kretazischen Kalkabfolge abgelagert wurden. Meist sind sie auffallend rostbraun, rot oder grün gefärbt und heben sich deutlich vom hellgrau anwitternden Kalk der Öhrli-Formation ab. Das Siderolithikum bildet vornehmlich isolierte, kleinräumige Vorkommen, die in Form von Taschen- oder Spaltenfüllungen oft mehrere Meter in den unterlagernden Kalk hineinreichen. Der von siderolithischen Bildungen durchsetzte «Öhrlikalk» im Bereich der Taschen- und Spaltenfüllungen geht fließend in eine siderolithische Brekzie über, die schlecht sortierte helle Kalkbruchstücke in einer grünlich gelbbraun anwitternden siltig-sandigen Matrix führt. Die eigentliche Karstfüllung besteht grösstenteils aus einem rostbraun bis schwarz anwitternden dunkelgrauen eisenschüssigen Sandstein – häufig mit Pisoiden – sowie grünem und rotem Sandstein und schiefrigem Tonstein.

Im Kartengebiet beschränken sich die Vorkommen von Siderolithikum auf die Flanke nordöstlich des Gletscherhubels sowie auf die polierten Felsen im Vorfeld des Rosenlouwigletschers. Bekannt sind die als Dekorationssteine verwendeten siderolithischen Brekzien, die als «Grindelwaldner Marmor» und «Rosenlaur-Marmor» bezeichnet werden und aus östlich des Kartengebiets liegenden Vorkommen von Siderolithikum stammen (WIELAND 1973).

e₅₋₆ Niederhorn-Formation (Hohgant-Sandstein)
Bartonien–Priabonien

Auf einer Unterlage aus mesozoischem Kalk und siderolithischen Bildungen folgen zunächst nur lokal vorhandene brekziöse (*Mürren-Brekzie*, **e_M**) sowie kohligmergelige Gesteine (*Berglikehle-Bank*, **e_B**). Deren Verbreitung und Mächtigkeit wird durch das präezäne Relief kontrolliert oder ist an das Vorhandensein von synsedimentären Brüchen im späten Eozän gekoppelt (MENKVELD-GFELLER et al. 2016). Charakteristisch für diese Bildungen ist ein rascher Fazieswechsel, der vor allem quer zum alpinen Streichen zu beobachten ist. Darüber folgt ein Sandstein, der im Kartengebiet beispielsweise den nördlichen Teil des Gletscherhubels aufbaut. Die gesamte, stets über dem Siderolithikum liegende Abfolge wird heute dem Hohgant-Sandstein zugewiesen, der ein Member der Niederhorn-Formation darstellt.

Der eigentliche Hohgant-Sandstein folgt über einer heterogenen Unterlage, die entweder von der Öhrli-Formation, dem Siderolithikum, der Mürren-Brekzie oder der Berglikehle-Bank aufgebaut wird. Die Abgrenzung zum unterlagernden

hellgrau anwitternden Kalk der Öhrli-Formation ist jeweils scharf und im Gelände wegen des markanten Farbwechsels und der deutlich ausgebildeten Bankung schon von Weitem zu erkennen.

Der Hohgant-Sandstein besteht aus einem hellgrau bis gelbbraun anwitternden, im frischen Bruch grauen, teilweise kalkigen Sandstein. Übergänge zu sandarmen kalkigen Partien (Kalkarenit) sind vereinzelt anzutreffen. Am Gletscherhubel, wo eine annähernd vollständige Schichtfolge der im Kartengebiet vorkommenden Niederhorn-Formation und deren Untereinheiten aufgeschlossen ist, beträgt seine Mächtigkeit rund 40 m.

e_M *Mürren-Brekzie*

Die Mürren-Brekzie geht oft ohne scharfe Grenze aus dem von siderolithischen Infiltrationen durchsetzten «Öhrlikalk» im Liegenden hervor und bildet lateral nur über geringe Distanzen verfolgbare, isolierte Vorkommen (MÜLLER 1938). Sie besteht aus hellgrauen und rosafarbenen, teilweise dolomitischen Kalkkomponenten – grösstenteils «Öhrlikalk» –, die von einer grau anwitternden sandigen Matrix umgeben sind. Zusätzlich treten verbreitet rostig gefärbte Komponenten auf, die durch die Verwitterung herausgelöst werden und dem Gestein eine löcherige Struktur verleihen. Im frischen Bruch zeigen sich diese Einschlüsse als langgezogene, braune tonige Linsen. Nummuliten, wie sie an der Typlokalität in der Matrix auftreten, konnten keine gefunden werden. Die Mächtigkeit der Mürren-Brekzie ist sehr variabel. Mit gegen 25 m ist sie im Autochthon am grössten. In den höheren parautochthonen Einheiten nimmt sie bis auf wenige Meter ab oder fehlt vollständig. Gute Aufschlüsse finden sich am Gletscherhubel.

e_B *Berglikehle-Bank*

Direkt unter dem eigentlichen Hohgant-Sandstein liegen stellenweise dunkelgrauer bis schwarzer schiefriger, teilweise sandiger Mergel und Kalk von bis zu 10 m Mächtigkeit. Einzelne Lagen enthalten reichlich Fossildetritus oder vereinzelt gut erhaltene Fossilien, die als «Cerithien» – Sammelbegriff für brackisch bis flachmarin lebende trochospirale Gastropoden – bezeichnet wurden. In der älteren werden diese Gesteine deshalb als «Cerithien-Schichten» benannt.

e₆ **Stad-Formation** ?Bartonien–Priabonien

Schiefriger Tonstein und Mergel bilden im Autochthon zusammen mit dem Hohgant-Sandstein der Niederhorn-Formation am Südostabfall der Engelhörner sowie in der markanten Runse zwischen den Sattelspitzen schuppentrennende Züge. Beim schiefrigen Tonstein und Mergel dürfte es sich um Reste der normalstratigraphisch über der Niederhorn-Formation folgenden, tektonisch abgeschernten Stad-Formation handeln.

Nordhelvetische Flysch-Gruppe

o_{IT} Taveyannaz-Formation Priabonien–Rupélien

Die Taveyannaz-Formation besteht hauptsächlich aus einem grünlich grauen, eher dunkel rostbraun anwitternden, harten Sandstein mit vulkanogenen Komponenten und Plagioklasleisten. An der Basis ist er eher dünnbankig mit Teils mehreren Meter mächtigen Lagen aus schiefrigem Ton- und Siltstein und geht stratigraphisch aufwärts in einen kompakten Sandstein über. Das einzige Vorkommen im Kartengebiet liegt südöstlich des Rosenloui-Hotels, wo er nicht fortlaufende Einlagerungen im Flysch bildet. Nach MÜLLER (1938) soll er bis 80 m mächtig werden.

o_{IE-M} Elm- und Matt-Formation Rupélien

Im Hangenden der Taveyannaz-Formation folgt ein dunkelgrauer bis schwarzer, häufig etwas Glimmer führenden Tonstein mit Übergängen zu schiefrigem Mergel. Darin eingelagert sind einzelne teilweise deformierte Sandsteinlinsen und -bänke. Im Gebiet der Engelhörner ist die als Elm- und Matt-Formation interpretierte Abfolge – in früheren Arbeiten zusammen mit der Taveyannaz-Formation als «Scheidegg-Tertiär» bezeichnet – generell fossilfrei (SCABELL 1926, MÜLLER 1938).

QUARTÄR

Im Gebiet von Atlasblatt Guttannen werden die quartären Lockergesteine neben den verbreitet vorkommenden Schuttbildungen von den Moränenablagerungen der spät- und postglazialen Gletschervorstösse dominiert. Diese bestehen vor allem aus Grundmoränenmaterial sowie den wallförmigen Erhebungen der Moränenwälle. Auf dem Kartenblatt wurde zwischen letztheizzeitlicher Talgletschermoräne (q_{4m}), Lokalmoräne (q_{lm}) und neoglazialer Moräne (q_{rm}) unterschieden.

Zusätzlich zu den glazigenen Sedimenten wurden auf dem Kartenblatt Ablagerungen fluviatilen und gravitativen Ursprungs wie Alluvionen, Schwemmfächer, Hang- und Bachschutt sowie Rutsch- und Sackungsmassen dargestellt. Die Darstellung der quartären Lockergesteine basiert hauptsächlich auf Feldaufnahmen, die durch die Interpretation von Orthofotos aus dem Jahre 2018 und der Analyse des digitalen Geländemodells (swissALTI^{3D}) sowie durch die Auswertung historischer Karten ergänzt wurden.



Fig. 38: Die Schliiffgrenze markiert die Obergrenze der Eisbedeckung (rote gestrichelte Linie) am Grat Juchlistock–Brünberg, am Chliin Diamantstock und am Alplistock während des Letzteiszeitlichen Maximums. Blick vom Nageligrätli nach Westen über den Grimselsee. Foto J. Abrecht.

Pleistozän

Spätes Pleistozän

Das Haslital gehört mit seinen Seitentälern zum Einzugsgebiet des Aaregletschers. Dieser stiess über das Aaretal zur Zeit des Letzteiszeitlichen Maximums (Last Glacial Maximum LGM) vor rund 26,5–19 ka bis weit ins Mittelland vor. Bei Bern vereinigte er sich mit dem Walliser Gletscher (Rhongletscher), dessen Endmoränen in der Gegend von Niederbipp–Langenthal liegen. Erratische Gesteine aus dem Haslital, wie diejenige des Zentralen Aare-Granits oder des Grimsel-Granodiorits, dienen als Leitgesteine des Aaregletschers. Die Grenze der maximalen letzteiszeitlichen Gletscherbedeckung ist anhand der so genannten Schliiffgrenze erkennbar. Diese ist am besten in den Granitlandschaften erhalten, jedoch auch in den nördlichen, durch prävariszische Gneise geprägten Gebieten noch eruierbar, wenn sie auch dort durch die Erosion stärker überprägt ist.

In der Kette des Brünbergs am Südrand des Kartengebiets ist die Schliiffgrenze, welche die glazial überprägten Felsen von der durch Frostverwitterung geprägten Gratschneide trennt, klar erkennbar (Fig. 38). Sie liegt am Juchlistock et-

was über 2500, am Bächlistock bereits deutlich über 3000 mü.M. Weiter nördlich am Bättlerhoren ist sie immer noch auf etwa 2400 mü.M. In diesem Gebiet finden sich denn auch noch gelegentlich aus dem Zentralen Aare-Granit stammende Erratiker.

Aufgrund der Orientierung von Gletscherschliffen auf der Grimselpasshöhe wurde schon früh postuliert, dass Eis aus dem Goms über die Grimsel nordwärts geflossen ist und sich mit dem Aaregletscher vereinigt hat (AGASSIZ 1840). Diese Hypothese wurde später durch die systematische Erfassung der aus Striementsdaten abgeleiteten Eisfliesslinien, die den Zufluss des Aaregletschers vom südlich des Grimselpasses gelegenen Eisdom Rhone anzeigen, bestätigt (FLORINETH & SCHLÜCHTER 1998, SCHLÜCHTER 2009).

Mittels detaillierter Analyse von Gletscherschrammen auf Granitoberflächen am südlichen Ausläufer der Gelmerhörner konnten WIRSIG et al. (2016b) zeigen, dass drei Generationen mit unterschiedlichen Fliessrichtungen vorkommen. Kombiniert mit Oberflächenexpositionsaltern an Granitproben von den entsprechenden Lokalitäten wurde anhand von kosmogenen Radionukliden ($^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ burial dating) ermittelt, wie lange eine Oberfläche der kosmischen Strahlung ausgesetzt war, das heisst ab wann sich der Gletscher zurückgezogen hat. Mittels Kombination dieser beiden Methoden konnte der Gletscherhöchststand während des letzteiszeitlichen Maximums auf 23 ka datiert werden. Spätestens ab 18 ka war ein signifikanter Gletscherrückzug zu verzeichnen und der Aaregletscher zog sich vollständig aus dem Mittelland zurück. Dabei schmolzen die grossen Talgletscher rasch bis in die Alpentäler zurück und zerfielen nach und nach in kleinere verästelte eigenständige Lokalgletscher. Vereinzelte Kältephasen unterbrachen das Zurückschmelzen kurzfristig und liessen die Gletscher wieder etwas in die eisfreien Alpentäler vorrücken (spätglaziale Vorstösse, MAISCH 1982 u.a.). Dabei wurde der Aaregletscher durch kleinere Seitengletscher aus den heutigen Kargebieten Bächli, Gelmer und Ärlen gespeist. Die diese Vorstösse belegende Moränen sind allerdings eher selten, morphologisch nicht sehr auffällig und wohl weitgehend der Erosion zum Opfer gefallen. Die stadiale Zuordnung der Moränenwälle zum Meiringen-, Guttannen- oder Handegg-Stadium wurde im Haslital von HANTKE (1980, 2011) und HANTKE & WAGNER (2005) rein morphologisch und hauptsächlich unter Berücksichtigung der Höhenlage von Moränenwällen vorgenommen, jedoch ohne Einbezug von Altersdaten (d.h. Ermittlung von Oberflächenexpositionsalter mittels Analyse von kosmogenen Nukliden). Vor 17–16 ka reichte der Aaregletscher – noch vereint mit dem Ürbachtalgletscher – während des Meiringen-Stadiums, das mit dem Gschnitz-Stadium korreliert wird, noch bis nach Meiringen. Während des mit dem Daun-Stadium korrelierten Guttannen-Stadiums (15,5 bis 14,7 ka) stiess der Aaregletscher bis in die Gegend von Boden nordwestlich von Guttannen vor. Nach der raschen Erwärmung mit dem vor 14,7 ka einsetzenden Bölling-Alleröd-Interstadial schmolzen die Gletscher rasch zurück. Der Gletscherrückzug erfasste bis etwa 11 ka das gesamte Haslital bis hinauf auf die Grimselpasshöhe, die nach KEL-

LY et al. (2006) um 11,3 ka eisfrei war. Erst in der Jüngeren Dryas, zwischen 12,9 und 11,5 ka, kam es wieder zu markanten Gletschervorstössen (MAISCH 1981, IVY-OCHS et al. 1996, WIRSIG et al. 2016b), die allerdings bereits nicht mehr sehr weit über die historischen Höchststände der «Kleinen Eiszeit» um 1850 hinausreichten. Die Gletschervorstösse während der Jüngeren Dryas werden im östlichen Berner Oberland dem Handegg-Stadium zugeordnet, welches mit dem Egesen-Stadium korreliert wird. In dieser Zeit ist der Aaregletscher nochmals bis unterhalb Stäibenden nördlich der Handegg vorgestossen (WIRSIG et al. 2016b).

Zu erwähnen sind die im Kartengebiet vorkommenden glazial angelegten Übertiefungen und Schluchten (subglaziale Schmelzwasserrinnen). Das eindrucklichste Beispiel dazu ist die Rosenlauischlucht in der nordwestlichen Kartengebietsecke. Weitere Übertiefungen finden sich im Gebiet Gaulisee–Gummen sowie entlang des Haslitals in den Abschnitten zwischen dem Grimsensee (Spittellamm) und der Handegg (inkl. der einmündenden Hängetäler aus dem Bächli und dem Gelmer) sowie zwischen Guttannen und Indri Urweid (STEINEMANN et al. 2021). Neben dem Massendurchfluss des Gletschereises und der damit einhergehenden intensiven Auskolkung ist aus heutiger Sicht hauptsächlich das unter dem Gletschereis abfliessende Schmelzwasser für die Anlage dieser Übertiefungen verantwortlich. Dabei wurden durch das infolge der Überlast der Eisbedeckung unter hohem hydrostatischen Druck stehende Schmelzwasser an der Basis des Gletschereises bei linearer Erosion schmale, klammähnliche Übertiefungen im unterlagernden Fels angelegt (subglaziale Schmelzwassererosion). Hervorzuheben ist die Übertiefung im Bereich des erst seit 2013 existierenden Gaulisees, der durch einen etwa 800 m breiten, aus tektonisch stark überprägten Nordost–Südwest streichenden schiefrigen Gesteinen des Guttannen–Gneiskomplexes bestehenden Felsriegel gestaut wird. Die subglaziale Schmelzwasserrinne hat sich die strukturelle Schwäche des Riegels zunutze gemacht und verläuft parallel zur Schieferung und den damit assoziierten Scherzonen (STEINEMANN et al. 2021).

Es ist im Allgemeinen davon auszugehen, dass die im Kartengebiet vorkommenden Übertiefungen (subglaziale Schmelzwasserrinnen) das Resultat einer während der spät- und postglazialen Gletschervorstösse über Jahrtausende anhaltenden subglazialen Schmelzwassererosion sind.

q_{4m} Letztezeitliche Moräne (Till)

Die letzteiszeitlichen Talgletschermoränen bilden im gesamten Kartengebiet eine mehr oder weniger mächtige Lockergesteinsbedeckung auf den Terrassen, den steileren Talflanken und -böden bis auf eine Höhe von etwa 2100 bis 2200 m ü. M. Sie sind charakterisiert durch ihre Vegetationsbedeckung in Form von Wiesen, Weiden und Wäldern. Häufig werden sie durch Bäche und Murgänge erodiert und bilden beige bis bräunlich gefärbte Anrisse. Eine Unterscheidung von den eher flächigen Hangschuttablagerungen ist nicht immer zweifelsfrei möglich, umso mehr als die stark zunehmende Vegetation die Morphologie verdeckt.

q_{lm} Lokalmoräne (Till), mit grober Blockstreu

Die Bezeichnung Lokalmoräne soll zum Ausdruck bringen, dass die Moränen nicht durch grosse Talgletscher, wie zum Beispiel den Aaregletscher, abgelagert wurden. Vielmehr handelt es sich um Ablagerungen kleinerer Gletscher, die gegen Ende des Spätglazials aus Seitentälern oder aus lokal eng begrenzten Kargebieten vorstiessen. Die Lokalmoränen (**q_{lm}**) sind charakterisiert durch einen im Vergleich zu den letzteiszeitlichen Talgletschermoränen (**q_{4m}**) frischeren Habitus und tendenziell markantere Wallformen. Im Gegensatz zu den neoglazialen Moränen (**q_{lm}**) sind sie eindeutig stärker verwittert und meist dicht bewachsen. Obwohl im vorliegenden Gebiet keine absoluten Datierungen dieser Ablagerungen vorliegen, können sie aus Analogie zu ähnlichen Ablagerungen im Gebiet der nördlich bis östlich angrenzenden Atlasblätter Innertkirchen, Meiental und Urseren sowie den östlichen Schweizeralpen am ehesten dem Egesen-Stadium zugewiesen werden (MAISCH 1981, IVY-OCHS et al. 1996). Diese Kaltphase wird heute mit dem Zeitraum der Jüngeren Dryas (12,9–11,5 ka, IVY-OCHS et al. 2007, WIRSIG et al. 2016b) korreliert. Wo aber eine eindeutige Zuordnung zu einer Lokalmoräne nicht möglich ist, wurden entsprechende Ablagerungen als Moräne der grossen Talgletscher der Letzten Vergletscherung (**q_{4m}**) ausgeschieden.

Zwischen den heutigen Gletschervorfeldern und den älteren, überwachsenen spätglazialen Moränenablagerungen finden sich in verschiedenen Seitentälern auffallend mächtige und ausgedehnte Anhäufungen von grossen, scharfkantigen Blöcken. Die Blockmassen liegen deutlich ausserhalb des Gletscherhochstands von 1850 oder ausgangs von Karen, die um 1850 nicht mehr vergletschert waren. Die Ablagerungen sind eindeutig glazialen Ursprungs, da sie fernab von blockschuttbildenden Felswänden liegen. Die Gletscher, welche die Gesteinsblöcke transportierten, hatten ihren Ursprung unterhalb von hohen Berggipfeln mit steilen Felswänden. Während der letzten spätglazialen Gletschervorstösse herrschte in den steilen Karwänden eine erhöhte Frostverwitterung. Als Folge der Erwärmungsphasen wurde die stabilisierende Wirkung von Eis in den Klüften vermindert, und so lösten sich grosse Mengen von Felsblöcken aus den steilen Felswänden. Sie fielen auf die darunterliegenden Gletscher, welche sie weiter talwärts beförderten. Stellenweise ereigneten sich wohl umfangreiche Bergstürze, welche die noch vorhandenen Gletscher mit grobblockigem Material bedeckten.

Erratische Blöcke finden sich häufig, sowohl in Form von Granitblöcken aus dem Grimselgebiet als auch in Form von Gneisblöcken aus den prävariszischen Gebirgsanteilen. Sie besitzen aber in der Regel keinerlei Leitwert und sind auf der Karte deshalb nicht dargestellt. Erwähnenswert sind Blöcke von Zentralem Aare-Granit im Wald südwestlich unterhalb Wiisstanni (Koord. 2665060/1168890) sowie ein grosser Block aus dem Erstfeld-Gneiskomplex in der Ostflanke der Engelhörner (Koord. 2658265/1170295).

Moränenwälle

Deutlich ausgebildete Lokalmoränen mit markanten Moränenwällen bzw. Moränenstaffeln finden sich im Gebiet Scheen Biel (Koord. 2666800/1169500) bei Gummi (Koord. 2667200/1168600) und Tierweng nordwestlich der Gallouwistek (Koord. 2661800/1167500) sowie unterhalb des ausgedehnten Vorfelds des Ränfengletschers (Koord. 2657430/1165850).

Moränenbastionen

Moränenbastionen sind wallartig ins Haupttal vorgebaute Schuttkörper, deren talseitig hohe und steilabfallende Böschungen häufig starker Erosion ausgesetzt sind. Sie bestehen aus ausgeschmolzenen Blockmassen aus Ober- und Grundmoränenmaterial, die am Zungenende lokaler Kargletscher abgelagert wurden. Beispiele von spätglazialen Moränenbastionen befinden sich südöstlich von Scheen Biel (Koord. 2667230/1169230).

Glazifluviale Sedimente

Im frontalen Bereich einiger Lokalmoränen findet sich ausgewaschenes oder durch fliessendes Wasser umgelagertes Moränenmaterial, das morphologisch teilweise den Schwemmfächern bzw. Bachschuttkegeln sehr ähnlich ist, jedoch mit dem heute beobachtbaren Abflussregime nicht zu erklären ist. Zusätzlich weist der dichte Bewuchs auf eine sehr geringe bis komplett fehlende Abflussdynamik hin. Beispiele dazu finden sich im oberen Ürbachtal unterhalb des Schwarzenbergs (Koord. 2658750/1166250).

Fossile Blockgletscher

Blockgletscher ohne fließfähiges Eis in den Zwischenräumen zwischen den Blöcken zeigen keine Anzeichen einer aktiven Bewegung und werden deshalb als fossil bzw. reliktsch bezeichnet. Sie zeigen eine entsprechend zusammengesackte Morphologie und sind häufig mit Vegetation bedeckt. Die Unterscheidung zwischen aktiven und fossilen Blockgletschern ist nicht immer einfach und mit Unsicherheiten behaftet. Fossile Blockgletscher treten im Kartengebiet oft im Bereich ausgedehnter, häufig grobblockiger Lokalmoränen (q_{lm}) auf. Vorkommen von fossilen Blockgletschern befinden sich unter anderen im Gebiet Scheen Biel (Koord. 2666810/1169480) in der Einmündung südwestlich des Furtwangsattels. Neben den typischen wulstförmigen Wällen ist das Gebiet durch grobe Blockreihen charakterisiert, welche als Lokalmoränenwälle gedeutet werden. Weitere Vorkommen finden sich unterhalb der Hangschuttschleier südwestlich des Hohhoren (Koord. 2669744/1159350) und unterhalb des Ränfengletschers (Koord. 2657130/1165790).

Holozän

q_{rm} Neoglaziale Moräne (Till)

Das Neoglazial im Sinne von PORTER & DENTON (1967) stellt eine weltweite markante klimatische Abkühlung dar, deren Beginn im alpinen Raum auf 5,7–5,0 ka BP datiert wurde (BARONI & OROMBELLI 1996, MAGNY & HAAS 2004) und zu einem verstärkten Vorstoss der Gletscher führte. Bemerkenswert ist, dass während des gesamten Neoglazials die Umrisse, welche die Gletscher in der End- und Kulminationsphase (Hochstand) der «Kleinen Eiszeit» von 1850 erreicht hatten, nicht überschritten worden sind (KING 1974, HORMES et al. 1998, 2001, JOERIN et al. 2006, IVY-OCHS et al. 2009, SCHIMMELPFENNIG 2014, WIRSIG et al. 2016a). Der Hochstand am Ende der «Kleinen Eiszeit» von 1850 repräsentiert den Maximalstand der neoglazialen Vergletscherung (schriftl. Mitt. C. Schlüchter 2020).

Die in den hochalpinen Bereichen des Kartengebiets verbreitet auftretenden neoglazialen Moränen finden sich häufig im Vorfeld heute noch existierender Gletscher. Meist sind sie kaum von Vegetation bewachsen und bestehen oft aus relativ grobem, in der Regel nur wenig verfestigtem Schutt. Charakteristisch sind die markanten Wallformen, der Bewuchs mit Pioniervegetation, die wenig fortgeschrittene Bodenbildung sowie der spärliche Flechtenbewuchs auf dem Felsuntergrund.

Die neoglazialen Moränen bedecken die seit dem Ende der «Kleinen Eiszeit» um 1850 eisfrei gewordenen Flächen. Seither haben die grösseren Gletscher des Kartengebiets 15–30% ihrer Fläche verloren, kleinere noch wesentlich mehr, und viele sind fast ganz verschwunden; ein Trend, der sich in den letzten zwei Jahrzehnten noch verstärkt hat (MAISCH 1992, MAISCH et al. 2000, LÜTHI et al. 2010, GLAMOS 1881–2019). Besonders eindrücklich ist das Abschmelzen des Gauligletschers, der seit dem Hochstand von 1850, als er im Bereich des heutigen Mattenalpsees stirnte, bis heute um fast 4 km zurückgewichen ist. Der Gletscherstand auf dem vorliegenden Kartenblatt entspricht demjenigen von 2018 und wurde anhand von Orthofotos erfasst.

Moränenwälle

Vorkommen von neoglazialer Moräne sind in der Regel noch an die heutigen Gletscher gebunden und zeichnen sich durch frische und gut erhaltene Wälle mit meist scharfen Kämmen und steilen Flanken aus. Der Vegetationsbewuchs ist minim oder fehlt ganz. Infolge der Klimaerwärmung und des beschleunigten Gletscherrückgangs werden allerdings viele dieser Moränenwälle instabil, die Kämme brechen ein und die Flanken erodieren.

Die neoglazialen Moränenwälle repräsentieren in vielen Fällen die maximale Ausdehnung der Gletscher in der End- und Kulminationsphase der «Kleinen Eiszeit» um 1850. Typische und noch relativ gut erhaltene Moränenwälle finden sich

im Gault an der südlichen Flanke zwischen dem Hiendertelli und dem Mattentalsee sowie entlang des Dossenwegs im Rosenlouwi westlich unterhalb des Gstellihorns, wobei Letzterer bereits starke Erosionserscheinungen durch Murgänge aufweist, die den Kamm an mehreren Stellen durchbrochen haben.

Moränenbastionen

Die wallartig ins Haupttal vorgebauten, stark asymmetrischen Schuttkörper am Zungenende lokaler Kargletscher werden als Moränenbastionen bezeichnet. Sie sind charakterisiert durch talseitig hohe und steil abfallende Böschungen, die häufig starker Erosion ausgesetzt sind und aus ausgeschmolzenen Blockmassen aus Ober- und Grundmoränenmaterial bestehen. Beispiele von neoglazialen Moränenbastionen befinden sich im Vorfeld des Gletschers aus dem Kar nordwestlich des Hiendertellihorn (Koord. 2660450/1162200), im Vorfeld des Homadgletschers südwestlich des Chilhlistocks (Koord. 2668100/1167900) und im Vorfeld des Diechtergletschers nordöstlich der Gelmerhütte (Koord. 2669400/1165000).

Blockgletscher

In rezenten Blockgletschern sind die Zwischenräume zwischen den Blöcken noch mit Eis gefüllt (Permafrost), so dass sie sich nach wie vor gravitativ bewegen. Typisch sind die stirnseitigen Wülste und oft steilen Seitenböschungen. Auf der Karte wurde zwischen rezenten Blockgletschern, die mehrheitlich aus Moränenmaterial aufgebaut sind, und solchen, die mehrheitlich aus Hangschutt bestehen, unterschieden. Als rezente Blockgletscher wurden die Vorkommen nördlich der Miselenegg (Koord. 2657680/1159250), im Gebiet Alpli westlich der Hinteren Gelmerhörner (Koord. 2670550/1163480) und oberhalb Gummi westlich des Steinhühoren (Koord. 2667520/1168990) ausgeschieden, wobei bei Letzterem Bewegungsraten von 1–3 m pro 10 Jahre festgestellt wurden (GEOTEST 2007). Bis auf wenige Ausnahmen sind Vorkommen von rezenten Blockgletschern ost- bis nordostexponiert.

Glazifluviale Sedimente

Erwähnenswerte Vorkommen fluviatil umgelagerter und ausgewaschener neoglazialer Moräne befinden sich im Vorfeld des Bächligletschers, im Gebiet Undrem Horen nordöstlich des Chliin Diamantstocks, unterhalb des Gröeben- und des Ärlengletschers sowie östlich des Gelmersees und entlang des Diechterbachs östlich der Gelmerhörner.

Zu diesen Ablagerungen können auch die sandigen bis siltig-tonigen Schmelzwasserablagerungen in der Schwemmebene im Bächlisboden gezählt werden. Der Sander mit sich in zahlreiche Arme verzweigenden Bächen in der Ebene unterhalb des heute nur noch bis etwa 2500 m ü. M. reichenden Bächligletschers hat sich seit dem Bau des Zuleitungsstollens vom Gröbengletscher sowie des Damms und der

Staumauer beim Bächlisee (1952–1954) zunehmend verändert. Durch den künstlichen See und die damit verbundene geringere Fließdynamik im unteren Teil der Ebene erfolgte eine sukzessive Verlandung, denn die als Sedimentfalle wirkende Aufstauung hat eine verstärkte Sedimentation von feinkörnigem Material zur Folge.

Moränenmaterial auf Gletscher oder Toteis

Im Kartengebiet treten lokal grössere schuttbedeckte Gletscher und Toteisflächen auf. In der Regel handelt es sich beim Schutt um Steine und Blöcke, welche aus den sehr steilen Wänden auf das darunterliegende Eis gestürzt sind. Schuttlieferanten stellen aber auch singuläre Ereignisse in Form lokaler Fels- und Bergstürze dar. Im Zungenbereich, wo das Eis nur noch geringmächtig ist, kann auch der Untergrund zum Schuttlieferant werden. Die Begrenzung der unterlagernden, von Schutt bedeckten Eismasse ist vor allem im Zungenbereich der Gletscher nicht immer eindeutig zu ziehen; daher ist die Abgrenzung zur umliegenden neoglazialen Moräne in diesen Bereichen mit gewissen Unsicherheiten behaftet. Beispiele von ausgedehnten mit Moränenmaterial bedeckten Eismassen sind entlang des Lauteraargletschers in der südwestlichen Kartengebietsecke, in den Gletscherzungen westlich und nordwestlich des Hiendertellihoren, im Zungenbereich des Gröeben- und des Ränfengletschers sowie am Ostrand des Rhonegletschers am südöstlichen Kartengebietsrand zu finden.

Zerrüttete Sackungsmassen

Ist die Deformation innerhalb einer Sackungsmasse so stark, dass sich der für Sackungsmassen charakteristische zusammenhängende, mehr oder weniger ursprüngliche Schichtverband auflöst, wird sie als zerrüttete Sackungsmasse bezeichnet. Dabei handelt es sich um stark zerbrochenen Fels ohne jegliche Kohäsion, welcher eine Anhäufung von Blockschutt darstellt und unter Umständen mit einer Felssturz- bzw. Blocksturzmasse oder grobblockiger Moräne verwechselt werden kann. Typische Beispiele von ausgedehnten zerrütteten Sackungsmassen befinden sich unterhalb des Gummgrats nordöstlich des Bättlerhoren, im Bereich des Grosswalds nördlich des Weilers Boden am nördlichen Kartengebietsrand, im Wiisstanniwald nördlich von Guttannen und im Gebiet der Under Rotlouwi östlich von Guttannen.

Sackungsmassen

Von Sackungsmassen ist die Rede, wenn sich Gesteinsmassen von ihrer Unterlage lösen und mehr oder weniger in ihrem ursprünglichen Verband talwärts abgleiten. Die Geschwindigkeit liegt im Bereich von Millimetern bis wenigen Zentimetern pro Jahr. Lockergesteine, wie beispielsweise letzteiszeitliche Moräne, können eine Sackungsmasse bedecken; falls diese Lockergesteine passiv mit dem unterlagernden Fels versackt sind, wurden diese auch auf dem Kartenblatt als ver-

sackt dargestellt. Die Abgrenzung der Sackungsmasse gegen den stabilen Felsuntergrund ist oft nur näherungsweise zu ziehen.

Im Kartengebiet sind zwei ausgedehnte Sackungsmassen hervorzuheben, wovon eine vor allem wegen des Stollenbaus seit längerem bekannt (Bänzlouwi), während die andere, wesentlich grössere (Rotlouwi), erst seit 2005 manifest ist.

Beim Bau des Baufensters Bänzlouwi 1940 traf man auf einen etwa 80 m langen Abschnitt mit instabilen Felsverhältnissen, der besondere Sicherungsmassnahmen erforderte. Ab 1949 erfolgende Messungen zeigten eine abwärts gerichtete Bewegung des vorderen Stollenbereichs von etwa 35 cm/Jahr seit 1949 mit einer Hauptbewegungsfläche bei etwa 60 m ab Portal (K & H 2006). Die mutmassliche Gleitfläche ist durch eine mächtige Schicht aus lehmigem Material mit Gesteinsbruchstücken sowie Wasseraustritten charakterisiert. Innerhalb der Sackungsmasse wurden mehrere kataklastische Zonen angefahren, die ungefähr parallel zur Schieferung verlaufen. Im Juni 1940 brach aus der Front der Sackungsmasse eine Lockergesteinsmasse aus und fuhr als Murgang bis fast in die Aare, wobei die Grimselstrasse überschüttet wurde (STAUB 1953). Lokal wird die ausgedehnte Sackungsmasse oberflächennah von einer zerrütteten Sackungsmasse überlagert bzw. geht in diese über. Im bewaldeten steilen Gelände ist die Sackungsmasse praktisch nicht erkennbar. Die Kartierung erfolgte in diesem Gebiet mittels Interpretation und Analyse des digitalen Geländemodells (swissALTI^{3D}).

Im Gebiet Rotlouwi östlich oberhalb von Guttannen im nördlichen Einzugsgebiet des Rotlouwibachs ist seit 2005 eine Sackungsmasse wieder aktiv, die schon früheren Bearbeitern bekannt war und nun vermutlich durch starke Niederschlagsereignisse reaktiviert wurde (HÄHLEN 2016, TOBLER & GRAF 2016). Im Gelände ist sie einerseits durch den im Anrissgebiet freigelegten, deutlich heller erscheinenden unterliegenden Fels erkennbar, und anderseits durch innerhalb der Sackungsmasse auftretende Spalten und Abrisse, die zu Sekundärsackungsmassen geführt haben (Fig. 39). Letztere erreichen Volumen bis $100\,000\text{ m}^3$. Das schwer abschätzbare Volumen des Gesamtkörpers dürfte mehrere Millionen Kubikmeter Lockergestein umfassen. Die Mächtigkeit der vermutlich bis auf die Felsoberfläche reichenden Sackungsmasse wurde auf 30–70 m geschätzt, die durch die Sackung eingenommene Fläche beträgt rund $0,25\text{ km}^3$ (GEOTEST 2015). Die Messungen von Verschiebungen an mehreren Punkten zeigen starke Unterschiede, die von Jahr zu Jahr variieren: Nach dem Hauptereignis von 2005 mit einem Bewegungsbetrag von einigen Metern lagen ab dem folgenden Jahr die jährlichen Bewegungsraten zwischen 5 und 85 cm.

Weitere ausgedehnte Sackungsmassen befinden sich im Gebiet In Bendren am Nordufer des Grimselsees und am Schafberg in der südöstlichen Kartengebietsecke.



Fig. 39: Die Rotlouwi-Sackungsmasse (rote Pfeile: durch Sackung freigelegter, heller Fels; blaue Pfeile: interne Abrissspalten. Blick gegen Nordwesten. Foto J. Abrecht.

Rutschmassen

Unter dem Begriff Rutschmasse werden Lockergesteinsmassen sowie inkompetente Festgesteinsmassen, die sich von ihrer Unterlage lösen und relativ langsam talwärts abgleiten, zusammengefasst. Dabei bleibt der ursprüngliche Verband – im Gegensatz zu Sackungsmassen – nicht erhalten. Innerhalb von Rutschmassen können eine oder mehrere sekundäre Gleitflächen auftreten. Es wurde keine Ausscheidung kriechender Gesteinsmassen (ohne definierte Gleitfläche) vorgenommen.

Die auf Blatt Guttannen dargestellten Rutschmassen wurden zusätzlich zur eigentlichen Felddaufnahme auch mittels Analyse des hochauflösenden digitalen Geländemodells swissALTI^{3D} und anschliessender Verifikation im Feld ausgeschieden und abgegrenzt. Morphologisch deutlich in Erscheinung tretende und somit relativ junge, teilweise immer noch aktive Rutschmassen wurden als weisse Flächen mit Rutschsymbolen ausgeschieden.

Rutschmassen gehen im Kartengebiet ausschliesslich aus Lockergesteinen hervor. Grössere Rutschmassen kommen vor allem im Gebiet Heuwstein östlich des Gummgrats oder unterhalb der Alp Farlouwi vor.

Abrissränder, Nackentälchen, offene Spalten

Ein Abrissrand weist auf differenzielle gravitative Bewegungen hin und kann am oberen Rand, das heisst in der Ausbruchsnische oder im Anrissgebiet, sowie innerhalb einer Rutsch- oder Sackungsmasse als sekundärer Abrissrand, auftreten. Je nach Ausmass der erosiven Überprägung ist die Abgrenzung eines Abrissrandes von einer Erosionskante nicht immer klar vorzunehmen.

Ein Nackentälchen zeigt ebenfalls differenzielle Bewegungen an und tritt oft im Zusammenhang mit einem Abrissrand auf. Ein Nackentälchen wurde dann ausgeschieden, wenn die charakteristische, mehr oder weniger hangparallel verlaufende Mulde mit dem typischen Gegengefälle auftritt. Der dazugehörige Abrissrand konnte in den meisten Fällen im Kartenmassstab 1:25 000 nicht separat ausgeschieden werden.

Abrissränder, offene Spalten und Nackentälchen treten typischerweise in den grossräumigen Sackungsmassen im Gebiet Bänzlouwi und Rotlouwi sowie östlich des Gummgrats, nordöstlich des Ritzlihorn und am Schafberg auf.

Fels- bzw. Bergsturzlagerungen

Ansammlungen von grösseren und kleineren Sturzblöcken finden sich recht häufig unterhalb von Felswänden sowohl in den Gneis- als auch in den Granitregionen. Vielfach liegen solche Ablagerungen in heute bewaldeten Gebieten und die Erfassung ihrer Ausdehnung ist somit oft schwierig. Grössere Bergsturzlagerungen sind im Kartengebiet nicht bekannt. Zwei kleinere Vorkommen sollen aber erwähnt werden.

Schoibhoren

An der Nordwestflanke des Schoibhoren (Koord.2668940/1162240) haben sich aus einer gut erkennbaren Abrissnische grössere Massen von relativ massigem Zentralen Aare-Granit gelöst und den heute morphologisch noch gut erkennbaren Sturzkegel gebildet, auf dessen Westseite sich bereits vor dem Bau der Gelmersperre 1929 ein See befand. Das Alter des Felssturzes ist unbekannt, könnte aber durchaus prähistorischen Datums sein. Das Volumen der Sturzmasse dürfte in der Grössenordnung von einigen Zehntausend Kubikmetern liegen (STALDER 1983).

Widmannshöhe (Handegghubel)

In älteren Ausgaben der topographischen Landeskarte 1:25 000 wurde ab 1993 der unmittelbar südwestlich des Hotels Handegg gelegene Felshügel (Pkt.1496 m) nach dem Schriftsteller Joseph Victor Widmann (1842–1911) als Widmannshöhe bezeichnet. Ab der Ausgabe 2013 verschwand dieser Name und wurde in der aktuellen Kartengrundlage durch die Bezeichnung Handegghubel ersetzt. Die Frage der Entstehung dieses Felshügels hat zu unterschiedlichen Erklärungsversuchen

geführt (WAGNER & SAUER 2008, GRUNER 2009). WAGNER & SAUER (2008) deuten den Hügel als Produkt einer prähistorischen Felsrutschung mit einem geschätzten Volumen von 2 Mio. Kubikmetern. Die Autoren führen folgende Beobachtungen als Argumente für ihre Deutung an: (1) die Felsaufschlüsse auf dem Hügel erzeugen den Eindruck von anstehendem Fels, (2) oberhalb des Hügels, an der steilen Ostflanke des Ärlenhoren, erkennen sie eine als Ausbruchsnische gedeutete Einbuchtung und (3) der gesamte Hügel stellt eine vollkommen intakte und nicht zerbrochene Felsmasse dar. Diese Beobachtungen führte die Autoren zum Schluss, dass ein grosses Felspaket, ohne in Einzelstücke zu zerbrechen, über eine Distanz von 400 m und eine Höhendifferenz von 300 m abgerutscht und am heutigen Standort zum Stillstand gekommen sei. Das Vorkommen von glazial überschliffenen Felsbuckeln an der Südflanke des Hügels wird als Hinweis gedeutet, dass diese Rutschung vor dem letzten Eisvorstoss (Handegg-Stadium) stattgefunden habe. GRUNER (2009) stellt andererseits aufgrund derselben Beobachtungen die Hypothese auf, dass es sich um einen anstehenden Querriegel aus Granit handle, welcher der glazialen Übertiefung standgehalten habe. Er weist auch auf Gletscherschrammen und das Vorhandensein von bis zu 10 m hohen Felswänden und -bändern hin, die auf anstehenden Fels hindeuten. Seine Erklärung wird gestützt durch zwei Bohrungen unmittelbar südlich und östlich des Hügels, welche bis auf Tiefen von über 50 m massiven Fels ohne Hinweise auf Bruchkörper lieferten.

Aufgrund von Feldbegehungen wird die Interpretation von GRUNER (2009) als plausibler erachtet, es sei aber darauf hingewiesen, dass – abweichend von dessen Einschätzung – insbesondere auf der Ostseite des Hügels durchaus verstreute Granitblöcke und morphologische Eigenheiten auf Sturzblöcke hinweisen. Diese dürften als Zeugen eines vermutlich postglazialen Bergsturzes aus der angesprochenen Ausbruchsnische betrachtet werden. Die unmittelbar südwestlich und östlich des Felsbuckels in grosser Zahl vorhandenen Sturzblöcke hingegen dürften jüngeren Datums sein.

Schneehaldenmoränenwälle

Schneehaldenmoränenwälle entstehen durch sukzessive Anhäufung von Blöcken am Fusse einer Schneehalde oder durch Kriechbewegungen der Schneehalde selbst, was zur Stauchung des am Fusse abgelagerten Materials führt. Beispiele für Schneehaldenmoränenwälle finden sich südlich des Ürbachsattels oder im Gebiet Loicherli östlich unterhalb des Gstellihorns.

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

Hangschuttkegel, Hangschuttschleier und flächiger Hangschutt sind sowohl in den Granit- als auch in den Gneisgebieten weitverbreitet. Die Unterscheidung zwischen mit Gras bewachsenem Hangschutt und Moräne ist nicht immer eindeu-

tig und erfolgte teilweise aufgrund morphologischer Kriterien, wie zum Beispiel auffällige Hangknicke, angedeutete Hangschuttkegel oder glattere bzw. rauere und unregelmässige Oberflächenstruktur.

Trockenschuttkegel und Hangschuttschleier zeigen generell keine Murgangrinnen oder durch Bäche erzeugte Erosionsrinnen. Sie bilden sich am Ausgang von Runsen und Felseinschnitten sowie am Fuss von Felswänden, aus denen sich Lockergesteinsmaterial vorwiegend gravitativ und nur untergeordnet durch fließendes Wasser akkumuliert. Seitliche Übergänge in bewachsenen oder unbewachsenen Hangschutt sind häufig. Die Grösse der Komponenten variiert von Steinen bis Blöcken, wobei insbesondere in den Granitgebieten grobblockige Komponenten häufig sind.

Gemischte Schuttkegel

Schuttkegel, die sowohl aus Hangschutt (Trockenschutt) als auch aus Bach-, Murgang- und Lawinenschutt bestehen, werden als gemischte Schuttkegel dargestellt. Dieser Typ Schuttkegel ist im Gebiet von Blatt Guttannen weitverbreitet. Wie Bachschuttkegel weisen sie eine kegelförmig gewölbte Morphologie auf, besitzen aber im Vergleich zu Ersteren ein deutlich steileres Relief und weisen neben grobblockigem, eher gravitativ umgelagerten Schutt immer vereinzelte deutlich ausgebildete Rinnen auf, die auf fluviatile Prozesse hindeuten. Naturgemäss treten sie wie die Trockenschuttkegel unterhalb eher wenig und nur episodisch wasserführenden Runsen und Rinnen auf. Je nach Lage können die am Aufbau des Kegels beteiligten Transport- und Ablagerungsprozesse stark variieren. Beispiele lassen sich beiderseits entlang des Haslitals finden, darunter auch die ausgedehnten Schuttkegel der Einzugsgebiete Spreitlouwi und Rotlouwi bei Guttannen. Obwohl das Kartengebiet zahlreiche Lawinentobel und -züge aufweist, sind reine Lawinenschuttkegel kaum vorhanden. Sie wurden als gemischte Schuttkegel kartiert.

Schwemmfächer, Bachschuttkegel

Bachschuttkegel bilden sich dort, wo durch ständig wasserführende Bachläufe – häufig am Ausgang von Tälern sowie unterhalb von Felseinschnitten, Runsen und Rinnen – kleinere oder grössere Materialmengen aufgeschüttet werden. Sie bilden charakteristische kegelförmig gewölbte Fächer aus und sind nicht selten mit Vegetation bewachsen. Im Vergleich zu den gemischten Schuttkegeln besitzen die durch rein fluviatile Prozesse gebildeten Schuttkegel ein deutlich flacheres und ausgeglicheneres Relief. Beispiele dazu finden sich nordöstlich von Guttannen und nordwestlich oberhalb von Mürvorseß im Urbachtal.

Erosionsränder

Als Erosionsrand werden die in der Regel mehr oder weniger linear angelegten Geländekanten entlang von Bächen und Flüssen bezeichnet; sie entstehen

durch die rückschreitende fluviatile Erosion. Erosionsränder treten sowohl als Einschnitte im Festgestein als auch im Lockergestein (Moräne, Hangschutt) auf. Beispiele dazu finden sich entlang tief eingeschnittener Bäche des Haslitals und dessen Seitentäler. Zu erwähnen sind auch die tief eingeschnittenen Rinnen auf den gemischten Schuttkegeln der Spreitlouwi und der Rotlouwi bei Guttannen.

Torfmoore

Im Kartenmassstab darstellbare Flachmoore finden sich einzig sich bei Chessibidmer südlich des Räterichsbodensees (Koord.2668200/1159100). Ein weiteres Torfmoor, bestehend aus einem Flachmoor um Kerngebiete von sekundären Hochmooren, befindet sich im Gauligebiet bei Träjen (Koord.2660350/1164600) in den entlang Südwest–Nordost streichender Scherzonen angeordneten, maximal 25 m breiten Geländevertiefungen. Wegen der filigranen Ausdehnung konnte dieses Vorkommen auf der Karte nicht dargestellt werden.

Sümpfe

Sümpfe haben sich beispielsweise um das Stockseewli (Koord.2667850/1161430) bzw. beim Hindrem Stock (Koord.2667700/1161700) nördlich Chöenzentennlen sowie bei Triftleni (Koord.2660600/1158080) entlang des Hüttenwegs zur Lauteraarhütte am südlichen Kartengebietsrand gebildet.

q_a Rezente Alluvionen

Ausgedehnte rezente Alluvionen finden sich im Urbachtal zwischen Mürvorsch und dem nördlichen Kartengebietsrand, nordwestlich und südöstlich von Guttannen sowie südlich des Hotels Handegg. Ihr Aufbau ist punktuell zumindest in den Vorkommen im Haslital oberflächennah aufgrund vereinzelt abgeteufter Bohrungen ansatzweise bekannt und dokumentiert.

In der Talebene bei Guttannen haben sich beiderseits der Aare markante Terrassen gebildet. Bohrungen südöstlich von Guttannen zeigen bis in eine Tiefe von 18 m Bachschutt der Aare und des Rotlouwibachs. Hinweise auf Seeablagerungen fanden sich hier keine. Eine bis auf 90 m abgeteufte Bohrung westsüdwestlich von Guttannen (Koord.2664723/1167309) durchquerte gemäss FÖLMLI (2015) und FÖLMLI et al. (2015) vor allem Bachschutt und Murgangablagerungen, zum Teil als sogenannte Siebablagerung. Zwischen 23 und 25 m unter Terrain fand sich eine Wechsellagerung von Bachschutt bzw. Murgangablagerungen und leicht siltig-sandigen bis feinsandigen Schichten und zwischen 26,6 und 28 m Tiefe wurde ein leicht toniger Silt durchbohrt. Anschliessend folgen bis auf 89,2 m Tiefe mehrheitlich grobkörnige Ablagerungen mit Blöcken, die dann von einer 0,6 m mächtigen tonigen Siltschicht unterlagert werden. Die geringmächtigen tonig-siltigen Einschaltungen lassen auf die kurzzeitige Existenz von Rückstauseen zu unterschied-

lichen Zeiten schliessen. Seismische Untersuchungen zeigen eine trogförmige Übertiefung («Guttanner Trog») mit der tiefsten Felskote auf etwa 600 m ü. M. – entsprechend rund 420 m unter der heutigen Oberfläche – im Gebiet gegenüber der Blindlouwi (FÖMLI et al. 2015). Gemäss dieser Untersuchung würde im Bereich der oben erwähnten Bohrung die Felstiefe bei etwa 760 m ü. M. liegen, also rund 200 m unterhalb der Endtiefe der Bohrung. Gestützt auf reflexionsseismische Untersuchungen kamen KOBER et al. (2019) allerdings auf eine Übertiefung von nur rund 300 m unter der heutigen Oberfläche. Anhand von Oberflächenexpositionsalter an Blöcken von Murgangablagerungen und ^{14}C -Untersuchungen an organischem Material konnte nachgewiesen werden, dass im Becken von Guttannen seit dem Abschmelzen des Aaregletschers spät- bis postglaziale Lockergesteine abgelagert wurden und dass der Schuttkegel der Spreitlouwi grösstenteils bereits seit dem Frühen Holozän existierte (KOBER et al. 2019).

In der Alluvion südöstlich der Handegg trafen Bohrungen bis in eine Tiefe von über 30 m auf mehrheitlich sandige Abfolgen mit teils siltigen Einlagerungen, die ebenfalls als limnische Sedimente gedeutet werden können. Der Fels wurde hier in einer Tiefe von wenig über 30 m erreicht.

Zum Aufbau der Alluvion im Ürbachtal können aufgrund fehlender Sondierungen keine Aussagen gemacht werden; ebenso wenig, ob sich ein postglazialer See gebildet hatte. Ein eigentlicher Riegel ist nicht erkennbar, jedoch eine deutliche Verengung bei Pfengli wenig ausserhalb des Kartengebiets (Atlasblatt Innertkirchen) des im mittleren Teil bis 600 m breiten Tals.

Künstlich verändertes Gelände

Bei einer bedeutenden Umgestaltung des natürlich entstandenen Geländes, ohne dass in grösserem Umfang Material geschüttet worden ist, spricht man von künstlich verändertem Gelände. Oft handelt es sich dabei um einen teilweisen Abtrag von Material, um das Gelände für die vorgesehene Nutzung entsprechend zu modellieren. Im Kartengebiet sind dies vor allem Umgestaltungen, die im Zusammenhang mit den Kraftwerksbauten der Kraftwerke Oberhasli AG (KWO) stehen wie beispielsweise bei der Handegg. Im Weiteren treten künstlich gestaltete Geländeformen entlang der Grimselstrasse auf. Dabei handelt es sich meist um kleinräumige Umformungen wie Planierungen. Auf der Karte wurden allerdings nur die grösseren, zusammenhängenden Areale ausgeschieden. Ausgedehntere Vorkommen von künstlich verändertem Gelände finden sich zudem südöstlich von Guttannen, wo infolge eines Murgangs das Bett der Aare freigebaggert und neugestaltet werden musste.

Künstliche Auffüllungen, Aufschüttungen

Künstliche Auffüllungen und Aufschüttungen sind im Kartengebiet entlang des Haslitals relativ zahlreich. Sie sind praktisch ausschliesslich im Zusammen-

hang mit dem Bau diverser Anlagen der KWO zur Nutzung der Wasserkraft (Staudämme, Stollen) entstanden und bestehen vorwiegend aus Tunnelausbruchmaterial. Die älteren sind heute weitgehend mit Vegetation überwachsen, die in den letzten Jahren entstanden wurden zum Teil künstlich begrünt.

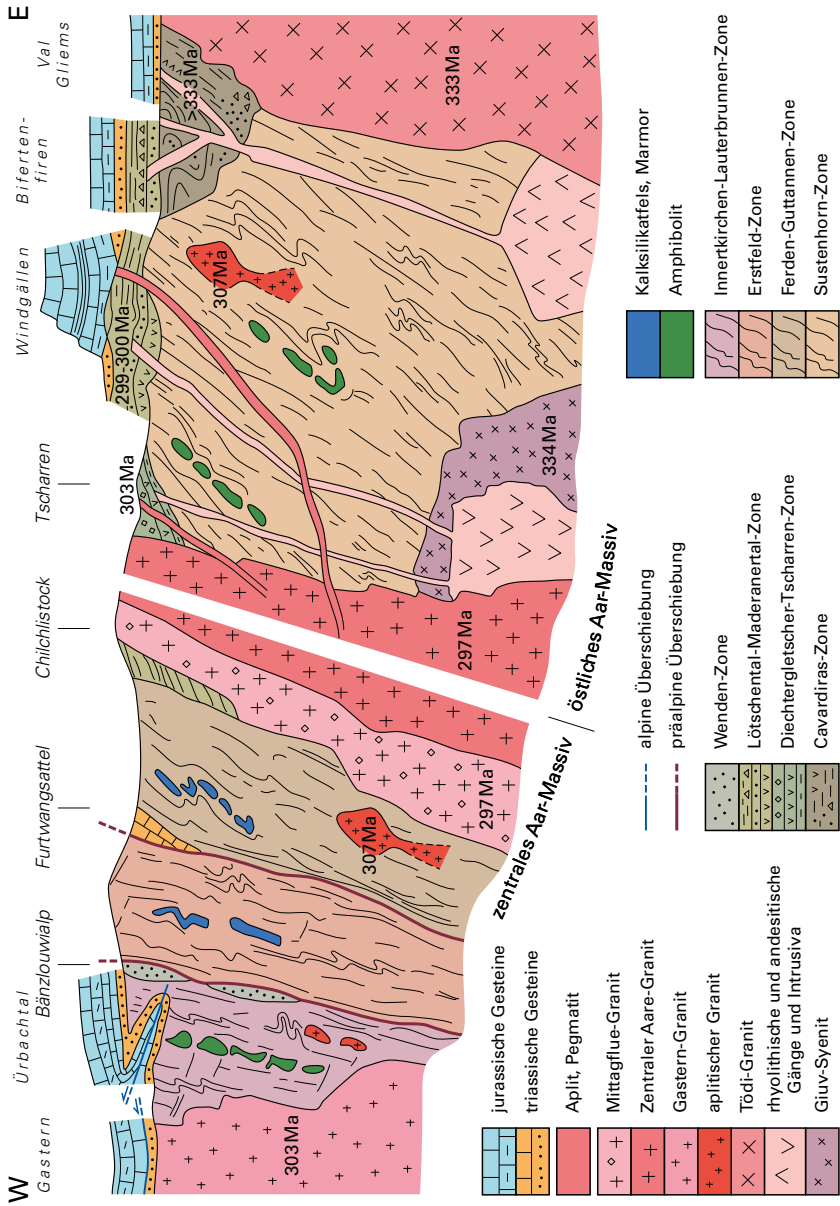
Eine grössere Deponie wurde am Osthang des Haslitals bei Bärfallen angelegt um den Ausbruch der drei parallelen Stollen Handegg–Rotlouwi abzulagern. Weitere Ausbruchdeponien finden sich zwischen Stäibenden und Schwarzbrunnenbrigg, nördlich und südlich der Handegg, auf Stockstägen am Fuss der Stau-mauer des Räterichsbodensees (Gärstenegg) beim Nordportal des Hauptzugangs-stollens und beim Summerloch nördlich der Seeuferegg-Sperre. Kleinere Deponien liegen am Ausgang von Stollenbauten wie auf beispielsweise bei Ärlen (Stollen Gaudi–Ärlen, Wasserschloss Handeggfluh bei Pkt. 1678 m).

TEKTONIK UND METAMORPHOSE

Es darf als gesichert gelten, dass die Grundgebirgseinheiten im Kartengebiet von drei Gebirgsbildungen geprägt wurden: der kaledonischen im Ordovizium, der variszischen im Karbon bis Frühen Perm und der alpinen im Känozoikum. Die zeitliche Einstufung der tektonischen und metamorphen Prozessen und damit deren Zuordnung zu einer bestimmten Gebirgsbildung basiert einerseits auf detaillierten Untersuchungen der Gefüge und andererseits auf radiometrischen Altersbestimmungen. Am besten dokumentiert ist die Tektonik und Metamorphose der alpinen Gebirgsbildung, die die Spuren der früheren Gebirgsbildungen mehr oder weniger stark überprägt, so dass diese nur unscharf zu identifizieren und zuzuordnen sind. Dies bedeutet, dass in den prävariszischen polymetamorphen Gesteinen das Alter von Gefügeelementen und Mineralbildungen generell mit grossen Unsicherheiten behaftet ist und die nur vereinzelt vorhandenen radiometrisch bestimmten Alter oft schwer zu interpretieren sind und damit häufig Anlass zu Diskussionen geben. Im Gegensatz dazu sind die Intrusionsalter der spätkarbonischen bis frühpermischen Intrusiva gut bekannt. Ob sie aber alle der variszischen Orogenese zuzuordnen sind und später nur durch die alpine Regionalmetamorphose überprägt wurden, ist immer noch Gegenstand der Forschung.

Was die Charakterisierung der bei den verschiedenen Gebirgsbildungen herrschenden P-T-Bedingungen bzw. die Rekonstruktion der P-T-Pfade anbelangt, so wirkt sich – neben der polyzyklischen Überprägung – auch die allgemein relativ monotone mineralogische Zusammensetzung aus Quarz, Feldspat und Biotit er-

Fig. 40: Vergleich der Altersbeziehungen im östlichen und im zentralen Aar-Massiv.



schwerend aus, da diese für Druck- und Temperaturabschätzungen kaum diagnostische Mineralreaktionen aufweist. Die gelegentlich in den Gneisen vorkommenden Silikat führenden Karbonatgesteine belegen zwar deren ehemals vorwiegend sedimentären Charakter, sind aber für verlässliche P-T-Abschätzungen von geringem Wert, da die hier relevanten Mineralreaktionen stark von der Zusammensetzung der vorliegenden Gasphase (CO_2 – H_2O) abhängen. Und letztlich haben die in den prävariszischen Gesteinen überall mehr oder weniger ausgeprägt vorhandenen retrograden Umwandlungen zu Mineralparagenesen geführt, in welchen die primären, diagnostisch nutzbaren Minerale nur noch reliktsch oder als Pseudomorphosen vorkommen oder deren Chemismus sich den alpinen P-T-Bedingungen angepasst hat. Verbreitet auftretende Pseudomorphosen belegen das Vorkommen von Cordierit und fibrolithischem Sillimanit, welche immerhin gewisse Hinweise auf die Entstehungsbedingungen der prävariszischen Gesteine liefern. Aus diesem Grund soll das Auftreten dieser Pseudomorphosen sowie die praktisch immer vorhandene retrograde Umwandlung von Biotit und Plagioklas nachfolgend etwas eingehender erläutert werden (s.S. 146ff.).

Die in der Karte dokumentierte petrotektonische Unterteilung in unregelmässige, jedoch generell massivparallel verlaufende Zonen geht, wie im historischen Rückblick bereits erwähnt, schon auf die frühesten Bearbeiter des Aar-Massivs zurück. Die beispielsweise in ALB. HEIM (1921) vorgenommene Gliederung ist im Wesentlichen auch heute noch gültig, wenn auch die altersmässige und genetische Zuordnung und Deutung der verschiedenen Einheiten teils grosse Veränderungen erlebt haben. Der Gliederung, wie sie in BERGER et al. (2016) für das gesamte Aar-Massiv erarbeitet wurde, liegen neben petrographischen Aspekten auch tektonische Störungen zugrunde, die teilweise bereits präalpin angelegt und anschliessend alpin reaktiviert wurden. Die heute steil einfallenden tektonischen Trennflächen sind durch Mylonite oder reliktsche karbonische und mesozoische Sedimentgesteine gekennzeichnet, wobei Letztere ursprünglich mit stratigraphischem Kontakt auf einer exhumierten Oberfläche abgelagert wurden. In Figur 40 sind die relativen und absoluten Altersbeziehungen sowie die Intensität der alpinen Überprägung im zentralen und im östlichen Aar-Massiv anhand von zwei Profilskizzen einander gegenübergestellt. Im Gegensatz zum zentralen Aar-Massiv, wo aufgrund der alpinen Überprägung eine ausgeprägte Steilstellung und eine intensive Zerschierung des Kristallins vorliegt, sind im östlichen Teil aufgrund der deutlich geringeren alpinen Überprägung die präalpinen Strukturen in weiten Teilen besser erhalten geblieben. Dies umfasst vor allem die relativen Altersbeziehungen der permokarbonischen vulkanosedimentären Abfolgen gegenüber den prävariszischen und variszischen sowie den mesozoischen Gesteinseinheiten.

Im Weiteren soll für die nachstehende Diskussion zur Rekonstruktion der metamorphen Überprägung der prävariszischen Grundgebirgseinheiten summarisch eine Zusammenstellung ihrer Charakteristika gegeben werden, die weitestgehend auf Beobachtungen im Kartengebiet beruhen (Tab.3).

Tab.3: Zusammenstellung der im Kartengebiet vorkommenden prävariszischen Kristallineinheiten und Beschreibung ihrer lithologischen Merkmale und Charakterisierung der Migmatitbildung.

	Innertkirchen-Migmatit	Erstfeld-Gneiskomplex	Guttannen-Gneiskomplex	Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex
Paläosom/ Melanosom	Biotitgneis, feingebänderter Gneis, Amphibolit, Ultrabazit, Kalksilikatfels, Marmor	Biotit-Plagioklasgneis (meist verfaltet), Biotitgneis, Marmor	Biotitgneis, Biotit-Plagioklasgneis, feinlagiger feinkörniger Paragneis	Biotitgneis (Bändergneis), Biotit-Plagioklasgneis, Amphibolit, Ultrabazit, Kalksilikatfels, basische Gänge (Sills)
Lithologie der Migmatite	Diatexit mit granodioritischem Leukosom (Schollen-migmatit)	Metatexit, lokal diaktisch, mit granitischem bis granodioritischem Leukosom (Lagenmigmatit, Stromatit)	Metatexit, lokal Diatexit mit trondhjemitischem bis granitischem Leukosom (vorwiegend stromatitisch mit Dilationsstrukturen)	Metatexit, lokal Diatexit mit trondhjemitischem bis granitischem Leukosom (stromatitische bis nebulitische bis Schollen- und Dilationsstrukturen)
Weitere lithologische und mineralogische Eigenheiten:				
Kalksilikatfels Marmor Schollenamphibolit Cordierit (Pinit) Sillimanit (Fibrolith)	wenig häufig lokal häufig häufig häufig selten	selten selten nicht vorhanden nicht vorhanden selten	häufig vereinzelt nicht vorhanden ziemlich häufig ziemlich häufig	selten nicht vorhanden häufig wenig häufig selten
Migmatisierung:				
Phasen Leukosome	1-phasig (?) in situ und intrusiv	2-phasig in situ und intrusiv	2-phasig in situ und intrusiv	2-phasig in situ und intrusiv

Metamorphose und Anatexis

Die einen wesentlichen Teil des Kartengebiets einnehmenden prävariszischen polymetamorphen Gesteine haben eine bisher nur sehr lückenhaft erfasste und oft wenig gesicherte Geschichte hinter sich. Die meisten Erkenntnisse hinsichtlich der Alterszuordnung dieser Gesteine stammen aus Untersuchungen ausserhalb des Kartengebiets wie beispielsweise aus dem Lauterbrunnental oder dem Sustengebiet. Hingegen sind die Kenntnisse zur variszischen Entwicklung, das heisst vom Karbon bis ins Perm, bedeutend besser bekannt. Die meisten Kenntnisse wurden durch Altersbestimmungen an Zirkonen und anderen Akzessorien aus den ursprünglich wohl weitestgehend aus Sedimenten hervorgegangenen Gesteinen gewonnen. Es handelt sich dabei vorwiegend um Grauwacken und Arkosen, in welche Kalk- und Mergellagen, vulkanosedimentäre Ablagerungen und geringe Anteile an basischen und ultrabasischen Einschaltungen zwischengeschaltet

tet sind. Diese bilden heute die als Migmatite, Gneise und Schiefer dominierenden Gesteine des Innertkirchen-Migmatits und der südöstlich folgenden Gneiskomplexe der Ferden-Guttannen- und der Sustenhorn-Zonen während der Protolith des Erstfeld-Gneiskomplexes fraglich ist. Aussagen zu den P-T-Bedingungen früherer Metamorphoseereignisse sind nur noch bedingt möglich, weil heute fast ausschliesslich grünschieferfazielle Paragenesen vorliegen und Mineralphasen älterer, höhergradiger Ereignisse im besten Fall als sehr selten vorkommende Relikte, meist aber nur noch als Pseudomorphosen erhalten geblieben sind. Ein weiterer Grund, der konkrete Angaben zu präalpinen Metamorphosebedingungen erschwert, sind die im Kartengebiet dominierenden Quarz und Feldspat führenden prävariszischen Gesteine, deren Chemismus – im Gegensatz zu pelitischen oder karbonatischen Gesteinen – keine diagnostischen Mineralparagenesen zulässt. Von herausragender Wichtigkeit für die Erarbeitung der Entwicklungsgeschichte der hier beschriebenen Gesteinseinheiten sind die verbreitet auftretenden migmatitischen Gesteine, welche die angesprochenen Pseudomorphosen und Relikte enthalten. Sie sollen wegen ihrer Bedeutung nachfolgend etwas näher beschrieben und gedeutet werden.

Migmatite

In sämtlichen Einheiten des prävariszischen Grundgebirges im Aar-Massiv kommen Migmatite – wenn auch in sehr unterschiedlichen Anteilen – vor. Im Innertkirchen-Lauterbrunnen- und im Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex sind migmatitische Gesteine dominierend. Auch im Erstfeld-Gneiskomplex werden grosse Bereiche durch stromatitische Migmatite gebildet, ähnlich wie im Guttannen-Gneiskomplex, wo Migmatitstrukturen wesentliche Anteile ausmachen können. Dies belegt, dass in diesen Einheiten P-T-Bedingungen erreicht worden sind, die zur partiellen Aufschmelzung von präexistierenden, mutmasslich psammitischen Metasedimenten (ehemalige Grauwacke mit untergeordneten Einschaltungen von Sandstein und Arkose) geführt hatten. Im Erstfeld-Gneiskomplex dürften neben den sedimentären (paragenen) aber auch magmatische (orthogene) Anteile vorliegen. Genaue Angaben zu den Bildungsbedingungen können keine gemacht werden. Die Migmatite sind während unterschiedlichen Metamorphose- oder gar Orogenesezyklen entstanden und zeigen neben Gemeinsamkeiten auch strukturelle und petrographische Unterschiede. Für die detaillierte lithologische Beschreibung sei jeweils auf die entsprechenden Kapitel verwiesen. Bezüglich Nomenklatur und Grundlagen stützen wir uns auf die Publikationen von PAWLEY et al. (2013, 2015), SAWYER (2008), SAWYER & BROWN (2008), VERNON & CLARKE (2008) und WEINBERG & HASALOVÁ (2015).

Charakteristik der Migmatite des prävariszischen Grundgebirges

Generell werden Migmatitstrukturen durch verschiedene Variablen, wie Chemismus und Mineralogie des Ausgangsgesteins, Deformation, P-T-Bedingungen sowie Verfügbarkeit von Wasser geprägt. Obwohl postanatektische Deformation und Umwandlungen die Reaktionstexturen und -produkte weitgehend zerstört und verwischt haben, geben die makroskopischen Strukturen und reliktsche Phasen gewisse Hinweise zur Genese. Die Anzahl der erwähnten Variablen führt gezwungenermassen einerseits zu einer grossen Variabilität der Migmatite. Andererseits weist die heutige mineralogische Zusammensetzung der im Kartengebiet vorkommenden Migmatite hinsichtlich der beteiligten Mineralphasen eine nur sehr eng begrenzte Variation auf, handelt es sich doch praktisch ausschliesslich um relativ monotone, Biotit führende Quarz-Feldspat-Gesteine mit teils geringen Anteilen an Cordierit (Pinit) und Sillimanit (meist in Hellglimmer umgewandelt). Diese Tatsache widerspiegelt bis zu einem gewissen Grad auch eine vergleichsweise geringe chemische Bandbreite der Protolith, über die aber mangels Daten keine konkreten Aussagen gemacht werden können.

Die früheren Ansichten über die Genese der Migmatite des Haslitals wurden bereits kurz umrissen. Moderne Studien dazu fehlen allerdings weitgehend. RUTISHAUSER (1972b, 1973, 1974) hat ein Modell zur Genese des «Lauterbrunnen-Kristallins» (Teil der Innertkirchen-Lauterbrunnen-Zone) vorgestellt, das auch auf dessen östliche Fortsetzung – den Innertkirchen-Migmatit – angewendet werden kann. Er hat als Erster eine In-situ-Aufschmelzung eines unter Kompression stehenden «ursprünglichen Sedimentkomplexes» vorgeschlagen. Es ist davon auszugehen, dass zum Zeitpunkt der In-situ-Aufschmelzung die vorliegenden Sedimentgesteine bereits metamorph überprägt waren. Diese phänomenologisch diatektischen Migmatite sind, soweit der Beobachtung zugänglich, gekennzeichnet durch einen hohen Anteil an Leukosom (Matrix), dessen Verteilung sehr heterogen ist und durch eine Parallelzonierung mit granitischer, mehrheitlich aber granodioritischer Zusammensetzung charakterisiert ist (RUTISHAUSER 1972b, 1973). Die Paläosomanteile (Amphibolit, Marmor und Kalksilikatfels) sind – zumindest lokal – in Zügen aus Schollen parallel zu den Leukosomen (Matrixzonen) angeordnet. Nach RUTISHAUSER (1972b, 1973) widerspiegelt die variable Zusammensetzung der ehemaligen Schmelze (Leukosom) die unterschiedlichen ursprünglichen sedimentären Protolith. Im Kartengebiet ist diese Einregelung der Schollen im Innertkirchen-Migmatit allerdings nicht erkennbar, was zumindest teilweise den schlechteren Aufschlussverhältnissen geschuldet sein dürfte. Gemeinsam ist allen Grundgebirgseinheiten – mit Ausnahme des Erstfeld-Gneiskomplexes – das Vorhandensein von Cordierit bzw. dessen Abbauprodukt Pinit, wenn auch mit sehr variabler Häufigkeit. Im Innertkirchen-Migmatit ist Cordierit eine weitverbreitete und typische Mineralphase. Etwas weniger häufig kommt er in den diskordanten Leukosomen des Guttannen-Gneiskomplexes vor und noch seltener im Ofenhorn-

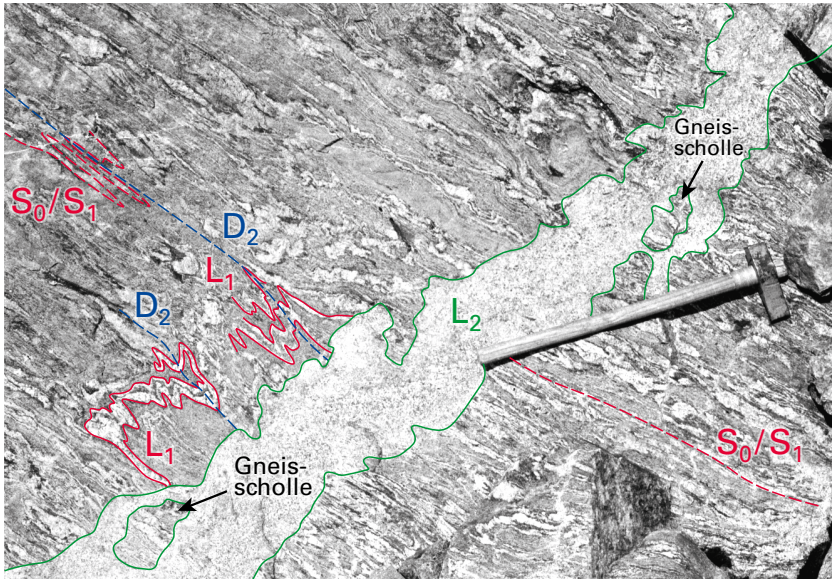


Fig. 41: Metatexit des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneisskomplexes mit konkordanten Leukosomen (parallel zur Bänderung oder Schieferung S_0/S_1 verlaufend, oft mit dunklem Saum und scharfer Begrenzung). Die Leukosome der ersten Generation (L_1 , rot) wurden in einer zweiten Deformationsphase D_2 verfaltet (inkl. Ausbildung einer Achsenebenschieferung). Diese Strukturen werden von einem diskordanten Leukosom der zweiten Generation (L_2 , grün) durchschlagen. Lokal sind Relikte mit D_1/D_2 -Gefügen als Schollen im diskordant verlaufenden Leukosom zu beobachten. Uf Beesten (Koord.2663360/1162730). Bildbreite etwa 2 m. Foto J. Abrecht.

Stampfhorn-Gneisskomplex. Neben amphibolitischen und kalksilikatischen Paläosomen treten im Haslital vermehrt hellere, gebänderte oder lagige Gneiseinschlüsse auf. Letztere ähneln zum Teil stark den Gesteinen des Erstfeld-Gneisskomplexes. Die Schollen von Amphibolit, Kalksilikatfels und Marmor weisen in der Regel scharfe Grenzen auf, wohingegen die gneisigen Einschlüsse meist diffuse und verwischte Begrenzungen zeigen.

Während die vorwiegend diatektischen Gesteine des Innertkirchen-Migmatits durch einen hohen Schmelzanteil mit verbreitet vorkommenden residualen Anteilen (Paläosome) in Form von Gneis-, Marmor-, und Amphibolitschollen charakterisiert sind, finden sich im Guttannen- und im Ofenhorn-Stampfhorn-Gneisskomplex mehrheitlich Metatexite (Stromatite), allerdings mit kleinräumigen lokalen Einschaltungen von Diatexiten. Ähnliche Protolithe und Ausgangsgesteine führten demzufolge auch zu sehr ähnlichen Strukturen im Innertkirchen-Migmatit und in den migmatitischen Gesteinen des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneisskom-



Fig. 42: Diatexit (Schollenmigmatit) des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes. In der ehemaligen Schmelze (Leukosom) schwimmen nicht oder partiell aufgeschmolzene Gneis- und Amphiboliteinschlüsse. Letztere weisen meist einen dunklen Saum aus Biotit auf (Koord. 2662 170/1162330). Foto J. Abrecht.

plexes. Typisch für Letzteren sind Bereiche mit basischen Schollen umgeben von einem grobkörnigen Leukosom (Schollenamphibolite). Die Grenze zwischen Metatexiten und Diatexiten ist nicht scharf, sie liegt etwa zwischen 20 und 60% Schmelzanteil und demzufolge existieren zwischen beiden Erscheinungsformen Übergänge (s. Fig. 41, 42). In den migmatitischen Gesteinen des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes können – im Gegensatz zum Innertkirchen-Migmatit – eindeutig zwei Phasen der Anatexis unterschieden werden. In Figur 41 sind diese zwei Phasen der Anatexis (Schmelzbildung) exemplarisch zu erkennen. Der metatektische Bändergneis weist einen eher geringen Schmelzanteil auf und zeigt noch die primäre Gneistextur mit einer ersten Schieferung S_1 (Deformationsphase D_1). Die Leukosome der ersten Phase der Anatexis L_1 sind konkordant zur mutmasslichen sedimentären Stoffbänderung S_0 und der parallel dazu verlaufenden Hauptschieferung und wurden in einer späteren Phase D_2 verfaltet. Die dazugehörige Achsenebenschieferung S_2 verläuft in den Faltenschenkeln parallel zu S_1 . Dieses Gefüge wird in einer zweiten Phase der Anatexis mit Bildung mobiler Schmelzen L_2 – häufig wohl entlang von Scherzonen – diskordant durchschlagen. Diese Leukosome der zweiten Generation führen Metatexiteneinschlüsse der ersten Anatexis. Die konkordant zur präexistierenden Foliation verlaufenden Leukosome der ersten Generation könnten einerseits auf eine geringe Segregation der In-situ-Schmelzen innerhalb eines bereits lagig aufgebauten Paläosoms hindeuten. Andererseits

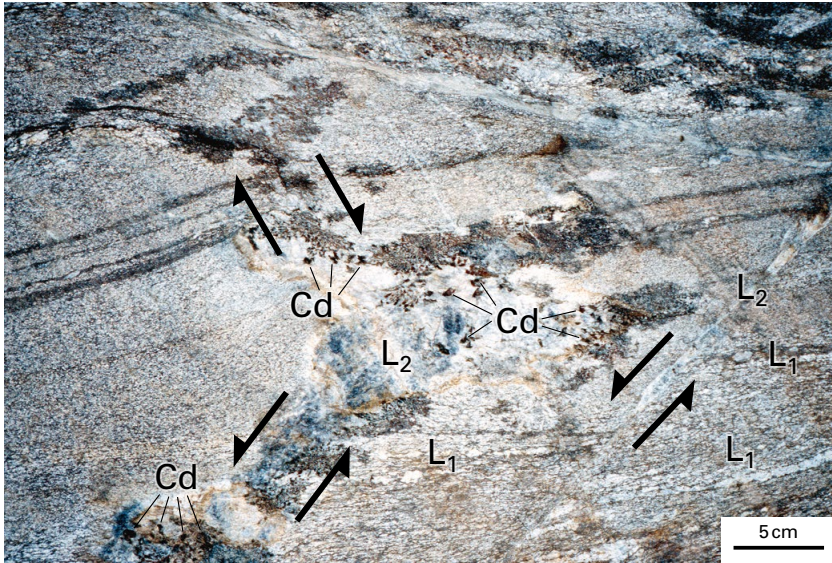


Fig. 43: Feinkörniger, lagiger metatektischer Biotit-Plagioklasgneiss aus dem Guttannen-Gneisskomplex. Konkordante, parallel zur Foliation verlaufende Leukosome L_1 mit dunklem Saum und scharfer Begrenzung werden entlang von konjugierten Scherzonen von diskordanten Leukosomen L_2 mit dunklem dendritischem Pinit (Pseudomorphose nach Cordierit, Cd) durchschlagen. Grienbärgli (Koord.2657400/1161850). Foto J. Abrecht.

könnten sie eine Folge der Injektion von Schmelzen aus der näheren oder weiteren Umgebung entlang der Foliation sein. Die Schmelzen der zweiten Generation scheinen mobiler und in der Regel von intrusiver Natur zu sein. Im Extremfall kommt es zu diatektischen Strukturen (Fig. 42).

Figur 42 zeigt einen Diatexit mit einem entsprechend hohen Schmelzanteil, in welchem das Gefüge der ersten Anatexis nur noch in den reliktsch erhaltenen metatektischen Gneisschollen erkennbar ist. Die Amphibolitschollen als Teil des Paläosoms weisen meist einen charakteristischen Reaktionssaum aus Biotit auf (ABRECHT 1980). Die oft sehr grobkörnigen plagioklasreichen Leukosome, die bevorzugt in und zwischen den Amphibolitschollen auftreten (Fig. 5d), dürften eine Folge der hier vorhandenen grossen Kompetenzunterschiede sein, welche zur Bildung von Dilatationsstrukturen (Boudinage, Spalten, Druckschatten) führten und dadurch die räumliche Verteilung der Schmelze stark beeinflussten. In den Metatexiten des Guttannen-Gneisskomplexes lassen sich solche Strukturen wohl mangels vorhandener basischer Schollenkomplexe nicht beobachten. Häufig sind dafür

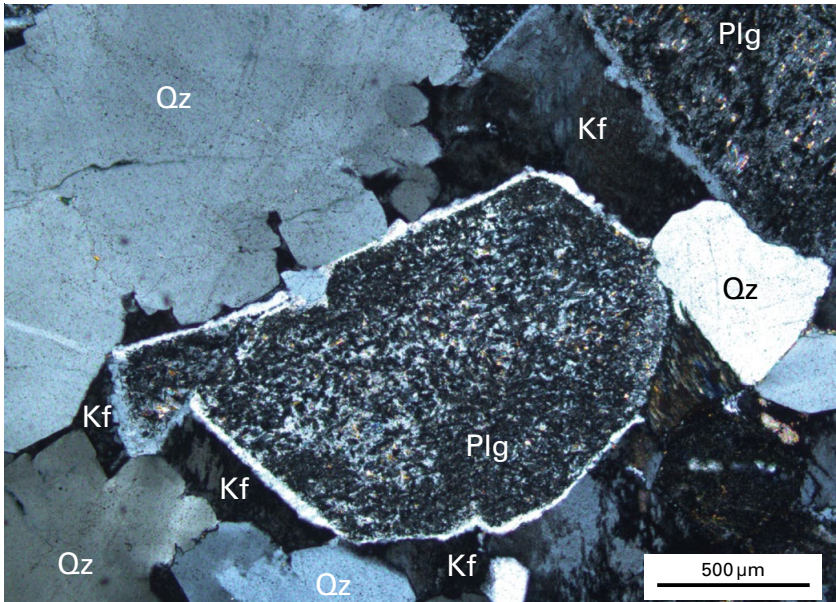


Fig. 44: Leukosom aus dem Innertkirchen-Migmatit, bestehend aus Plagioklas (Plg) mit Epidoteinschlüssen, Quarz (Qz) mit rundlichen Ausbuchtungen und Alkalifeldspat (Kf) entlang von Korngrenzen zwischen Quarz und Plagioklas. Das Gefüge weist auf partielle Schmelzbildung hin. Louwistafel (Koord. 2661 750/1168 590). Foto J. Abrecht.

entlang von Scherzonen verlaufende Leukosombildungen der zweiten Generation zu beobachten (Fig. 43). Auch im Erstfeld-Gneiskomplex finden sich vergleichbare Strukturen, die ebenfalls eine zweiphasige Anatexis belegen (Fig. 11). Dies weist auf die Bedeutung von differentiellem Stress bei der Anatexis hin und damit auch auf die Gleichzeitigkeit von Schmelzbildung und Deformation.

Während die Aufschmelzung anhand makroskopischer Strukturen im Aufschlussbereich praktisch überall nachvollzogen werden kann, sind entsprechende mikroskopische Gefüge infolge der gegen Süden zunehmenden Deformation und Rekristallisation nur noch vereinzelt anzutreffen. Am ehesten sind sie noch im Norden im Innertkirchen-Migmatit zu erwarten. So fand sich in einer Probe von der Louwistafel ein undeformiertes Gefüge mit Quarzkörnern mit rundlichen Korrosionsbuchten (vergleichbar mit rhyolithischen Quarzkörnern), idiomorphem, stark saussuritisiertem Plagioklas und Alkalifeldspat in Zwickeln (Fig. 44). Der Alkalifeldspat zwischen dem buchtigen Quarz und Plagioklas dürfte der ehemaligen

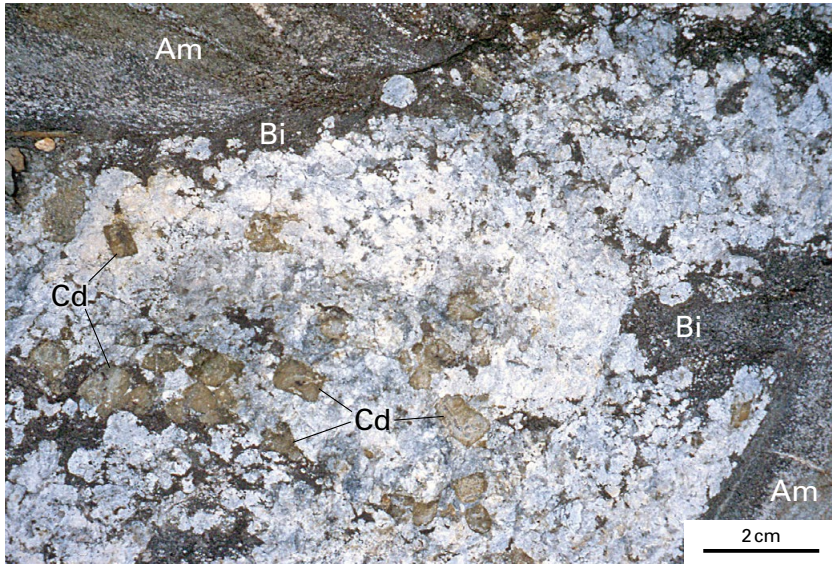


Fig. 45: Pegmatoides Leukosom aus Plagioklas und Quarz mit teilweise idiomorphem, grünbraunem Pinit (Pseudomorphose nach Cordierit (Cd) im Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex. Am: Amphibolitscholle, Bi: Biotitsaum um Amphibolitscholle. Südostgrat des Steinlouwihorns (Koord.2662780/1162860). Foto J. Abrecht.

Schmelze entsprechen, wie das an verschiedenen Migmatiten als Kriterium für Schmelzbildung auf Korngrenzen demonstriert wurde (z.B. HOLNESS & SAWYER 2008, YU et al. 2014).

Aus den oben genannten Gründen können die Entstehungsbedingungen der Migmatite nur noch grob abgeschätzt werden. Da präanatektische Phasen kaum mehr erhalten sind, haben Aussagen über schmelzbildende Reaktionen oder über die Herkunft des für die Schmelzprozesse erforderlichen Wassers nur spekulativen Charakter. Die dominierende Paragenese des Protoliths, vermutlich eine ehemals aus Grauwacke, Arkose und Sandstein bestehende Sedimentabfolge, ist Quarz + Plagioklas + Biotit $\pm$ Muskovit + Apatit + Zirkon. Untergeordnet können auch Alkalifeldspat, Granat, Oxide und Sillimanit auftreten. Die anatektisch überprägten Gesteine sind charakterisiert durch die Paragenese Quarz + Plagioklas + Biotit $\pm$ Alkalifeldspat $\pm$ Fibrolith $\pm$ Cordierit + Ilmenit + Apatit + Zirkon. Muskovit ist heute weitgehend nur noch in feinschuppiger Form als Füllung von Plagioklas (Serizit, neben Epidot) und in monomineralischen Schlieren und Bändern auf Scherzonen vorhanden. Es ist somit unklar, ob freies Wasser durch Dehydratation von Musko-

vit und Biotit für die Schmelzbildung zur Verfügung gestellt worden ist, wie das für die doch relativ hohen Schmelzanteile erforderlich gewesen wäre (water-fluxed bzw. water-assisted melting, WEINBERG & HASALOVÁ 2015).

Muskovit in tonalitischen Ausgangsgesteinen verschwindet bei einem Druck von etwa 0,5 GPa bereits ab etwa 650°C, während die Biotit-Dehydratation ab etwa 700°C erfolgt (CHEN & GRAPES, 2007, SCHWINDINGER et al. 2019). Plausibel erscheint bei höheren Temperaturen ein inkongruentes Aufschmelzen, bei dem ein Teil des Biotits unter Wasserabgabe verschwindet, der Rest seine Zusammensetzung den neuen Bedingungen anpasst und zusätzlich neue Phasen (z.B. Cordierit) gebildet werden. Das Auftreten von Cordierit im Innertkirchen-Migmatit sowie im Guttannen- und im Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex deutet auf eine Bildung der Schmelzen bei niedrigem Druck, von Granat und Cordierit bei mittlerem Druck. Granat ist in den Leukosomen der Migmatite als wichtiger Gemengteil nur im Erstfeld-Gneiskomplex beobachtet worden, wo Cordierit dafür zu fehlen scheint. Die Schmelzen mit Cordierit dürften somit unterhalb von etwa 0,4 GPa und in einem Temperaturbereich zwischen etwa 650–800°C gebildet worden sein.

Die Seltenheit von alkalifeldspatreichen Gesteinen im Guttannen- und im Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex ist nicht nur charakteristisch für die das Paläosom bildenden Ausgangsgesteine, sondern auch für zahlreiche Schmelzen, die verbreitet mit trondhjemitischer Zusammensetzung erstarrten. Derartige, teilweise auch Cordierit führende Quarz-Plagioklasleukosome sind charakteristisch für gewisse pegmatoide Leukosome in den Schollenamphibolitvorkommen des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes (Fig. 5a, d, 45). Alkalifeldspatreiche Schmelzen finden sich im Guttannen- und im Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex in Form der relativ häufig vorkommenden Mikroklinpegmatite, die als diskordante, unregelmässige, manchmal auch gangartige kleine Körper von in der Regel nur einigen Dezimetern Ausdehnung auftreten (Fig. 34) und möglicherweise mit der Migmatitbildung in Zusammenhang stehende abgetrennte Alkalifeldspat führende Kumulate darstellen.

Als Höhepunkt der Anatexis werden die Intrusionen von leukokratem aplitischem Granit im Guttannen- und im Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex gedeutet. Sie stellen das Endprodukt der Aufschmelzung der Quarz und Feldspat führenden Gneise in einem etwas tieferen Krustenniveau, mit anschliessendem Aufstieg und Intrusion in die weniger tief gelegenen und nur teilaufgeschmolzenen Gesteine dar. Die scharfen Intrusionskontakte (Fig. 6) belegen, dass Letztere bereits deutlich unter ihre Solidustemperaturen abgekühlt waren. Die Platznahme erfolgte somit nach der Schmelzbildung der zweiten Generation, und die darin vorkommenden mafischen Flecken mit leukokratem Saum werden als ehemalige Quarz-Cordierit-Aggregate aufgefasst, welche vermutlich bei der Schmelzbildung unter Abbau von Biotit unter wasserungesättigten Bedingungen gebildet worden sind (BARBEY et al. 1999).

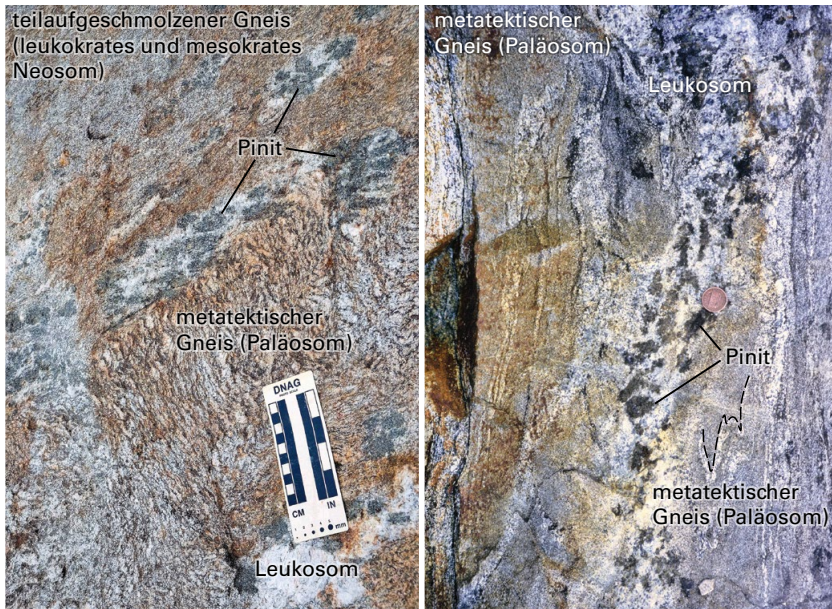


Fig. 46: Diffus begrenztes Leukosom mit grünen, unregelmässig geformten Pinitflecken (Pseudomorphosen nach Cordierit). Links: Diatexit des Innertkirchen-Migmatits. Bachbett westlich der Furggisegg (Koord.2662110/1168740). Rechts: Metatexit des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes. Südostgrat des Steinlouwihorns (Koord.2662780/1162860). Foto J. Abrecht.

Niedriggradige Überprägung

Bei den heute praktisch überall dominierend auftretenden grünschieferfaziel-
len Paragenesen ist meist unklar, wie weit diese nur der alpinen Metamorphose
zuzuschreiben sind. Eindeutig präalpinen Alters sind die in den Gneisen und Mig-
matiten nur selten erhalten gebliebenen Relikte amphibolitfazieller Phasen wie
Sillimanit, Cordierit oder Korund. Weitere Hinweise auf amphibolitfazielle Be-
dingungen finden sich in den Paragenesen der Silikatmarmor- und Kalksilikatfels-
linsen.

Cordierit-Pseudomorphosen (Pinit)

Pinit ist ein charakteristischer und häufiger Bestandteil des Innertkirchen-
Migmatits. Die Beschreibungen von NEIDINGER (1951) und RUTISHAUSER (1972a)
aus dem oberen Lauterbrunnental stimmen mit den Beobachtungen im Kartenge-
biet überein. Auch im Guttannen-Gneiskomplex ist der pinitisierte Cordierit ein

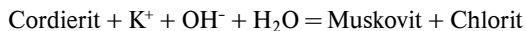
verbreiteter Bestandteil der migmatitischen Gesteine, während er im Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex nur lokal angetroffen wurde. Andererseits konnte in den Gesteinen des Erstfeld-Gneiskomplexes Cordierit, wie schon SCHALTEGGER (1986b) und BEKKADOUR (2009) erwähnten, nicht nachgewiesen werden.

Makroskopisch erkennbare Pseudomorphosen nach Cordierit treten in mannigfacher Form als Pinit auf, vorzugsweise in den Leukosomanteilen der migmatitischen Gneise (Fig. 45, 46). Er findet sich jedoch auch als Porphyroblasten in nicht aufgeschmolzenem Biotit- und Biotit-Plagioklasgneis. Er dürfte dort einerseits eine Bildung eines präanatektischen Metamorphoseereignisses mutmasslich ordovizischen Alters sein. Andererseits weist der in den diskordanten Leukosomen gehäuft vorkommende Cordierit klar auf seine Genese im Zusammenhang mit der Schmelzbildung im Zuge der lokalen Aufschmelzung der Gneise (in-situ partial melting) hin.

Neben Muskovit wurde in zwei Proben aus dem Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex mittels REM-Aufnahmen auch ein phengitischer Hellglimmer festgestellt. Bei den gelegentlich in den migmatitischen Gneisen des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes vorkommenden zonierten Aggregaten mit einem Kern aus Epidot, Hellglimmer, Chlorit sowie reliktischem Granat und einem feinschuppigen Hellglimmersaum könnte es sich um Pseudomorphosen nach Granat mit Cordieritsaum handeln. Derartige Paragenesen werden beispielsweise aus den Migmatiten des Velay-Komplexes im Massif Central beschrieben (MOYEN et al. 2018).

Der Ersatz des in den Leukosomen oder Gneisen gebildeten Cordierits durch die heute als Pinit bezeichneten sehr feinkörnigen Mineralaggregate wurde durch OGIERMANN (2002) an Proben aus dem Schwarzwald eingehend untersucht. Er wies Schichtsilikate als vorherrschende Produkte nach, wobei neben Biotit und Chlorit auch unterschiedliche Tonminerale vorkommen können.

Eine mögliche nicht-isochemische Reaktion wäre:



Infolge der Volumenvergrößerung bei der Pinitisierung sind die angrenzenden Quarzkörner oft aufgesprengt und die Spaltrisse wie auch die Korngrenzen mit Serizit gefüllt (Fig. 47). Mit zunehmender Deformation werden die Aggregate zu länglichen ausfransenden Schmitzen deformiert. Diese zeigen dann oft auch einen Saum aus leicht grobschuppigerem Hellglimmer, welcher senkrecht zur Pinitbegrenzung anwächst und als jüngere, möglicherweise alpine Bildung interpretiert wird. Die Orientierung der Serizitschuppen in wenig deformiertem Pinit ist beliebig, teilweise lässt sich ein Wachstum des Serizits von ehemaligen Spaltrissen aus erkennen.

Die als ehemaliger Pinit interpretierten mafischen Flecken im leukokraten aplitischen Granit des Guttannen- und des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes wurden grünschieferfaziell umgewandelt und enthalten neben grünem Biotit

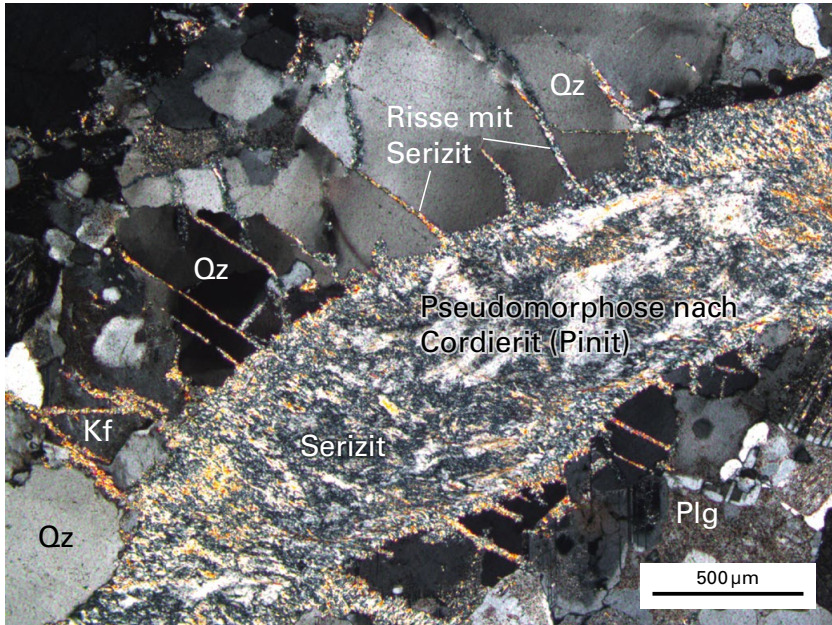


Fig. 47: Pseudomorphose nach Cordierit, bestehend aus einem feinkörnigen serizitischen Mineralaggregat (Pinit). Leukosom im migmatitischem Gneis des Guttannen-Gneiskomplexes mit Quarz (Qz), Plagioklas (Plg) und Alkalifeldspat (Kf). Risse im Quarz sind mit Serizit gefüllt. Nordwestgrat des Steinhühorn. Dünnschliffaufnahme J. Abrecht.

und Chlorit sowie vermutlich weiteren Phyllosilikaten alpin neugebildeten, idiomorphen Granat. Solche Mineralgemenge mit einem unregelmässig ausgebildeten leukokraten quarzreichen Saum werden auch aus anderen Gebieten beschrieben (z.B. Bergell, Erzgebirge, Massif Central). Aus dem südlichen Aar-Massiv beschreibt NIGGLI (1965a) vergleichbare Phänomene aus dem Engi-Granit zwischen Gletsch und Oberwald. Ein Vergleich mit den von BARBEY et al. (1999, 2015) beschriebenen Cordierit-Quarz-Aggregaten aus dem Velay-Komplex zeigt eine grosse Ähnlichkeit auf. Gemäss diesen Autoren erfolgte die Cordieritbildung in einem aufsteigenden anatektischen Magma mit einem hohen Kristallanteil (Biotit, Feldspäte) unter Dekompressionsbedingungen in Anwesenheit einer Schmelze und ohne Beteiligung von Alumosilikaten.

Die zeitliche Festlegung der Umwandlung des Cordierits ist umstritten, dürfte aber sicher präalpin sein, da die Temperaturen während der alpinen Metamorphose mit Temperaturen von weniger als 300°C im nördlichen Aar-Massiv kaum

hoch genug gewesen sein dürften. In den durch die alpine Orogenese nicht beeinflussten äquivalenten Migmatiten des Velay-Komplexes hat eine retrograde Phase nach der Hochtemperatur-Schmelzbildung unter Zufuhr von Wasser bereits früh zu einer Pinitisierung von Cordierit geführt.

Fibrolith-Pseudomorphosen

Während Cordierit nirgends mehr nachgewiesen werden konnte, war es möglich, in einigen Fällen noch Sillimanitrelikte innerhalb pseudomorpher Umwandlungsbildungen – insbesondere im Guttannen- und im Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex – zu identifizieren. Meist handelt es sich um Fibrolith, einzig in einem Metatexit vom Südostgrat des Steinlouwihorns fand sich prismatischer Sillimanit, im gleichen Gestein zudem noch ein Relikt von Korund. Die aus Hellglimmer bestehenden Pseudomorphosen nach fibrolithischem Sillimanit ähneln oft stark den deformierten Pinitaggregaten. Im Dünnschliff kann ebenfalls nur ein sehr feinschuppiges Hellglimmergemenge identifiziert werden, das gemäss REM-Aufnahmen aus verschiedenen Phyllosilikaten zusammengesetzt ist. Im Gegensatz zu Pinit sind die Glimmerschuppen praktisch immer in der Längsachse der Aggregate eingeregelt, was die ursprüngliche faserige Ausbildung des Sillimanits widerspiegelt. An den Enden und auch seitlich dringen dünne serizitisierte Fibrolithnadeln spiessartig in den angrenzenden Quarz ein bzw. werden von diesem überwachsen, was bei Pinit nie der Fall ist (Fig. 48).

Am häufigsten tritt umgewandelter fibrolithischer Sillimanit im Biotit-Plagioklasgneis des Guttannen-Gneiskomplexes auf. Im Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex konnte er nur in einem Vorkommen am Steinlouwihorn nachgewiesen werden, ebenso im Bäregg-Gneiskomplex. Der Fibrolith bildet längliche, oft wirblice Aggregate (nodules), in stets quarzreicher Umgebung und oft mit Biotit verwachsen. Im Handstück ist er meist als dunkelgraue bis schwärzliche gelängte Flecken von einigen Millimetern Länge erkennbar. Die Koexistenz mit Biotit und die Texturen deuten auf eine Bildung auf Kosten von Biotit hin. Die dafür verantwortlichen Reaktionen sind komplex und beinhalten kleinräumige Stoffverschiebungen mit Auflösung von Biotit und seiner Wiederausfällung in benachbarten Bereichen (FOSTER 1991). Der Biotit diente dabei eher als Katalysator denn als Reaktant. In stärker deformierten bzw. rekristallisierten Gesteinen ist die Unterscheidung von Fibrolith- und Cordierit-Pseudomorphosen nicht immer eindeutig. Auch Verwachsungen von beiden Phasen können nicht ausgeschlossen werden, wie sie etwa von AREIAS (2014) in Metatexiten eines variszischen Migmatitkomplexes in Portugal beschrieben werden. Im Innertkirchen-Migmatit wurde Sillimanit nicht angetroffen, was sich mit den Beobachtungen von NEIDINGER (1951), RUTISHAUSER (1972a) und LABHART et al. (2015a) deckt. Der nur einmalig in einem Gneis des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes nachgewiesene Korund befindet sich in einem feinschuppigen Gewebe aus Hellglimmer. Seine Bildungsreaktion ist un-

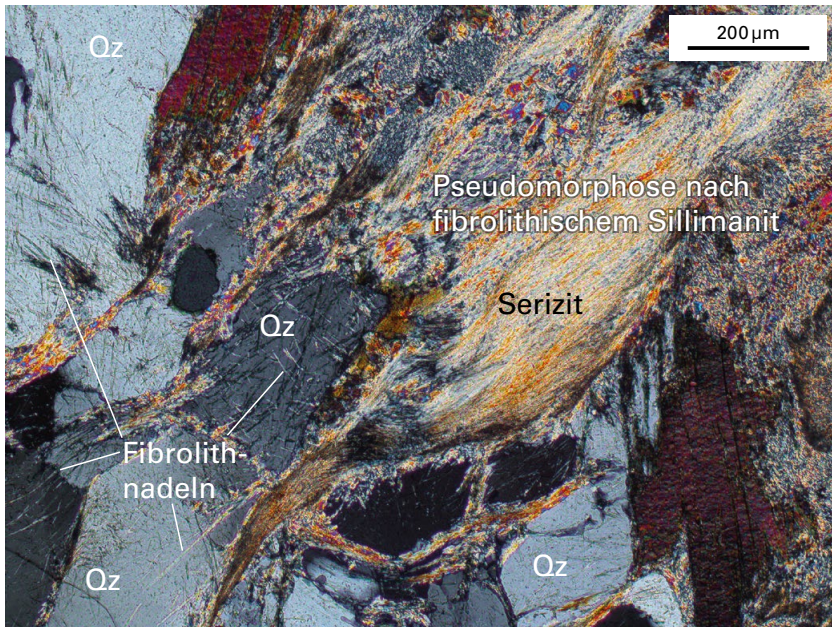


Fig. 48: Aus Serizit bestehende Pseudomorphose nach fibrolithischem Sillimanit im granitischen Gneis des Erstfeld-Gneiskomplexes. In der linken Bildhälfte sind serizitisierte ehemalige Fibrolithnadeln als Einschlüsse in Quarz (Qz) zu erkennen. Im Gebiet Sumpf nördlich oberhalb von Guttannen (Koord. 2664820/1169190). Foto J. Abrecht.

klar; es bestehen verschiedene Möglichkeiten wie zum Beispiel nach Sillimanit oder nach Muskovit. Die korrodierte Kornform lässt allerdings eher auf einen retrograden Abbau zu Hellglimmer schliessen.

Chloritisierung von Biotit

Chloritisierter Biotit ist in allen prävariszischen Gneiskomplexen und in den spät- bis postvariszischen Intrusiva verbreitet. Die Chloritisierung besteht in der Umwandlung des primären, braunen bis rotbraunen Biotits in Chlorit und Hellglimmer (Ausbleichung), wobei in der Regel die ursprüngliche Kornform des Biotits erhalten bleibt (Fig. 49). Sie ist immer begleitet von der Bildung von Ti-Phasen wie Titanit und Rutil. Epidot als Reaktionsprodukt tritt in den variszischen Intrusivgesteinen häufig auf, scheint aber in den prävariszischen Gesteinen zu fehlen. Die Chloritisierung, oft begleitet von Hellglimmerbildung, beginnt meist längs der

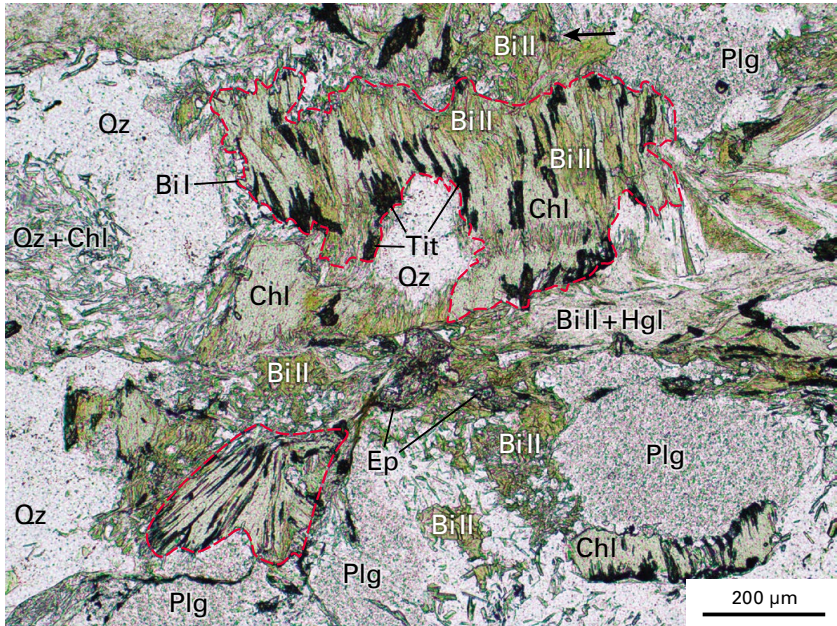


Fig. 49: Retrograd überprägter Biotit-Plagioklasgneis des Guttannen-Gneiskomplexes. Pseudomorphe Umwandlung des primären prävariszischen Biotits (Bi I, rot umrandet) zu sekundärem Biotit (Bi II), Chlorit (Chl) und Titanit (Tit). Der ursprüngliche rotbraune primäre, jetzt nur noch in reliktschen Lamellen vorhandene Biotit ist nur noch an seiner Kornform (rot umrandet) erkennbar. Daneben finden sich feinschuppige, einschlussfreie Biotitneubildungen (Bi II) zusammen mit Hellglimmer (Hgl). Der primäre Plagioklas (Plg) ist zu einem Na-reicheren Plagioklas mit Einschlüssen von Epidot (Ep) und Serizit umgewandelt (Saussuritisation). Beim Saugenwald südöstlich von Guttannen (Koord. 2665580/1166770). Foto J. Abrecht.

Spaltbarkeit und kann zu einer vollständigen pseudomorphen Umwandlung des Biotits führen. Die Umwandlung ist generell sehr selektiv, das heisst innerhalb eines Dünnschliffs können neben noch durchwegs braunem Biotit mit lediglich Titanit- oder Rutilausscheidungen auch vollständig umgewandelte, nur noch aus Chlorit und teilweise aus Hellglimmer bestehende Pseudomorphosen vorhanden sein. Neben diesen pseudomorphen Umwandlungen durch Ersatz des primären Biotits findet oft auch eine Neubildung von feinschuppigem hellbraunem bis grünlich braunem Biotit ohne Einschlüsse von Ti-Phasen statt. So ist in gewissen Gesteinen, insbesondere im Guttannen-Gneiskomplex, ein vollständiges Verschwinden des Biotits zu beobachten bei gleichzeitiger Neubildung von Chlorit, der keine pseudomorphen Formen nach Biotit mehr erkennen lässt.

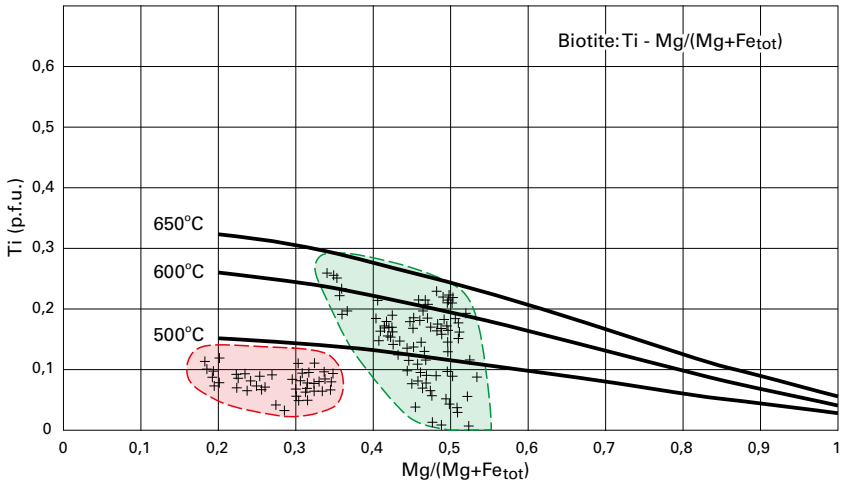


Fig. 50: Ti zu Fe+Mg-Verteilung in Biotit und korrespondierende Bildungstemperatur nach HENRY et al. (2005). Biotitproben stammen aus den prävariszischen Gesteinen (grünes Feld) und den spät- bis postvariszischen Intrusiva (rotes Feld).

Eine altersmässige Zuordnung der Chloritisierung ist in den polymetamorphen Gesteinen nicht möglich. HENRY et al. (2005) hat ein empirisches Geothermometer vorgeschlagen, das sich auf den Ti-Gehalt von Biotit in pelitischen Gesteinen stützt, welche Ilmenit oder Rutil und Graphit enthalten. Während in den prävariszischen Gneisen und Migmatiten diese Phasen praktisch immer vorhanden sind, trifft dies auf die Intrusiva nur bedingt zu. Die aus dem Diagramm in Figur 50 abgeleiteten Temperaturen sind deshalb bestenfalls als Näherungswerte zu betrachten, lassen aber trotzdem gewisse Schlüsse hinsichtlich der zeitlichen Einordnung der retrograden Umwandlungen des Biotits zu. Im Gegensatz zu den Intrusiva mit Temperaturen im Bereich zwischen 400 und 450°C, die mit denjenigen der alpinen Metamorphose übereinstimmen, schwanken die ermittelten Bildungstemperaturen von Biotit des prävariszischen Grundgebirges zwischen sehr tiefen und bis über 600°C reichenden Temperaturen. Diese starke Streuung dürfte allerdings nur untergeordnet auf unterschiedliche Bildungs- oder Rekristallisationstemperaturen zurückzuführen sein, sondern vielmehr auf die sehr heterogene Umwandlung von Biotit zu Chlorit (und Muskovit). Dies bedeutet, dass die beobachteten Mineralparagenesen im Allgemeinen nicht als Gleichgewichtszusammensetzungen betrachtet werden können. Einzig die Temperaturen oberhalb etwa 600°C dürfen als Hinweis auf die amphibolitfazielle, vermutlich variszische Überprägung gedeutet werden.

Saussuritisierung von Plagioklas

Eine weitere Folge der polymetamorphen Überprägung der prävariszischen Gesteine, in etwas geringerem Masse aber auch der Intrusiva, ist die retrograde Umwandlung von Plagioklas in ein Gemenge aus Na-ärmerem Plagioklas (häufig Albit), Hellglimmer und Epidot, was als Saussuritisierung bezeichnet wird. Der Abbau von Plagioklas zu Hellglimmer und Epidot kann so weit gehen, dass der Feldspat im Dünnschliff praktisch nicht mehr erkennbar ist. Eine klare altersmässige Zuordnung dieser retrograden Umwandlung ist in den prävariszischen Gesteinen jedoch nicht möglich, wenn auch die im Vergleich zu den spät- bis postvariszischen Intrusiva meist viel stärkere Saussuritisierung präalpine Prozesse als wahrscheinlich erscheinen lässt.

Tektonometamorphe Entwicklung

Präordovizische Relikte

GULSON & RUTISHAUSER (1976) bestimmten an detritischen Zirkonen aus den granitoiden Anteilen des Innertkirchen-Migmatits Alter von mindestens rund 2 Ga. Gerundete Körner aus Gneiseinschlüssen, die auf einen sedimentären Ursprung hindeuten, ergaben ebenfalls ein Alter um 2 Ga und belegen die Herkunft von detritischen Zirkonen aus proterozoischen Sedimentgesteinen. Obwohl die U/Pb-Daten erhebliche Schwierigkeiten für die Interpretation boten, fanden die Autoren Hinweise darauf, dass die Anwachsrande um ererbte Zirkone sowie die idiomorphen Zirkone im Zuge der variszischen Metamorphose um 300 Ma entstanden sind.

Aus dem Erstfeld-Gneiskomplex vom Sustengebiet hat SCHALTEGGER (1993, 1994) gerundete, detritische Zirkone datiert, die ein U/Pb-Alter von rund 2,6 Ga ergaben. Diese Daten belegen auch spätere metamorphe Überprägungen zwischen 0,55 und 0,62 Ga und weisen auf eine ursprüngliche Bildung im Archaikum hin, als weltweit grosse Mengen kontinentaler Kruste gebildet wurden. Die dabei in den archaischen granitoiden Intrusiva und den Gneisen gebildeten Zirkone fanden sich dann im Abtragungsschutt dieser sehr alten Gebirge und wurden während des Proterozoikums (2,5–0,54 Ga) nochmals in eine Gebirgsbildungsphase einbezogen. Diese Gesteine bilden das ursprüngliche Substrat für die heute im Aar-Massiv das Grundgebirge aufbauenden anatektisch überprägten Paragneise (Fig. 51).

Ordovizischer Zyklus (kaledonische Orogenese)

Die Kenntnisse über die prävariszische Entwicklungsgeschichte des Kartengebiets sind wenig umfangreich, und die Zuordnung von tektonometamorphen Ereignissen zu den präalpinen Orogenesen ist entsprechend schwierig und fraglich.

SCHALTEGGER (1993, 1994) und SCHALTEGGER et al. (2003) legen aus dem Innertkirchen-Migmatit, dem Erstfeld-Gneiskomplex und dem Guttannen-Gneiskomplex U/Pb- und Pb/Pb-Altersdaten an Zirkon, Monazit und Titanit vor. Die untersuchten metasedimentären Gesteine (Paragneise, Kalksilikatmarmor) und damit assoziierte Amphibolitvorkommen – lokal mit Granat-Amphibolit, der als retrograd umgewandelter Eklogit gedeutet wird – stammen vor allem aus dem benachbarten Sustengebiet und zum Teil aus dem Haslital (migmatitisches Leukosom aus dem Innertkirchen-Migmatit von der Üssri Urweid und Biotit-Serizit-schiefer aus dem Guttannen-Gneiskomplex). Die Alter liegen zwischen 480 und 445 Ma und weisen damit auf eine metamorphe Überprägung während der kaledonischen Orogenese im Ordovizium hin (Fig. 51). Das höchste Alter von 479 ± 5 Ma repräsentiert die Platznahme eines Gabbros am Sustenpass und belegt damit einen frühen basischen Magmatismus. Die folgende Überprägung durch eine Hochdruck-Metamorphose wurde mit 460 Ma datiert (BIINO et al. 1999). Dies wird von den Autoren als Hinweis auf einen ordovizischen aktiven Plattenrand gedeutet, bei dem Gesteine der ozeanischen Kruste (heute als Serpentin, Gabbro und Amphibolit vorliegend) in einen Akkretionskeil aus detritischen Gesteinen (Grauwacke) inkorporiert wurden. Das Vorkommen dieser mafischen und ultramafischen Gesteinsassoziationen in den metamorph überprägten Grauwackeabfolgen wird als tektonisches Melange und damit als Hinweis auf einen ordovizischen plattentektonischen Zyklus während der kaledonischen Orogenese aufgefasst. Hinweise auf eine Hochdruck-Überprägung finden sich – zumindest in den Gesteinen der Erstfeld-Zone – nicht nur in den Paragenesen der koronitischen Metagabbros vom oberen Meiental, sondern werden auch durch Funde von Disthen in aplitgranitischen intrusiven Leukosomen vom Eftal südöstlich von Erstfeld angedeutet (ABRECHT 1994). Obwohl im Kartengebiet Vorkommen von metamorphem Metagabbro vereinzelt zu beobachten sind, konnten darin keine eindeutigen Relikte dieser Hochdruck-Überprägung gefunden werden. Einzig aus dem Guttannen-Gneiskomplex ist ein Granatamphibolit mit symplektitischer Textur und Rutil bekannt, der einen retrograd stark überprägten Eklogit darstellen könnte (JEQUIER 1985). Sowohl das Alter als auch die Herkunft und Platznahme der ultrabasischen Einschlüsse in der Sustenhorn- und der Ferden-Guttannen-Zone sind Gegenstand der Diskussion. Eine prävariszische Entstehung darf allerdings aufgrund der Feldbefunde als gesichert gelten. Basierend auf chemischen Untersuchungen wurde eine Mantelherkunft als wahrscheinlich erachtet (BIINO 1992). Die Ultramafite stellen demnach Relikte einer ozeanischen Kruste dar, welche an einem aktiven Kontinentalrand in einen Akkretionskeil integriert wurden (ABRECHT et al. 1991). Das Vorkommen der insbesondere in der Sustenhorn-Zone weitverbreiteten Assoziation von Schollen- bzw. Bänderamphibolit und peraluminösen Migmatiten und Gneisen ist für ZURBRIGGEN (2020) wegen des Mangels an intermediären Gliedern ein Hinweis auf eine Bildung in einem Subduktions-Akkretions-Komplex. Die Vorkommen von Amphibolit repräsentieren nach diesem Autor primäre Basalte, welche die für

die Aufschmelzung der peraluminösen Sedimentgesteine erforderliche Wärme mitbrachten. Er ordnet diese Vorgänge der sogenannten «cenerischen Gebirgsbildung» im Ordovizium zu (ZURBRIGGEN 2017).

Die Zirkon-Alter um 456–452 Ma aus dem Erstfeld-Gneiskomplex definieren eine metamorphe Überprägung unter Bedingungen der oberen Amphibolitfazies mit teilweiser Bildung von partiellen anatektischen Schmelzen (Fig. 51). Die entsprechende charakteristische Mineralparagenese dieser metasedimentären Gesteine war Quarz + Plagioklas + Biotit $\pm$ Alkalifeldspat $\pm$ Granat $\pm$ Sillimanit. Im Gegensatz zu den andern prävariszischen Grundgebirgseinheiten ist Cordierit im Erstfeld-Gneiskomplex abwesend. Für den Guttannen-Gneiskomplex existiert lediglich eine Altersbestimmung von SCHALTEGGER (1993) an einem Biotit-Serizit-schiefer östlich von Guttannen, die Hinweise auf eine kaledonische (455 Ma) und variszische (330 Ma) metamorphe Überprägung ergab.

Karbonisch-permischer Zyklus (variszische Orogenese)

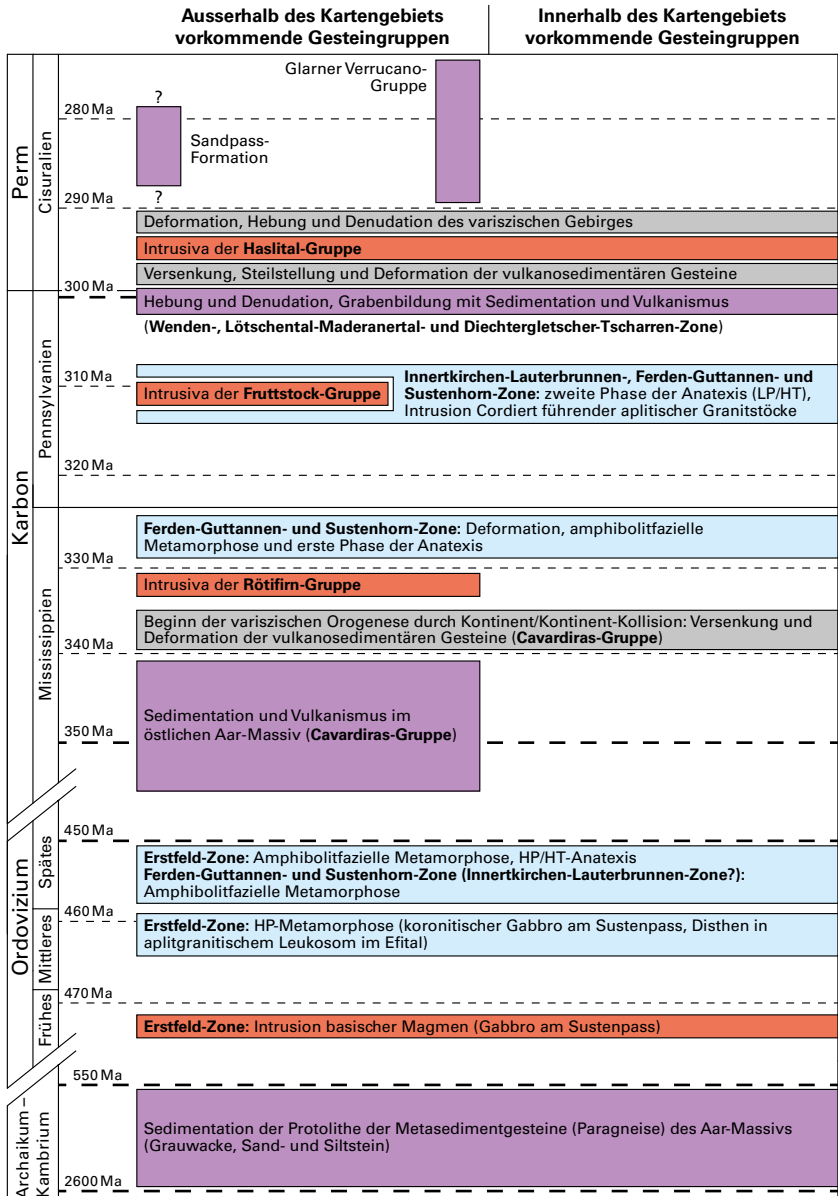
Die tektonische Zuordnung des Aar-Massivs zu den Grosseinheiten des europäischen Variszikums ist nach wie vor unklar. Die Varisziden bilden in Mittel- und Westeuropa einen mächtigen Gebirgsgürtel, zu dem im Süden auch die heutigen Alpen gehören. Die variszische Orogenese zwischen Devon und Frühem Perm war die Folge des Schliessens des rheischen und moldanubischen Ozeans mit der Bildung des Superkontinents Pangäa unter Einbezug einer Reihe von Mikrokontinenten, die sich vom Kambrium bis Devon von Gondwana abgetrennt hatten. Während in den östlichen, zentralen und westlichen Varisziden, deren Aufbau recht gut bekannt ist, fehlen im Südosten entsprechende Informationen und belastbare Argumente (z.B. Subduktionszonen, eindeutig zuordenbare variszische Strukturen), da hier die alpine Tektonik die variszische Strukturen überprägt und verwischt hat. So ist im Raum der Externmassive unklar, zu welcher tektonischen Einheit bzw. Mikrokontinent das präalpine Grundgebirge zu zählen ist. Entsprechend gibt es zahlreiche Versuche einer Gliederung der alpinen Varisziden, die zu unterschiedlichen Ergebnissen führten (FRANKE 2000, MATTE 2001, FAURE et al. 2005, VON RAUMER et al. 2009, 2013, BALLÈVRE et al. 2009, 2018, FRANKE et al. 2021). Für gewisse Autoren bildet das variszische Grundgebirge der Externmassive die Fortsetzung eines Teils von Sardinien und Korsika und wäre somit Teil des Moldanubikums. Eine wichtige Rolle spielen hier die Suturen, welche die eigenständigen tektonischen Einheiten voneinander abtrennen. So könnte eine dominante Nordost-Südwest-verlaufende variszische Suture – wie beispielsweise die dextrale East Variscan Shear Zone (BALLÈVRE et al. 2018) oder die External Massif Shear Zone (GUILLLOT & MÉNOT 2009) – verantwortlich für die Verschiebung und Abtrennung der Externmassive vom Moldanubikum verantwortlich sein.

Die Auswirkungen der variszischen Orogenese ab dem Frühen Karbon auf die prävariszischen Grundgebirgseinheiten sind nach wie vor wenig klar. Während

für den Guttannen- und den Erstfeld-Gneiskomplex eine prägende ordovizische Metamorphose und spätere variszische Überprägung um 329–317 Ma einigermaßen gesichert erscheinen (SCHALTEGGER et al. 2003), deuten U/Pb-Altersbestimmungen an Zirkonen und teils an Monaziten aus dem Innertkirchen-Migmatit auf metamorphe Ereignisse hin, die vom Späten Karbon bis ins Perm reichen. OLSEN et al. (2000) untersuchten Gesteine des Innertkirchen-Migmatits vom oberen Lauterbrunnental und ermittelten an Zirkonen aus den granitischen Anteilen des Migmatits ein Alter von 289 ± 9 Ma. Zirkone aus den Gneisanteilen (Paläosom) ergaben 304 ± 1 Ma. Datierungen an Monaziten lieferten 296 ± 5 bzw. 310 ± 10 Ma für diese Gesteine (OLSEN & LIVI 1999). OLSEN et al. (2002) publizierten U/Th/Pb-Alter an Monaziten zwischen 338 ± 17 und 313 ± 3 Ma, die sie als Kristallisationsalter deuten. Neuere Daten von LANGENEGGER (2018) zeigen in Proben aus den Leukosomanenteilen (anatektische Schmelzen) des Innertkirchen-Migmatits eine Zirkonpopulation aus mehrheitlich intensiv zonierten idiomorphen Kristallen, welche eine Kristallisation aus der Schmelze anzeigen. Diese ergeben Altersgruppen von 333 Ma (Frühes Karbon) und 303 Ma (Spätes Karbon). Eine dritte Gruppe mit deutlich jüngeren Altern dürfte ein Artefakt darstellen. Ohne sich auf der Basis der Zirkonalter auf ein genetisches Modell für die Entstehung der diatektischen Migmatite festzulegen, wird eine langandauernde hochgradige Anatexis mit In-situ-Aufschmelzung oder eine Intrusion eines stark durch die Aufnahme von Krustengesteinen kontaminierten Magmas als möglich erachtet (LANGENEGGER 2018). Letzteres Modell entspricht annähernd demjenigen von OLSEN et al. (2000), welche ebenfalls eine Interaktion eines aufsteigenden heißen Magmas mit den bereits kaledonisch metamorph überprägten Gesteinen als wahrscheinlichste Bildungsart favorisieren. Von diesen Autoren wird auf den genetischen Zusammenhang mit dem im Westen angrenzenden Gastern-Granit hingewiesen. Auch für HETTMANN et al. (2009) hängen die Anatexis im Innertkirchen-Migmatit und die Bildung des Gastern-Granits und des Zentralen Aare-Granits ursächlich zusammen; sie propagieren eine Bildung dieser Schmelzen unter Einfluss von Mantelmaterial kombiniert mit der Aufschmelzung eines Protoliths in der unteren Kruste. Dieser Prozess hat zur Intrusion verschiedener Batholithe geführt, wobei der Gastern-Granit das Produkt der Anatexis des Innertkirchen-Migmatits ist. Die Schmelztemperatur wird aufgrund der Zirkoniumsättigungstemperatur (BOEHKE et al. 2013) auf etwa 830°C geschätzt.

Diese karbonischen Altersdaten stehen im Widerspruch zu denjenigen von SCHALTEGGER (1993), der aufgrund des Zirkonalters von 456 ± 2 Ma aus einer Probe vom Haslital eine kaledonische Bildung des Innertkirchen-Migmatits annahm.

Fig. 51: Prätriassische tektonometamorphe Entwicklung des Aar-Massivs. Violett: Sedimentation und Vulkanismus, Rot: magmatische Ereignisse (Intrusionen), Blau: metamorphe Überprägungen, Grau: Deformation, Hebung, Denudation.



Dieses Alter wurde von OLSEN et al. (2000) allerdings als Relikt der kaledonischen Metamorphose interpretiert.

Eine eindeutig mehrphasige Anatexis im Innertkirchen-Migmatit ist, im Gegensatz zum Erstfeld-, Guttannen- und Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex, in den mehrheitlich diatektischen Gefügen weniger augenfällig. Cordierit ist aber im Innertkirchen-Migmatit ein häufiges und charakteristisches Mineral in den Leukosomanteilen (ehemalige anatektische Schmelzen). Es bleibt vorderhand offen, ob allfällige ältere Migmatisierungsphasen durch diese spätvariszische Migmatisierung vollständig verwischt worden sind. In den drei anderen Gneiskomplexen liegen Gefüge vor, die klar auf eine mindestens zweiphasige Anatexis hinweisen (Fig. 4, 41). Und im Unterschied zu den mehrheitlich metatektischen Migmatiten im Erstfeld-Gneiskomplex tritt Cordierit (als Pinit) im Guttannen- und dem Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex – wenn auch nicht häufig – immer wieder auf, was auf unterschiedliche Bildungsbedingungen hindeutet. Cordierit scheint dabei auf die jüngeren, meist diskordanten, intrusiven Leukosombildungen der zweiten Generation beschränkt zu sein, während er in den Leukosomen der ersten Generation fehlt. Die Cordieritbildung kann als Hinweis genommen werden, dass die letzte Migmatisierungsphase im Guttannen- und dem Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex unter einem ähnlichen dekompressiven Regime stattgefunden hat wie beim Innertkirchen-Migmatit. Dies wirft die Frage auf, ob diese HT/LP-Anatexis in allen drei Einheiten zur gleichen variszischen Migmatisierungsphase gehört oder nicht.

Die erste Phase der Anatexis in der Ferden-Guttannen- und der Sustenhorn-Zone führte zur Bildung der Metatexite mit heute als konkordante Leukosome auftretenden Schmelzen, die immer mehr oder weniger in situ entstanden und vergleichsweise wenig mobil waren. Diese wurden intensiv deformiert und häufig isoklinal verfaltet. Die zweite Phase führte zur Bildung der nicht verfalteten, diskordanten und mobilen Leukosome mit Cordierit als häufig vorkommendem Leitmineral. Hinweise auf ein Minimalalter finden sich im östlichen Aar-Massiv, wo zwischen dem Brunnfirn und dem Piz Russein neben den prä- und frühvariszischen vulkanosedimentären Gesteinen auch die zur Sustenhorn-Zone gehörenden migmatitischen Einheiten (Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex und Chrüzlistock-Migmatit; GISLER et al. 2018) vom Tödi-Granit diskordant abgeschnitten werden. Letzterer weist ein Alter von 333 ± 2 Ma auf (SCHALTEGGER & CORFU 1995), welches dem minimalen Alter der Metatexite im Ofenhorn-Stampfhorn- und im Guttannen-Gneiskomplex und deren Deformation entsprechen würde. Einen wichtigen Hinweis könnten hier auch die späten, die migmatitischen Gefüge durchschlagenden leukokraten aplitischen Granitstöcke in den Migmatiten des Ofenhorn-Stampfhorn- und des Guttannen-Gneiskomplexes liefern. Diese Granitstöcke sind eindeutig jünger als die Bildung der diatektitischen Migmatite der zweiten Phase der Anatexis. Aufgrund der im Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex beobachteten relativen Altersbeziehungen zwischen den einzelnen Gesteins-

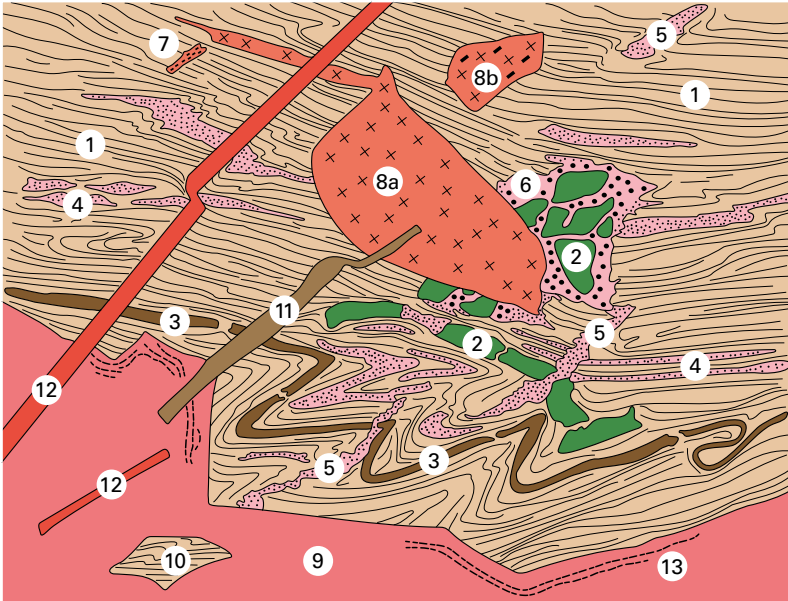


Fig. 52: Schematische Darstellung der relativen Altersabfolge von metamorphen und magmatischen Ereignissen im Ofenhorn-Stamphorn-Gneiskomplex. 1: Bändergneis mit Amphibolit- und Ultrabasitschollen, 2: Amphibolit, 3: basischer Sill, 4: konkordantes Leukosom, 5: diskordantes Leukosom, 6: pegmatoides Leukosom, 7: Mikroklin-Pegmatit, 8: intrusiver aplitischer Granitstock (8a: gefleckt, 8b: porphyrisch), 9: Zentraler Aare-Granit, 10: Nebengesteinseinschluss, 11: basischer Gang, 12: Aplit, 13: kontaktparallele Biotitschlieren.

typen (Fig. 52) wird eine Abfolge von metamorphen und magmatischen Ereignissen rekonstruiert, die in den bisher bekannten variszischen «orogenen Fahrplan» passt (Fig. 51). Altersmässige Eckpunkte bilden die leukokraten aplitischen Granitstöcke mit einem Alter von $307,4 \pm 2,0$ Ma (schriftl. Mitt. U. Schaltegger) und der Zentrale Aare-Granit mit 297 ± 2 Ma, welcher sämtliche migmatitischen Gefüge diskordant abschneidet. Frühere Rb/Sr-Datierungen am leukokraten aplitischen Granit ergaben ein triassisches Gesamtgesteinsalter, das im Widerspruch zum Feldbefund steht und als Folge einer triassischen oder späteren hydrothermalen Überprägung gedeutet wurde (ABRECHT & SCHALTEGGER 1988). Gemäss diesen Autoren deuten die Rb/Sr-Verhältnisse auf eine Aufschmelzung von Krustenmaterial hin, was gegen einen genetischen Zusammenhang mit dem Magma des Zentralen Aare-Granits spricht. Weiter spricht das Vorhandensein von Pseudomorphosen nach Cordierit (Pinit) im leukokraten aplitischen Granit und die restitischen,

partiell aufgeschmolzenen Gneiseinschlüsse in dessen porphyrischer Varietät für einen genetischen Zusammenhang mit der HT/LP-Anatexis. Die Intrusion des aplitischen Granits erfolgte in einen spröde reagierenden Gesteinskörper, was durch scharfe Intrusionskontakte und Spaltenfüllungen im Nebengestein belegt wird. Dies wiederum hat zur Konsequenz, dass zwischen der Migmatisierung der Gneise und der Intrusion eine Abkühlungsphase vorhanden sein musste. Die Intrusion erfolgte in einem eher seichten Krustenniveau, was durch die teils horizontal verlaufenden Intrusionskontakte im Dach des Zentralen Aare-Granits gegenüber dem Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex belegt wird.

Das Alter der leukokraten aplitischen Granitstöcke überlappt mit den im Karstengebiet nicht vorkommenden jüngeren Intrusiva der Fruttstock-Gruppe (315–307 Ma). Die Bildung dieser Granitstöcke ist somit in jedem Fall älter als die Platznahme der Intrusiva der Haslital-Gruppe (299–295 Ma).

Von Interesse ist in diesem Zusammenhang die Deutung der Genese der Migmatite der Ausserberg-Avat-Zone im Gebiet der Massaschlucht nördlich von Brig. Diese wurden von LABHART (1968) im Detail beschrieben. HARTUNG-HOFMANN (2017) beschreibt zwei Typen von Migmatiten: einerseits einen Biotit, Plagioklas und Quarz führenden Metatexit und andererseits einen Amphibol führenden Diatexit. Die beiden cordieritfreien Migmatittypen werden als Produkt einer Anatexis im Temperaturbereich zwischen 700–750°C und einem Druck von 0,5 GPa gedeutet, wobei das Fehlen von Cordierit durch die Zufuhr von freiem Wasser erklärt wird, im Gegensatz zu einer Schmelzbildung durch Biotitdehydratation. Mittels U/Pb-Datierungen an Zirkonen aus dem Metatexit und den darin auftretenden Granitgängen und -stöcken wurden folgende Alter ermittelt: a) 471 ± 15 Ma an detritischen Zirkonen der Protolithe, b) Intrusionsalter zwischen 303 ± 3 und 306 ± 3 Ma an Zirkonen aus den Granitgängen und -stöcken, und c) 323 ± 13 Ma und $342,5 \pm 7$ Ma an xenomorphen Kernen in Zirkonen. Basierend auf diesen Altern kombiniert mit strukturellen Beobachtungen (synanatektische Deformation) wird die Anatexis in den Zeitraum zwischen 323 ± 13 und 306 ± 3 Ma angesetzt (HARTUNG-HOFMANN 2017). Abschliessend ist somit festzuhalten, dass eine variszische Anatexis des Guttannen- und des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes aufgrund der aktuell verfügbaren Daten wahrscheinlich ist.

Karbonisch-permische Vulkanite und saure Intrusiva

Mehrheitlich stützen sich die Kenntnisse über die variszische Entwicklung im Aar-Massiv auf die zahlreichen Altersdaten an Intrusiva sowie auf die im östlichen Aar-Massiv besser erhaltenen vulkanosedimentären Abfolgen, die eine zeitliche Einordnung der magmatischen und tektonischen Vorgänge erlauben (s. Fig. 52; FRANKS 1968a, b, OBERHÄNSLI et al. 1988, SCHALTEGGER 1994, SCHALTEGGER & GEBAUER 1999, BERGER et al. 2017a, GISLER 2018, GISLER et al. 2018). Ein Überblick über die diversen Intrusiva und die vulkanosedimentären und terrigen-

klastischen Gesteine findet sich in BERGER et al. (2017a). Im Kartengebiet finden sich keine Zeugen früh- bis mittelvariszischer Ereignisse wie im östlichen Aar-Massiv (Fig. 51). Die von früheren Bearbeitern dem Frühen Karbon zugeordneten vulkanosedimentären Abfolgen der Diechtergletscher-Formation sind aufgrund struktureller Argumente nach BERGER et al. (2017a) mit der Tscharren-Formation vergleichbar und bilden mit dieser zusammen die spätkarbonische Diechtergletscher-Tscharren-Zone. Das U/Pb-Alter des Garwiidi-Diorits am Ofenhoren ($295,2 \pm 1,7$ Ma, schriftl. Mitt. U. Schaltegger) ist selbst unter Berücksichtigung des Fehlers leicht jünger als die subaerischen Vulkanite aus dem Tscharrengebiet im Maderanertal, für die ein U/Pb-Alter von 303 ± 4 Ma angegeben wird (SCHALTEGGER 1994, SCHALTEGGER & CORFU 1995).

Eine wesentliche Erkenntnis aus dem Vorhandensein dieser vulkanosedimentären Gesteine ist, dass das im Ordovizium und möglicherweise im Frühen Karbon überprägte Grundgebirge bereits im Späten Karbon freigelegt war (Fig. 51). Der Zentrale Aare-Granit mit einem Alter von 297 ± 2 Ma zeigt am Diechtergletscher eindeutige Intrusionskontakte gegenüber den vulkanosedimentären Gesteinen und hat diese randlich kontaktmetamorph unter Bildung von Granat, Biotit und Andalusit überprägt. Die spätkarbonischen vulkanosedimentären Gesteine mussten somit innerhalb eines relativ kurzen Zeitraums von etwa 6 Ma auf eine Tiefe von 5–10 km versenkt worden sein, wie P-T-Abschätzungen an kontaktmetamorphen Gesteinen am Diechtergletscher nahelegen (SCHENKER 1986). Eine ähnliche Situation liegt südlich der Mittagflöe vor, wo der Mittagflue-Granit die vulkanosedimentären Gesteine der Trift-Formation – äquivalent zur Windgällen-Formation im Osten – intrudiert hat. Die Neubildung von Biotit in tonreichen epiklastischen Gesteinen lässt auf ähnliche Bedingungen schliessen wie bei der Diechtergletscher-Formation, allerdings konnte Andalusit hier bisher nicht eindeutig nachgewiesen werden.

Für die granitischen Magmen der Haslital-Gruppe wurde aufgrund ihrer Spurenelementcharakteristik eine Genese durch Krustenaufschmelzung ausgeschlossen (SCHALTEGGER 1990b). Vielmehr deuten die Spurenelemente auf eine dominierende Mantelkomponente hin mit einer leichten Kontamination durch kontinentales Krustenmaterial. Die Spurenelementdaten zeigen eine deutliche Entwicklung durch fraktionierte Kristallisation vom eher dunklen Grimsel-Granodiorit über den Zentralen Aare-Granit bis zum leukokraten Kessiturm-Aplit (unweit südlich des Kartengebiets). Vor allem auf geochemischen Daten basierend, wurde der spät- bis postvariszische Magmatismus und die tektonischen Vorgänge mit einer Basin-and-range-Situation (Horst-und-Graben-Tektonik), wie sie im Westen der USA zu beobachten ist, parallelisiert und die spätkarbonische bis permische magmatische Aktivität im Aar-Massiv als Folge einer Krustenausdünnung begleitet von Dehnungstektonik (postkollisionale Tektonik) gedeutet (SCHALTEGGER & CORFU 1995). Die postulierte Herkunft des Magmas des Zentralen Aare-Granits aus dem subkontinentalen Mantel mit nachfolgender Differentiation und

Kontamination durch Krustenmaterial wird mit geochemischen Argumenten und der Hf-Isotopensignatur gestützt.

Die datierten Vulkanite der Tscharren- bzw. der Windgällen-Formation weisen innerhalb des Fehlerbereichs identische Alter auf, wie die im Permokarbondrogen der Nordschweiz angetroffenen Pyroklastika (298 ± 1 Ma und 303 Ma, SCHALTEGGER 1997). Diese altersmässige Übereinstimmung ist ein weiteres Argument für eine Bildung der spätkarbonischen bis frühpermischen Vulkanite im Rahmen einer Horst-und-Graben-Tektonik. Die häufigen Kristallinkomponenten in den Pyroklastika der Diechtergletscher-Formation belegen zumindest, dass das prävariszische kristalline Grundgebirge am Ende des Karbons bereits freigelegt war.

Für SCHENKER (1986, 1987) und OBERHÄNSLI et al. (1988) hingegen stellt die spätorogene Versenkung der vulkanosedimentären Abfolgen im Aar-Massiv einen Hinweis auf kompressive Tektonik an der Wende Karbon/Perm dar. Sie deuten das Vorhandensein von das gesamte Aar-Massiv durchziehenden Lineamenten (z.B. Kontakt zwischen der Innertkirchen-Lauterbrunnen-Zone und der Erstfeld-Zone, «Grenzmylonit» gemäss KAMMER 1985) als Beleg für Überschiebungsflächen von spätvariszisch angelegten Decken. Nach ihrem auf Krustenverkürzung basierend Modell wurden die Sedimentgesteine und die Vulkanite innerhalb eines relativ kurzen Zeitraums mittels Überschiebungen auf eine Tiefe von gegen 10 km versenkt und anschliessend vom Zentralen Aare-Granit intrudiert. Gemäss diesem Modell erfolgte die Platznahme des Granits entlang der als Schwächezonen fungierenden Überschiebungen. Unabhängig vom Versenkungsmechanismus ist eine damit verbundene Schiefstellung und Deformation dieser Gesteine vor der Granit-intrusion. Sie lässt sich aus der Winkeldiskordanz zwischen den Vulkaniten und den postpermischen Sedimentgesteinen, wie beispielsweise im Windgällengebiet (SCHENKER 1987), oder zwischen den früh- und spätkarbonischen klastischen Sedimentgesteinen am Bifertengrätli (FRANKS 1968a,b) folgern. In wie weit diese Schiefstellung und Verfaltung der vulkanosedimentären Gesteine, die wesentlich für die strukturelle Gliederung des Aar-Massivs sind, präalpin erfolgte, lässt sich wegen der späteren alpinen Steilstellung der Kristallineinheiten, inklusive Einschuppung von triassischen Sedimentgesteinen am Furtwangsattel, nicht eruieren. Dies und der kalkalkalische Chemismus der Intrusiva wird auf eine subduktionsbezogene kompressive Situation zurückgeführt (SCHENKER 1986, 1987, OBERHÄNSLI et al. 1988). Für SCHALTEGGER & CORFU (1995) liegt eine Lösung des Problems, dass die Bildung der vulkanosedimentären Gesteine, deren Steilstellung, Deformation und abschliessende Versenkung in einem sehr kurzen Zeitraum erfolgte, in einem Modell, welches eine synmagmatische Deformation innerhalb einer Caldera infolge deren Kollapses mit anschliessender Intrusion des Zentralen Aare-Granits vorsieht.

Ein anderes Modell, welches das Zeitproblem erklären könnte, stellen BERGER et al. (2012) vor. Anhand eines durch Altersbestimmungen gestützten Beispiels aus den Westalpen demonstrieren sie eine schnelle Versenkung eines Krus-

tenteils (Cervo-Block in der Sesia-Lanzo-Zone) gegenüber der gleichzeitigen Hebung des angrenzenden Sessera-Ossola-Blocks in der Ivrea-Verbano-Zone. Die kurze Zeitspanne von nur 2 Ma für diesen Prozess ist durch die Platznahme der Biella-Vulkanite (32,5 Ma) der Sesia-Lanzo-Zone und der Intrusion des Valle-del-Cervo-Plutons (30,5 Ma) belegt. Hierbei rotieren die Krustenblöcke um eine horizontale Achse, was zu einer Steilstellung und Versenkung der Vulkanite geführt hat, analog der Situation im Aar-Massiv an der Wende Karbon/Perm.

Auch die Abgrenzung der variszischen Orogenese (Kollisionstektonik), welche die Bildung des Pangäa-Superkontinents umfasst, von den permotriassischen Ereignissen im Zusammenhang mit dessen Auseinanderbrechen und der Ozeanbildung (Dehnungstektonik) ist nach wie vor Gegenstand der Diskussion. Während die Platznahme der variszischen Intrusiva im Karbon und die amphibolitfaziale Metamorphose im Zusammenhang mit der Kollisionstektonik zu deuten sind, dürften die diversen magmatischen Aktivitäten mit Bildung basischer Intrusionskörper während des Perms mit der Dehnungstektonik assoziiert sein. Nach SPALLA et al. (2014) sind diese Ereignisse in den Alpen nur im Ostalpin und im Penninikum manifestiert, nicht jedoch im Helvetikum. Nach Untersuchungen von DECARLIS et al. (2013) in den Ligurischen Alpen beginnt der postvariszische Vulkanismus im Briançonnais um $285,6 \pm 2,6$ Ma mit der Platznahme rhyolithischer und rhyodazitischer Ignimbrite, die die diskordant auf dem kristallinen Grundgebirge liegenden frühpermischen Vorkommen von Sandstein und Konglomerat überlagern. Das Ende der variszischen Orogenese wird mit dem Einsetzen von Extensionstektonik, vulkanischer Aktivität und Grabenbildung definiert (DECARLIS et al. 2013). Die erwähnten postvariszischen Vulkanite (286–272 Ma) begleiten den Kollaps und die Subsidenz der lithosphärischen Kruste entlang von Abschiebungen und Seitenverschiebungen.

Die im Osten des Aar-Massivs mächtigen permischen kontinentalen Ablagerungen mit terrestrischen und vulkanogenen Komponenten (Glarus- und Ilanz-Verrucano, etwa 285–268 Ma, LETSCH et al. 2015) als Folge der Hebung und Steilstellung des variszischen Orogens sind im zentralen Aar-Massiv, und somit auch im Kartengebiet, nicht vorhanden.

Känozoischer Zyklus (alpine Orogenese)

Die Auswirkungen der alpinen Orogenese äussern sich in Mineralumwandlungen und -neubildungen sowie in der tektonischen Deformation des prätriassischen Kristallins und der autochthonen mesozoischen Sedimentbedeckung des Aar-Massivs. Letztere, im Gebiet von Atlasblatt Guttannen durch die Sedimentgesteine der Engelhörner sowie die eingeschuppten Sedimentgesteinskeile am Tossen, im Under und Ober Chietal sowie am Loibstock repräsentiert, wurden, nachdem das variszische Gebirge komplett abgetragen und eingeebnet wurde, direkt

auf das prävariszische Kristallin oder die Intrusiva abgelagert. Sie gehören zum proximalen passiven Kontinentalrand von Europa, der infolge des Auseinanderbrechens des im Karbon entstandenen Superkontinents Pangäa gebildet wurde. Die autochthonen bis parautochthonen mesozoischen Sedimentgesteine des Aar-Massivs wurden im Schelfbereich eines infolge der Dehnungstektonik entstandenen, zur Alpenen Tethys gehörenden Ozeanbeckens abgelagert. Sie sind, wie überall im Aar-Massiv, Teil des helvetischen Faziesgürtels und werden heute dem Unterhelvetikum zugeordnet.

Abgesehen vom stellenweise auftretenden geringmächtigen permischen Aufarbeitungshorizont an der Kristallinoberfläche werden die ältesten Sedimentgesteine durch eine triassische Sedimentabfolge, die mehrheitlich aus Dolomit besteht, gebildet. Darüber folgen teils mächtige marine Sedimentgesteine des Mittleren und Späten Juras sowie der Frühen Kreide. Den Abschluss der helvetischen Sedimentabfolge bilden die vor allem im Rosenlouwigebiet vorkommenden paläogenen Sedimentgesteine.

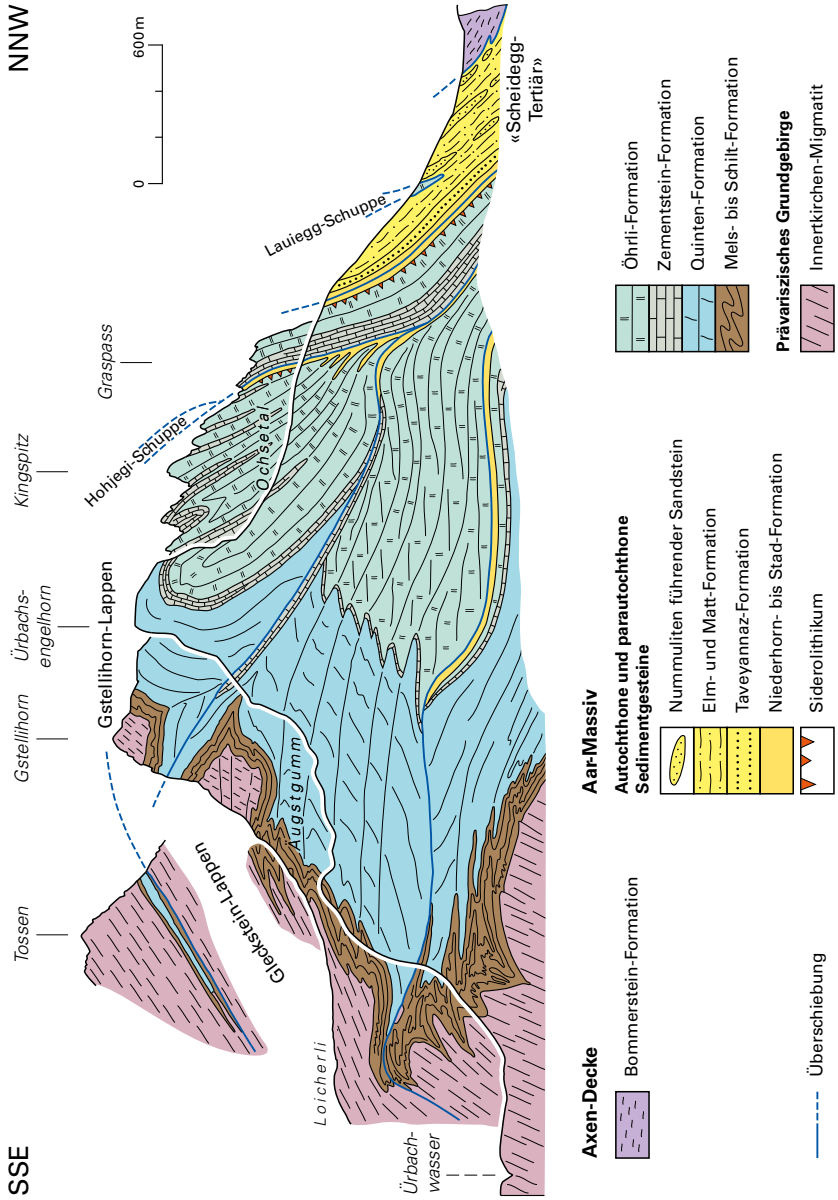
Tektonischer Bau der autochthonen und parautochthonen Sedimentgesteine

Das für das Verständnis der geologischen Verhältnisse im Kontaktbereich des prävariszischen Grundgebirges und der mesozoischen Sedimentgesteinen wichtige Gebiet Rosenlouwi-Engelhörner-Ürbachtal hat schon früh das Interesse der Alpengeologen geweckt. Detaillierte Darstellungen dazu stammen von BALTZER (1880), ARBENZ & MÜLLER (1920), ALB. HEIM (1921), ROHR (1922, 1926), MÜLLER (1938, 1941), LABHART (1966), BÜCHI (1980), WEHRENS (2015) und BUSS (2019). Der erste, der sich eingehend mit dem Sediment/Kristallin-Kontakt und den damit verbundenen Strukturen befasst hat, war BALTZER (1880) in seiner Monographie «Der mechanische Contact von Gneiss und Kalk im Berner-Oberland». Er hat seine ausführlichen Beschreibungen mit eindrucklichen farbigen Profilen und Ansichten ergänzt. Das erste Mal beschrieben wurden die Kontaktverhältnisse allerdings schon von HUGI (1830).

Die hier zutage tretenden geologischen Verhältnisse am Nordrand des Aar-Massivs sind charakterisiert durch mehrere flach gegen Südosten bis Nordwesten einfallende Falten- oder Schuppenstrukturen, die sowohl mesozoische Gesteine als auch Grundgebirgsanteile umfassen (Fig. 53).

Die im Kartengebiet vorkommenden tektonischen Einheiten liegen alle unter der Überschiebung der Axen-Decke und werden dem Unterhelvetikum, bestehend aus dem kristallinen Grundgebirge des Aar-Massivs und dessen autochthoner bzw. parautochthoner Sedimentbedeckung, zugeordnet. Wir stützen uns in dieser

Fig. 53: Profil durch die autochthonen und parautochthonen Sedimentgesteine im Querschnitt Tossen-Engelhörner zwischen dem kristallinen Grundgebirge des Aar-Massivs und der Überschiebung der Axen-Decke (verändert nach MÜLLER 1938).



Beschreibung auf die Arbeiten von MORGENTHALER (1921), ROHR (1922, 1926), GÜNZLER-SEIFFERT & WYSS (1938), MÜLLER (1938), KAMMER (1982, 1985) und PFIFFNER (2015). Der tektonische Aufbau im Gebiet Engelhörner-Rosenlouwi und die hier erwähnten tektonischen Einheiten sind im geologischen Profil in Figur 53 dargestellt. Die *höheren parautochthonen Einheiten* beinhalten im Nordosten die direkt unter der Axen-Decke liegende *Läsistock-Schuppe* mit einem darüber liegenden Paket von *Nordhelvetischem Flysch* («*Scheidegg-Tertiär*»), in welches die aus mesozoischen Schürflingen bestehende *Lauiegg-Schuppe* eingeschuppt wurde. Abgetrennt durch einen paläogenen Gesteinszug folgt die nur geringmächtige *Hohjegi-Schuppe*, die längs einer Überschiebungsfläche dem *Gstellhorn-Lappen* aufliegt, der wiederum auf den tieferliegenden *Gleckstein-Lappen* überschoben wurde. Letztere werden zusammen mit den teilweise tief ins prävariszische Kristallin reichenden Sedimentgesteins einschuppungen des *Tossen-* und *Chietal-Keils* den *tieferen parautochthonen Einheiten* zugeordnet. Der an der Basis liegende Teil des verfalteten und verschuppten Schichtaufbaus wird als *Autochthon* bezeichnet (inkl. Normalschenkel des *Loibstock-Keils*). Wie die beiden darüber liegenden Lappen beinhaltet auch das Autochthon sowohl eingeschuppte Kristallingesteine als auch intensiv verfaltete und in Schuppen zerlegte Sedimentgesteine.

Höhere parautochthone Schuppen

Nordhelvetischer Flysch («*Scheidegg-Tertiär*»): MÜLLER (1938) bezeichnete den ausschliesslich aus paläogenen Gesteinen bestehenden Schichtstapel zwischen der Axen-Decke und der Läsistock-Schuppe als «*Scheidegg-Tertiär*». Die paläogeographische Herkunft sowie die tektonische Zugehörigkeit war lange Zeit umstritten. SCABELL (1926) betrachtete das «*Scheidegg-Tertiär*» als eigenständige, zum Nordhelvetischen Flysch gehörende tektonische Einheit. Heute wird dieses Sedimentpaket als Teil der autochthonen und parautochthonen Sedimentbedeckung des Aar-Massivs mit lokalen Einschuppungen von «*Wildflysch*» (Mättental-Melange) angesehen.

Lauiegg-Schuppe: Diese unmittelbar nördlich ausserhalb des Kartengebiets vorkommende Schuppe besteht aus Helvetischem Kieselkalk («*Tschingelkalk*») und geringmächtigem Sandstein mit tonig-mergeligen Eischaltungen (Nordhelvetische Flysch-Gruppe). Sie erreicht im Gebiet nordöstlich des Hotels Rosenloui eine Mächtigkeit von knapp 17 m (MÜLLER 1938). Gegen Nordosten (Gental, Atlasblatt Innertkirchen) wird sie deutlich mächtiger und umfasst dort zusätzlich Kalk der Quinten-Formation (STAEGE et al. 2020).

Läsistock-Schuppe: Unter dem Nordhelvetischen Flysch («*Scheidegg-Tertiär*») folgt mit tektonischem Kontakt die Läsistock-Schuppe, die aus tektonisch reduzierter Quinten-Formation, vorherrschender Öhrli-Formation und geringmächtigen paläogenen Gesteinen (Niederhorn- und Stad-Formation) besteht. Ihre grösste Mächtigkeit von etwa 400 m erreicht sie unter der Burg südwestlich von Innertkirchen.

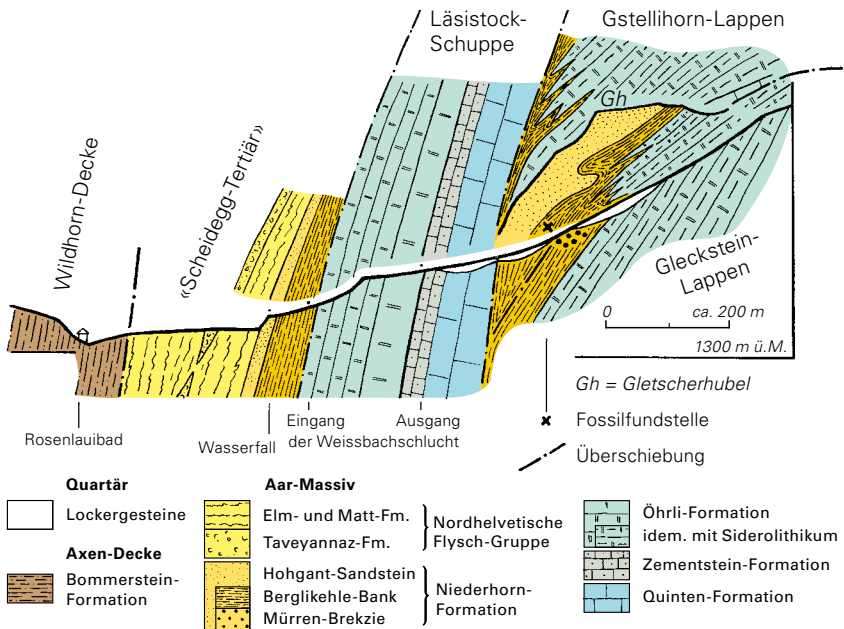


Fig.54: Geologisches Profil entlang der Rosenlaui Schlucht (MÜLLER 1938).

chen (MÜLLER 1938). Die Basis der Läsistock-Schuppe bildet eine teilweise vertikale bis überkippte Überschiebungsfläche, die die Quinten-Formation von den zu den tieferen parautochthonen Einheiten gehörenden paläogenen Gesteinen scharf begrenzt. Nach PFIFFNER (2015) stellt die Läsistock-Schuppe einen von der ursprünglichen autochthonen Sedimentbedeckung abgeschürften Span dar, der durch die Überschiebung der Axen-Decke nach Norden verfrachtet wurde. Nach HÄNNI (1999) stellt sie ein östliches Äquivalent der Doldenhorn-Decke im Westen dar. Einen Überblick zur Schichtabfolge, zum tektonischen Aufbau und zu den Kontakten im Hangenden und Liegenden gibt das Profil durch die Rosenlaui Schlucht (Fig. 54).

Tiefere parautochthone Schuppen

Hohjegi-Schuppe: Zur tieferen parautochthonen Hohjegi-Schuppe gehörende spätjurassische, frühkretazische und paläogene Sedimentgesteinen treten nur nördlich des Kartengebiets um die namengebende Hohjegiburg (2638 m ü.M.) in

den Engelhörnern auf. Gemäss MÜLLER (1938) dürfte es sich dabei um die Reste einer steil nordwärts einfallenden Schuppenstirn handeln, deren Kristallinkern südlich des Ränfenjochs das Gebiet des Hangendgletscherhorns aufbaut und aus Gesteinen des Erstfeld-Gneiskomplexes besteht. Das Hangende dieser Schuppe würde demzufolge durch die Nordwest-Südost-streichende Störungszone am Furtwangsattel abgegrenzt, was dem Kontakt zwischen dem Erstfeld- und dem Guttannen-Gneiskomplex entspricht.

Gstellihorn-Lappen: Die Sedimentgesteine, die die Gipfel der Engelhörner zwischen dem Ürbachsattel und der Hohjegiburg aufbauen, werden dem Gstellihorn-Lappen zugeordnet. Hervorzuheben ist der Gipfel des Gstellihorns, der aus einem isolierten Kristallinkern (Innertkirchen-Migmatit) besteht. Verschuppte paläogene Gesteine, die zwischen dem Gletscherhubel und der Ostflanke der Hohjegiburg im Dach des Gstellihorn-Lappens aufgeschlossen sind, markieren die Überschiebungsfläche der darüberliegenden Hohjegi-Schuppe oder, wo diese fehlt, der Läsistock-Schuppe. Im Liegenden folgt mit tektonischem Kontakt – getrennt durch geringmächtige, gegen Süden auskeilende paläogene Sedimentgesteine – oder über Faltenscharniere der Gleckstein-Lappen (Fig. 55). Der nach Nordwesten abtauchende Lappen ist stark verfaltet bzw. örtlich verschuppt, was sich in mehrfachen Repetitionen der spätjurassischen bis frühkretazischen Abfolge – wie beispielsweise in der Nordwestflanke des Ochsentals – manifestiert.

Gegen Nordnordwesten reicht die Stirn des Gstellihorn-Lappens nirgends bis auf den Talgrund hinunter. Der Lappen keilt vielmehr eingeklemmt zwischen der weiter nach Norden vorgedrungenen Läsistock-Schuppe und dem Gleckstein-Lappen aus. Gegen Süden reicht die stark reduzierte triassische bis spätjurassische Abfolge als schmale asymmetrische Synform tief ins prävariszische Kristallin hinein und bildet dort den südvergenten Tossen-Keil. Der in die Sedimentgesteine hineinreichende kristalline Kern des Gstellihorn-Lappens ist vom Mättenberggipfel über das Mittelhorn und den Tossen bis zum Gstellihorn verfolgbar, dessen Gipfel er aufbaut. Die Grenze des Kristallins gegen das Hangende lässt sich im Westen über den Nordgrat des Rosenhorns, den Wetterhornsattel und Klein Schreckhorn weiterverfolgen. Im Kartengebiet zieht MÜLLER (1938) die Trennlinie vom Ränfenjoch über den Grat der Gallouwisteck und anschliessend nördlich von Guttannen und die Bänzlowiseewleni weiter in Richtung Gadmental. Diese Abgrenzung entspricht ungefähr der durch spätkarbonische Sedimentgesteine markierten Störung von MORGENTHALER (1921) bzw. dem «Grenzmylonit» von KAMMER (1985) und trennt den Innertkirchen-Migmatit vom Erstfeld-Gneiskomplex. Im Zuge der Kartierung von Blatt Guttannen zeigte sich, dass diese Grenze am Grat zwischen dem Ürbachtal und dem Haslital im Vergleich zur Interpretation von MORGENTHALER (1921) weiter im Norden – in den Flanken des Bättlerhoren – verläuft.

Gleckstein-Lappen: Der Gleckstein-Lappen (ROHR 1922, 1926, SCABELL 1926) ist ein komplex verschupptes Sediment/Kristallin-Paket, das sich im Gebiet Loi-

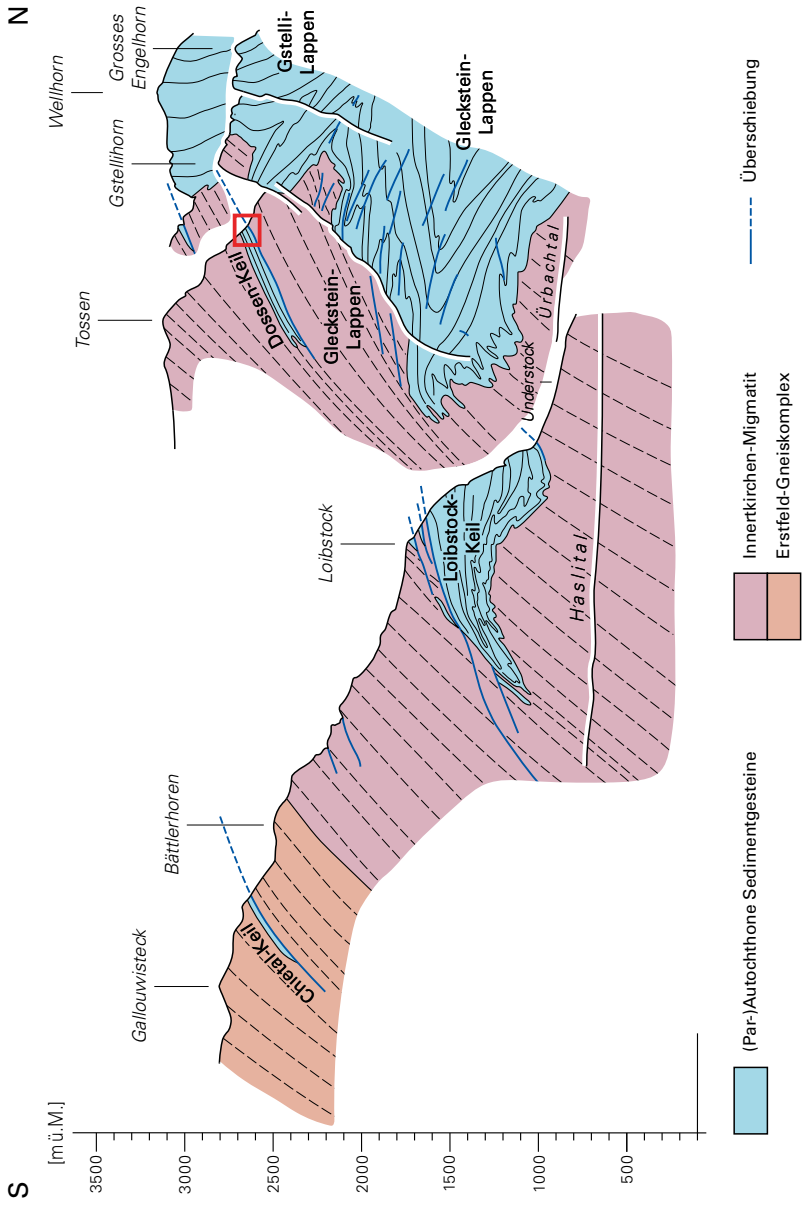
schlüssen im Gebiet Äugstgumm östlich unterhalb der Dossenhütte sind mehrere übereinanderfolgende bretartige Gneisschuppen zu beobachten, die entlang von Überschiebungen auf die Sedimentgesteine überschoben wurden. Die entlang dieser Überschiebungen lokalisierte diskrete Deformation wird in den umgebenden kalkigen Sedimentgesteinen durch intensive Verfaltungen kompensiert, wobei die Kristallinschuppen jeweils die Faltenkerne bilden (Taf. 1, Profil 5).

Tossen-Keil: Entlang einer Überschiebung wurden das Kristallin und die autochthonen Sedimentgesteine des Gstellihorn-Lappens nach Nordwesten auf den Gleckstein-Lappen überschoben (Fig. 56, MÜLLER 1938). Die zwischen dem Tossengrat und dem Schwarze Dossen keilförmig im Innertkirchen-Migmatit vorkommenden eingefalteten und überschobenen triassischen bis jurassischen Sedimentgesteine markieren als einen etwa 30 m mächtigen Gesteinszug die Trennfläche zwischen den beiden Lappen und werden als Tossen-Keil bezeichnet. Er wurde zuerst von BALTZER (1880) beschrieben und als «Auskeilung der grossen Kalkmasse des Gstellihorns» interpretiert. Diese Auffassung wurde von ROHR (1926) und MÜLLER (1938) übernommen und in sehr detaillierten Profilen dargestellt. Gemäss diesen Autoren trennt der Tossen-Keil den Gleckstein-Lappen gegen den Gstellihorn-Lappen im Hangenden. Nach neueren Untersuchungen lässt sich der Tossen-Keil aufgrund struktureller und stratigraphischer Argumente nicht mit den benachbarten Kalkabfolgen zwischen dem Ürbachsattel und dem Gstellihorn verbinden, sondern streicht in der nordwestlichen Verlängerung über das Gstellihorn in die Luft aus (BUSS, 2019).

Im Gegensatz zu BALTZER (1880) hat ROHR (1922, 1926) die mehr oder weniger in der Fortsetzung des Tossen-Keils auftretenden (Silikat-)Marmorvorkommen als paläozoisch erkannt und nicht mit den mesozoischen Sedimentgesteinen des Tossen-Keils in Verbindung gebracht. Dies gilt auch für den von BALTZER (1880) als oberen Laubstockkeil beschriebenen Marmoreinschluss von der Papstgartenegg, den MORGENTHALER (1921) zu Recht als Teil des Grundgebirges erkannt hat.

Nach ROHR (1926) stellt der am Südgrat des Wellhorns südlich von Pkt. 2983 m (Atlasblatt Grindelwald) auftretende Sedimentgesteinszug die südwestliche Fortsetzung des Tossen-Keils dar. Die östliche Fortsetzung am Grat Bättlerhoren-Ritzlihorn ist seiner Ansicht nach infolge Erosion nicht mehr vorhanden. Er weist aber auf die von MORGENTHALER (1921) beschriebene «ausgeprägte Überschiebungslinien» am Bettlerhorn hin. Hierbei ist zu beachten, dass der sowohl von MORGENTHALER (1921) als auch von ROHR (1922, 1926) mit Bettlerhorn bezeichnete Gipfel nicht dem Bättlerhoren (2535 m ü.M.) auf der aktuellen Landeskarte entspricht, sondern – basierend auf der Siegfriedkarte (Blattnr. 397 Guttannen) – dem

Fig. 56: Profil durch die autochthonen und parautochthonen Einheiten des Aar-Massivs im Ürbachtal. Verändert nach ROHR (1926) und BUSS (2019) und ergänzt durch eigene Beobachtungen. Der rote Rahmen umfasst die in Figur 57 dargestellte Abfolge.



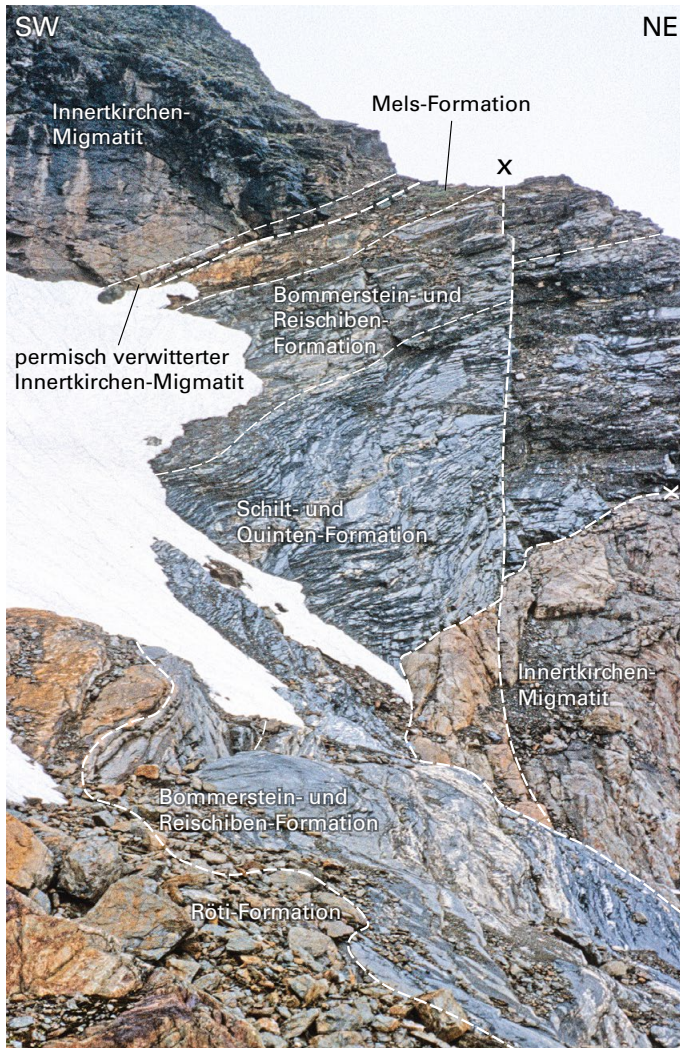


Fig. 57: Verkehrtchenkel des Tossen-Keils. Stratigraphischer Kontakt im Hangenden und tektonischer Kontakt im Liegenden. Südöstlich unterhalb des Tossengrats (Koord. 2655 750/1167 170). Foto J. Abrecht.

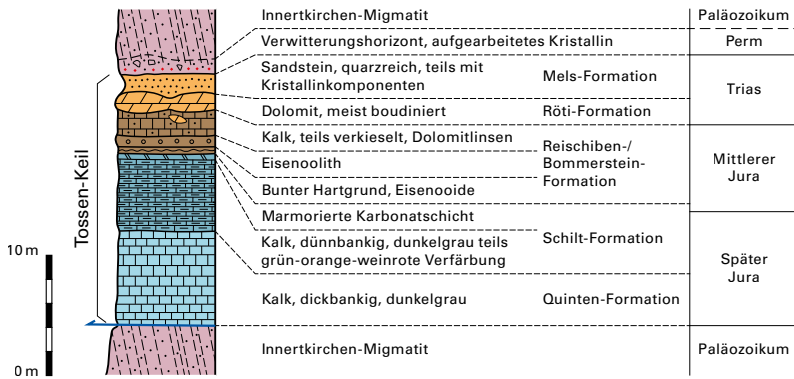


Fig. 58: Profil durch den Tossen-Keil südöstlich der Dossenhütte (BUESS 2019).

etwas nördlicher gelegenen Pkt. 2135 m am Gummgrat. In einem Profil durch die Engelhörner von ROHR (1926, Taf. VI, Profil II) ist eine Überschiebungsfläche («Einfaltungsbahn») – allerdings in einer deutlich tieferen Lage – dargestellt, die wie schon von MORGENTHALER (1921) als das Zwischenglied zwischen dem Tossen-Keil im Südwesten und dem Pfaffenchof-Keil im Nordosten gedeutet wird.

ROHR (1922, 1926) hat die Stratigraphie und tektonische Lage des Tossen-Keils im Detail beschrieben und seinen komplexen Aufbau hervorgehoben. Er deutete diesen als eine einfache isoklinale Falte («Keilmulde»), deren Kern aus Gesteinen der Quinten- und Schilt-Formation sowie dem Blegi-Eisenoolith in parasitäre Falten gelegt ist. Die Falte wird in ihrem mit etwa 50° nach Südosten abtauchenden Scharnier durch einen Gneisspan aufgesplittet. Am Tossengrat beträgt die Mächtigkeit des Tossen-Keils maximal 30 m.

Neuere Untersuchungen von BUESS (2019) zeigen, dass am Tossengrat im Nordwesten der Tossen-Keil asymmetrisch aufgebaut ist und als Verkehrtshenkel vorliegt. Im Hangenden grenzen die Sedimentgesteine mit stratigraphischem Kontakt gegen den Innertkirchen-Migmatit während der Kontakt im Liegenden tektonischer Natur ist (Fig. 57, 58). Der permische Verwitterungshorizont im südlich angrenzenden Innertkirchen-Migmatit ist nur lokal zu beobachten. In den Flanken des Schwarze Dosse ist die südöstliche Fortsetzung des Tossen-Keils aufgeschlossen, der hier im Scharnierbereich der isoklinen Falte einen symmetrischen Aufbau mit einem Normal- und einem Verkehrtshenkel aufweist.

Chietal-Keil: Die im Zuge der Kartierarbeiten entdeckte geringmächtige Einschuppung von Sedimentgestein im Unter und Ober Chietal nördlich der Gallou-wisteck wird neu als Chietal-Keil bezeichnet (Fig. 56). Es handelt sich dabei um diskontinuierliche, linsenförmige Vorkommen von sandigem Kalk mutmasslich

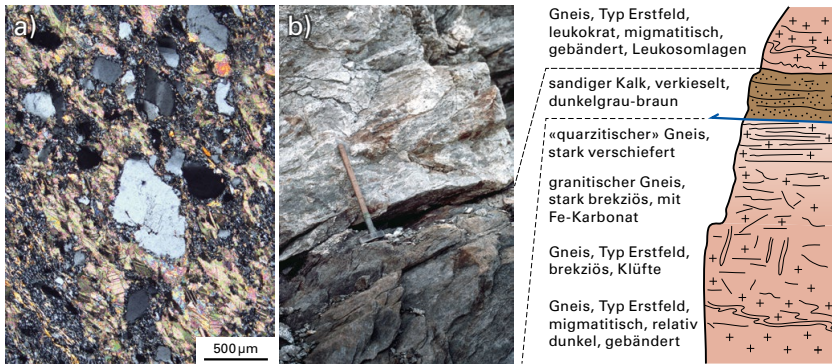


Fig. 59: Chietal-Keil im Ober Chietal (Koord. 2660970/1167500). a) Angelöste Quarzkörner in einer kieselig-kalkigen Matrix (Dünnschliffaufnahme). b) Dunkelgrauer bis rötlich brauner sandiger Kalk überlagert von leukokratischem Gneis des Erstfeld-Gneiskomplexes und schematisches Profil durch den Chietal-Keil. Fotos J. Abrecht.

mitteljurassischen Alters (Bommerstein- oder Reischiben-Formation, s.S.112), die entlang einer Scherzone in die prävariszischen Gesteine des Erstfeld-Gneiskomplexes eingeschuppt wurden. Der nach Süden einfallende Keil zieht vom Ober Chietal von etwa 2380 m.ü.M. auf etwa 2620 m.ü.M. und von dort über den Grat in das nördlich anschliessende Unter Chietal, was durch die zahlreich vorkommenden Sedimentgesteinsblöcke in der Schutthalde auf der Südseite des Unter Chietals belegt wird. Ob er auf der Westseite des Grats gegen das Urbachtal eine Fortsetzung findet, war wegen der schwierigen Zugänglichkeit nicht zu klären, ist aber wahrscheinlich.

Der entlang einer Scherzone eingeschuppte sandige Kalk tritt nur lokal in Form von Linsen auf und hebt sich durch seine dunkle, graubraune Farbe und der rostfarbenen bis gelblichen Anwitterung vom hellen Gneis ab (Fig. 59). Im Liegenden des sandigen Kalks ist der Gneis fleischfarben, zum Teil porös, stellenweise auch stark brekziös und teilweise verschiefert sowie häufig von weissen Äderchen durchzogen. Charakteristisch sind filigrane rostfarbene Nester und kleine Flecken aus weissen Karbonaten mit Einschlüssen von Eisenoxiden. Im Dünnschliff erweisen sich Letztere als Verwitterungsprodukte von eisenhaltigem Dolomit. Biotit scheint fast vollständig zu fehlen, dafür tritt feinschuppiger Hellglimmer in Scherzonen und Nestern gehäuft auf. Es dürfte sich hier im Liegenden um den permischen Verwitterungshorizont handeln (s.S. 54), der die ehemalige präalpine Landoberfläche des eingeebneten Grundgebirges repräsentiert. Im Hangenden des Chietal-Keils findet sich der für den Erstfeld-Gneiskomplex charakteristische hellgraue gebänderte und oft verfaltete migmatitische Gneis mit granitischer Zusam-

mensetzung. Der sandige Kalk fehlt allerdings mehrheitlich und der Verlauf der Scherzone des Chietal-Keils ist nur durch eine mehrere Meter mächtige Zone aus ausgebleichtem, meist rötlich anwitterndem Gneis erkennbar (permischer Verwitterungshorizont). Im Gegensatz zum Tossen-Keil, wo der stratigraphische Kontakt der Sedimentgesteine zum prävariszischen Kristallin im Hangenden liegt, weisen die Verhältnisse im Chietal auf eine primäre Auflagerung auf das Kristallin im Liegenden hin. Trotz dieses Unterschieds könnte der Chietal-Keil aus rein geometrischen Gründen als östliches Äquivalent des Tossen-Keils gedeutet werden.

Autochthon und der Loibstock-Keil

Die stratigraphische Abfolge und der tektonische Bau des Autochthons an den Talflanken des Ürbachtals wurden von BALTZER (1880), ROHR (1922, 1926), MÜLLER (1938), BÜCHI (1980) und KAMMER (1989) eingehend beschrieben. Der zum Autochthon gehörende Anteil der intensiv verfalteten Sedimentgesteine im Bereich der Engelhörner ist an der westlichen Seite des Ürbachtals zwischen Loicherli im Süden und dem Taleingang im Norden gut aufgeschlossen. Dieses Gebiet wurde zuletzt von BÜCHI (1980) sehr detailliert kartiert und beschrieben; unter anderen auch anhand von Detailprofilen und Aufschlusskizzen des komplexen Aufbaus der Ostflanke des Gstellihorns. Die Gesteine umfassen die direkt dem prävariszischen Kristallin auflagernde triassische bis frühkretazische Sedimentabfolge. Im Hangenden wird das Autochthon durch paläogene Gesteine (Stad-Formation; «Lindi-Tertiär», MÜLLER 1938) abgeschlossen, die gegen Süden durch eine Überschiebung westlich oberhalb der Lokalität Zum Stein abgeschnitten werden.

Der Sediment/Kristallin-Kontakt ist intensiv verschuppt, was anhand der zahlreichen kleinräumigen brettartigen Kristallinschuppen in den Sedimentgesteinen veranschaulicht wird (Taf. 1, Profil 5). Die triassischen Sedimentgesteine liegen dem Kristallin direkt auf und wurden nicht bzw. nur geringfügig abgeschert. Die von diesen Kristallinschuppen überfahrenen jurassischen Sedimentgesteine sind stark verfaltet und bilden entlang der Überschiebungen geringmächtige, ins Kristallin reichende Gesteinszüge. Die im Nordwesten flachliegenden Faltenschenkel bzw. Faltenachsenebenen tauchen gegen Südosten bis Südsüdosten zunehmend steiler ab, wie dies im Gebiet Loicherli und in den Sedimentgesteinen des Loibstock-Keils exemplarisch zu beobachten ist (Fig. 60).

Loibstock-Keil: Auf der östlichen Talseite des Ürbachtals setzt sich das Autochthon im Normalschenkel der flachliegenden Synklinalstruktur des Loibstock-Keils fort (MÜLLER 1938). Der Loibstock-Keil stellt die Verbindung zwischen dem Autochthon der Engelhörner im Südwesten und dem Pfaffenchofpf-Keil (Atlasblatt Innertkirchen) im Nordosten dar. Der Loibstock-Keil hat am nördlichen Kartengebietsrand eine Mächtigkeit von rund 600 m, die in Richtung des Scharnierbereichs im Süden oberhalb von Rohrmatten auf wenige Meter abnimmt. In der Panoramadarstellung von MÜLLER (1938) ist die bereits von BALTZER (1888) be-

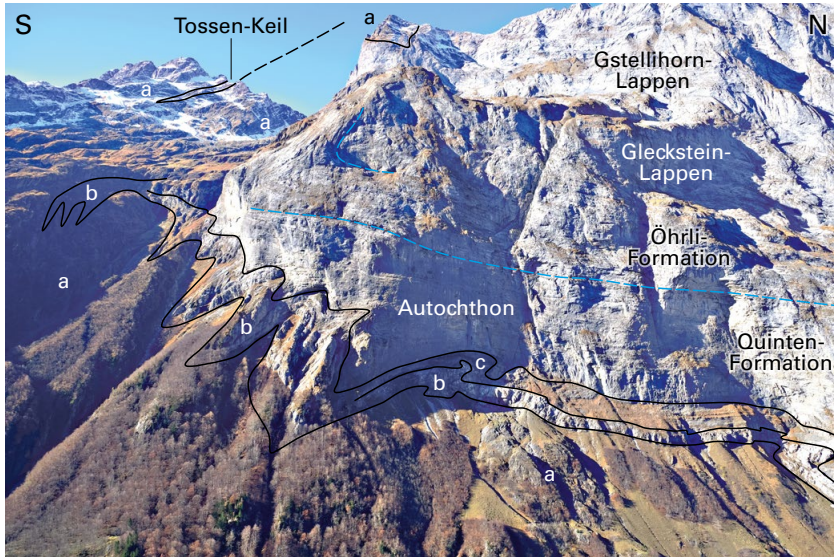


Fig. 60: Ansicht der westlichen Talseite des Ötztals mit der Ostflanke des Grossen Engelhorn. Profil durch das Autochthon, den Gleckstein- und den Gstellhorn-Lappen. a: Innertkirchen-Migmatit, b: Mels- und Röti-Formation, c: Bommerstein- und Reischib-Formation. Oben links Tossen, oben Mitte Gstellhorn. Foto J. Abrecht, 2015.

schriebene Aufspaltung des Keilendes und die Abspaltung einer hauptsächlich aus triassischen Gesteinen bestehenden Schuppe zwischen der Scheenalp und der Undri Schmalloui gut erkennbar (Fig. 61, s.a. Taf. 1, Profil 2). Da die aktuellen Aufschlussverhältnisse infolge der zunehmend dichter werdenden Vegetation im Vergleich zu den 1930er-Jahren, als die Scheenalp noch bestossen war, wesentlich schlechter sind, folgt die Darstellung auf der Karte weitgehend derjenigen von MÜLLER (1938).

Der Kern des im Kartengebiet liegenden Teils des Loibstock-Keils wird durch den dunkelgrauen Kalk der Quinten-Formation gebildet, der die markanten Felswände zwischen der Loibalp und der Scheenalp aufbaut (Fig. 61). Geringmächtige Abfolgen von gebanktem Kalk (Schilt-Formation), Echinodermenkalk (Reischib-Formation) und schiefrigem Tonstein (Bommerstein-Formation) trennen die Quinten-Formation von den vorwiegend aus Dolomit (Röti-Formation) bestehenden triassischen Sedimentgesteinen. Letzterer bildet einige isolierte, auffällig gelblich beige Felswände in der steilen Flanke unterhalb und oberhalb der Loibalp. Die kretazische Öhrli-Formation ist nur am Nordabhang des Loibstocks aufge-

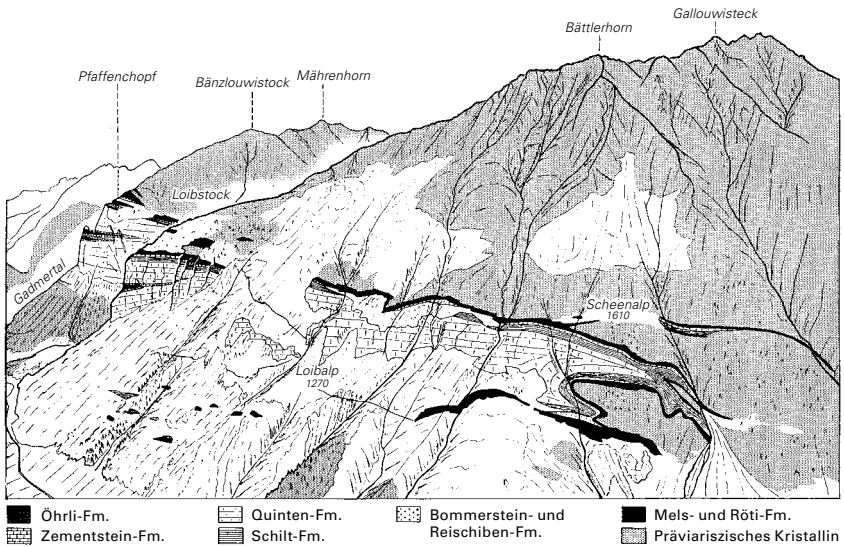
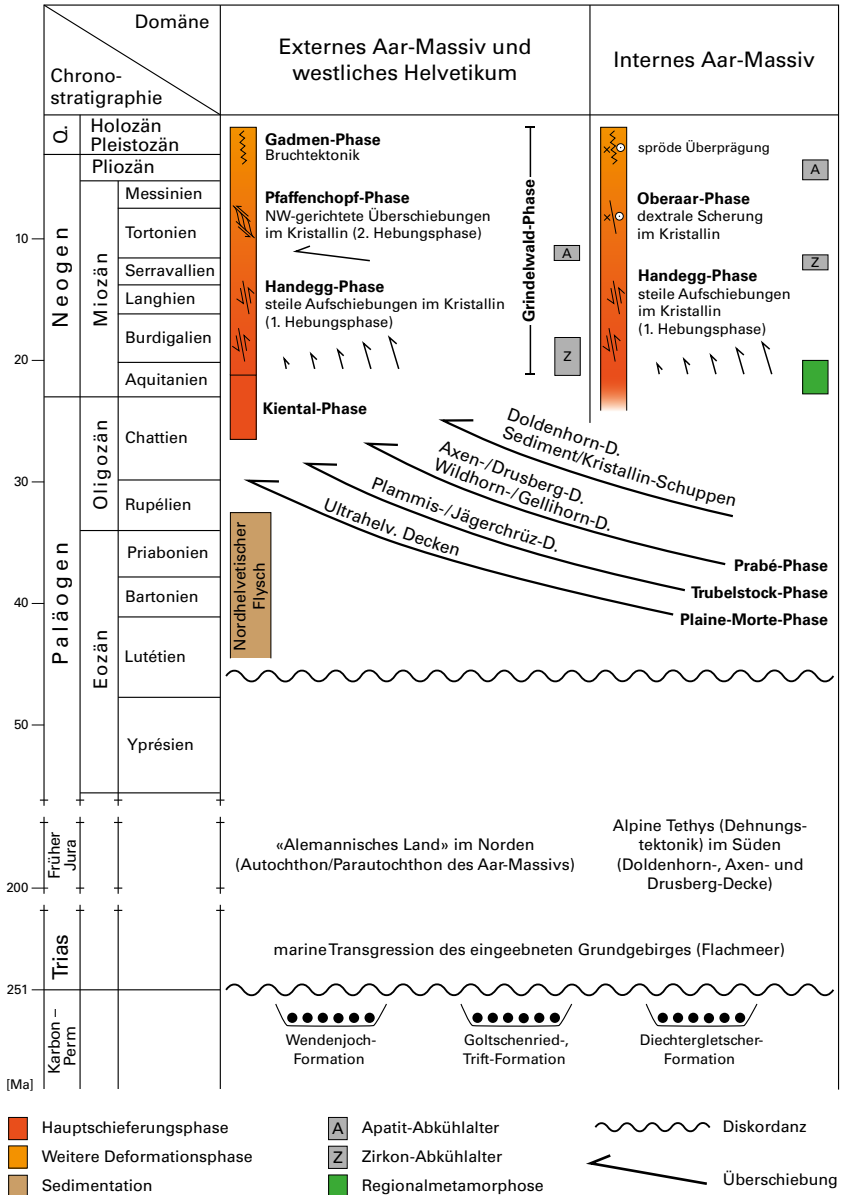


Fig. 61: Ansicht des Loibstock-Keils. Östliche Talflanke des Ürbachtals (MÜLLER 1938).

schlossen und markiert dort den Kern des Loibstock-Keils (Atlasblatt Innertkirchen; s.a. Taf. 1, Profil 2). Die tiefstgelegenen Sedimentgesteinsaufschlüsse liegen unterhalb der Loibalp auf etwa 1000 m ü.M. (Röti-Formation). Die Schichtung fällt im Allgemeinen flach bis moderat nach Südosten ein.

Deformationsphasen

Die Platznahme und Deformation, die zum heutigen tektonischen Bau der Sedimentgesteine im Gebiet Tossen-Engelhörner und am Loibstock führte, ist das Ergebnis der alpinen Gebirgsbildung im Zuge der Kontinent/Kontinent-Kollision. Diese führte zu einer starken Einengung des Kristallins und der darüberliegenden helvetischen Sedimentabfolge, wobei Letztere im Oligozän in den internen Bereichen von ihrer Grundgebirgsunterlage abgesichert und nach Norden verfrachtet wurden. Die Platznahme der helvetischen Decken – im zentralen Helvetikum der Doldenhorn- und der Axen-/Drusberg-Decke – auf dem Aar-Massiv fand während der Prabé- bzw. Kiental-Phase statt (Fig. 62, PFIFFNER 2015). Im Zuge der weiteren Verkürzung kam es vor etwa 20–10 Ma zur Aufwölbung des Aar-Massivs (Grindelwald-Phase), bei welcher die basale Überschiebung der helvetischen Decken (d.h. Überschiebung der Axen-Decke) sowie die ursprünglich horizontal liegenden autochthonen und parautochthonen Sedimentgesteine zusammen



mit ihrem kristallinen Substrat steilgestellt, lokal gar überkippt wurden. Dabei bildete sich ein etwa 30 km breites Gewölbe aus steilstehenden Kristallinzonen – die Innertkirchen-Lauterbrunnen-, Erstfeld-, Ferden-Guttannen und Sustenhorn-Zone – und den an Ort verbliebenen autochthonen und parautochthonen Einheiten. Als Folge der anhaltenden Verkürzung wurden Letztere zwischen den Kristallineinheiten eingeklemmt bzw. von diesen überfahren oder eingefaltet. Als Erklärung für die heutige Konstellation des prävariszischen Grundgebirges und seiner reliktischen Sedimentbedeckung wurden verschiedene, auf dem bestehenden Modell der Plattentektonik basierende Mechanismen vorgeschlagen (HERWEGH et al. 2017), deren Auswirkungen allerdings mit den aktuellen Beobachtungen und Interpretationen teilweise nicht übereinstimmen, wie zum Beispiel das Fehlen von massiv-internen Überschiebungen oder zu tiefe Temperaturen während der Hebungsphase. Auf der Basis von seismischen Daten, hochauflösender Erdbebenomographie und Felddaten sowie mittels geophysikalischer und 3D-Modellierung wurde ein mehrphasiges tektonisches Modell entwickelt, das die sich über 10 Ma erstreckende spätalpine Entwicklung inkl. Hebung des Aar-Massivs zu erklären versucht (HERWEGH et al. 2017). Für die Rekonstruktion der postkollisionalen Entwicklung der Alpen ab etwa 32 Ma haben KISSLING & SCHLUNEGGER (2018) ein neues Subduktionsmodell vorgeschlagen, bei welchem die Alpen nicht primär durch den nordgerichteten Schub der adriatischen Platte gebildet wurden, sondern als Folge von isostatischen Auftriebskräften (rollback subduction).

Anhand von im Feld erkennbaren Strukturen, die unterschiedliche Deformationsmechanismen dokumentieren, und die aufgrund von Überlagerungskriterien oder radiometrischen Untersuchungen relativ bzw. absolut datiert wurden, konnte die spätalpine tektonische Überprägung des Aar-Massivs rekonstruiert werden (Fig. 62 u. 63, s.a. Skizze zur tektonischen Entwicklung in Fig. 64). Dabei wurden im Kristallin verschiedene Deformationsphasen definiert, die zeitlich weitgehend mit der Grindelwald-Phase in den Sedimentgesteinen zu parallelisieren sind.

Handegg-Phase: Während der Handegg-Phase wurden steil nach Süden einfallende Nordost-Südwest orientierte konjugierte Scherzonen angelegt, an welchen dominierend der südliche, tiefer liegende Block aufgeschoben wurde (Fig. 64). Das Alter der Handegg-Phase wird mit 22–11,5 Ma angegeben (WEHRENS et al. 2017, RICCHI et al. 2019) und fällt somit zeitlich mit dem Höhepunkt der grünschieferfaziellen alpinen Metamorphose (etwa 450°C, 0,5 GPa) im südlichen Aar-Massiv zusammen. Die im Kristallin erkennbare Hauptschieferung (S1 nach STECK 1968) wurde ebenfalls während der Handegg-Phase gebildet (Fig. 63, WEHRENS et al. 2017); ebenso die überall im Kartengebiet zu beobachtenden steil nach Süden einfallenden Aufschiebungen (reverse faults) und die dazugehörige Schieferung

Fig. 62: Der «orogene Fahrplan» des Kartengebiets. Angepasst nach PFIFFNER (2015), WEHRENS (2015) und GISLER et al. (2020).

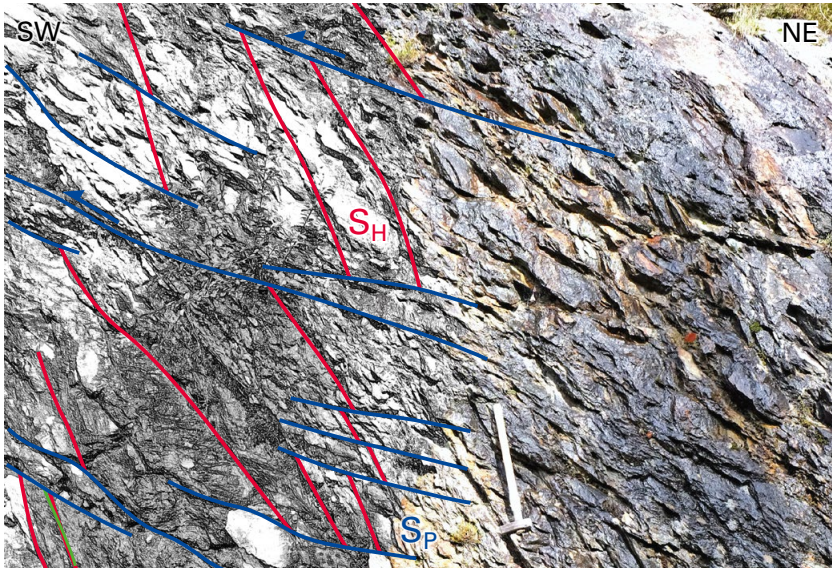


Fig. 63: Flach nach Südosten einfallende Aufschiebungsflächen (S_P , Reverse faults) im Gneis der Innertkirchen-Lauterbrunnen-Zone. Sie schneiden ältere steilstehende Strukturen (S_H). Grosswald (Koord.2663 540/1169850). Foto J. Abrecht.

(z.B. im Gebiet Uf Beesten, Koord.2663 780/1163 030). Die von STECK (1968) definierte Schieferung S_2 , die mit der Steilstellung der Gotthard-Decke (Bildung des Northern steep belt, Chièra-Phase) assoziiert wird, wird ebenfalls mit der Handegg-Phase korreliert. U/Pb-Datierungen an neugebildetem Monazit in Quarz und Epidot führenden Adern, deren Bildung der Handegg-Phase zugeordnet wird, ergaben Alter von $19,1 \pm 4,0$ Ma und $16,9 \pm 3,7$ Ma (PEVERELLI et al. 2021).

Oberaar-Phase: Strukturen der Oberaar-Phase sind vor allem im Gebiet Grimselpass–Oberaargletscher unmittelbar südlich des Kartengebiets ausgeprägt entwickelt. Die mit der Oberaar-Phase assoziierten Scherzonen weisen eine ähnliche Orientierung auf wie diejenigen der Handegg-Phase, jedoch mit ausgeprägter dextralen Seitenverschiebungskomponente und steilem Linear (Fig. 62). Aufgrund ihrer Orientierung können drei Systeme von Scherzonen definiert werden, die kinematisch mit der Oberaar-Phase assoziiert sind: (1) ENE–WSW, (2) NW–SE und (3) NE–SW streichend. Die von STECK (1968) definierten planaren Strukturen S_3 und S_4 und die Dextralverschiebung entlang der Rhone-Simplon-Störung werden zeitlich der Oberaar-Phase korreliert. Während der Oberaar-Phase wird die ehemals tiefere Versenkung des südlichen Krustenblocks gegenüber dem nördlichen durch

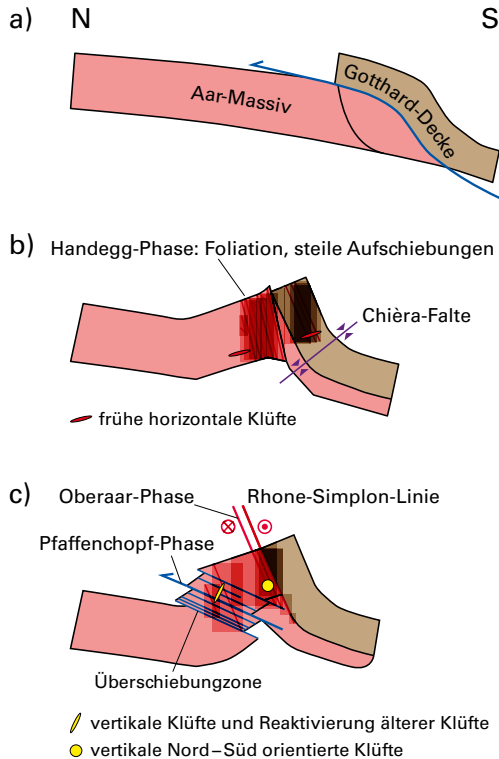


Fig. 64: Skizze der tektonischen Entwicklung mit den verschiedenen Deformationsphasen und den damit assoziierten Gefügeorientierungen im Aar-Massiv und in der südlich anschliessenden Gottthard-Decke (modifiziert nach RICCHI et al. 2019 und HERWEGH et al. 2017).

eine schnellere Hebung kompensiert. Das Alter der Oberaar-Phase wird mit etwa 12–11 Ma angegeben (WEHRENS et al. 2017, RICCHI et al. 2019), ungefähr gleichzeitig mit dem Einsetzen der mit der Pfaffenchof-Phase assoziierten Deformation im nördlichen Aar-Massiv.

Pfaffenchof-Phase: Die Strukturen der Pfaffenchof-Phase schneiden die steil gegen Südosten einfallende alpine Hauptschieferung der Handegg-Phase und sind charakterisiert durch flach nach Südosten und Nordwesten einfallende Überschiebungen (Fig. 63 u. 64; s.a. detaillierte Beschreibung in LABHART 1966). Sie sind vor allem im nördlichen Aar-Massiv weitverbreitet und ausgeprägt entwickelt und werden gegen Süden kontinuierlich schwächer. Die Deformation der Pfaffenchof-

Phase konzentriert sich im Norden in einer rund 2 km breiten Überschiebungszone beidseits entlang der nordvergenten Pfaffenchofpf-Überschiebung, die eine Gesamtverkürzung von etwa 2 km kompensiert (HERWEGH et al. 2020). Von den flach einfallenden Überschiebungen wird auch der Sediment/Kristallin-Kontakt am Nordrand des Aar-Massivs – insbesondere im Gebiet der Engelhörner und der Sedimentgesteinskeile am Pfaffenchofpf, Loibstock und Tossen – verschuppt. Die Pfaffenchofpf-Phase war ab etwa 12 Ma und möglicherweise bis 5 Ma aktiv (Fig. 62; HERWEGH et al. 2017, RICCHI et al. 2019).

Während der Pfaffenchofpf-Phase wurden die Kristallinschuppen zusammen mit den aufliegenden triassischen Sedimentgesteinen brettartig nach Nordwesten überschoben, wobei die darüberliegenden jurassischen und kretazischen Sedimentgesteine passiv verfaltet wurden. Für die über dem Sediment/Kristallin-Kontakt im Hangenden der Sedimentgesteinskeile am Pfaffenchofpf und Loibstock verlaufende markante Scherzone (Pfaffenchofpf-Überschiebung) wird eine Verkürzung von rund 40% postuliert (MOCK 2014). Währenddem die Deformation im Kristallin und den stratigraphisch aufliegenden triassischen Sedimentgesteinen unter spröden Bedingungen ablief, wurden die darüberliegenden jurassischen und kretazischen Sedimentabfolgen duktil deformiert und intensiv verfaltet. Dieser Wechsel im Deformationsstil entlang des Sediment/Kristallin-Kontakts wird durch die im Kristallin konstant steil nach Südosten einfallende präalpine Schieferung verdeutlicht, deren Orientierung bei der Verfaltung des Sediment/Kristallin-Kontakts variabler sein müsste. Vielmehr sind die flach bis moderat nach Südosten einfallenden Überschiebungen der Pfaffenchofpf-Phase für die komplexe Verschuppung des Sediment/Kristallin-Kontakts verantwortlich. Die parallel zu den Überschiebungen verlaufende jüngere Schieferung S2 der Pfaffenchofpf-Phase setzt sich in die mesozoischen Kalkabfolgen hinein fort und verläuft parallel zu deren Schichtung. Und letztlich dürfte bei der hier erreichten rekonstruierten Maximaltemperatur von etwa 300°C (HERWEGH et al. 2017, NIBOUREL 2019, NIBOUREL et al. 2021) eine Verfaltung der Kristallingesteine – im Gegensatz zum Kalk – nicht möglich gewesen sein. Das Deformationsverhalten des triassischen Dolomits deutet darauf hin, dass sich dieser im Grenzbereich spröde/duktile befunden hat. Dies wird gestützt durch Untersuchungen in den Sedimentgesteinen der Doldenhorn-Decke im Westen, wo Temperaturen im Bereich von 380°C ermittelt wurden (HERWEGH & PFIFFNER 2005).

Nach GIRAULT et al. (2020) sind die Platznahme und die Deformation der helvetischen Decken im westlichen Aar-Massiv vor oder während des Temperaturmaximums anzusetzen. Die nachfolgende Hebung des Aar-Massivs entlang von Aufschiebungen (Handegg-Phase) führte zur Verkippung und Steilstellung der ehemals horizontal orientierten Maximaltemperatur-Isograden während der späten Hebung des Massivs.

Abschliessend gilt zu beachten, dass sich die altersmässige Korrelation der Deformationsphasen im gesamten Aar-Massiv generell schwierig gestaltet, da die

Deformation nicht über den gesamten Massivbereich synchron ablief. Zudem ist davon auszugehen, dass sich die einzelnen Deformationsphasen zeitlich überschneiden. Dies bedeutet somit, dass ihre relative Altersabfolge zwar im gesamten Aar-Massiv einheitlich ist, die verschiedenen Deformationsphasen aber jeweils unterschiedlichen Zeitabschnitten zuzuordnen sind.

Strukturen

Die Orientierung und Verteilung der steilstehenden Bewegungsflächen der Handegg-Phase im Kristallin des Aar-Massivs deuten auf eine durchgehende intensive Zergliederung der Oberkruste hin. Dabei entstanden Domänen geringerer Deformation, die jeweils durch diese subvertikalen Bewegungsflächen begrenzt werden. Jede einzelne Bewegungsfläche hat zwar nur einen geringen vertikalen Versatz, in der Summe über alle Bewegungsflächen resultiert jedoch ein Gesamtversatz von mehreren Kilometern. Dieser ist letztlich für die heute gegen Süden zunehmende Metamorphose verantwortlich, die sich durch einen Temperaturanstieg von etwa 250°C im Norden auf 450°C im Süden manifestiert.

Im Norden sind während der Pfaffenchof-Phase Kristallinschuppen über die mesozoischen Sedimentgesteine überschoben und gemeinsam mit diesen deformiert worden. Sie bilden heute die Keile am Pfaffenchof, am Loibstock, am Tossen und im Chietal sowie die komplexen Falten- und Schuppenstrukturen im Gebiet Loicherli-Äugstgumm (MORGENTHALER 1921, ROHR 1922, 1926, MÜLLER 1938, BÜCHI 1980, KAMMER 1985, 1989). Infolge der durch die Deformation der Handegg- und der Pfaffenchof-Phase entstandenen Aufwölbung des kristallinen Grundgebirges des Aar-Massivs wurde der Sediment/Kristallin-Kontakt um etwa 10 km angehoben. Dank der anschließenden Erosion tritt das Grundgebirge des Aar-Massivs heute als tektonisches Fenster zu Tage.

Bei der Hebung, Überschiebung und der internen Deformation wurden parautochthone und autochthone Kristallin/Sedimentpakete als Schuppen oder Lappen übereinandergestapelt. Von Nordnordwest nach Südsüdost werden die Läsistock-Schuppe, die Hohjegi-Schuppe, der Gstellihorn-Lappen und der Gleckstein-Lappen unterschieden (MÜLLER 1938). Der Tossen-Keil wird als weit ins Kristallin hineinreichender Teil des Gstellihorn-Lappens betrachtet. Der Loibstock-Keil ist mehrheitlich Teil des Autochthons, lediglich der oberste Anteil wird dem über dem Autochthon liegenden Gleckstein-Lappen zugeordnet (MÜLLER 1938).

Der triassische Sandstein (Mels-Formation) wurde praktisch nirgends von der Kristallinoberfläche abgeschert und somit zusammen mit den Kristallingesteinen brettartig, unter spröden Bedingungen deformiert (LABHART 1968, KAMMER 1989). Die zahlreichen entlang von Überschiebungen in die Sedimentgesteine hineinreichende Kristallinschuppen führten in den aufliegenden Sedimentgesteinen zu intensiver Verfaltung. Dieser am Sediment/Kristallin-Kontakt auftretende Wechsel im Deformationsstil wird auf Kompetenzunterschiede zwischen den Sediment-

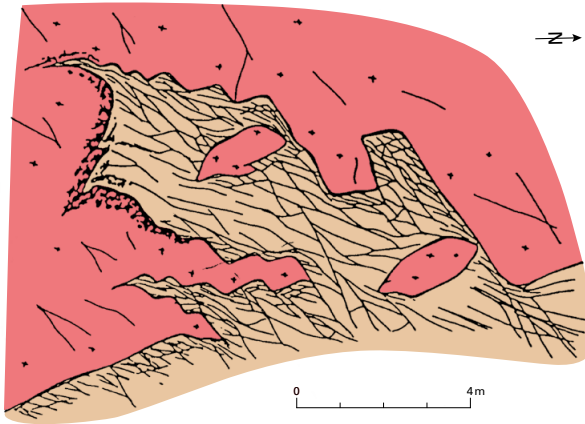


Fig. 65: Intrusionskontakt zwischen dem Zentralem Aare-Granit und dem prävariszischen Gneis des Ofenhorn-Stampforn-Gneiskomplexes am Gröebengletscher. Der Kontakt folgt dem präexistierenden Gefüge im Gneis (nach KAMMER 1985).

und den Kristallingesteinen zurückgeführt (KAMMER 1989). Die Kristallinschuppen und die Falten in den Sedimentgesteinen sind immer an ins Kristallin reichende Scherzonen gebunden, an denen sich jeweils die Synformen der Falten gebildet haben (FISELI 2006). Die steilen Achsenebenen der eingefalteten Sedimentgesteine setzen sich als Schieferung in den Kristallingesteinen fort (LABHART 1968).

KAMMER (1985) identifizierte im Kristallin zwei Störungssysteme, die er als «Schieferflächen» bezeichnete, wovon das eine steil, das andere flach nach Süden bzw. nach Südosten einfällt (Fig. 53). An den steilstehenden Bewegungsflächen wurde der südliche gegenüber dem nördlichen Flügel angehoben, während an den flachliegenden Überschiebungen das Hangende gegenüber dem Liegenden nach Norden überschoben wurde. Die Schieferung verläuft etwa in der Winkelhalbierenden dieser konjugierten Gefügeflächen. Dass die steil gegen Südosten einfallende Schieferung, die fast senkrecht zur Achsenebenschieferung in den Sedimentgesteinen orientiert ist, auch in den überschobenen Kristallinanteilen am Nordrand des Aar-Massivs zu erkennen ist, war schon den früheren Bearbeitern aufgefallen (z.B. BALTZER 1880). KAMMER (1989) schloss aus dieser Diskrepanz in der Orientierung der zwischen der Schieferung im Kristallin und der Achsenebenschieferung in den Sedimentgesteinen auf ein präalpines Bildungsalter für Erstere. In den Kristallingesteinen ist es naturgemäss schwierig, die präalpin angelegten Gefüge von den alpin reaktivierten zu unterscheiden, und diesbezüglich eindeutige Aussagen sind nur am Sediment/Kristallin-Kontakt möglich. Basierend auf der Beobachtung, dass der Verlauf des Intrusionskontakts zwischen dem Zentralem

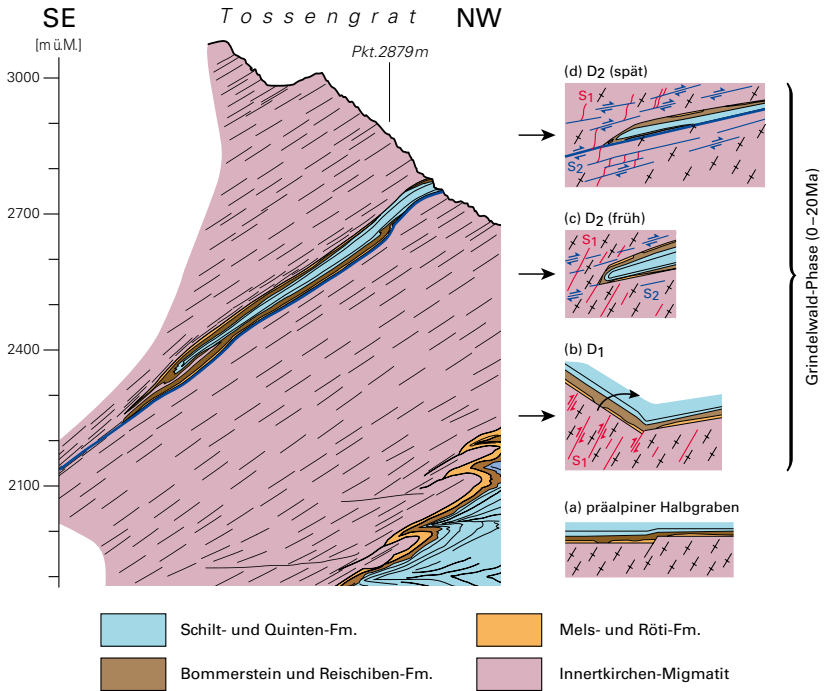


Fig. 66: Der Tossen-Keil und die Rekonstruktion seiner Bildung. Die Rekonstruktion von BUSS (2019, rechts) zeigt eine von ROHR (1926) leicht abweichende Auffassung der Bildung des Tossen-Keils, in welcher die Überschiebungsbahn des Keils über das Gstellhorn streicht, während ROHR (1922, 1926) im Keil die Fortsetzung der Sedimentgesteine des Gstellhorn-Lappens sieht.

Aare-Granit und dem prävariszischen Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex dem präexistierenden Gefüge im Nebengestein folgt, schloss KAMMER (1985), dass dieses demnach älter als die Platznahme der Intrusiva sein muss (Fig. 65).

Neben ROHR (1922, 1926) haben sich in jüngerer Zeit verschiedene Bearbeiter (MOCK 2014, BUSS 2019, HERWEGH et al. 2020) eingehend mit der Entstehung der komplexen, durch Verfaltungen und Verschuppungen gekennzeichneten Strukturen der autochthonen und parautochthonen Sedimentbedeckung und des kristallinen Grundgebirges befasst. Die bereits präalpin gebildeten steilstehenden Scherzonen (reverse faults, normal faults) stellen eine Voraussetzung für die Bildung der Sedimentkeile und der Sedimenteinschuppungen während der alpinen Kompression dar (Fig. 66). Durch frühe Abschiebungen bildeten sich Halbgräben, die dann als Rampen für die nordgerichteten alpinen Aufschiebungen der Handegg-Phase

(D1) dienen. Die präalpin angelegten steilstehenden Scherzonen wurden während der alpinen Orogenese reaktiviert.

Gegen Süden werden die zur Pfaffenhopf-Phase (D2) gehörenden Strukturen schwächer und es dominieren die Strukturen der älteren Handegg- und der Oberaar-Phase. Diese sind insbesondere in den spätvariszischen Intrusiva ausgeprägt. Mehrere Bearbeiter haben diese Hauptdeformationsphasen beschrieben und teilweise mit Altersdaten ergänzt (STECK 1968, ROLLAND et al. 2009, WEHRENS et al. 2017). Das dominierende, praktisch überall mehr oder weniger ausgeprägt vorhandene Gefügeelement ist die Nordost–Südwest streichende, gegen Südosten einfallende Schieferung (S1 nach STECK 1968). Das damit verbundene Linear ist steil südostfallend. Generell nimmt die Verschieferung von Norden nach Süden zu, wenn auch in den Intrusiva immer wieder Bereiche vorhanden sind, die eine wenig deformierte, massigere Ausbildung aufweisen. Die Verschieferung manifestiert sich durch die bevorzugt parallel zur Schieferungsebene erfolgte Einregelung der Glimmerminerale, Plättung von Quarz und Rotation der Feldspäte. Neben der Mineraleinregelung zeigen auch die häufigen basischen Schollen («Butzen») parallel zur Foliation eine Plättung. Je nach Anschnitt sind diese Schollen entsprechend rund bis stark elliptisch geformt.

Die Parallelität der Nordost–Südwest verlaufenden Hauptschieferung mit der Orientierung der Kontaktverläufe der spät- bis postvariszischen Intrusiva, aber auch der generellen Streichrichtung der Stoffbänderung in den prävariszischen Gneisen und Migmatiten deutet darauf hin, dass die alpine Schieferung das präexistierende Gefüge reaktiviert hat (STECK 1968, WEHRENS et al. 2017). Dazu gehört auch die Einregelung und Plättung der basischen Schollen, deren Deformation teilweise bereits schon während der Platznahme der Intrusiva erfolgte und alpin überprägt wurde.

Insbesondere in den Intrusiva – untergeordnet auch in den prävariszischen Grundgebirgseinheiten – prägen zwei steilstehende duktile Scherzonensysteme, die im Gebiet Tschingelmad–Handegg die auf beiden Talseiten auftretenden markanten Runsen bilden, das Gefüge. Beispielhaft zeigt sich dieses Gefüge im Gebiet Uf Beesten unterhalb des Ärlengletschers. Hier ist einerseits ein die Morphologie stark prägendes Ost–West streichendes Abschiebungssystem mit sehr steilem Südfallen zu beobachten, wobei der südliche Flügel oft mehrere Meter gegenüber dem nördlichen aufgeschoben ist, und andererseits ein Südwest–Nordost streichendes System mit steilem Südostfallen.

Eine in den Intrusiva auffallende, im Aufschluss- bis in den Dünnschliffbereich charakteristische Gefügeeigenschaft ist der Wechsel von wenig deformierten, linsenförmigen Bereichen mit stark deformierten schmalen Zügen (Scherflächen), welche die schwach deformierten Bereiche umfließen (CHOUKROUNE & GAPAIS 1983). Dadurch entsteht ein verzweigtes (anastomosierendes) Netzwerk, das vor allem in Schnittlagen senkrecht zur Schieferung am deutlichsten zu erkennen ist. Nach WEHRENS et al. (2017) handelt es sich dabei um zwei zur Handegg-

Phase gehörende Scherzonensysteme mit unterschiedlich steilem Einfallen (65–80° bzw. 80–90°).

Im Zentralen Aare-Granit und im Grimsel-Granodiorit nimmt die Dichte der vorhandenen Scherzonen und damit die Deformation gegen Süden zu. Einer der Gründe dürfte der höhere Glimmeranteil im Grimsel-Granodiorit gegenüber dem Zentralen Aare-Granit darstellen. Weitere wichtige Voraussetzungen für die Bildung von Scherzonen sind primärmagmatische Anisotropien, wie beispielsweise das Vorhandensein einer magmatischen Foliation oder das Auftreten von Gängen (WICKI 2011). Diese steilstehenden Scherzonen, die je nach Intensität der duktilen Deformation und des damit verbundenen Stofftransports ihre mineralogische Zusammensetzung verändern und im Extremfall (Mylonitisierung) fast nur noch aus Hellglimmer und Quarz bestehen, haben Mächtigkeiten im Millimeter- bis Meterbereich und lassen sich in Einzelfällen über mehrere Kilometer verfolgen. Detaillierte Darstellungen der durch zunehmende Deformation entstandenen Gefüge finden sich in ROLLAND et al. (2009), WICKI (2011), BAUMBERGER (2015), WEHRENS (2015), WEHRENS et al. (2017).

Basierend auf K/Ar-Altersbestimmungen von Hellglimmern aus Myloniten und kakiritischen Scherzonen können Angaben über das Alter der duktilen bis spröden Deformationsphasen unter den P-T-Bedingungen der alpinen grünschieferfaziellen Metamorphose im Haslitalquerschnitt gemacht werden. Die ermittelten Alter geben für die Deformation im Süden einen Bereich von 21–12 Ma im Norden 33–19 Ma an, wobei die Alter im Norden vermutlich mehrheitlich durch ererbte ältere Glimmer verfälscht und damit zu hoch sind (BERGER et al. 2017b, CHALLANDES et al. 2008, ROLLAND et al. 2009, WEHRENS et al. 2017).

Metamorphose

Parallel zur Deformation kam es zur Umkristallisation bzw. Rekristallisation und zu metamorphen Mineralneubildungen. Neben der erwähnten Mehrphasigkeit der Deformation über einen Zeitraum von 10–15 Ma zeigen die Mineralneubildungen die Entwicklung der grünschieferfaziellen Metamorphose im Grimselquerschnitt. Die gegen Süden stetig zunehmenden Druck- und Temperaturbedingungen erreichen am Grimselpass etwa 0,65 GPa und 450°C (Fig. 67; CHALLANDES et al. 2008). Der Höhepunkt der grünschieferfaziellen Metamorphose wurde vor etwa 20 Ma im Grimselgebiet erreicht (MICHALSKI & SOOM 1990, NIBOUREL et al. 2021). Auslöser für diese grünschieferfazielle Überprägung war die Überschiebung der Gotthard-Decke auf das Aar-Massiv und die damit verbundene Krustenverdickung (Fig. 64; HERWEGH et al. 2017). Dadurch kam es gegen Süden zu einer grösseren Versenkungstiefe mit entsprechend höheren P-T-Bedingungen im Vergleich zum Norden. Die zwischen 20 und 12 Ma erfolgte, gegen Süden zunehmende Hebung des Aar-Massivs ist für den heute im Grimselquerschnitt auftretenden Metamorphosegradient verantwortlich.

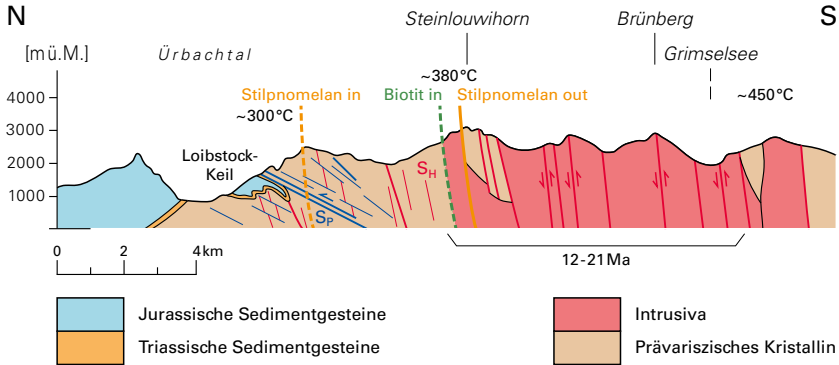


Fig. 67: Mylonitische und kakiritische Störungszonen entlang des Grimselquerschnitts. Zusätzlich sind die in- bzw. out-Kurven für grünen Biotit und Stilpnomen gegeben. Temperaturangaben stammen von HERWEGH et al. (2017). S_P und S_H bezeichnen Überschiebungsflächen der Pfaffenhopf- bzw. Handegg-Phase (verändert nach BERGER et al. 2017b).

Während in den spät- bis postvariszischen Intrusiva – abgesehen von spät-magmatischen hydrothermalen Umwandlungen – die metamorphen Neubildungen nur der alpinen Metamorphose zugeschrieben werden können, sind die Verhältnisse in den prävariszischen Gesteinen komplexer. In diesen ist eine klare altersmässige Zuordnung von Mineralbildungen oft nicht möglich. Zweifellos sind retrograde Mineralreaktionen, die zu Neubildungen und Rekristallisation der ursprünglich amphibolitfaziellen Phasen – hauptsächlich Biotit, Plagioklas und Amphibol – bereits auf frühere, vermutlich variszische Überprägungen zurückzuführen. Dies wird durch deren verbreitetes Auftreten im nördlichen Aar-Massiv, wo die P-T-Bedingungen während der alpinen Metamorphose für die vorhandenen Neubildungen nicht ausreichend waren, belegt. Ein Beispiel dazu ist der vor allem in den prävariszischen Gneisen verbreitet auftretende einschliessfreie grünlich braune bis hellbraune feinschuppige Biotit, der auch in den nördlichsten – und somit alpin am tiefsten temperierten – Gesteinen der Innertkirchen-Lauterbrunnen-Zone auftritt. Gestützt auf Gefügeuntersuchungen können aber auch in den prävariszischen Gesteinen alpin neugebildete Phasen definiert werden, wie beispielsweise die prograden Bildungen von grünem Biotit, grünem Chlorit, Hellglimmer, Granat, Epidot und Stilpnomen (Fig. 68; VON RAUMER 1969). Diese Phasen treten auch in den variszischen Intrusiva auf. Insbesondere im Mittagflue-Granit sind Stilpnomen und feinkörniger idiomorpher Granat verbreitet anzutreffen. Der Granat weist eine Zusammensetzung von jeweils etwa zu einem Drittel bestehende Almandin-, Grossular- und Spessartinkomponente auf (STECK & BURRI 1971). Sein Auftreten fällt etwa mit demjenigen des grünen Biotits zusammen

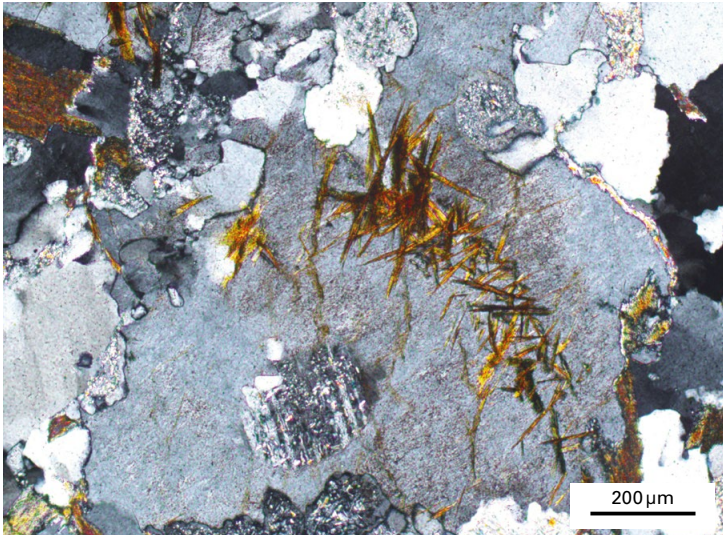


Fig. 68: Alpiner Stilpnomelan im Alkalifeldspat, Erstfeld-Gneiskomplex, Gebiet Sumpf nördlich von Guttannen (Koord.2664750/1169190). Foto J. Abrecht.

(Fig. 67). Im Zentralen Aare-Granit und im Grimsel-Granodiorit sind die Rekrystallisation und die Vergrünung von Biotit in Kombination mit der Neubildung von Chlorit und Epidot sowie Titanit und Rutil charakteristisch. Oft treten in den Intrusiva bis zu drei Biotitvarietäten auf, von denen gemäss JÄGER et al.(1961) zwei alpinen Alters sind. Der oft noch mit grünem oder rötlich gelbem Biotit koexistierende braune Biotit wird als primärmagmatisches Hochtemperatur-Relikt betrachtet (HENRY et al. 2005). Quarz, Granat und Epidot sowie Chlorit und Biotit treten auf horizontalen bis flach nach Südosten einfallenden Scherflächen als Harnischströmung (Rutschharnische) auf (STECK 1968).

Die Albitisierung von Plagioklas unter Ausscheidung von Hellglimmer (Serizit) und Epidot ist ein weitverbreitetes Phänomen in allen Kristallingesteinen (Saussuritisierung, Serizitisierung). In wie weit diese retragraden Reaktionen alpinen bzw. variszischen Alters sind oder – beschränkt auf die Intrusiva – auf spätmagmatische hydrothermale Reaktionen zurückzuführen sind, kann nicht abschliessend beurteilt werden. Grundsätzlich können zwei nicht isochemische Prozesse beobachtet werden: einerseits die Bildung von Klinozoisit und andererseits diejenige von Serizit. In den Intrusiva tritt der neugebildete Biotit meist zusammen mit Epidot auf, was auf komplexe Reaktionen unter Beteiligung praktisch aller vorhandenen Mineralphasen hinweist. Verschiedene Bearbeiter haben die Sanidin/

Mikrokin-Transformation und das Auftreten von Oligoklas in den Intrusiva untersucht und daraus Schlussfolgerungen für die Bedingungen der prograden alpinen Metamorphose abgeleitet (STECK 1976, BERNOTAT & BAMBAUER 1980, BAMBAUER 1984).

Die aktuell verfügbaren Temperaturabschätzungen beruhen auf unterschiedlichen Methoden wie beispielsweise Kalzit/Dolomit-Thermometrie, Quarz-Rekristallisation, Ti-Gehalt in Biotit, Mikrokin/Sanidin-Transformation, Apatit-Spaltspurdaten und das Auftreten von grünem Biotit bzw. Verschwinden von Stilpnomelan. Die Daten bestätigen damit die schon seit langem bekannte, basierend auf den Biotit- und Stilpnomelan-Isograden sowie der Feldspat-Thermometrie nachgewiesene Zunahme der Maximaltemperatur der alpinen grünschieferfaziellen Metamorphose gegen Süden (z.B. NIGGLI & NIGGLI 1965, STECK & BURRI 1971, FREY & FERREIRO MÄHLMANN 1999, BAMBAUER et al. 2009). Stilpnomelan tritt erstmalig etwa auf der Höhe von Boden in den Gesteinen des Erstfeld-Gneiskomplexes auf, und die Stilpnomelan-out-Isograde fällt etwa mit dem Südrand des Mittagflue-Granits zusammen (Fig. 67). Sein Stabilitätsbereich dürfte somit etwa zwischen 300 und 350°C liegen (VON RAUMER 1969). Alpin neugebildeter grüner Biotit tritt erstmals am Nordrand des Mittagflue-Granits auf (Fig. 67).

Quarz weist natürlicherweise keine chemischen Veränderungen auf, erfährt aber infolge der Deformation eine Plättung durch Rekristallisation unter Bildung von Subkörnern und Korngrenzenwanderung, was letztlich zu einer markanten Korngrößenverkleinerung und polygonalen Quarzgefügen (Mosaikstruktur) führt. In den prävariszischen Gesteinen ganz im Norden des Kartengebiets zeigen die Quarzkörner vorwiegend deformierte Gefüge (undulöse Auslöschung, Subkornbildung). Gegen Süden treten dann zunehmend Rekristallisationsgefüge auf. Die Bildung des charakteristischen granoblastischen Polygonalgefüges erfolgt ab etwa 280–300°C (BAMBAUER et al. 2009) und ist oft makroskopisch als «Sandquarz» erkennbar. Es ist entlang von Scherzonen bereits innerhalb der Gesteine der Innertkirchen-Lauterbrunnen-Zone zu beobachten und nimmt dann gegen Süden kontinuierlich zu. Im Mittagflue- und im Zentralen Aare-Granit bildet ein grosser Teil des Quarzes ein Polygonalgefüge, in welchem allerdings nach wie vor undulös auslöschende und eine ausgeprägte Subkornbildung aufweisende magmatische Altkörner reliktsch erhalten sind. In Mylonitzonen in den Intrusiva ist Quarz praktisch vollständig rekristallisiert. Die gegen Süden dominierenden, relativ grobkörnigen Polygonalgefüge aus rekristallisiertem Quarz werden als Produkt einer thermischen Überprägung unter statischen Bedingungen gedeutet (BAMBAUER et al. 2009).

Die in den granitischen Intrusiva auftretende Chloritisierung dürfte weitgehend der grünschieferfaziellen alpinen Metamorphose zugeordnet werden. Die Bildungstemperaturen von Biotit aus dem Mittagflue-Granit, dem Zentralen Aare-Granit und dem Grimsel-Granodiorit sind relativ ähnlich und liegen im Bereich um 400–450°C (vgl. rotes Feld in Fig. 50). Diese Bildungstemperaturen sind somit

vergleichbar mit denjenigen, bei welchen die Intrusiva im Haslital grünschieferfaziell überprägt wurden (Fig. 67). Auffällig bei den Intrusiva ist das Auftreten von Epidot neben den Umwandlungsprodukten, bestehend aus grünem Biotit, Chlorit, Hellglimmer und Titanit.

Hebung des Aar-Massivs (Exhumation)

Die mit den Deformationsphasen einhergehende miozäne bis pliozäne Hebung des Aar-Massivs betrug im Norden während der letzten 10 Ma etwa 0,5 km/Ma. Im Süden nahm die Hebungsgeschwindigkeit ab etwa 3,5 Ma auf bis 1,2 km/Ma zu, was eine nordwärts gerichtete Kippung zumindest des westlichen Aar-Massivs zur Folge hatte (REINECKER et al. 2008). Aufgrund von Spaltspur- und (U-Th)/He-Datierungen an Apatit aus dem Profil zwischen Guttannen im oberen Haslital und dem Val Formazza südlich des Nufenenpasses wurden zwei mögliche Szenarien vorgeschlagen (VERNON 2008, VERNON et al. 2009):

- Kontinuierliche Hebung mit einer Hebungsrate von 0,4 km/Ma oder zwei Phasen mit erhöhter Hebungsrate von 0,7 km/Ma zwischen 9–7 und 5–3 Ma bei einem gleichzeitig abnehmenden Relief bei Guttannen im Norden.
- Kontinuierliche Hebung mit einer Hebungsrate von 0,75 km/Ma oder eine Zunahme der Hebungsrate von 0,3 auf 1 km/Ma um 5 Ma im Val Formazza im Süden.

Diese Hebungsraten sind in Übereinstimmung mit den Daten von ROSENBERG et al. (2015), welche eine mittlere Hebungsrate von 0,7 km/Ma ermittelten. Daten aus dem Urner Reusstalprofil weisen auf eine annähernd gleichmässige Hebung von ungefähr 0,5 km/Ma seit 14 Ma mit einer leicht erhöhten Rate von 0,7 km/Ma zwischen 16 und 14 Ma und zwischen 10 und 7 Ma hin (GLOTZBACH et al. 2010).

Nach HERWEGH et al. (2020) führten vor allem Auftriebskräfte in der kontinentalen Kruste im Bereich der Subduktionszone zu dominant vertikal orientierter Deformation (Handegg-Phase) im Aar-Massiv. Die ermittelten Hebungsraten von 1,3–1,6 km/Ma um 20–22 Ma nahmen bis zur vollständigen Exhumation des Aar-Massivs im Zeitraum von 13–5 Ma und dem damit verbundenen Wechsel zu hauptsächlich horizontal orientierter Deformation (Pfaffenchof-Phase) auf 0,5–0,9 km/Ma ab.

Junge Exfoliationsklüfte im Zentralen Aare-Granit und Grimsel-Granodiorit

Die heutige Morphologie der Talflanken innerhalb des Zentralen Aare-Granits und des Grimsel-Granodiorits sind sehr stark durch Exfoliationsklüfte – früher meist als «Talbankung» bezeichnet – geprägt (Fig. 69). Diese auf eine spröde Deformation zurückzuführenden Klüfte verlaufen ungefähr parallel zur Geländeoberfläche. Charakteristisch ist die radialstrahlige fiederartige Ausbildung der Klüftflächen über mehrere Zehner oder Hunderte von Quadratmetern. Sie kom-



Fig. 69: Exfoliationsklüfte («Talbankung») im Zentralen Aare-Granit. Grimselpassstrasse (Koord. 2667980/1160580). Foto J. Abrecht.

men zwischen dem Talgrund und den Graten vor, und zwar bevorzugt in den nicht durch duktile Scherzonen überprägten, massigen Partien. Gesichert ist, dass diese Klüfte oder Kluftsysteme ein oberflächennahes Phänomen darstellen. Untersuchungen im Urner Reusstal und im Grimselgebiet zeigen, dass sie bis etwa 150–200 m ins Berginnere reichen (STALDER 1964, BUCHER & LOEW 2009, ZIEGLER 2013, ZIEGLER et al. 2014).

Jüngere Kluftsysteme des Mittleren bis Späten Pleistozäns (ab etwa 0,7 Ma) folgen den Formen der grösseren U-Täler und morphologisch jüngeren Formen als Folge der Überprägung der Eisbedeckung während des Letzteiszeitlichen Maximums. Hingegen sprechen die zitierten Untersuchungsergebnisse dafür, dass die jüngsten Exfoliationsklüfte aus dem Spätglazial und dem Holozän (jünger als 20 ka) eher durch andere Prozesse als durch die Erosion hervorgerufene Spannungsänderungen entstanden sind. Entsprechend der variablen Entstehungsgeschichte ist die Neigung der älteren Klüfte tendenziell flacher als die heutige Hangneigung, die der jüngeren eher parallel. Eine abschliessende Antwort auf die Frage nach ihrer Entstehung steht aber noch aus.

HYDROGEOLOGIE

Oberflächengewässer und Kraftwerksanlagen

Das Gebiet von Atlasblatt Guttannen ist ein an Oberflächengewässern reiches Gebiet. Neben den ausgedehnten künstlichen Stauseen existieren im Kartengebiet weitere kleine natürliche Bergseen. Das Gröbesewli (2331 m ü.M.) hat sich an seiner heutigen Lage erst gegen Ende der 1950er-Jahre als Folge des Abschmelzens des Gröbengletschers gebildet. Als Folge von Seeausbrüchen hat dieser Gletschersee eine gewisse Bekanntheit erlangt (s.S. 206ff.). Der aktuell grösste See ist der Gaulisee (2140 m ü.M.), der seine Entstehung des seit den frühen 1980er-Jahren beschleunigten Rückzugs des Gauligletschers verdankt. Noch jüngeren Datums ist das östlich des Ofenhoren Ende der 1980er-Jahre nach dem Abschmelzen des Firnfelds entstandene namenlose Seelein (2666 m ü.M.), das heute eine Fläche von rund 8000 m² aufweist.

Im Weiteren seien noch der Bergsee im Gebiet Bi Seewlenen südöstlich des Stampfhoren sowie der Remersee und der Grütlisee erwähnt, die sich am Nägeligrätkli auf einer Höhe von 2470 bzw. 2661 m ü.M. befinden. Die beiden Letzteren liegen in glazial ausgeräumten Kolkbecken.

Die überall von den Hängen des Haslitals und seiner Seitentäler perennierenden Bäche fliessen alle der Aare zu. Die komplexe und teils mehrfache Nutzung der Oberflächengewässer zur Energiegewinnung hat zur Folge, dass erst unterhalb der Zentrale Innertkirchen das genutzte Wasser wieder an die Aare zurückgegeben wird. Das führt zu starken täglichen Pegelschwankungen unterhalb Innertkirchen, wo in der Messstation Schattenhalb am Ausgang der Aareschlucht der volle Abfluss – inklusive demjenigen des Gadmerwassers – gemessen wird. Der Tagesgang liegt dort zwischen etwa 25 und 85 m³/s (Daten vom August 2018). Die jährlichen Mittelwerte aus dem Zeitraum 2007–2016 in der Messstation Schattenhalb lagen zwischen 26,44 m³ im Jahre 2011 und 35,21 m³ im 2015.

Seit den 1920er-Jahren werden die im Lauteraargletscher entspringende Aare sowie viele ihrer Zuflüsse durch die Kraftwerke Oberhasli AG (KWO) für die Erzeugung von Elektrizität genutzt. Ein weitverzweigtes Stollennetz mit zahlreichen Speicherbecken ermöglicht den Transport von Wasser, auch von ausserhalb des Haslitals, zu den verschiedenen Kraftwerkzentralen. Eine Zusammenstellung der heute bestehenden Kraftwerksanlagen inklusive Zeitraum der Errichtung ist in Tabelle 4, eine Übersicht der ganz oder teilweise im Kartengebiet liegenden Speicherbecken in Tabelle 5 aufgeführt.

Tab.4: *Bestehende Kraftwerksanlagen, chronologisch nach Bauphase aufgelistet.*

1925–1932	Bau des Kraftwerks Handeck 1 der Staumauern Seeuferegg und Spittellamm sowie der Staumauer Gelmer
1939–1943	Bau des Kraftwerks Innertkirchen 1 mit einem 10 km langen Stollen von der Handeck zum Wasserschloss Kapf und zur Zentrale in Innertkirchen 1
1947–1950	Bau des Kraftwerks Handeck 2, Räterichsbodensee-Staumauer und Mattenalpsee
1952–1954	Bau des Kraftwerks Grimsel 1 und der Staumauer Oberaar
1958–1960	Bau Kraftwerk Führen (Gadmental)
1962–1967	Bau Kraftwerk Hopflauen (Gadmental)
1964–1968	Bau Kraftwerk Innertkirchen 2
1972–1976	Bau Kraftwerk Handeck 3
1973–1979	Bau des Pumpspeicherwerks Grimsel 2
2002–2007	Aufwertung Kraftwerk Innertkirchen 1
2004–2007	Aufwertung Kraftwerk Grimsel 1
2011–2016	Bau «Tandem»; Zubau der Kraftwerke Innertkirchen 2E und Handeck 2E
2014–2016	Bau Kraftwerk Innertkirchen 3 (Grund)

Tab.5: *Ganz oder teilweise im Kartengebiet liegende Stauseen.*

Stausee	Nutzzinhalt [Mio. m³]	Energieinhalt [Mio. kWh]	Mauerhöhe [m]	Fundation
Grimselsee – Seeuferegg – Spittellamm	94	263	42 114	Grimsel-Granodiorit Grimsel-Granodiorit
Räterichsbodensee	25	63	92	Zentraler Aare-Granit
Gelmersee	13	35	35	Zentraler Aare-Granit
Mattenalpsee	1,7	6	25	Guttannen-Gneiskomplex, quartäre Lockergesteine

Am Ort des Grimsel- und des Gelmerstausees befanden sich schon vor dem Bau der Sperrstellen natürliche, wenn auch wesentlich kleinere Seen.

Die nachfolgenden Angaben zum Einzugsgebiet, zur Abflussmenge und zu den Kraftwerksanlagen stammen von KWO (2018). Das Einzugsgebiet der Aare bis zur Aareschlucht umfasst rund 450 km². Die jährliche Wasserabflussmenge aus diesem Gebiet beträgt rund 980 Mio. m³, wovon 700 Mio. m³ für die Stromproduktion genutzt werden. Das Fassungsvermögen der insgesamt 8 Speicherseen liegt bei 195 Mio. Kubikmeter Wasser. Die in sämtlichen 13 KWO-Kraftwerken mit 28 Turbinen produzierte Energie beträgt 2400 GWh Strom. Ein Teil davon wird im Pumpspeicherwerk Grimsensee–Oberaar genutzt, wo Wasser aus dem Grimsensee in den höher gelegenen Oberaarsee gepumpt wird, damit bei hohem Energiebedarf das Wasser dieser zusätzlichen Staustufe genutzt werden kann. Ein zweites Pumpspeicherwerk, in welchem Wasser aus dem Räterichsbodensee in den Oberaarsee gepumpt wird, war zur Zeit der Drucklegung der Erläuterungen in Planung. Ebenso in Planung ist die Erstellung einer neuen, umstrittenen Talsperre im Triftgebiet, welche vor allem das Wasser des stark zurück gegangenen Triftgletschers und des Steingletschers nutzen soll. Es soll jährlich 145 GWh Strom produzieren. Das Konzessionsgesuch wurde 2017 eingegeben, der Baubeginn war für 2022 vorgesehen. Das Projekt ist zurzeit aber aus rechtlichen Gründen blockiert. Dieser See wäre somit der grösste Speicher der KWO, der nicht in von Intrusiva aufgebautem Gebiet zu liegen käme.

Die bisher für die 8 Sperren verbaute Menge Beton beläuft sich auf 1 235 450 m³. Dies macht 0,63% Anteil am Gesamtvolumen des gestauten Wassers. Die höchste Sperre ist mit 114 m die Spittellamm-Sperre (westliche Grimsel-Staumauer), die nach ihrer Fertigstellung im Jahr 1932 für kurze Zeit sogar die weltweit höchste Talsperre war. Die Gesamtlänge der Stollen beträgt 160 km. Diese dienen nicht nur dem Zufluss des Wassers in die Kraftwerkzentralen oder in die Speicherseen, sondern auch dem Energietransport und als Zufahrtwege zu den Kraftwerken.

Der ebenfalls aufgestaute Bächlisee befindet sich am Ende des ausgedehnten Sanders im Bächlisboden. Er wird nicht direkt zur Energiegewinnung genutzt, sondern dient lediglich als Ausgleichsbecken, in welches das vom Gröebeseewli her ins Bächli zugeleitete Wasser gesammelt und anschliessend über einen weiteren Stollen in den Grimsensee fliesst.

Grundwasser und Quellen

Im Kartengebiet sind keine Lockergesteinsgrundwasservorkommen bekannt. Für die grundsätzlich in Frage kommenden Mulden bei Guttannen, südlich der Handegg und im Urbachtal sind meist nur unzureichend Daten vorhanden, die eine gesicherte Aussage erlauben würden. Allen drei Gebieten wird in der Grundwasserkarte des Kantons Bern (Geoportal) der Status «ohne Zuordnung» attribuiert und eine Nutzungsmöglichkeit zugeschrieben. Die Vorkommen bei der Handegg und im Urbachtal sind dem Gewässerschutzbereich A_u zugeordnet.

Im Ürbachtal, das mit grosser Wahrscheinlichkeit glaziale Übertiefungen aufweist, wurden bisher keine Bohrungen ausgeführt. Über ein mutmasslich vorhandenes Grundwasservorkommen kann deshalb nur spekuliert werden.

Bei den südlich von Guttannen im Zusammenhang mit der Strassenverlegung und dem Transitgasstollen abgeteufte untielen Bohrungen (bis 18 m unter Terrain) wurde zwar Wasser angetroffen, es dürfte sich dabei aber mutmasslich um lokale Stauwasserhorizonte handeln. Aus der auf Seite 132 erwähnten Bohrung auf 90 m Tiefe lassen sich diesbezüglich keine Erkenntnisse entnehmen. Aber aufgrund der Lockergesteinsbeschreibung darf auch hier von wasserführenden Schichten ausgegangen werden.

Einzig für die Mulde südlich der Handegg lassen sich aus den vorliegenden Bohrprofilen und den mit einem Piezometer ausgerüsteten Bohrungen klare Aussagen über ein Grundwasservorkommen entnehmen. Diesen zufolge liegt ein Grundwasservorkommen mit einem Flurabstand zwischen 5–10 m vor. Die angegebenen Durchlässigkeitsbeiwerte liegen zwischen 7×10^{-6} und 5×10^{-4} m/s.

Die Angaben zu den Quellen stammen aus der Gewässerschutzkarte des Kantons Bern (Geoportal) sowie verschiedenen unveröffentlichten Gutachten der KWO. Im Kartengebiet existieren zwei Schutzzonen für Quelfassungen: einerseits für die Quellen Wachtbühl der Wasserversorgung der Gemeinde Guttannen südlich oberhalb des Dorfs und andererseits für die Quellen des Hotels Handegg im Gebiet Ärlen. Alle übrigen auf der Karte eingetragenen Quellen werden nicht oder privat genutzt und haben keine offizielle Schutzzone. In den weitaus meisten Fällen handelt es sich um Quellaustritte aus Lockergesteinen. Das Wasser der Bachläufe versickert tendenziell in den quartären Lockergesteinen und fliesst entlang des Kontakts Felsoberfläche/Lockergesteinsbedeckung und gelangt dann unterirdisch in den Vorfluter, meist in die Aare. Beispiele dafür sind der Bach aus der Loibchälen oberhalb Tschingelmad und der Bach nördlich Furiwäali im Ürbachtal.

Im Weiteren sind aus den Kraftwerkstollen im Kristallin zahlreiche Wassereintritte aus Klüften oder Störungszonen bekannt, die in der Regel bei geologischen Stollenaufnahmen protokolliert wurden. Systematische Untersuchungen wurden durch GEOTEST (1981) und KEUSEN et al. (1989) im Hauptzugangs- und im Laborstollen sowie in Bohrungen durchgeführt. Neben der Erfassung des wasserführenden Kluftsystems wurden zusätzlich die Temperatur, Schüttung, elektrische Leitfähigkeit und gewisse chemische Parameter gemessen. Es zeigte sich, dass die Wasserführung an bestimmte Kluftsysteme gebunden ist. Die Temperatur im Hauptzugangsstollen während der Messperiode von 1983–1987 lag zwischen 7,5 und 10,6°C. Die Schüttungsmengen waren meist bescheiden mit Werten zwischen 0,14 und 6,2 l/min (Medianwert: 0,75 l/min; Mittelwert: 1,16 l/min). Die elektrische Leitfähigkeit schwankte zwischen 78 und 330 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Messung vom 27.1. 1981).

MINERALISCHE ROHSTOFFE

Granit

Aktuell wird nur in einem kleinen Steinbruch bei Chöenzetennlen Granit abgebaut. Der an der Abbaufont aufgeschlossene Granit ist hell, glimmerarm, weist eine erkennbare Foliation auf und ist wenig geklüftet. Im Dünnschliff ist das magmatische Gefüge gut erhalten, der Quarz aber weitestgehend rekristallisiert. Aus dem hier abgebauten Granit werden Bildhauerarbeiten, Brunnenröge und Grabsteine gefertigt.

Gemäss LABHART & ZEHNDER (2018) wurden an der Grimsel erst nach der Erschliessung des Tals mit einer Fahrstrasse und im Zusammenhang mit dem Bau der Kraftwerksanlagen Steinbrüche im Granit eröffnet. Die Brüstung der Lorrainebrücke ist das einzige Bauwerk in der Stadt Bern, welches nachweislich mit bergmännisch gewonnenem Granit vom Grimselpass («Grimselgranit», Grimsel-Granodiorit) – also nicht aus Findlingen – erstellt worden ist.

Bleierz

Das Vorkommen von Galenit – bergmännisch als Bleiglanz bezeichnet – an der Rotlouwi ist das einzige im Kartengebiet, das abgebaut wurde. Vermutlich stand dabei der Silbergehalt des Erzes im Vordergrund. Allerdings ist über den Zeitraum und die Menge des Abbaus wenig bekannt. Heute ist nur noch eine kleine Abraumhalde erhalten geblieben, auf der kleine Funde von Galenit möglich sind. Anstehendes Erz ist nicht mehr vorhanden bzw. verschüttet. Die Lage des vollständig verfallenen Stolleneingangs am oberen Ende der Halde kann nur noch vermutet werden.

An der Rotlouwi wurde bereits im 17. Jahrhundert und mit Unterbrüchen bis ins 20. Jahrhundert Erz abgebaut (SAHEURS 1965, 1974). Zumindest zu Beginn standen das Bergwerk von der Rotlouwi und jenes aus dem Lauterbrunnental unter der gleichen Verwaltung. GRUNER (1760) beschreibt den Stollenvortrieb und einen Schacht. Seiner Schilderung lässt sich entnehmen, dass der Abbau wohl kaum rentabel war, einerseits wegen der Qualität und der hohen Lage auf über 1800 m ü. M., andererseits wegen des gefährvollen Abbaus im stark zerklüfteten Fels.

Das Erz besteht vorwiegend aus Galenit (PbS), begleitet von Cu-Sulfiden mit charakteristischen Sekundärmineralen (u.a. Malachit). Das Erz befindet sich in einer sehr quarzreichen Gangart und ist in den wenigen gefundenen Proben sehr dispers verteilt.

Der Galenit von der Rotlouwi ist immer von einem unregelmässigen Saum aus Anglesit (PbSO₄) und Cerussit (PbCO₃) umgeben, die sich auch auf Spalten

innerhalb der massigen Galenitaggagaten gebildet haben. Die Mineralphasen wurden mittels Raman-Spektroskopie identifiziert. Cerussitkristalle kommen zusätzlich teils idiomorph auch im Quarzgefüge vor und umschliessen rundliche Quarzkörner, was ihnen ein löchriges Aussehen verleiht.

Rasterelektronische Aufnahmen zeigen weitere bleihaltige Phasen. Die sehr komplexen und äusserst feinen Gefüge deuten auf Reaktionen zwischen Cerussit und Anglesit mit Quarz. Semiquantitative SEM-Analysen ergaben unter anderem eine reine PbSiO_3 -Phase mit einem Pb/Si-Verhältnis sehr nahe bei 1. Es dürfte sich daher höchstwahrscheinlich um das bisher nur aus wenigen Fundorten bekannte Pb-Silikat Alamosit (PbSiO_3) handeln. Weitere nicht identifizierte Phasen enthalten zusätzlich Aluminium und Eisen.

Neben dem abgebauten Vorkommen der Rotlouwi wurde bei der Mittelegg nordöstlich von Guttannen auf etwa 1500 m ü.M. ein weiterer Fundort von Galenit – zusammen mit Cerussit – 1990 anlässlich der Aufräumarbeiten nach dem Sturm Vivian entdeckt (STALDER et al. 1998, mündl. Mitt. P. Birrer).

Molybdänit

Molybdänit wurde an mehreren Stellen im Zentralen Aare-Granit aufgefunden: An den schon seit längerem bekannten Fundstellen an der Grimselstrasse bei der Gärstenegg (bitte keine Handstücke entnehmen), auf dem Handeggalpeli, beim Gröbengletscher (nur in Blöcken), Uf Beesten am Kontakt zum Nebengestein und bei Obrist Diechter im Gelmergebiet (nur in Blöcken).

Meist kommt Molybdänit auf Kluftflächen, auf welchen er als dünne Schuppen oder Flitter bis 3 mm Durchmesser aufliegt, vor. Die Kluftfläche unterhalb der Gärstenegg streicht Nordwest-Südost mit einem steilen Südwest-Einfallen von 70°. Gemäss H.A. Stalder (schriftl. Mitt., 2008), der weitere Vorkommen in der Umgebung untersucht hat, weicht dieses Kluftsystm vom System der alpinen Hauptschieferung ab. Er erwähnt auch ein nahegelegenes Vorkommen von Ferrimolybdit ($\text{Fe}_2(\text{MoO}_4)_3 \times n\text{H}_2\text{O}$) auf einer mit Molybdänit belegten Kluftfläche.

Von anderer Beschaffenheit ist ein Fund von Molybdänit im Gebiet Obrist Diechter unterhalb des Diechtergletschers in einem wenige Zentimeter mächtigen Aplitgang, der aus dem Zentralen Aare-Granit in die Vulkanite der Diechtergletscher-Formation intrudiert ist. Die Molybdänitflitter sind hier in Richtung der Südost-Nordwest verlaufenden Hauptschieferung eingeordnet. Gemäss GREBER et al. (2011) ist dies die typische Art des Vorkommens.

Molybdänit wurde aus dem Aar-Massiv von verschiedenen Fundorten beschrieben (STECK & HÜGI 1970). Die Vorkommen liegen meist in den prävariszischen Gneisen, jedoch auch innerhalb des Zentralen Aare-Granits, wo Molybdänit in Hohlräumen der aplitisch ausgebildeten Randfazies und in Quarzadern bzw. -gängen vorkommt. In den prävariszischen Gesteinen sind die Fundstellen in der

Regel an den Intrusionskontakt zum Zentralen Aare-Granit oder dessen Nähe gebunden.

Nach STECK & HÜGI (1970) und GREBER et al. (2011) steht die Bildung des Molybdänits im Zusammenhang mit der späten Phase der Granitintrusion. Eine alpine Remobilisation wird ausgeschlossen. Dass dies auch für die Vorkommen auf Kluftflächen – wie zum Beispiel an der Gärstenegg – zutrifft, ist allerdings zweifelhaft. Für die Vorkommen auf Kluftflächen, welche häufig auch grünschieferfaziale Mineralphasen wie Chlorit, Epidot oder Mn-reichen Granat führen, spricht vielmehr eine alpine Bildung. Hingegen könnte das Gangvorkommen vom Obrist Diechter (Gelmergebiet) zu dem von STECK & HÜGI (1970) untersuchten Typ als Folge der Granitintrusion gehören.

Asbest

Asbest findet sich in den ultrabasischen Gesteinen des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes gelegentlich in Klüften zusammen mit Epidot. Die Eternitwerke Niederurnen führten schweizweit Erkundungen nach Asbestvorkommen durch. Darunter befand sich auch das Vorkommen an der Rotlouwi, wo Asbest in Amphibolitschollen des Guttannen-Gneiskomplexes zusammen mit Epidot und Scheelit in Klüften vorkommt. In den im Rahmen von Prospektionsarbeiten 1917/18 durchgeführten Schürfungen durch die Eternitwerke Niederurnen wurden insgesamt 1600 kg geringwertiger Asbest gewonnen (EGGENBERGER 1919).

Kluftmineralien

Der Zentrale Aare-Granit und der Grimsel-Granodiorit, aber auch die prävariszischen Gneise sind seit dem 18. Jahrhundert als Muttergestein von zahlreichen Kluftmineralien bekannt. In erster Linie sind es Funde von farblosem und braun bis schwarz gefärbtem Quarz (Rauchquarz und Morion), die grosse Bekanntheit erlangt haben. Angaben zu Fundorte und Beschreibungen der vorkommenden Mineralien finden sich in der Literatur, wie beispielsweise in NIGGLI et al. (1940), PARKER (1973), WEIBEL (1966) und STALDER et al. (1998). Weitere interessante Hinweise und geschichtliche Angaben zum Strahlerleben in Guttannen geben ZINNIKER (1961) und RUFIBACH (2000). Detaillierte Angaben zu Fundorten und Mineralien aus dem Grimselgebiet finden sich auch im Internet (http://www.mineralien-ch.ch/be_grimsel.html).

Ihre Entstehung verdanken die Kluftmineralien der Alpenbildung, bei der Dehnungs- und Kompressionskräfte, kombiniert mit erhöhten Druck- und Temperaturbedingungen zur Öffnung von Spalten und Klüften geführt haben. Die Mehrheit der Klüfte ist subhorizontal bis horizontal quer zur Hauptschieferung orientiert, daneben kommen auch vertikal liegende Klüfte vor (Fig.63). Sie befinden

sich in der Regel in den nicht bzw. weniger von duktiler Deformation betroffenen Gesteinspaketen. Altersbestimmungen an Monazit aus Zerrklüften zeigen, dass die vertikalen Klüfte jünger sind und mit der Deformation der Pfaffenchopf-Phase in Zusammenhang stehen. Illustrative Beispiele dazu finden sich in den Gesteinen des Erstfeld-Gneiskomplexes östlich unterhalb des Furtwangsattels. Die Monazitkristallisation im nördlichen Aar-Massiv erstreckte sich insgesamt über einen Zeitraum von rund 10 Ma in einem Temperaturbereich zwischen 260 und 110°C (RICCHI et al. 2018). Die grössten und bekanntesten Klüfte befinden sich denn auch in den massigen Partien des Grimsel-Granodiorits und des Zentralen Aare-Granits. Bei der Öffnung der Klüfte drangen heisse, wässrige Lösungen (hydrothermale Fluids) ein und lösten anschliessend chemische Elemente aus dem umgebenden Gestein heraus. Beim Erreichen der Sättigungsgrenze und der einsetzenden Abkühlung bei gleichzeitiger Druckabnahme begannen sich die gelösten Stoffe in Form von Kluftmineralien auszuschcheiden. Entsprechend der Häufigkeit von SiO_2 in den umgebenden granitischen Gesteinen bildete sich als häufigstes Mineral Quarz als Bergkristall. In Abhängigkeit von der Verfügbarkeit der löslichen Stoffe konnten sich neben dem selten fehlenden Quarz eine grosse Anzahl weiterer Mineralien bilden. Die Auslaugung des Nebengesteins führte zu dessen Ausbleichung, was für die Mineraliensucher immer ein Hinweis auf eine mögliche Kluft darstellt.

Das Kristallwachstum von Quarz erfolgte über einen längeren Zeitraum von mehreren Millionen Jahren bei einer Temperatur zwischen 200 und 450°C und einem Druck von etwa 0,4 GPa, wobei die Bildung eines grossen Bergkristalls einige Hunderttausend bis Millionen Jahre in Anspruch nimmt. Infolge der langsamen Abkühlung und Druckentlastung kam es sukzessive zur Auskristallisation verschiedener Mineralien. Dies äussert sich beispielsweise in den auf Quarzkristallen aufwachsenden rosa Fluoritoktaedern in der Kluft im Hauptzugangsstollen oder in der häufig beobachteten Bedeckung der Quarz- oder Feldspatkristalle durch Chlorit. Hinweise auf die Bildungsbedingungen können mittels Untersuchungen der in den Quarzkristallen vorkommenden Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse gewonnen werden. Das Alter der Zerrkluftmineralien kann entsprechend der alpinen Deformation und Metamorphose auf 12–7 Ma eingegrenzt werden.

Zwei Fundorte im Kartengebiet sind hinsichtlich der vorkommenden Mineralien sowie der Grösse und Ergiebigkeit erwähnenswert und werden anschliessend etwas ausführlicher beschrieben.

Rotlouwi und Chammegg oberhalb von Guttannen

Von der Rotlouwi und der Chammegg stammen verschiedene Funde innerhalb des migmatitischen Gneises des Guttannen-Gneiskomplex, die vor allem Adular, Quarz und Albit umfassen. Aus Klüften in Amphibolitschollen stammen Aktinolith, Adular, Epidot, Chlorit, Titanit, Anatas, Ilmenit, Pyrrhotin, Scheelit und Amiant («Bergleder»). Besondere Beachtung verdienen dabei die schönen Epi-

dotfunde, die im Rahmen von Prospektionsarbeiten auf Asbest 1917/18 entdeckt wurden. Auch der Scheelitfund von 1887 mit bis 10 cm grossen Kristallen erregte grosses Aufsehen. Trotz späterer intensiver Suche blieb dies der einzige derartige Fund.

Summerloch und Gärstenegg

Viele Funde in diesem Gebiet innerhalb des Grimsel-Granodiorits wurden in den Kraftwerkstollen der Kraftwerke Oberhasli AG (KWO) gemacht. Hervorzuheben ist der Fund einer grossen Zerrkluft mit klarem Quarz, Kalzit, Adular, Chlorit, rosa Fluorit, Apatit, Epidot und Titanit. Diese Klufte wurde bei Vortriebsarbeiten im Hauptzugangsstollen des Kraftwerks Grimsel II am 4. Oktober 1974 angefahren (STALDER 1986a, 1986b, STALDER et al. 1987). Das einzigartige an diesem Fund ist, dass mit einigen Ausnahmen die Kristalle an ihrem Entstehungsort geblieben sind. Dies war möglich, weil die Klufte sehr schnell verschlossen und vor weiterem Diebstahl gesichert und schon im Dezember desselben Jahres unter Schutz gestellt werden konnte. Die KWO hat die Klufte der Öffentlichkeit zugänglich gemacht, indem neben der Klufte ein Seitenstollen mit Schaufenstern errichtet wurde. In den Sommermonaten werden durch die KWO regelmässig Führungen zu dieser Naturschönheit durchgeführt. Eine grosse Platte mit Quarzkristallen und rosa Fluorit aus der Klufte ist heute auf dem Grimselpass in der Kristallgrotte (Berghotel Grimselblick) ausgestellt.

Weitere Mineralvorkommen

Neben den in Zerrklüften vorkommenden Mineralien treten im Kartengebiet weitere interessante Mineralvorkommen, die nicht mit der Kluftebildung assoziiert sind, auf. Es handelt sich hierbei um für die Schweiz seltene Funde von uranhaltigen Mineralien (STALDER 1986b, STALDER et al. 1998). Diese wurden – neben weiteren Vorkommen im Nagra-Felslaber und nordöstlich oberhalb des Bächlisbodens – im Kabelstollen Gärstenegg–Summerloch vorwiegend als krustige Ausblühungen an den Stollenwänden im Bereich einer Zone mit zahlreichen Zerrklüften, die sich im Grimsel-Granodiorit mit durchschlägigen Aplitgraniten finden. In den Zerrklüften wurden eine grosse Anzahl unterschiedlicher Mineralien, darunter verschiedene Karbonate, gebildet. Bei den sekundären uranhaltigen Mineralien handelt es sich um Tieftemperaturbildungen, die sich nach der Erstellung des Stollens auf dessen Wänden gebildet haben. Die gelben oder farblosen Mineralien Schröckingerit, Bayleyit, Baylissit und Grimselit gehören zu den Uranyl-Karbonaten und sind bisher in der Schweiz nur im erwähnten Stollen nachgewiesen worden.

Erwähnung verdient zudem das an Adern gebundene Vorkommen von Mn-Zoisit (Thulit) innerhalb des Grimsel-Granodiorits im Hauptzugangsstollen Gär-

tenegg – Zentrale Grimsel II. Der rosafarbene Zoisit kommt zusammen mit Plagioklas (An₁₇₋₂₄), Alkalifeldspat, Albit, Quarz, Muskovit, Tremolit und Kalzit vor. Er dürfte sich dabei um ein während der grünschieferfaziellen alpinen Metamorphose entstandenes Abbauprodukt von Plagioklas handeln (ABRECHT 1981).

NATURGEFAHREN

Felsstürze

Die beiden historischen Fels- bzw. Bergsturzlagerungen beim Handegg-hubel (Widmannshöhe) und am Schoibhoren wurden im Kapitel Quartär bereits beschrieben (s.S.129f.). Beide stellen zurzeit keine unmittelbaren Gefahren für den Menschen oder Infrastrukturbauten dar. Das Gebiet Schoibhoren wird jedoch überwacht. Daneben sind aber auch weitere rezente Ereignisse zu erwähnen, welche in der Karte «Ereigniskarte der Naturgefahren» des Kantons Bern (Geoportal) verzeichnet sind. Es handelt sich dabei fast ausschliesslich um Ereignisse der letzten 20 Jahre, die – mit Ausnahme des Felssturzes am Ritzlihoren und dessen weiteren Umgebung – innerhalb des Zentralen Aare-Granits stattgefunden haben. Diese Felsstürze fanden an folgenden Orten statt: Stock (1.7.1983), Bim Brinnelli östlich von Stäibenden (20.1.1999), Ärlen (1.7.2002), Brunnengraben (1.5.2006), Geissberg südöstlich von Guttannen (2.4.2006), Nordflanke des Ritzlihoren (17.7.2009), Schwarzbrunnenbrigg (26.3.2010), Guferlägerli östlich Breitewaldloutenen (15.4.2010), Mittagflöe (15.4.2010), I Cheeren nördlich der Handegg (15.4.2010), Tschingelbrigg (12.4.2011), unterhalb Stock (18.9.2011), Girmschenegg (16.7.2012), Chöenzetennlen (20.4.2013), Handeggblatti (29.7.2014) und Gelmersee (20.8.2017). Bei diesen Ereignissen waren Steine und Blöcke von den steilen Flanken direkt abgestürzt oder hatten sich über eine der zahlreichen Runsen talwärts bewegt, wobei einige von ihnen die Grimselpassstrasse erreichten. Zweifellos haben weitere Ereignisse, jedoch abseits von Siedlungen und Verkehrswegen, stattgefunden.

Mittels detaillierter Feldaufnahmen wies EGGENSCHWILER (2016) nach, dass insbesondere die häufigen Ostsüdost–Westnordwest bis Nordost–Südwest verlaufenden Scherzonen infolge der Schwächung des Granits und der daraus resultierenden verstärkten Erosion die Bereiche mit erhöhter Fels- oder Blocksturzgefahr bilden. In Kombination mit den Exfoliationsklüften kommt es zu einer verstärkten Auflösung des Gesteinskörpers mit nachfolgendem Absturz und Bildung von Blockschuttfächern, wie sie etwa zwischen Tschingelmad und Chöenzetennlen auf beiden Talseiten zu beobachten sind. Das infolge der Klimaveränderung zuneh-

mende Abschmelzen des Permafrosts verstärkt diese Effekte. Die Wirkung des in diesen Schwächezonen abfliessenden Wassers kann bei hohen Niederschlagsmengen zudem zu Murgängen führen.

Hanginstabilitäten

Die seit 2005 wieder verstärkt aktive Sackung im Gebiet Rotlouwi wurde bereits auf Seite 128 beschrieben. Sie stellt keine direkte Bedrohung für Menschen, Siedlungen oder die Verkehrsinfrastruktur dar, kann allerdings im Falle einer zunehmenden Instabilität mit Abgleiten von grösseren Paketen in den Rotlouwibach zu dessen Verklauung führen. Bei einem Murgang könnten diese abgeglittenen Lockergesteinsablagerungen relativ leicht mobilisiert werden und grosse Schäden erzeugen, wie dies beim Grossereignis vom 22.8.2005 der Fall war (s.u.). Der besagte Hang wird deshalb permanent überwacht.

Murgänge

Ein Murgang ist ein breiartiges, langsam bis schnell fliessendes Gemisch aus Wasser mit einem hohen Anteil an Feststoffen (Steine, Blöcke, Geröll oder Holz). Dabei kommt es oft zur Ablagerung von Feststoffen ausserhalb des Gerinnes (Übermürung), was zur Bildung von Uferwällen (Levéés) führen kann. Im Zuge des Rückgangs des Permafrosts aufgrund des Klimawandels werden Murgangereignisse häufiger und können verheerende Ausmasse annehmen. Dies belegen zwei rezente Ereignisse innerhalb der letzten 15 Jahre, welche im Haslital grosse Schäden anrichteten (HÄHLEN 2016).

Das erste der beiden Ereignisse fand am 22.8.2005 im Rotlouwibach unmittelbar südlich von Guttannen statt (GEOTEST 2007, HÄHLEN 2016). Im August 2005 war die gesamte Alpennordseite von intensiven und langanhaltenden Niederschlägen betroffen. Diese tagelangen Starkniederschläge lösten im Rotlouwigraben bei Guttannen ein grosses Murgangereignis aus, dessen Ursprung in einer auf 2400 m ü. M. gelegenen Moränenbastion des Homadgletschers lag, in der sich Permafrost befindet. Ein Grossteil des mobilisierten Geschiebes – rund 300 000 m³ – wurde durch die grossen, langanhaltenden Wasserabflüsse allein aus dem Kegelbereich erodiert. Die Ablagerungen im Tal erreichten eine Kubatur von rund 500 000 m³ und verschütteten die Aare und die Grimselpassstrasse (Fig. 70). Die durch die Murgangablagerungen aufgestaute und umgelenkte Aare überflutete schliesslich Teile des Dorfs Guttannen, was zu erheblichen Sachschäden führte. Als Massnahmen wurden die Passstrasse neu auf einem Damm angelegt und für die Aare ein neues Bett geschaffen. Diese Massnahmen werden als vorläufig erachtet, da zu befürchten ist, dass bei einem weiteren Murgang die Strasse erneut in Mitleidenschaft gezogen und sich die Aare wieder einen neuen Weg suchen wird.



Fig. 70: Die Folgen des Rotlouwi-Murgangs vom 22.8.2005. Pfeil: Wegerodierter Bach- und Lawinenschutt des Rotlouwi-Schuttkegels. Die entstandene Runse hatte eine Wandhöhe von rund 10 m. Am linken Bildrand die aufgestaute Aare. Blick vom Ofenhoren auf Guttannen. Foto J. Abrecht, 6.9.2005.

Beim zweiten Ereignis handelt es sich um mehrere Murgänge, die im Gebiet Ritzlihoren–Spreitlouwi im Zeitraum zwischen 2009 und 2011 niedergingen (HÄHLEN 2016). Die Murgänge hatten ihren Ursprung in einem aktiven Felssturzgebiet in der vermutlich mit Permafrost durchsetzten Nordflanke des über 3000 m hohen Ritzlihoren. Bis Ende 2011 wurden rund 650 000 m³ Material mobilisiert und in die Aare verfrachtet (Fig. 71, TOBLER et al. 2012). Als Folge davon mussten mehrere Gebäude aufgegeben, die Grimselpassstrasse mit einer Lawingalerie gesichert und die Transit-Gasleitung teilweise neu verlegt werden. Neben dem bestehenden Einzugsgebiet wurde 2011 durch weitere Murgänge ein neues im Bereich Schafegg–Liichbritter aktiviert, aus welchem zusätzlich sehr grosse Lockergesteinsmassen ins Tal verfrachtet wurden. Ereignisanalysen zeigten, dass nach einer langen Periode, in der ein mächtiger, vollkommen begrünter Schuttkegel aus Murgang-, Trocken- und Lawinenschutt aufgebaut worden war, in jüngerer Zeit vermehrt erosive Prozesse dominieren. Die heutige Morphologie des Schuttkegels – inklusive der unterschiedlichen Ablagerungstypen und der damit assoziierten Prozesse – wurde von FÖLMLI (2015) detailliert aufgenommen. Der Schuttkegel zeigt reliktsche Murgangablagerungen, aber auch, dass durch jüngere Ereignissen Volumina



Fig. 71: Murgangablagerung aus der Spreitlouwi im Bett der Aare zwischen Spreitgraben und Boden. Foto Geotest AG, 12.10.2011.

von 10 bis rund 30000 m³ abgelagert wurden, die dazugehörigen Murgangrinnen weisen im oberen Teil die charakteristischen Uferwälle auf (FÖLMLI et al. 2015). Ab 2009 begann dann als Folge der Felsstürze am Ritzlihoren die Phase der stark erodierenden Murgänge, die bis 24 m breite Rinnen mit 10 m tiefer Tiefenerosion und sehr steilen Böschungen schufen.

FÖLMLI et al. (2015) kommen zum Schluss, dass das gesamte Volumen des Schuttkegels sich etwa zwischen 14 und 8 ka, also postglazial, akkumuliert hat. Dies ist in Übereinstimmung mit Datierungen an Geröllen durch ZURFLUH et al. (2014), welche Alter (d.h. Zeit seit Ende der Eisbedeckung) zwischen 7,7 und 1,4 ka ergaben. Das den Schuttkegel aufbauende Lockergestein besteht zu 98% aus Komponenten, die aus dem Gebiet Ritzlihoren-Spreitgraben stammen und umfasst etwa 257 Mio. m³ ± 25%. Als Voraussetzung für die hier wichtigen Sturzprozesse wird einerseits die abnehmende Felsstabilität infolge des zurückschmelzenden Permafrosts und andererseits die tektonisch reduzierte Erosionsbeständigkeit aufgrund des lokal vorhandenen Netzwerks von Bruchflächen – tektonische Präkonditionierung – erachtet (FÖLMLI et al. 2015). Letzteres ist vor allem im Bereich des Ritzlihoren ausgeprägt und massgeblich für die Schwächung des hier vorliegenden Gesteinsverbands verantwortlich. Das aus der Ritzlihorenflanke und vor allem aus

dem erodierten Schuttkegel mobilisierte Lockergestein führte zu einer entsprechend ausgedehnten und mächtigen Murgangablagerung im Bett der Aare bis hinunter nach Boden. Das Volumen des aus dem Kegel mobilisierten Gerölls wurde für das Jahr 2011 auf etwa 230000 m³ geschätzt, das Ablagerungsvolumen im Bett der Aare für die Jahre 2009–2011 auf rund 590000 m³ (TOBLER et al.2012). Dies führte zu einer erheblichen Auffüllung und Neuanlage des Betts (Fig.71).

Gletscherseeausbrüche

Im Zuge der Klimaveränderung sind vermehrt Gletscherseen entstanden, welche je nach örtlicher Situation ein erhebliches Gefahrenpotenzial aufweisen. Gletscherseeausbrüche hat es aber auch schon früher gegeben, so auch im Kartengebiet. Relativ gut dokumentiert ist der Ausbruch des Sees am Gröbengletscher von 1942, weit weniger bekannt ist jedoch der Ausbruch von 1921 (HÄHLEN 2012, KÄMPFER 2012, KÄMPFER & HÄHLEN 2013). Der See befand sich damals noch nicht am heutigen Standort, sondern etwas höher an der linksufrigen Seite des Gröbengletschers mit einem Seespiegel auf 2445 m ü.M. Auf der Landeskarte 1:50000 wird dieser See erstmalig in der Ausgabe von 1948 dargestellt, angeblich soll er aber schon Ende der 1880er-Jahre gebildet worden sein. Basierend auf Auswertungen von historischen Karten (Dufourkarte, Siegfriedkarte) erscheint dies allerdings eher unwahrscheinlich. Tatsache ist, dass er bereits 1921 existierte und am 3. Oktober 1921 ausgebrochen ist und dabei die Ärlenalp und die Grimselpassstrasse überflutet und eine Brücke weggerissen hat. Die geschätzten ausgelaufenen Wassermengen beliefen sich auf 350000 m³. Dabei wurde die Ärlenalp stellenweise mehrere Meter hoch mit Geröll überdeckt und das Bett der Aare unterhalb des Handeggfalls um 6 m aufgefüllt. Schätzungen ergaben mehrere 10000 m³ Geröll, das bei diesem Ereignis abgelagert wurde. In der Messstation Brienzwiler erhöhte sich der Abfluss infolge des Seeausbruchs um rund 50 m³/s. Eine Beschreibung der Überflutung der Ärlenalp durch Augenzeugen findet sich in NUSSBAUM (1922).

Mehr ist über den Ausbruch vom 14. September 1942 gegen 8 Uhr abends bekannt. Dieser wesentlich grössere Ausbruch hat ebenfalls zu einem Murgang geführt, der aus dem Ärlenbachbett ausgebrochen ist und die Strasse unterhalb der Handegg verwüstet hat. Durch den erzeugten Aufstau hat sich die Aare links um den Felsriegel oberhalb der Zentrale Handegg ein neues Bett gesucht und auch dort Schäden verursacht. Weitere Schäden wurden bis zum Brienzensee hinunter gemeldet. Das geschätzte Ausbruchvolumen betrug nach HÄHLEN (2012) etwa 620000 m³, nach KÄMPFER (2012) zwischen 700000 und 1 Mio. m³. Der über einen durch das Wasser erzeugten Tunnel an der Gletscherbasis abfliessende Strom nahm bereits dort Material aus der Grundmoräne auf und räumte dann auf seinem Weg das Bett des Ärlenbachs bis auf den Fels aus. Das auf der Ärlenalp abgelagerte Murgangmaterial umfasst Sand und Blöcke bis 2,5 m Durchmesser. Im Gebiet



Fig. 72: Schwemmfächer im Gebiet Ärlen. Oben: Frisch abgelagertes, heute weitgehend überwachsenes Lockermaterial aus dem Seeausbruch vom Oktober 1921 auf der Ärlenalp (Quelle: ETH-Bibliothek Zürich, Bildarchiv). Unten: Murgangablagerungen aus dem letzten Jahrzehnt überlagern zum Teil den Schwemmfächer aus den 1940er-Jahren. Foto J. Abrecht.

Ärlen, wo der grösste Teil des Ausbruchmaterials abgelagert wurde, weisen Loben und Wälle auf ein mehrphasiges Ereignis hin. Eine klare Unterscheidung der Ablagerungen von 1921 und 1942 ist nicht mehr möglich. Der heute infolge des Vegetationsbewuchses nur noch teilweise erkennbare Schwemmfächer besteht aus Ablagerungen beider Ausbrüche (Fig. 72). Zudem wurde er durch Ablagerungen jüngerer Murgänge, vor allem aus den letzten 20 Jahren, wieder überdeckt.

Zur Vermeidung weiterer ähnlicher Ausbrüche infolge Aufstaus und anschliessenden Durchbruchs wurde 1943/44 unter dem Gletscher ein Stollen errichtet, in den das Seewasser über einen Drainageschacht gelangt, um dann nördlich unterhalb des heutigen Sees über eine Runse abzufließen. Infolge des Abschmelzens des Gletschers verlagerte sich in den 1950er-Jahren der See zum heutigen, tiefer gelegenen Standort. Sein Wasser wird nun grösstenteils über einen Stollen via Bächli in den Grimsensee geleitet.

Gletscherrückgang

Neben den oben erwähnten Ereignissen, deren Ursachen – wie beispielsweise das Auftauen des Permafrosts – teilweise auf die Klimaerwärmung zurückzuführen sind, ist das Abschmelzen der Gletscher die wohl augenfälligste Folge des fortschreitenden Klimawandels. Die mit dem Abschmelzen verbundene Bildung von Gletscherseen kann ein erhebliches Risiko mit sich bringen, da die durch Eis- oder Felsabstürze ausgelösten Flutwellen die unterliegenden Gebiete gefährden können. Ein Beispiel dafür ist der Triftgletscher, von dem noch ein Teil in der nordöstlichen Kartengebietsecke liegt. Aufgrund seines schnellen Rückgangs in den letzten Jahrzehnten hat sich im Gletschervorfeld ein See gebildet, der wegen drohenden Eisabstürzen eine gewisse Zeit lang überwacht wurde. Glücklicherweise ereignete sich kein Abbruch und heute ist aufgrund des starken Rückgangs des Gletschers die Gefahr markant zurückgegangen. Die Eiszunge am Abbruch befindet sich heute bereits rund 1200 m hinter dem See. Während der «Kleinen Eiszeit» dürfte die Eismächtigkeit im Bereich des heutigen Sees über 400 m betragen haben, bei einer maximalen glazialen Übertiefung von rund 80 m unter dem heutigen Seespiegel (STEINEMANN et al. 2021).

Eine vergleichbare Situation stellt heute der Gauligletscher dar, an dessen Zunge sich ab den 1980er-Jahren ebenfalls ein See gebildet hat, der heute seine grösste Ausdehnung erreicht hat. Allerdings ist wegen des relativ flachen Verlaufs der Gletscherzunge ein grösserer Eisabbruch kaum zu erwarten. Das Gletscherende ist heute bereits über 300 m vom See entfernt. Die Bildung des Sees und der damit verbundene deutliche Rückzug des Gletschers konnte im Rahmen der seit den 1980er-Jahren in diesem Gebiet durchgeführten geologischen Aufnahme beobachtet und dokumentiert werden. Die in Figur 73 dargestellten Linien repräsentieren den jeweiligen Gletscherstand, wie er den topographischen Karten und aus

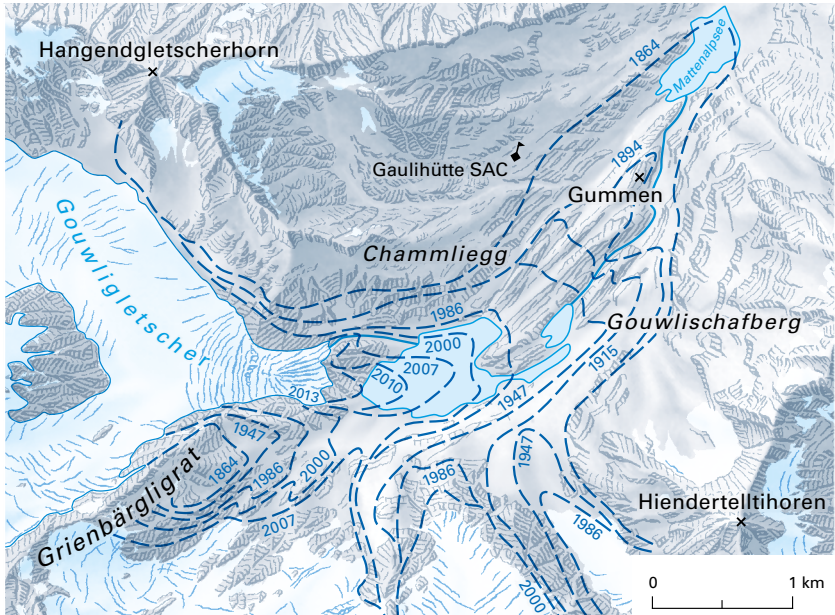


Fig. 73: Gauligletscher. Rekonstruktion der Rückzugsstände basierend auf der Auswertung von historischen Karten. Die Linien verdeutlichen das seit der zweiten Hälfte des letzten Jahrhunderts auftretende beschleunigte Abschmelzen des Gletschers. Der heutige See am Gletscherende besteht seit etwa 2000. Der aktuelle Verlauf der Uferlinie dürfte der Maximalausdehnung des Sees entsprechen.

Luftbildern entnommen werden kann (bis 1947: Dufourkarte, Siegfriedkarte; ab 1947: Luftbilder swisstopo). Der Rückgang zwischen 1958 und 1988 betrug 208 m (im Mittel 7 m/a), zwischen 1988 und 2005 258 m (15 m/a) und zwischen 2005 und 2011 bereits 584 m (97 m/a). Seither hat sich der mittlere jährliche Rückgang deutlich verlangsamt auf rund 14 m/a (GLAMOS 1881–2019). Die Übertiefung beim Gaulisee beträgt gemäss Modellrechnungen rund 100 m (WERDER 2016). Die Gletscherausdehnung hat seit dem Hochstand der «Kleinen Eiszeit» von 1850 um rund 60% abgenommen, ein im Vergleich zu den benachbarten Gletschern sehr deutlicher Rückgang. Eine detaillierte Rekonstruktion des Abschmelzens des Gauligletschers bis 1993 findet sich in WÄSPI (1993).

Einer der am besten untersuchten und dokumentierten Gletscher, der Unteraargletscher in der südöstlichen Kartengebietsecke (AGASSIZ 1840, ZUMBÜHL et al. 2020), an dessen Ende sich das Speicherbecken des Grimselsees befindet, zeigt einen Rückgang, der sich vor allem in den 1930er- und ab den 1970er-Jahren be-

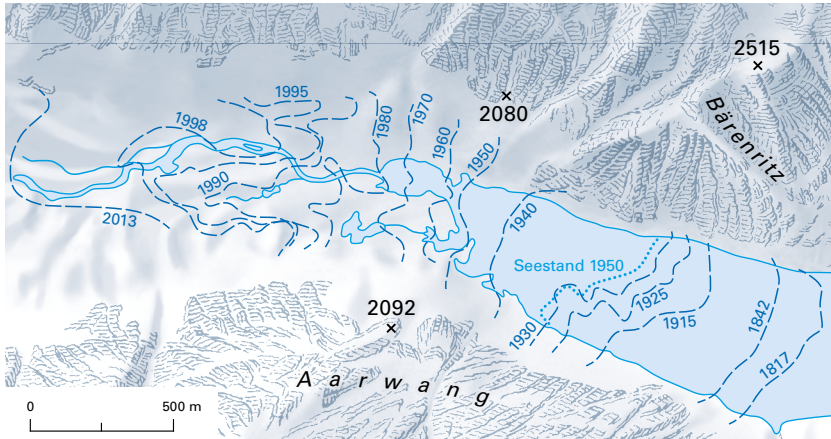


Fig. 74: Unteraargletscher. Rückzugsstände seit 1817. Der Rückgang seit 1925 beträgt rund 2 km. Der gestaute See am Gletscherende dürfte seine Maximalausdehnung gegen Westen noch nicht erreicht haben. Kurven (etwas vereinfacht) vor 1998 aus LÜTHI (2003).

schleunigt hat (Fig. 74). Zwischen 1842 und 1998 betrug die jährliche Längenabnahme durchschnittlich rund 24 m (LÜTHI 2003). Im Jahr 1956 ist der Gletscher um nur gerade 0,8 m zurückgewichen, gegenüber dem Jahr 1998 mit 94 m. Die Flächenabnahme zwischen 1850 und 2015 betrug rund 36%. Die maximale Eisdicke im oberen Teil auf der Höhe von Miselen betrug 2003 noch rund 400 m, im unteren Teil auf der Höhe der Lauteraarhütte noch rund 260 m (BAUDER et al. 2003). Die Abnahme der Eisdicke zwischen 1924 und 1960 betrug fast 50 m (HAEFELI 1970). Aufgrund von ^{14}C -Analysen an Hölzern aus dem Gletschervorfeld konnten HORMES et al. (1998) zeigen, dass signifikante Rückzugsereignisse um mehrere Hundert Meter im Vergleich zur heutigen Ausdehnung schon früher im Holozän stattgefunden hatten (8100–7670 BP, 6175–5780 BP, 4580–4300 BP, 4100–3600 BP und 3380–3200 BP). Die wärmste bzw. trockenste Phase war zwischen 4100 BP – möglicherweise sogar bis 4580 BP zurückreichend – und 3600 BP. Angaben zur minimalen Ausdehnung des Gletschers fehlen bis heute mangels entsprechender In-situ-Holzfindungen. Andererseits wurden in den letzten 3500 Jahren mehrere Vorstossphasen nachgewiesen: 4300–3400 BP, 2800–2700 BP, 2220–1920 und 1400–1200 BP (ZUMBÜHL et al. 2020).

Auf den historisch gut belegten Rückgang des Rhonegletschers soll hier nicht näher eingegangen werden. Zu erwähnen ist, dass seine Länge seit dem Hochstand um etwa 1850 um mehr als 2 km, seine Oberfläche um fast 30% abgenommen hat. Beim kleineren Gröbengletscher fällt vor allem die Abnahme der Eisdicke auf. Seine Fläche hat zwischen 1850 und 2003 um 30% abgenommen. Südwestlich ober-

halb des Gröebeseewli liegt zurzeit noch eine grössere Toteismasse ohne Kontakt zum Gletscher, die in wenigen Jahren vollständig abgeschmolzen sein wird.

Aufgrund historischer Unterlagen, Bildern und Fotografien haben ZUMBÜHL & HOLZHAUSER (1988) die Entwicklung des Rhonegletschers, des Rosenlouwigletschers und des Unteraargletschers in den letzten etwa 200 Jahren rekonstruiert. WIPF & TRIBOLET (2002) haben Oberaar- und Unteraargletscher unter naturwissenschaftlichen, technischen und kulturellen Aspekten ausführlich dokumentiert. Weitere Daten zu den Gletschern im Kartengebiet sind auch auf der Homepage des Global Terrestrial Network for Glaciers zu finden (<https://www.gtn-g.ch>).

TECHNISCHE GEOLOGIE

Bahnprojekte

Anfangs der 1960er-Jahre erteilte das Eidgenössische Verkehrs- und Energiewirtschaftsdepartement der Elektro-Watt Ingenieurunternehmung AG den Auftrag, mögliche Varianten einer Eisenbahntransversale zu evaluieren. Neben der Gotthard- und der Lötschberg-Basislinie, dem Tödi-Greina-Tunnel und der Splügenbahn wurde 1964 auch ein Vorprojekt für die «Alpenbahn Gotthard-West» erstellt. Die insgesamt 136 km lange Strecke zwischen Luzern und Cadenazzo im Tessin sah verschiedene Tunnel vor, so durch den Pilatus, den Brünig, das Oberhasli und den Alpenhauptkamm vom Goms über das Val Bedretto bis ins Val Bavona. Der mit 48 km längste Tunnel sollte Innertkirchen mit dem Val Bavona verbinden. Die Linienführung erfolgte im Oberhasli auf der linken Talseite auf einer Kote von ungefähr 600 m ü.M. Ein geologisches Gutachten wurde allerdings nicht erstellt, hingegen resultierte ein Längenprofil mit der generellen Beschreibung der geologischen Einheiten inklusive der lithologischen und geotechnischen Eigenschaften.

Nach dem Entscheid für den Gotthard- und den Lötschberg-Basistunnel wurde das Projekt des Oberhasli- bzw. Grimseltunnels nicht mehr weiterverfolgt bis anfangs des 21. Jahrhunderts die Idee wieder aufgegriffen wurde. Im Gegensatz zur Flachbahn ist zwischen Innertkirchen und Oberwald nun eine komplett im Berg verlaufende Adhäsionsbahn geplant, die zwischen dem Nordportal und dem Kulminationspunkt eine Höhendifferenz von über 700 m bewältigen und damit Guttannen und die Handegg mit wintersicheren Haltestellen erschliessen soll. Neben der Nutzung als Transportbahn wird der knapp 22 km lange Grimseltunnel zudem die zu modernisierende elektrische Hochspannungsleitung über die Grimsel aufnehmen. Laut Initianten sei die Geologie im Trasseebereich bekannt und stelle keine Probleme für den Tunnelbau dar. Zum Zeitpunkt der Drucklegung

sind ein Unterstützungskomitee und eine Interessengemeinschaft gebildet und Bemühungen zur Finanzierung im Gange.

Nagra-Felslabor

Im Zugangsstollen von der Gärstenegg zur Zentrale Grimsel II der Kraftwerke Oberhasli AG hat die Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle Nagra im Jahre 1983 ein Felslabor mit einer Gesamtstollenlänge von rund 1 km errichtet. Der Vortrieb erfolgte mittels Tunnelbohrmaschine und mit Sprengungen. Mitte der 1990er-Jahren erfolgte dann eine Erweiterung.

Im Rahmen der Forschungsarbeiten wurden auch ausgedehnte geologische Untersuchungen wie detaillierte Stollenaufnahmen und Oberflächenkartierungen ausgeführt. Die hier angetroffenen unterschiedlichen geologischen Verhältnisse hinsichtlich der strukturellen Gesteinseigenschaften (homogen, zerschert, dicht usw.) und der hydraulischen Gegebenheiten (trockene, wasserführende zerklüftete Bereiche) bilden bestmögliche Rahmenbedingungen zur Untersuchung von geologischen und auch technischen Barrieren in geologischen Tiefenlagern. Die dazu realisierten Experimente umfassen ein grosses Spektrum an unterschiedlichen, oft über lange Zeiträume laufenden Versuchen und Tests. Zur Untersuchung des Transports von radioaktiven Substanzen im Umgebungsgestein können unter strenger Kontrolle in einem speziell ausgeschiedenen Bereich auch Radionuklide eingesetzt werden. Neben der Nagra selbst sind rund zwanzig Partnerorganisationen, Universitäten, Institute und Firmen aus verschiedenen Ländern an den Experimenten beteiligt.

Transitgasleitung

Als Teilabschnitt der von den Niederlanden nach Italien führenden Gastransportleitung führt die Transitgasleitung von Meiringen herkommend durch das Oberhasli über den Grimselpass nach Süden zum Griespass und dann nach Italien. In den anfangs der 1970er-Jahre erstellten Stollen von total 13 km Länge wurden während des Baus Radioaktivitätsmessungen durchgeführt (s.S. 96f.). In den 1990er-Jahren wurde aus Sicherheitsgründen zudem die Radonbelastung in den Stollen gemessen.

Im Zuge der Erforschung des Geothermiefelds an der Grimsel wurden Untersuchungen im Transitgasstollen südlich ausserhalb des Kartengebiets durchgeführt. Dabei wurde über 50°C warmes Thermalwasser mit einem Alter von rund 30 ka nachgewiesen (WABER et al. 2017).

Ins öffentliche Interesse geriet die Gasleitung 2010, als Murgänge in der Spreitlouwi (s.S. 204ff.) die Schutzbauten bei der Lawinengalerie, in welcher auch die Gasleitung verlief, schwer beschädigten und die Leitung freilegten.

Bohrungen

Die im Kartengebiet abgeteuften Bohrungen hatten fast ausschliesslich die Erkundung des Untergrunds für Bauten der Kraftwerke Oberhasli AG zum Ziel, untergeordnet auch für Strassen und Gasleitungen. Dementsprechend sind sie oft wenig tief und ihr Wert für die Klärung der geologischen Verhältnisse eher gering, insbesondere weil sie meist innerhalb der kristallinen Gesteine liegen. Hervorzuheben sind die beiden tieferen Bohrungen von 90 m im Lockergestein bei Guttannen und von 100 m vollständig im Zentralen Aare-Granit südlich des Handegg-hubels.

GEOLOGISCHE EXKURSIONEN

Im Kartengebiet bieten sich diverse Möglichkeiten, die hier beschriebenen Gesteinstypen und Strukturen im Feld zu beobachten. Es werden vor allem leicht zugängliche Aufschlüsse angegeben, neben wenigen abseits gelegenen, die nur über längere Fussmärsche erreicht werden können. Bei den Aufschlüssen entlang der Grimselpassstrasse ist dem im Sommer starken Verkehr gebührend Beachtung zu schenken. Die Nummern beziehen sich auf die in der Figur 75 vermerkten Lokalitäten.

Gut erreichbare Aufschlüsse an Pass- oder Alpstrassen

Innertkirchen-Migmatit

- (1) Üssri Urweid (Koord.2661580/1170950): Die früher oft besuchten Aufschlüsse entlang der Grimselstrasse fallen zusehends der Verwitterung und der Überwachsung anheim. Migmatitstrukturen mit Schollen und granitoiden Schmelzanteilen sind trotz des Flechtenbewuchses am besten noch an der Felswand etwas ausserhalb nördlich des Kartengebiets zu beobachten. Parkiermöglichkeiten beim Aufschluss.
- (2) Unterhalb Älouwenen (Koord.2661710/1170610): Etwas weiter südlich können entlang der alten Passstrasse beim Strassentunnel sehr gut die Strukturen der älteren steilstehenden (Handegg-Phase) und der jüngeren flacheinfallenden (Pfaffenchof-Phase) Scherzonen betrachtet werden. Parkiermöglichkeit etwa 100 m nordwestlich.

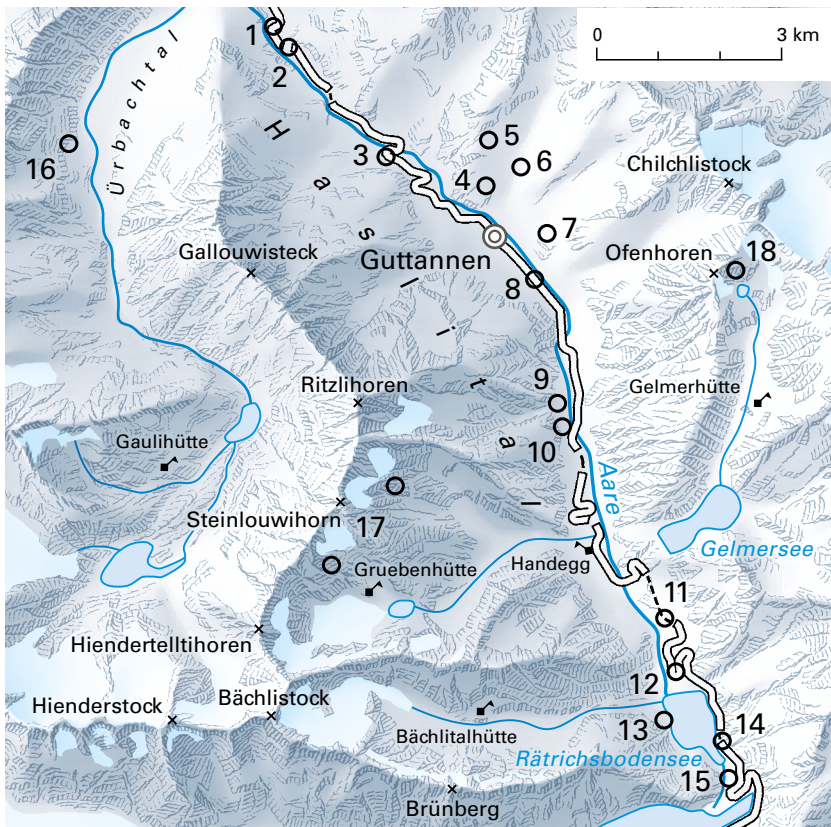


Fig. 75: Übersichtskarte mit den im Text beschriebenen Aufschlüssen.

Erstfeld-Gneiskomplex

- (3) Boden (Koord.2663450/1168860): Oberhalb der Haarnadelkurve beim Weiler Boden sind Gesteine des Erstfeld-Gneiskomplexes mit aplitischen Einschaltungen aufgeschlossen. Sie zeigen die teils intensive retrograde Überprägung. Parkiermöglichkeit etwa 200 m an der gegenüberliegenden Strassenseite.
- (4) Üssers Vorsess (Koord.2664680/1168410): Entlang der schmalen Alpstrasse sind bergseitig mehrere Aufschlüsse mit stark retrograd umgewandelten Ge-

steinen des Erstfeld-Gneiskomplexes zu sehen, die durch steil- und flachliegende Scherzonen geprägt sind. Parkiermöglichkeit in der zweiten Spitzkehre oder im Dorf.

- (5) Sumpf (Koord.2664830/1169200): An der Alpstrasse von Guttannen nach Wiisstanni stehen auf der Nordseite migmatitische Gesteine des Erstfeld-Gneiskomplexes an. Parkiermöglichkeit unweit des Aufschlusses. Die Alpstrasse ist privat; es ist eine Gebühr für die Befahrung zu entrichten.

Guttannen-Gneiskomplex

- (6) Hostetbach (Koord.2665300/1168760): Beim Tunnel vor dem Hostetbach steht stark deformierter und in Chlorit-Serizitschiefer umgewandelter Biotit-Plagioklasgneis an, mit steilstehenden Schieferungsflächen und Linearen. Weitere Aufschlüsse sind entlang der Strasse zwischen Hostetbach und Bochtenenbach zu finden. Parkiermöglichkeit an Ausweichstellen längs der Strasse.
- (7) Pkt.1220 m nördlich Mallouwigraben (Koord.2665860/1167600): Am Felsbuckel bei Pkt. 1220 m sind im Biotit-Plagioklasgneis zahlreiche Löcher zu sehen, die von ganz oder teilweise herausgewitterten Kalksilikatfelsschollen stammen. Parkiermöglichkeit entlang der Alpstrasse.
- (8) Rotlouwibach (Koord.2665600/1166870): Die Felswand entlang der Grimselstrasse gegenüber des Rotlouwibachs besteht aus Biotit- und Biotit-Plagioklasgneis mit teils migmatitischer Textur. Die Verschieferung ist zum Teil ausgeprägt, zum Teil sind aber auch massigere Partien vorhanden. Je nach retrograder Umwandlung sind die bräunlichen Gesteine deutlich vergrünt. Parkiermöglichkeit gegenüber.

Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex

- (9) Loibbach (Koord.2665960/1164900): Da der Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex nirgends bis auf den Talgrund hinunterreicht, sind aus ihm stammende Gesteine nur als Blöcke leicht zu erreichen. Charakteristische Exemplare finden sich einerseits im Bett der Aare, zum Beispiel südlich der Aarebrücke bei Pkt.1085 m südlich der Rotlouwi, oder im Schuttkegel des Loibbachs. Dieser ist über einen Pfad von der Schwarzbrunnenbrigg erreichbar. Der Schuttkegel selbst muss dann durch Gestrüpp und Geröll etwas mühsam erreicht werden. Es finden sich Blöcke von teils metatektischem Biotit- und Biotit-Plagioklasgneis. Daneben sind auch Amphibolitblöcke mit Leukosombildungen vorhanden. Parkiermöglichkeit bei der Schwarzbrunnenbrigg.

Spät- bis postvaristische Intrusiva

- (10) Tschingelbrigg (Koord.2666050/1166000): Sowohl anstehend als auch in relativ frischen Blöcken kann der Mittagflue-Granit direkt westlich oberhalb der Tschingelbrigg beobachtet werden. Parkiermöglichkeit auf dem Fahrweg beim Aufschluss.
- (11) Chöenzetennlen (Koord.2667710/1161240): Im Steinbruch kann sehr frischer und heller Zentraler Aare-Granit studiert werden. Es dürfen nur Abfallblöcke im noch aktiven Steinbruch angeschlagen werden. Parkiermöglichkeit beim Steinbruch.
- (12) Gärstenegg (Koord.2667890/1160420): Auf Kluftflächen des Zentralen Aare-Granits lassen sich kleine Flitter von Molybdänit beobachten. Bitte keine Handstücke schlagen. Parkiermöglichkeit direkt beim Aufschluss im Ausstellplatz vor der Haarnadelkurve.
- (13) Räterichsbodensee (Koord.2667810/1159600): Entlang des neu angelegten Wanderwegs auf der Westseite des Räterichsbodensees kann ein Profil durch den Zentralen Aare-Granit durchquert werden, der von mehreren Aplitgängen durchschlagen ist. Zugang über die Staumauer (Parkiermöglichkeit westlich unterhalb der Staumauer), von der aus die Exfoliationsklüfte («Talbankung») im Granit an der Flanke westlich der Mauer gut zu sehen sind.
- (14) Pkt.1820 m am Südennde des Räterichsbodensees (Koord.2668570/1159300): Direkt am Südausgang des Strassentunnels steht im Grimsel-Granodiorit ein basischer Gang an.
- (15) Summerloch unterhalb der Seeuferegg-Sperre (Koord.2668910/1158490): Hier kann entlang der Strasse das in Figur 24 dargestellte Profil durch den Granodiorit mit zahlreichen aplitischen bis granitischen Einschaltungen durchwandert werden. Parkiermöglichkeit auf dem Ausstellplatz bei der Strassenabzweigung. Achtung vor dem Verkehr.

Autochthone Sedimentgesteine des Aar-Massivs

- (16) Ürbachtal, Zum Stein (Koord.2658100/1169100): Die autochthone Auflagerung der triassischen und jurassischen Gesteine auf dem kristallinen Grundgebirge kann an der Basis der Steilwand der Engelhörner im Ürbachtal über die Brücke bei Pkt.908 m leicht erreicht werden (steiler, aber kurzer Aufstieg an den Wandfuss). Parkiermöglichkeit bei Mürvorsess am Ende der Fahrstrasse.

Auf längeren Wanderungen erreichbare Aufschlüsse

Ofenhorn-Stampfhorn Gneiskomplex

- (17) Gröebengletscher (Koord. 2662400/1162200): Westlich oberhalb der Gruebenhütte des AAC Basel sind in den vom Gletscher kürzlich freigegebenen Aufschlüssen typische Migmatite des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes zu beobachten. Sie enthalten Schollenamphibolit, konkordante basische Gänge und Stöcke von leukokratischem aplitischem Granit. Ebenso können der diskordante Intrusionskontakt des Zentralen Aare-Granits und zahlreiche Lamprophyrgänge begangen werden. Für diese Tour ab der Handegg sollten 2 Tage geplant werden, mit Übernachtungsmöglichkeit in der Gruebenhütte. Illustrative Aufschlüsse mit hohem Anteil an Amphibolitschollen (inkl. Ultrabasite) finden sich auch auf Beesten unterhalb des Ärlengletschers. Hier bietet sich ein Abstieg über das Rindertal (Wegspur unter der Schwarz Flöe) an. Dieser Abstieg ist nur geübten und trittsicheren Personen bei trockenem Wetter zu empfehlen. Einige heikle Stellen sind mit Ketten versehen.

Diechtergletscher-Formation

- (18) Ofenhoren (Koord. 2668900/1166900): Im Bereich östlich des Ofenhoren sind die vulkanosedimentären Gesteine der Diechtergletscher-Formation und der Intrusionskontakt des Zentralen Aare-Granits gut aufgeschlossen. Frische Proben finden sich im Blockschutt südlich des Ofenhoren. Vorkommen von Schollenmigmatit des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes schliessen gegen Norden an. Darin aufgeschlossen sind auch basische Gänge nahe des Grats zum Ofen. Aufstieg von Chöenzetennlen (Parkiermöglichkeit) oder Fahrt mit der Gelmerbahn, Übernachtungsmöglichkeit in der Gelmerhütte.

LITERATURVERZEICHNIS

- AA ATOMBR. [ARBEITSAUSSCHUSS FÜR ATOMBRENNSTOFFE] (1959a): Radioaktivitätsmessungen im Zulaufstollen des Kraftwerkes Handeck II (KWO). – Ber. z.H.Schweiz. Eidgenossenschaft, 10.6.1959 (unpubl.).
- (1959b): Radioaktivitätsmessungen im Kabelstollen Handeck–Guttannen der Kraftwerke Oberhasli AG. – Ber. z.H.Schweiz. Eidgenossenschaft, 10.6.1959 (unpubl.).
- ABRECHT, J. (1973): Der Nordkontakt des Zentralen Aaregranits im Gebiet des Gruben- und Aarenglletschers. – Lizarb. Univ. Bern (unpubl.).
- (1975): Die Granit-Kontaktzone und die migmatitischen Gesteine im Gebiet des Gruben- und des Aarlen-Gletschers (Haslital, Schweiz). – Diss. Univ. Bern.
- (1977): Kraftwerk Handeck III. Druckstollen Handeck–Rotlauri. Geologische Aufnahmen 1:200. – Ber. Nr. 27091 z.H. Kraftwerke Oberhasli AG (unpubl.).
- (1978): Umwälzwerk Grimsel–Oberaar. Kabelstollen. Geologische Aufnahmen 1:200. – Ber. Nr. 28744 z.H. Kraftwerke Oberhasli AG (unpubl.).
- (1980): Zur Bildung migmatitischer Schollenamphibolite aus dem Altkristallin des Aar-massivs (Haslital, Schweiz). – Geol. Rdsch. 69/3, 695–725.
- (1981): Pink zoisite from the Aar massif, Switzerland. – Min. Mag. 44/1, 45–49.
- (1994): Geologic units of the Aar massif and their pre-Alpine associations: a critical review. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 74/1, 5–27.
- ABRECHT, J., BIINO, G.G., MERCOLLI, I. & Stille, P. (1991): Mafic-ultramafic rock associations in the Aar, Gotthard and Tavetsch massifs of the Helvetic domain in Central Swiss Alps: markers of ophiolitic pre-Variscan sutures, reworked by polymetamorphic events? – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 71/2, 295–300.
- ABRECHT, J. & SCHALTEGGER, U. (1988): Aplitic intrusions in the central Aar Massif basement: Geology, petrography and Rb/Sr data. – Eclogae geol. Helv. 81/1, 227–239.
- AGASSIZ, L. (1840): Etudes sur les glaciers. – Gent & Gassmann, Neuchâtel.
- ARBENZ, P. (1910): Zur Kenntnis der Bohnerzformation in den Schweizeralpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 24/1.
- ARBENZ, P. & MÜLLER, F. (1920): Über die Tektonik der Engelhörner bei Meiringen u. den Bau der parautochthonen Zone zw. Grindelwald und Engelberg. – Eclogae geol. Helv. 16/1, 111–116.
- AREIAS, M. (2014): Petrogenesis of a variscan migmatite complex (NW Portugal): Petrography, geochemistry and fluids. – PhD Thesis Univ. Porto.
- BALLÈVRE, M., BOSSE, V., DUCASSOU, & PITRA, P. (2009): Palaeozoic history of the Armorican Massif: models for the tectonic evolution of the suture zones. – C.R. Sci. 341/2–3, 174–201.
- BALLÈVRE, M., MANZOTTI, P. & DAL PIAZ, G.V. (2018): Pre-Alpine (Variscan) inheritance: a key for the location of the future Valaisan Basin (Western Alps). – Tectonics 37/3, 786–817.
- BALTZER, A. (1880): Der mechanische Contact von Gneiss und Kalk im Berner-Oberland. – Beitr. geol. Karte Schweiz 20.
- (1888): Das Aarmassiv (Mittlerer Theil) nebst einem Abschnitt des Gotthardmassivs. – Beitr. geol. Karte Schweiz 24/4.
- BAMBAUER, H.U. (1984): Das Einfallen der Mikroklin/Sanidin-Isogradenfläche in den Schweizer Zentral-Alpen. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 64/1–2, 288–289.
- BAMBAUER, H.U., HERWEGH, M. & KROLL, H. (2009): Quartz as indicator mineral in the Central Swiss Alps: the quartz recrystallization isograd in the rock series of the northern Aar massif. – Swiss. J. Geosci. 102/2, 345–351.

- BARBEY, P. (2009): Layering and schlieren in granitoids: A record of interactions between magma emplacement, crystallization and deformation in growing plutons. – *Geol. belg.* 12/3–4, 109–133.
- BARBEY, P., MARIGNAC, C., MONTEL, J.-M., MACAUDIÈRE, J., GASQUET, D. & JABBORI, J. (1999): Cordierite growth textures and the conditions of genesis and emplacement of crustal granitic magmas: the Velay Granite Complex (Massif Central, France). – *J. Petrol.* 40/9, 1425–1441.
- BARBEY, P., VILLAROS, A., MARIGNAC, C. & MONTEL, J.-M. (2015): Multiphase melting, magma emplacement and P-t-time path in late-collisional context: the Velay example (Massif Central, France). – *Bull. Soc. géol. France* 186/2–3, 93–116.
- BARONI, C. & OROMBELL, G. (1996): The Alpine «Iceman» and holocene climatic change. – *Quatern. Res.* 46/1, 78–83.
- BAUDER, A., FUNK, M. & GUDMUNDSSON, G.H. (2003): The ice-thickness distribution of Unteraargletscher, Switzerland. – *Ann. Glaciol.* 37, 331–336.
- BAUMBERGER, R. (2015): Quantification of lineaments: Link between internal 3D structure and surface evolution of the Hasli valley (Aar massif, Central alps, Switzerland). – PhD Thesis Univ. Bern.
- BEKADDOUR, T. (2009): Les caractéristiques géochimiques et pétrographiques des gneiss migmatitiques d'Erstfeld, Massif de l'Aar (Les Alpes Centrales Suisses). – Thèse de Master Univ. Genève (inédit.).
- BERGER, A., EGLI, D., GLOTZBACH, C., VALLA, P.G., PETTKE, T. & HERWEGH, M. (2022): Apatite low-temperature chronometry and microstructures across a hydrothermally active fault zone. – *Chem. Geol.* 588:120633.
- BERGER, A., MERCOLLI, I., HERWEGH, M. & GNOS, E. (2016): Geological map of the Aar Massif, Tavetsch and Gotthard Nappes. – *Geol. spec. Map* 1:100000, map sheet 129.
- (2017a): Geological map of the Aar Massif, Tavetsch and Gotthard Nappes. – *Geol. spec. Map* 1:100000, explan. notes 129.
- BERGER, A., MERCOLLI, I., KAPFERER, N. & FÜGENSCHUH, B. (2012): Single and double exhumation of fault blocks in the internal Sesia-Lanzo Zone and the Ivrea-Verbano Zone (Biella, Italy). – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rdsch.)* 101/7, 1877–1894.
- BERGER, A., WEHRENS, P., LANARI, P., ZWINGMANN, H. & HERWEGH, M. (2017b): Microstructures, mineral chemistry and geochronology of white micas along a retrograde evolution: an example from the Aar massif (Central Alps, Switzerland). – *Tectonophysics* 721, 179–195.
- BERNOTAT, W. & BAMBAUER, H.U. (1980): Die Mikroklin/Sanidin-Isograde in Aar- und Gotthardmassiv. – *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 559–561.
- BIINO, G. (1992): The pre-Alpine evolution of the Aar-, Tavetscher and Gotthard massifs. – *Diss. Univ. Bern.*
- BIINO, G., SCHALTEGGER, U. & ABRECHT, J. (1999): Paleozoic orogenic cycles in the Central Alpine basement: petrological, geochemical and geochronological evidence from the northern Aar massif. – 74. annu. Meet. SANW, Lucerne, Abstr. Vol. 3/3.
- BOEHNKE, P., WATSON, B., TRAIL, D., HARRISON, T.M. & SCHMITT, A.K. (2013): Zircon saturation re-revisited. – *Chem. Geol.* 351, 324–334.
- BONIN, B., BRÄNDLEIN, P., BUSSY, F., DESMONS, J., EGGENBERGER, U., FINGER, F., GRAF, K., MARRO, C., MERCOLLI, I., OBERHÄNSLI, R., PLOQUIN, A., QUADT, A. VON, RAUMER, J.F. VON, SCHALTEGGER, U., STEYRER, H.P., VISONÀ, D. & VIVIER, G. (1993): Late Variscan magmatic evolution of the alpine basement. – In: RAUMER, J.F. VON & NEUBAUER, F. (Ed.): *Pre-Mesozoic geology in the Alps* (p.171–201). – Springer, Berlin/Heidelberg.

- BOSS, C. (1988): Etude géologique de la région du Grubengletscher (Oberhaslital). – Thèse de Diplôme Univ. Neuchâtel (inédit.).
- BREITER, K. (2002): From explosive breccia to unidirectional solidification textures: magmatic evolution of a phosphorus- and fluorine-rich granite system (Podlesí, Krušné hory Mts., Czech Republic). – Bull. czech geol. Surv. 77/2, 67–92.
- BUCHER, S.P. & LOEW, S. (2009): Talklücke im Zentralen Aaregranit der Schöllenen-Schlucht (Kanton Uri, Schweiz). – Swiss. J. Geosci. 102/3, 403–421.
- BÜCHI, E. (1980): Geologie der autochthonen Sedimentbedeckung des Aar-Massivs im Urbachtal bei Innertkirchen. – Lizarb. Univ. Bern (unpubl.).
- BUESS, D. (2019): Geologie und Tektonik des nördlichen Randes des Aar Massivs (Urbachtal, Berner Oberland). – Masterarb. Univ. Bern (unpubl.).
- CADISCH, J. (1953): Geologie der Schweizer Alpen (2. Aufl., unter Mitarb. v. E. Niggli). – Wepf, Basel.
- CHALLANDES, N., MARQUER, D. & VILLA, I.M. (2008): P-T-t modelling, fluid circulation, and ^{39}Ar - ^{40}Ar and Rb-Sr mica ages in the Aar Massif shear zones (Swiss Alps). – Swiss J. Geosci. 101/2, 269–288.
- CHEN, G.-N. & GRAPES, R. (2007): Granite genesis: in-situ melting and crustal evolution. – Springer, Dordrecht.
- CHOUKROUNE, P. & GAPAIS, D. (1983): Strain pattern in the Aar Granite (Central Alps): orthogneiss developed by bulk inhomogeneous flattening. – J. struct. Geol. 5/3–4, 411–418.
- DECARLIS, A., DALLAGIOVANNA, G., LUALDI, B., MAINO, M. & SENO, S. (2013): Stratigraphic evolution in the Ligurian Alps between Variscan heritages and the Alpine Tethys opening: a review. – Earth-Sci. Rev. 125, 43–68.
- DOLLFUS, S. (1965): Über den helvetischen Dogger zwischen Linth und Rhein. – Eclogae geol. Helv. 58/1, 453–554.
- DOLLINGER, H. (1989): Erster Teil: Petrographische und Geochemische Untersuchungen des Altkristallins zwischen Nägelisgrätli und Oberaarjoch (Grimsel, Kt. Bern). Zweiter Teil: Hydrothermale Veränderung granitischer Gesteine in der Grimselregion (Mittleres Aarmassiv). – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- EGGENBERGER, H. (1919): Die Asbestvorkommen der Schweiz. – Ber. z.H. Eternitwerke Niederurnen (unpubl.).
- EGGENSCHWILER, P. (2016): Erosion controlled by crosscuttings between faults and exfoliation joints leading to rockfalls in the plutonites in Haslital (BE). – MSc Thesis Univ. Bern (unpubl.).
- ESCHER VON DER LINTH, A. (1839): Erläuterungen der Ansichten einiger Contact-Verhältnisse zwischen krystallischen Feldspathgesteinen und Kalk im Berner Oberlande. – N. Denkschr. schweiz. Ges. Natw. 3.
- FAURE, M., MÉZÈME, E.B., DUGUET, M., CARTIER, C. & TALBOT, J.-Y. (2005): Paleozoic tectonic evolution of Medio-Europa from the example of the French Massif Central and Massif Armoricain. In: CAROSI, R. & IACOPINI, D. (Ed.): The southern Variscan belt. – J. virt. Expl. 19:5.
- FELLENBERG, E. VON (1886): Geologische Übersicht über das Excursionsgebiet i.e. den centralen Theil des Finsteraarhornmassivs. – Jb. Schweiz. Alpenclub 12, 3–35.
- (1887): Granit und Gneiss in den Berner Alpen. – Mitt. natf. Ges. Bern 1887, 89–110.
- FISCHER, O. (1905): Über einige Intrusivgesteine der Schieferzone am Nordrand des Zentralen Granites aus der Umgebung der Sustenhörner (Mittleres Aarmassiv). – Tscherm. mineral. petrogr. Mitt. 24/1–2, 1–68.

- FISELI, J.F. (2006): Strukturgeologische Untersuchungen im Kontaktbereich zwischen Aarmassiv und Helvetikum, Berner Oberland (Schweiz). – Diplomarb. Univ. Freiburg i.Br. (unpubl.).
- FLORINETH, D. & SCHLÜCHTER, C. (1998): Reconstructing the Last Glacial Maximum (LGM) ice surface geometry and flowlines in the Central Swiss Alps. – *Eclogae geol. Helv.* 91/3, 391–407.
- FÖLLMI, K.B., BODIN, S., GODET, A., LINDER, P. & SCHOOTBRUGGE, B. VAN DE (2007): Unlocking paleo-environmental information from Early Cretaceous shelf sediments in the Helvetic Alps: stratigraphy is the key! – *Swiss J. Geosci.* 100/3, 349–369.
- FÖLMLI, C. (2015): Murgänge und Felsstürze im Gebiet Ritzlihorn–Spreitgraben, Guttannen BE – Analyse der Felskonditionierung und des Mur- und Sturzkegels. – Masterarb. Univ. Bern (unpubl.).
- FÖLMLI, C., HERWEGH, M., SCHLUNEGGER, F. & ANSELMETTI, F. (2015): Murgänge und Felsstürze im Gebiet Ritzlihorn–Spreitgraben, Guttannen BE – Analyse der Felskonditionierung und des Mur- und Sturzkegels. – *Bull. angew. Geol.* 20/2, 47–69.
- FOSTER, C.T. (1991): The role of biotite as a catalyst in reaction mechanisms that form sillimanite. – *Canad. Mineralogist* 29/4, 943–963.
- FRANKE, W. (2000): The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. – In: FRANKE, W., HAAK, V., ONCKEN, O. & TANNER, D. (Ed.): *Orogenic processes: quantification and modelling in the Variscan belt.* – Spec. Publ. geol. Soc. London 179, 35–61.
- FRANKE, W., BALLÈVRE, M., COCKS, L.R.M., TORSVIK, T.H. & ŻELAŹNIEWICZ, A. (2021): Variscan Orogeny. – In: ALDERTON, D. & SCOTT, A.E. (Ed.): *Encyclopedia of Geology* (second edition, vol. 4, p. 338–349). – Academic Press, Cambridge.
- FRANKS, G.D. (1968a): A study of Upper Paleozoic sediments and volcanics in the Northern part of the Eastern Aar massif. – *Eclogae geol. Helv.* 61/1, 49–140.
- (1968b): The pre-Westphalian (Hercynian) metamorphism and structures of the Tödi area. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 48/3, 667–694.
- FREY, M. & FERREIRO MÄHLMANN, R. (1999): Alpine metamorphism of the Central Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 79/1, 135–154.
- GEOTEST [GEOTEST AG] (1981): Sondierbohrungen Juchlistock–Grimsel. – *Nagra tech. Ber.* 81-07.
- (2007): Guttannen, Gummi–Steckli, Murganggefähr. – *Ber. z.H. Einwohn. Gd. Guttannen*, 30.4.2007 (unpubl.).
- (2015): Guttannen, Rutschung Rotlauri, Monitoring. – *Ber. z.H. Einwohn. Gd. Guttannen*, 19.10.2015 (unpubl.).
- GIRAULT, J.B., BELLAHSEN, N., BOUTOUX, A., ROSENBERG, C., NANNI, U., VERLAGUET, A. & BEYSSAC, O. (2020): 3-D thermal structure of the Helvetic nappes of the European Alps: implications for collisional processes. – *Tectonics* 39/3 [doi:10.1029/2018TC005334].
- GISLER, C. (2018): Blatt 1212 Amsteg. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Erläut. 160.
- GISLER, C., HUBER, W., NIGGLI, E., EUGSTER, H.P., GNOS, E., RIESEN, D. & FREI, B. (2018): Blatt 1212 Amsteg. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Karte 160.
- GISLER, C., LABHART, T., SPILLMANN, P., HERWEGH, M., DELLA VALLE, G., TRÜSSEL, M. & WIEDERKEHR, M. (2020): Blatt 1210 Innertkirchen. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Erläut. 167.
- GLAMOS [Glacier Monitoring Switzerland] (1881–2019): The Swiss glaciers 1880–2016/17. – *Glaciol. Rep.* 1–138, *Yb. cryosph. Comm. swiss Acad. Sci. (SCNAT)*, VAW/ETH Zürich [doi:10.18752/glrep_series] (www.glamos.ch).

- GLOTZBACH, C., REINECKER, J., DANIŠÍK, M., RAHN, M., FRISCH, W. & SPIEGEL, C. (2010): Thermal history of the central Gotthard and Aar massifs, European Alps: evidence for steady state, long-term exhumation. – *J. geophys. Res.* **115**/F3, F03017 [doi:10.1029/2009JF001304].
- GREBER, N.D., HOFMANN, B.A., VOEGELIN, A.R., VILLA, I.M. & NÄGLER, T.F. (2011): Mo isotope composition in Mo-rich high- and low-T hydrothermal systems from the Swiss Alps. – *Geochim. cosmochim. Acta* **75**/21, 6600–6609.
- GRUNER, G.S. (1760): *Die Eisgebirge des Schweizerlandes* (1. Theil) – A. Wagner, Sohn, Bern.
- GRUNER, U. (2009): Widmannshöhe und Ballenberg: Keine prähistorischen Felsrutschungen! – *Mitt. natf. Ges. Bern* [N.F.] **66**, 241–245.
- GUILLLOT, S. & MÉNOT, R.-P. (2009): Paleozoic evolution of the external crystalline massifs of the Western Alps. – *C.R. Geosci.* **341**/2–3, 253–265.
- GULSON, B.L. & RUTISHAUSER, H. (1976): Granitization and U-Pb studies of zircons in the Lauterbrunnen Crystalline Complex. – *Geochem. J.* **10**/1, 13–23.
- GÜNZLER-SEIFFERT, H. & WYSS, R. (1938): Blatt 1229 Grindelwald. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25000, Erläut. 13.
- GWINNER, M.P. (1971): *Geologie der Alpen – Stratigraphie, Paläogeographie, Tektonik*. – Schweizerbart, Stuttgart.
- HAEFELI, R. (1970): Changes in the Behaviour of the Unteraargletscher in the Last 125 Years. – *J. Glaciol.* **9**/56, 195–212.
- HÄHLEN, N. (2012): *Die Geschichte des Gruebengletschersees in Guttannen, 1921–1950*. – Unpubl. Mskr.
- (2016): *Klimaänderungen und Naturgefahren im Gebiet Guttannen*. – Exkursion 13. Kongress INTERPRAEVENT 2016, Exkursionsführer Guttannen, EX 8.
- HÄNNI, R. (1999): *Der geologische Bau des Helvetikums im Berner Oberland*. – Diss. Univ. Bern.
- HANTKE, R. (1980): *Eiszeitalter, Bd. 2. Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete*. – Ott, Thun.
- (2011): *Eiszeitalter. Kalt-/Warmzeitzyklen und Eistransport im alpinen und voralpinen Raum*. – Ott, Thun.
- HANTKE, R. & WAGNER, G. (2005): *Eiszeitliche und nacheiszeitliche Gletscherstände im Berner Oberland. Erster Teil: Östliches Oberland bis zur Kander*. – *Mitt. natf. Ges. Bern* [N.F.] **62**, 107–134.
- HARTUNG-HOFMANN, H. (2017): *Migmatites of the southern Aar massif and their petrogenetic relationship to the Aar granite suite*. – MSc Thesis Univ. Fribourg (unpubl.).
- HEIM, ALB. (1878): *Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die Monographie der Tödi-Windgällengruppe*. – Benno Schwabe, Basel.
- (1921): *Geologie der Schweiz, Bd. 2*. – Tauchnitz, Leipzig.
- HENRY, D.J., GUIDOTTI, C.V. & THOMSON, J.A. (2005): The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. – *Amer. Mineralogist* **90**/2–3, 316–328.
- HERWEGH, M., BERGER, A., BAUMBERGER, R., WEHRENS, P. & KISSLING, E. (2017): Large-scale crustal-block-extrusion during late Alpine collision. – *Nature Sci. Rep.* **7** [doi:10.1038/s41598-017-00440-0].
- HERWEGH, M., BERGER, A., GLOTZBACH, C., WANGENHEIM, C., MOCK, S., WEHRENS, P., BAUMBERGER, R., EGLI, D. & KISSLING, E. (2020): Late stages of continent-continent collision: timing, kinematic evolution, and exhumation of the northern rim (Aar Massif) of the Alps. – *Earth-Sci. Rev.* **200** [doi:10.1016/j.earscirev.2019.102959].

- HERWEGH, M. & PFIFFNER, A. (2005): Tectono-metamorphic evolution of a nappe stack: a case study of the Swiss Alps. – *Tectonophysics* 404/1–2, 55–76.
- HETTMANN, K., SIEBEL, W., SPIEGEL, C. & REINECKER, J. (2009): Granite genesis and migmatization in the western Aar Massif, Switzerland. – *N. Jb. Miner. Abh.* 186/3, 309–320.
- HIRSCHI, H. (1924): Radioaktivität der Intrusivgesteine des Aarmassivs. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 4/1, 64–88.
- HOFBAUER, G. (2021): *Granit. Geschichte und Bedeutung.* – Springer, Berlin.
- HOLNESS, M.B. & SAWYER, E.W. (2008): On the pseudomorphing of melt-filled pores during the crystallization of migmatites. – *J. Petrol.* 49/7, 1343–1363.
- HORMES, A., SCHLÜCHTER, C. & STOCKER, T.F. (1998): Minimal extension phases of Unteraarglaciers (Swiss Alps) during the Holocene based on ¹⁴C analysis of wood. In: MOOK, W.G. & PLICHT, J. VAN DER (eds.): *Proceedings of the 16th International ¹⁴C Conference.* – *Radiocarbon* 40/2, 809–817.
- HORMES, A., MÜLLER, B.U. & SCHLÜCHTER, C. (2001): The Alps with little ice: evidence for eight Holocene phases of reduced glacier extent in the Central Swiss Alps. – *The Holocene* 11/3, 255–265.
- HUBER, M. (1922a): Intrusions- und Kontakterscheinungen im Oberhasle. *Beitrag zur Petrographie und Geologie des mittleren Aarmassivs.* – Diss. Univ. Bern.
- (1922b): Intrusions- und Kontakterscheinungen im Oberhasle. – *Jb. phil. Fak. II Univ. Bern* 2, 205–217.
- HUGI, E. (1907): Vorläufige Mitteilung über Untersuchungen in der nördlichen Gneiszone des zentralen Aarmassivs. – *Eclogae geol. Helv.* 9/4, 441–464.
- (1919): Zur Petrographie und Mineralogie des Aarmassivs. – *Eclogae geol. Helv.* 15/4, 482–492.
- (1922): Das Aarmassiv ein Beispiel alpiner Granitintrusionen. – *Verh. schweiz. natf. Ges.* 2, 86–109.
- (1928): Die petrographisch-geologischen Verhältnisse des Baugebietes der Kraftwerke Oberhasli. – *Mitt. natf. Ges. Bern* 1928, 256–269.
- (1934a): Einführung J: Das Aarmassiv. – *Geologischer Führer der Schweiz*, H.2: Allgemeine Einführungen (S. 130–138). – Wepf, Basel.
- (1934b): Exkursion Nr. 49: Grimselpass (Meiringen–Gletsch–Oberwald). – *Geologischer Führer der Schweiz*, H.9: Centralschweiz (S. 668–681). – Wepf, Basel.
- (1961): Geologie und Mineralogie. In: POST-, TELEPHON- UND TELEGRAPHENBETRIEBE (Hrsg.): *Grimselstrasse Meiringen–Gletsch, Schweizerische Alpenposten* (3. Aufl., S. 8–20). – Generaldir. PTT, Bern.
- HUGI, F.J. (1830): *Naturhistorische Alpenreise* (Nachdruck 1995). – Rothus Verlag, Solothurn.
- HÜGI, T. (1955): Petrographische Beobachtungen im Zuleitungsstollen Gadmental–Rotlauh der Kraftwerke Oberhasli A.G. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 35/2, 301–310.
- (1956): Vergleichende petrologische und geochemische Untersuchungen an Graniten des Aarmassivs. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 94.
- (1960): Geologische Aufnahmen im Zuleitungsstollen Gadmental–Rotlauh der Kraftwerke Oberhasli AG. – *Ber. z.H. Kraftwerke Oberhasli AG*, 31.3.1960 (unpubl.).
- HÜGI, T. & STALDER H.A. (1955): Technologischer Bericht zu den geologisch-petrographischen Aufnahmen im Gauli–Aerlenstollen. – *Ber. z.H. Kraftwerke Oberhasli AG*, 20.9.1955 (unpubl.).
- HÜGI, T. & SWAINE, J. (1963): The geochemistry of some Swiss granites. – *J. Proc. royal Soc. New South Wales* 96, 65–71.
- HUTTENLOCHER, H.F. (1933): Ergänzende Bemerkungen zur Geologie und Petrographie des südwestlichen Aarmassivs. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 13/1, 281–291.

- HUTTENLOCHER, H.F. (1947): Über Verschiedenheiten im Verlaufe magmatischer und metamorpher Prozesse, erläutert an Beispielen aus dem Aarmassiv. – Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.] 4, 85–116.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., MAISCH, M., CHRISTL, M., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, C. (2009): Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. – Quat. Sci. Rev. 28/21–22, 2137–2149.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H. & SCHLÜCHTER, C. (2007): Cosmogenic nuclides and the dating of Lateglacial and Early Holocene glacier variations: the Alpine perspective. – Quatern. Int. 164–165, 53–63.
- IVY-OCHS, S., SCHLÜCHTER, C., KUBIK, P.W., SYNAL, H.-A., BEER, J. & KERSCHNER, H. (1996): The exposure age of an Egesen moraine at Julier Pass, Switzerland, measured with the cosmogenic radionuclides ^{10}Be , ^{26}Al and ^{36}Cl . – Eclogae geol. Helv. 89/3, 1049–1063.
- JÄGER, E., KEMPTER, E., NIGGLI, E. & WÜTHRICH, H.M. (1961): Biotitvarietäten und Stilpnomelan im alpin metamorph überprägten Mittagfluh-Granit (Aarmassiv). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 41/1, 117–126.
- JEQUIER, E. (1985): Geologie und Petrographie der Rotloui (Oberhasli). – Diplomarb. Univ. Basel (unpubl.).
- JOERIN, U.E., STOCKER, T.F. & SCHLÜCHTER, C. (2006): Multicentury glacier fluctuations in the Swiss Alps during the Holocene. – Holocene 16/5, 697–704.
- K & H [KELLERHALS & HAEFELI AG] (2006): Baufenster Benzloui, Überwachungsprogramm Sackung Benzloui. – Ber. z.H. Kraftwerke Oberhasli AG, 8.6.2006 (unpubl.).
- KAJEL, L. (1973): Geologisch-mineralogische Untersuchungen an Karbonvorkommen im westlichen und nördlichen Aarmassiv. – Lizarb. Univ. Bern (unpubl.).
- KAMMER A. (1982): Structural features of the Northern Aar massiv in the Bernese Oberland. International conference on planar and linear fabrics of deformed rocks (Abstr. Vol.). – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 239a, 150–153.
- (1985): Bau und Strukturen des nördlichen Aarmassivs und seiner Sedimente zwischen dem Sustenpass und Grindelwald (Berner Oberland). – Diss. Univ. Neuchâtel.
- (1989): Alpidische Verformung des aarmassivischen Nordrandes. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 69/1, 37–53.
- KÄMPFER, C. (2012): Die neuen Seen: Gletscherseen und deren Ausbrüche am Gruebengletscher (BE) im geologischen Kontext. – Masterarb. Univ. Bern (unpubl.).
- KÄMPFER, C. & HÄHLEN, N. (2013): Gruebengletscher Guttannen – Spurensuche in Gelände und Archiven zu den Gletscherseeausbrüchen. – Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.] 70, 73–94.
- KELLY, M., IVY-OCHS, S., KUBIK, P., BLANCKENBURG, F. VON & SCHLÜCHTER, C. (2006): Chronology of deglaciation based on ^{10}Be dates of glacial erosional features in the Grimsel pass region, central Swiss Alps. – Boreas 35/4, 634–643.
- KEUSEN, H.R., GANQUIN, J., SCHULER, P. & BULETTI, M. (1989): Felslabor Grimsel, Geologie. – Nagra tech. Ber. 87-14.
- KING, L. (1974): Studien zur postglazialen Gletscher- und Vegetationsgeschichte des Sustenpassgebietes. – Basler Beitr. Geogr. 18.
- KISSLING, E. & SCHLUNEGGER, F. (2018): Rollback orogeny model for the evolution of the Swiss Alps. – Tectonics 37/4, 1097–1115.
- KOBER, F., HIPPE, K., SALCHER, B., GRISCHOTT, R., ZURFLUH, R., HAJDAS, I., WACKER, L., CHRISTL, M. & IVY-OCHS, S. (2019): Postglacial to Holocene landscape evolution and process rates in steep alpine catchments. – Earth Surface Processes and Landforms 44/1, 242–258.

- KRAYENBUHL, T. & STECK, A. (2009): Structure and kinematics of the Jungfrau syncline, Faflertal (Valais, Alps), and its regional significance. – *Swiss J. Geosci.* 102/3, 441–456.
- KURZ, G. & LERCH, C. (1979): Geschichte der Landschaft Hasli. – Brügger, Meiringen.
- KWO [Kraftwerke Oberhasli AG] (2018): KWO-Prospekt, <http://www.grimseinstrom.ch/info/publikationen/prospekte-und-berichte/> (1.4.2022).
- LABHART, T. (1965): Petrotektonische Untersuchungen am Südrand des Aarmassivs nördlich von Naters (Wallis, Schweiz). – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 124.
- (1966): Mehrphasige alpine Tektonik am Nordrand des Aarmassivs. Beobachtungen im Druckstollen Trift-Speicherberg (Gadmental) der Kraftwerke Oberhasli AG. – *Eclogae geol. Helv.* 59/2, 803–830.
- (1968): Der Bau des nördlichen Aarmassivs und seine Bedeutung für die alpine Formungsgeschichte des Massivraumes. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 48/2, 525–537.
- (1977): Aarmassiv und Gotthardmassiv. In: GWINNER, M.P. (Hrsg.): Sammlung geologischer Führer 63. – Bornträger, Berlin/Stuttgart.
- LABHART, T., GISLER, C., RENNER, F., SCHWIZER, B. & SCHALTEGGER, U. (2015a): Blatt 1211 Meiental, mit Südostteil von Blatt 1191 Engelberg. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Erläut. 146.
- LABHART, T. & RENNER, F. (2012): Blatt 1231 Urseren. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Erläut. 133.
- LABHART, T. & RYBACH, L. (1976): Radioaktivitätsprofile durch den Zentralen Aaregranit im Bereich der Schweizer Geotraverse. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 56/3, 669–673.
- (1980): Radiometrische Stollenprofile durch zentralmassivische Granite im Bereich der Schweizer Geotraverse. – *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 571–581.
- LABHART, T., SCHWIZER, B., GISLER, C. & RENNER, F. (2015b): Blatt 1211 Meiental, mit Südostteil von Blatt 1191 Engelberg. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Karte 146.
- LABHART, T. & ZEHNDER, K. (2018): Steine Berns. – Haupt, Bern.
- LANGENEGGER, Y. (2018): Zircon U-Pb age dating in the complex Innertkirchen-Lauterbrunnen Crystalline (Aar Massif) – Evidence for multiple magmatic and anatectic activities from the Carboniferous to the Permian. – MSc Thesis Univ. Bern (unpubl.).
- LE MAITRE, R.W., STRECKEISEN, A., ZANETTIN, B., LE BAS, M.J., BONIN, B., BATEMAN, P., BELLIENI, G., DUDEK, A., EFREMOVA, S., KELLER, J., LAMEYRE, J., SABINE, P.A., SCHMID, R., SØRENSEN, H. & WOOLLEY, A.R. (2002): Igneous rocks. A classification and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the systematics of igneous rocks. – Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- LEDERMANN, H. (1946): Petrographische Untersuchungen in der nördlichen Schieferhülle des zentralen Aaregranits im obren Lötschental (westliches Aarmassiv). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 25/2, 383–528.
- LEHMANN, A. (2008): Geologie des hinteren Erstfeldertals. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- LETSCH, D., WINKLER, W., QUADT, A. VON & GALLHOFER, D. (2015): The volcano-sedimentary evolution of a post-Variscan intramontane basin in the Swiss Alps (Glarus Verrucano) as revealed by zircon U-Pb age dating and Hf isotope geochemistry. – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rdsch.)* 104/1, 123–145.
- LOTZE, R. (1914): Beiträge zur Geologie des Aarmassivs. Untersuchungen über Erstfelder Gneise und Innertkirchner Granit. – *Z. dtsh. geol. Ges. Abh.* 2/66, 217–301.
- LÜTHI, M. (2003): Gletscherrückgang. 25 000 Jahre Gletschergeschichte. Der Unteraargletscher. – Semesterarb. Univ. Bern (unpubl.).
- LÜTHI, M.P., BAUDER, A. & FUNK, M. (2010): Volume change reconstruction of Swiss glaciers from length change data. – *J. geophys. Res.* 115, F04022, doi:10.1029/2010JF001695.

- MAGNY, M. & HAAS, J.N. (2004): A major widespread climatic change around 5300 cal. yr BP at the time of the Alpine Iceman. – *J. Quatern. Sci.* 19/5, 423–430.
- MAIR, D., LECHMANN, A., HERWEGH, M., NIBOUREL, L. & SCHLUNEGGER, F. (2018): Linking Alpine deformation in the Aar Massif basement and its cover units – the case of the Jungfrau–Eiger mountains (Central Alps, Switzerland). – *Solid Earth* 9, 1099–1122.
- MAISCH, M. (1981): Glazialmorphologie und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz). – *Phys. Geogr.* 3.
- (1982): Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials. – *Geogr. Helv.* 37/2 93–104.
- (1992): Die Gletscher Graubündens. Rekonstruktion und Auswertung der Gletscher und deren Veränderungen seit dem Hochstand von 1850 im Gebiet der östlichen Schweizer Alpen (Bündnerland und angrenzende Regionen). Teil A: Grundlagen-Analysen-Ergebnisse, Teil B: Verzeichnisse, Datenkataloge, Gletscherkarten. – *Phys. Geogr.* 33.
- MAISCH, M., WIPF, A., DENNELER, B., BATTAGLIA, J. & BENZ, C. (2000): Die Gletscher der Schweizer Alpen. Gletscherhochstand 1850, Aktuelle Vergletscherung, Gletscherschwund-Szenarien. – vdf-Verlag, Zürich.
- MATTE, P. (2001): The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. – *Terra Nova* 13/2, 122–128.
- MENKVELD-GFELLER, U., KEMPF, O. & FUNK, H. (2016): Lithostratigraphic units of the Helvetic Palaeogene: review, new definition, new classification. – *Swiss J. Geosci.* 109/1, 171–199.
- MICHALSKI, I. & SOOM, M. (1990): The Alpine thermo-tectonic evolution of the Aar and Gott-hard massifs, Central Switzerland: fission track ages on zircon and apatite and K-Ar mica ages. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 70/3, 373–387.
- MINDER, W. (1932): Beiträge zur Petrographie des mittlern Aarmassivs. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 12/2, 353–422.
- MOCK, S. (2014): Deformation of the sediment–crystalline contact in the northern Aar massif (Innertkirchen, Bernese Oberland). – MSc Thesis Univ. Bern (unpubl.).
- MOHR, H. (1992): Der Helvetische Schelf der Ostschweiz am Übergang vom Späten Jura zur Frühen Kreide. – Diss. ETH Zürich.
- MORGENTHALER, H. (1921): Petrographisch-tektonische Untersuchungen am Nordrand des Aarmassivs. – *Eclogae geol. Helv.* 16/2, 179–217.
- MOYEN, J.-F., LAURENT, O., VILLAROS, A., CHELLE-MICHO, C. & COUZINIÉ, S. (2018): The Ve-lay complex. – International Field Workshop: Massif Central, Post-conference field trip.
- MÜLLER, F. (1938): Geologie der Engelhörner, der Aareschlucht und der Kalkkeile bei Innertkir-chen. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 74.
- (1941): Die Tektonik der autochthonen und paraautochthonen Schuppenregion östlich des Aaretals, besonders im Gental. – *Eclogae geol. Helv.* 34/1, 107–116.
- NEIDINGER, E.A. (1951): Petrographische Untersuchungen im oberen Lauterbrunnental. – Diss. Univ. Bern.
- NIBOUREL, L. (2019): The structural and thermo-kinematic evolution of the eastern Aar Massif, Switzerland. – PhD Thesis Univ. Bern.
- NIBOUREL, L., BERGER, A., EGLI, D., HEUBERGER, S. & HERWEGH, M. (2021): Structural and thermal evolution of the eastern Aar Massif: insights from structural field work and Ra-man thermometry. – *Swiss J. Geosci.* 114 [doi:10.1186/s00015-020-00381-3].
- NIGGLI, C.R. (1965a): Petrographie und Petrogenese der Migmatite und Gneise im südlichen Aarmassiv zwischen Obergesteln und Furkapass. – Diss. Univ. Bern.
- (1965b): Über die Natur sagenitartig angeordneter Nadeln in Biotit. – *Schweiz. mineral. pe-trogr. Mitt.* 45/2, 807–817.

- NIGGLI, E. & NIGGLI, C.R. (1965): Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit). – *Ecolae geol. Helv.* 58/1, 335–368.
- NIGGLI, P. (1924): Der Chemismus der zentralen Aargranite. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 4, 337–351.
- NIGGLI, P., KOENIGSBERGER, J. & PARKER, R.L. (1940): Die Mineralien der Schweizeralpen. – Wepf, Basel.
- NUSSBAUM, F. (1922): Grundzüge einer Heimatkunde von Guttannen im Haslital (Berner Oberland). – *Pionier* 43, 10–11.
- OBERHÄNSLI, R. (1987): Mineralogy and Alpine metamorphism of meta-lamprophyres from the Central Swiss Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 67/3, 321–338.
- OBERHÄNSLI, R., SCHENKER, F. & MERCOLLI, I. (1988): Indications of Variscan nappe tectonics in the Aar Massif. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 68/3, 509–520.
- OGERMANN, J.C. (2002): Cordierite and its retrograde breakdown products as monitors of fluid-rock interaction during retrograde path metamorphism: case studies in the Schwarzwald and the Bayerische Wald (Variscan belt, Germany). – Diss. Univ. Heidelberg.
- OLSEN, S.N., BERGER, A. & KRAMERS, J.D. (2002): ICP-MS/TIMS analyses of monazites and xenotim from migmatites in the Aar massif. – *Abstr. Vol. annu. Meet. geol. Soc. America* 34, T85
- OLSEN, S.N., JOHNSON, C.M., BEARD, B.L. & BAUMGARTNER, L.P. (2000): New U-Pb zircon data and constraints on the age and mode of migmatization in the Aar massif, Central Alps. – *Europ. J. Mineral.* 12/6, 1245–1260.
- OLSEN, S.N. & LIVI, K. (1999): Variscan ages from migmatites in the Aar Massif, Swiss Alps, by ion microprobe. – *Abstr. Vol. annu. Meet. geol. Soc. America* 31, A39.
- OLSEN, S.N., MARSH, B.D. & BAUMGARTNER, L.P. (2004): Modelling mid-crustal migmatite terrains as feeder zones for granite plutons: the competing dynamics of melt transfer by bulk versus porous flow. – *Trans. r. Soc. Edinburgh, Earth Environ. Sci.*, 95/1–2, 49–58.
- PARKER, R.L. (1973): Die Mineralfunde der Schweiz. (Neubearbeitung durch H.A. Stalder, F. de Quervain, E. Niggli & S. Graeser). – Wepf, Basel.
- PAWLEY, M., REID, A., DUTCH, R. & PREISS, W. (2013): A user's guide to migmatites. – *Geol. Surv. South Australia, Rep. Book* 2013/00016.
- (2015): Demystifying migmatites: an introduction for the field-based geologist. – *Appl. Earth Sci. Trans. Inst. Mining Metall. Sect. B* 124/3, 147–174.
- PETERS, M. (2012): Spatial distribution of quartz recrystallization microstructures in the Aar massif (Swiss Central Alps). – MSc Thesis Univ. Bern.
- PEVERELLI, V., EWING, T., RUBATTO, D., WILLE, M., BERGER, A., VILLA, I.M., LANARI, P., PETTKE, T. & HERWEGH, M. (2021): U-Pb geochronology of epidote by LA-ICP-MS as a tool for dating hydrothermal-vein formation. – *Geochronology* 3/1, 123–147.
- PIFFNER, O.A. (2015): Geologie der Alpen (3. Aufl.). – Haupt, Bern.
- PFLUGSHAUP, P. (1927): Beiträge zur Petrographie des östlichen Aarmassivs. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 7/2, 321–378.
- (1942): Zulaufstollen. Geologisch-petrographisches Profil. – *Ber. Nr. 6595 z.H. Kraftwerke Oberhasli* (unpubl.).
- PORTER, S.C. & DENTON, G.H. (1967): Chronology of neoglaciation in the North American cordillera. – *Amer. J. Sci.* 265/3, 177–210.
- PTT [Post-, Telephon- und Telegraphenbetriebe] (1961): Grimselstrasse Meiringen–Gletsch, Schweizerische Alpenposten (3. Aufl.). – *Generaldir. PTT*, Bern.

- RAUMER, J.F. VON (1969): Stilpnomelan als alpinmetamorphes Produkt im Mont-Blanc-Granit. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 21/3, 257–271.
- RAUMER, J.F. VON, ABRECHT, J., BUSSY, F., LOMBARDO, V., MENOT, R.-P. & SCHALTEGGER, U. (1999): The Paleozoic metamorphic evolution of the Alpine external massifs. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 79/1, 5–22.
- RAUMER, J.F. VON, BUSSY, F., SCHALTEGGER, U., SCHULTZ, B. & STAMPFLI, G.M. (2013): Pre-Mesozoic Alpine basements. Their place in the European Paleozoic framework. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 125/1–2, 89–108.
- RAUMER, J.F. VON, BUSSY, F. & STAMPFLI, G.M. (2009): The Variscan evolution in the External massifs of the Alps and place in their Variscan framework. – *C.R. Geosci.* 341/2–3, 239–252.
- RAUMER, J.F. VON, MENOT, R.-P., ABRECHT, J. & BIINO, G. (1993): The Pre-Alpine evolution of the external massifs. – In: RAUMER, J.F. VON & NEUBAUER, F. (Ed.): *Pre-Mesozoic geology in the Alps* (p.221–240). – Springer, Berlin/Heidelberg.
- REINECKER, J., DANIŠÍK, M., SCHMID, C., GLOTZBACH, C., RAHN, M., FRISCH, W. & SPIEGEL, C. (2008): Tectonic control on the late stage exhumation of the Aar Massif (Switzerland): Constraints from apatite fission track and (U-Th)/He data. – *Tectonics* 27/6, TC6009 [doi:10.1029/2007TC002247].
- RENNEFAHRT, H. (1962): Das Eisenbergwerk im Oberhasli im Jahre 1599. – *Berner Z. Gesch. Heimatkd.* 24, 107–116.
- RICCHI, E., BERGEMANN, C.A., GNOS, E., BERGER, A., RUBATTO, D. & WHITEHOUSE, M.J. (2019): Constraining deformation phases in the Aar Massif and the Gotthard Nappe (Switzerland) using Th-Pb crystallization ages of fissure monazite-(Ce). – *Lithos* 342–343, 223–238.
- RICCHI, E., GNOS, E., BERGER, A., RUBATTO, D. & BERGEMANN, C. (2018): Constraining deformation phases in the Aar Massif and the Gotthard Nappe (Switzerland) using Th-Pb crystallization ages of fissure monazite-(Ce). – *Swiss Geosci. Meet.* 2018, Abstr. Vol.
- ROHR, K. (1922): Stratigraphische und tektonische Untersuchung an den Zwischenbildungen am Nordrande des Aarmassivs im Gebiet zwischen Wendenjoch und Wetterhorn. – *Diss. Univ. Bern.*
- (1926): Stratigraphische und tektonische Untersuchung der Zwischenbildungen am Nordrande des Aarmassivs. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 57/1.
- ROLLAND, Y., COX, F.S. & CORSINI, M. (2009): Constraining deformation stages in brittle-ductile shear zones from combined field mapping and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating: the structural evolution of the Grimsel Pass area (Aar Massif, Swiss Alps). – *J. struct. Geol.* 31/11, 1377–1394.
- ROSENBERG, C., BERGER, A., BELLAHSEN, N. & BOUSQUET, R. (2015): Relating orogen width to shortening, erosion, and exhumation during Alpine collision. – *Tectonics* 34/6, 1306–1328.
- RUFIBACH, E. (2000): *Freuden und Leiden im Leben eines Strahlers und Bergführers.* – Kunstverlag Wolfrum, Wien.
- RUTISHAUSER, H. (1972a): Die quantitative Erfassung von Migmatiten im Aufschlussbereich (Erläuterungen am Beispiel des Lauterbrunner Kristallins). – *Diss. Univ. Bern.*
- (1972b): Die quantitative Erfassung von Migmatiten im Aufschlussbereich (erläutert am Beispiel des Lauterbrunner Kristallins). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 53/1, 99–124.
- (1973): Die historische Entwicklung der Ansicht über die Entstehung des Lauterbrunner Kristallins. – *Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.]* 30, 63–85.
- (1974): Flüssige Phasen im migmatitischen Lauterbrunner Kristallin (Aarmassiv, Alpen). – *Geol. Rdsch.* 63/2, 560–571.
- RUTISHAUSER, H. & HÜGI, T. (1978): Der Kontakt zwischen Gasterngranit und Lauterbrunner-Kristallin im Gasterntal (Aarmassiv, Schweiz). – *Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.]* 35, 3–53.

- SAHEURS, J.-P. (1965): Geschichtliche Hinweise zum Erzbergbau auf silberhaltigen Bleiglanz im Berner Oberland bei Trachsellauenen und Guttannen. – Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.] 23, 205–209.
- (1974): Die Blei-Zink-Baryt-Lagerstätten bei Trachsellauenen (Berner Oberland/Schweiz). – Diss. Univ. Bern.
- SAUER, A. (1900): Geologische Beobachtungen im Aarmassiv. – Sitzber. k. preuss. Akad. Wiss. Berlin vom 5. Juli 1900, 729–741.
- (1905): Über die Erstfelder Gneise am Nordrande des Aarmassives. – Ber. Versamml. oberrh. geol. Ver. 38.
- SAWYER, E.W. (2008): Atlas of migmatites. – Canad. Mineralogist. spec. Publ. 9. NRC Research Press, Ottawa.
- SAWYER, E.W. & BROWN, M. (2008): Working with migmatites. – Mineral. Assoc. Canada, short Course Ser. 38.
- SCABELL, W. (1926): Beiträge zur Geologie der Wetterhorn-Schreckhorn-Gruppe. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 57/3.
- SCHALTEGGER, U. (1984): Geologie und Petrographie der Gneiszone von Erstfeld in der Umgebung des Sustenpasses. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- (1986a): Geochemie und Rb-Sr-Systematik der Aarmassiv-Granite zwischen Grimsel und Reusstal. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 66/3, 462–466.
- (1986b): Voralpine und alpine Mineralbildung in der Gneiszone von Erstfeld (Sustenpass, Aarmassiv); der Mechanismus der K-Ar- und Rb-Sr-Verjüngung alpin umgewandelter Biotite. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 66/3, 395–412.
- (1990a): Post-magmatic resetting of Rb-Sr whole rock ages – a study in the Central Aar Granite (Central Alps, Switzerland). – Geol. Rdsch. 79/3, 709–724.
- (1990b): The Central Aar Granite: Highly differentiated calc-alkaline magmatism in the Aar Massif (Central Alps, Switzerland). – Europ. J. Mineral. 2/2, 245–259.
- (1993): The evolution of the polymetamorphic basement in the Central Alps unravelled by precise U-Pb zircon dating. – Contrib. Mineral. Petrol. 113/4, 466–478.
- (1994): Unravelling the pre-Mesozoic history of Aar and Gotthard massifs (Central Alps) by isotopic dating: a review. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 74/1, 41–51.
- (1997): The age of an Upper Carboniferous/Lower Permian sedimentary basin and its hinterland as constrained by U-Pb dating of volcanic and detrital zircons (Northern Switzerland). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 77/1, 101–111.
- SCHALTEGGER, U., ABRECHT, J. & CORFU, F. (2003): The Ordovician orogeny in the Alpine basement: constraints from geochronology and geochemistry in the Aar Massif (Central Alps). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 53/2, 183–195.
- SCHALTEGGER, U. & CORFU, F. (1992): The age and source of late Hercynian magmatism in the Central Alps: evidence from precise U-Pb ages and initial Hf isotopes. – Contrib. Mineral. Petrol. 111/3, 329–344.
- (1995): Late Variscan «Basin and Range» magmatism and tectonics in the Central Alps: evidence from U-Pb geochronology. – Geodin. Acta 8/2, 82–98.
- SCHALTEGGER & GEBAUER (1999): Pre-alpine geochronology of the central, western and southern Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 79/1, 79–87.
- SCHENKER, F. (1986): Spätpaläozoischer saurer Magmatismus und Beckenbildung im Aarmassiv unter kompressiver Tektonik. – Diss. Univ. Bern.
- (1987): Hinweise für kompressive Tektonik während der Ablagerung von oberpaläozoischen Sedimenten und Vulkaniten im Aarmassiv. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u.-Ing. 54/124, 45–57.

- SCHENKER, F. & ABRECHT, J. (1987): Prä-aargranitische Anatexis, variszische Kontaktmetamorphose und alpidische Regionalmetamorphose im Oberhasli (zentrales Aarmassiv, Schweiz). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 67/1–2, 13–26.
- SCHIMMELPFENNIG, I., SCHAEFER, J.M., AKÇAR, N., KOFFMAN, T., IVY-OCHS, S., SCHWARTZ, R., FINKEL, R.C., ZIMMERMAN, S. & SCHLÜCHTER, C. (2014): A chronology of Holocene and Little Ice Age glacier culminations of the Steingletscher, Central Alps, Switzerland, based on high-sensitivity beryllium-10 moraine dating. – *Earth Planet. Sci. Lett.* 393, 220–230.
- SCHLÜCHTER, C. [Kompil.] (2009): Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM), 1:500000. – Bundesamt für Landestopografie, Wabern.
- SCHWINDINGER, M., WEINBERG, R.F. & CLOS, F. (2019): Wet or dry? The difficulty of identifying the presence of water during crustal melting. – *J. metamorphic Geol.* 37/3, 339–358.
- SPALLA, M.I., ZANONI, D., MAROTTA, A.M., REBAY, G., RODA, M., ZUCALI, M. & GOSSO, G. (2014): The transition from Variscan collision to continental break-up in the Alps: advice from the comparison between natural data and numerical model predictions. – In: SCHULMANN, K., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., LARDEAUX, J.M., JANOUSEK, V. & OGGIANO, G. (Ed.): *The Variscan Orogeny: extent, timescale and the formation of the European crust* (p.363–400). – *Spec. Publ. geol. Soc. London* 405.
- STAEGER, D., LABHART, T., DELLA VALLE, G., TRÖHLER, B., SCHWARZ, H., GISLER, C., RATHMAYR, B. & WIEDERKEHR, M. (2020): Blatt 1210 Innertkirchen. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25000, Karte 167.
- STALDER H.A. (1959): Radioaktivitätsmessungen im Zulaufstollen Gaudi–Aeren des Kraftwerkes Handegg II (KWO). – *Ber.z.H.Arbeitsausschuss Atombrennstoffe und seltene Elemente*, Zürich (unpubl.).
- (1964): Petrographische und mineralogische Untersuchungen im Grimselgebiet (Mittleres Aarmassiv). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 44/1, 187–398.
 - (1983): Geologisches Gutachten zur Frage der Sicherheit der Stauanlagen. Bericht zur Bergsturzgefahr am Schoibhorn. – *Ber.z.H.Kraftwerke Oberhasli AG*, Okt.1983 (unpubl.).
 - (1986a): Beschreibung der geschützten Mineralkluft Gerstenegg, Grimsel, Bern. – *Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.]* 43, 41–60.
 - (1986b): Die geschützte Mineralkluft Grimsel. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 66/3, 502–505.
- STALDER, H.A., RUFIBACH, E., A., FORSTER, D. & VOLLENWEIDER, P. (1987): Die geschützte Mineralkluft an der Gerstenegg, Grimsel BE. – *Schweizer Strahler* 7, 433–456.
- STALDER, H.A., WAGNER, A., GRAESER, S. & STUKER, P. (1998): *Mineralienlexikon der Schweiz*. – Wepf, Basel.
- STAUB, R. (1953): Bericht über die heutige geologische Situation im Gebiet des Baufensters Benzlaui. – *Ber.z.H.Kraftwerke Oberhasli AG* (unpubl.).
- STECK, A. (1966): 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.
- (1968): Die alpidischen Strukturen in den Zentralen Aaregraniten des westlichen Aarmassivs. – *Eclogae geol. Helv.* 61/1, 19–48.
 - (1976): Albit-Oligoklas-Mineralgesellschaften der Peristeritlücke aus alpinmetamorphen Granitgneisen des Gotthardmassivs. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 56/2, 269–292.
 - (2011): Blatt 1269 Aletschgletscher. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25000, Erläut. 131.
- STECK, A. & BURRI, G. (1971): Chemismus und Paragenesen von Granaten aus Granitgneisen der Grünschiefer- und Amphibolitfazies der Zentralalpen. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 51/2–3, 534–538.

- STECK, A. & HÜGI, T. (1970): Das Auftreten des Molybdänglanzes im westlichen Aarmassiv und Molybdängehalte von Gesteinen der gleichen Region. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 50/2, 257–276.
- STEINEMANN, O., IVY-OCHS, S., HIPPE, K., CHRISTL, M., HAGHIPOUR, N. & SYNAL, H.-A. (2021): Glacial erosion by the Trift glacier (Switzerland): Deciphering the development of riegels, rock basins and gorges. – *Geomorphology* 375, 107533 [DOI:10.1016/J.GEOMORPH.2020.107533].
- STUDER, B. (1851–1853): *Geologie der Schweiz* (2 Bde.). – Stämpfli, Bern.
- TOBLER, D. & GRAF, K. (2016): Der Einfluss des Klimas auf Rutschungen im periglazialen Prozessbereich der Alpen. – Kursunterlagen FAN-Kurs 2016 (unpubl.).
- TOBLER, D., KULL, I. & HÄHLEN, N. (2012): Gefahrenmanagement der Murgänge im Spreitgraben, Guttannen. – *Swiss Bull. angew. Geol.* 17/2, 53–61.
- TRÖHLER, B. (1965): *Geologie der Glockhaus-Gruppe*. – Diss. Univ. Bern.
- VERNON, A.J. (2008): Thermochronological approach to the late Neogene exhumation of the European Alps. – MSc Thesis Univ. Edinburgh u. Univ. Grenoble (unpubl.).
- VERNON, A.J., BEEK, P.A. VAN DER, SINCLAIR, H.D., PERSANO, C., FOEKEN, J. & STUART, F.M. (2009): Variable late Neogene exhumation of the central European Alps: low-temperature thermochronology from the Aar Massif, Switzerland, and the Lepontine Dome, Italy. – *Tectonics* 28/5, TC5004 [doi:10.1029/2008TC002387].
- VERNON, R.H. & CLARKE, G.L. (2008): *Principles of metamorphic petrology*. – Cambridge University Press, Cambridge.
- VIGNERESSE, J.-L. (2015): Textures and melt-crystal-gas interactions in granites. – *Geosci. Frontiers* 6/5, 635–663.
- WABER, H.N., SCHNEEBERGER, A., MÄDER, U.K. & WANNER, C. (2017): Constraints on evolution and residence time of geothermal water in granitic rocks at Grimsel (Switzerland) – *Proc. Earth Planet. Sci.* 17, 774–777.
- WAGNER, G. & SAUER, J. (2008): Widmannshöhe und Ballenberg: Beispiele prähistorischer Felsrutschungen im Berner Oberland. – *Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.]* 65, 143–157.
- WÄSPI, H. (1993): *Zur Glazialmorphologie und Gletschergeschichte des Gault (Grimselgebiet, Kt. Bern)*. – Diplomarb. Univ. Zürich (unpubl.).
- WEHRENS, P. (2015): Structural evolution in the Aar Massif (Haslital transect): Implications for mid-crustal deformation. – PhD Thesis Univ. Bern.
- WEHRENS, P., BAUMBERGER, R., BERGER, A. & Herwegh, M. (2017): How is strain localized in a meta-granitoid, mid-crustal basement section? Spatial distribution of deformation in the central Aar massif (Switzerland). – *J. struct. Geol.* 94, 47–67.
- WEIBEL, M. (1966): *Die Mineralien der Schweiz*. – Birkhäuser, Basel/Stuttgart.
- WENGER, U. (2013): *Das Eisenwerk im Müllital, Innertkirchen. Geschichte zum Erzabbau Planplatten, Erzegg*. – Schweiz. Ges. hist. Bergbauforsch. (SGHB), Ebertswil.
- WEINBERG, R.F. & HASALOVÁ, P. (2015): Water-fluxed melting of the continental crust: A review. – *Lithos* 212–215, 158–188.
- WERDER, M.A. (2016): The hydrology of subglacial overdeepenings: A new supercooling threshold formula. – *Geophys. Res. Lett.* 43/5, 2045–2052.
- WICKI, T. (2011): 3D-shear zone pattern in the Grimsel area: ductile to brittle deformation in granitic rocks. – MSc Thesis Univ. Bern (unpubl.).
- WIELAND, B. (1973): *Der Grindelwaldner Marmor und die Bohnerzformation im Raume Rosenlaui-Grindelwald*. – Lizarb. Univ. Bern (unpubl.).

- WIELAND, B. (1976): Petrographie eocäner siderolithischer Gesteine des Helvetikums der Schweiz. Ihre Diagenese und schwache Metamorphose. – Diss. Univ. Bern.
- WIPF, A. & TRIBOLET, G. (2002): Die Gletscher der Aare: Natur- und Kulturerbe. – Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.] 29, 121–147.
- WIRSIG, C., IVY-OCHS, S., AKÇAR, N., LUPKER, M., HIPPE, K., WACKER, L., VOCKENHUBER, C. & SCHLÜCHTER, C. (2016a): Combined cosmogenic ^{10}Be , in situ ^{14}C and ^{36}Cl concentrations constrain Holocene history and erosion depth of Grueben glacier (CH). – Swiss J. Geosci. 109/2, 379–388.
- WIRSIG, C., ZASADNI, J., IVY-OCHS, S., CHRISTL, M., KOBER, F. & SCHLÜCHTER, C. (2016b): A deglaciation model of the Oberhasli, Switzerland. – J. Quatern. Sci. 31/1, 46–59.
- WYSS, R. (1932): Petrographisch-geologische Untersuchungen westlich der Grimsel im Finsteraarhorn-Lauteraarhorngebiet. – Mitt. natf. Ges. Bern 1932, 1–109.
- YU, S., SASAO, E., ZHANG, J., MATTINSON, C. G., GARCIA DEL REAL, LI, Y. & GONG, J. (2014): Paleozoic HP granulite-facies metamorphism and anatexis in the Dulan area of the North Qaidam UHP terrane, western China: constraints from petrology, zircon U-Pb and amphibole Ar-Ar geochronology. – Lithos 198–199, 58–76.
- ZIEGLER, M. (2013): Age and formation mechanisms of exfoliation joints in the Aar Granites of the Central Alps (Grimsel region, Switzerland). – Diss ETH Zürich.
- ZIEGLER, M., LOEW, S. & BAHAT, D. (2014): Growth of exfoliation joints and near-surface stress orientations inferred from fractographic markings observed in the upper Aar valley (Swiss Alps). – Tectonophysics 626, 1–20.
- ZINNIKER, M. (1961): Die Grimsel. In: LERCH, C. (Hrsg.): Berner Heimatbücher 78. – Haupt, Bern.
- ZUMBÜHL, H.J. & HOLZHAUSER, H. (1988): Alpengletscher in der Kleinen Eiszeit. Sonderheft zum 125-jährigen Bestehen des Schweizer Alpen-Clubs SAC. – Die Alpen 64/3.
- ZUMBÜHL, H.J., NUSSBAUMER, S.U. & WIPF, A. (2020): Top of Europe: the Finsteraarhorn–Jungfrau glacier landscape. In: REYNARD, E. (Ed.): Landscapes and landforms of Switzerland (p. 217–233). – World Geomorphological Landscapes. Springer, Cham.
- ZURBRIGGEN, R. (2017): The Cenerian orogeny (early Paleozoic) from the perspective of the Alpine region. – Int. J. Earth Sci. (Geol. Rdsch.) 106/2, 517–529.
- (2020): Banded amphibolites in the Alps: a new interpretation in relation to early Paleozoic peraluminous magmatism. – Swiss J. Geosci. 113: 10 [doi:10.1186/s00015-020-00362-6].
- ZURFLUH, R., KOBER, F., IVY-OCHS, S., HAJDAS, I. & CHRISTL, M. (2014): Post-glacial landscape evolution of the upper Haslital Aare between Handegg and Guttannen (Bernese Alps). – Swiss Geosci. Meet. 2014, Abstr. Vol.

PUBLIZIERTE GEOLOGISCHE KARTEN

Geologische Karte der Schweiz 1:500000

Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

Tektonische Karte der Schweiz 1:500000

Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM) 1:500000

Bundesamt für Landestopografie swisstopo, Landesgeologie, 2009.

Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200000

Blatt 6 Sion, von P. CHRIST, 1942.

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

Geologische Karte der Schweiz 1:100000

Blatt XIII Interlaken–Sarnen–Stanz, von F.J. KAUFMANN, A. BALTZER & C. MOESCH, 1887.

Blatt XVIII Brieg–Airolo, von E.V. FELLEBERG, I. BACHMANN, C. MOESCH & H. GERLACH, 1885.

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25000

Nr. 13 Grindelwald (LK 1229), von H. GÜNZLER-SEIFFERT, L.W. COLLET, K. LOUIS, F. MÜLLER, E. PARÉJAS, W. SCABELL & R. WYSS, 1938.

Nr. 68 Val Bedretto (LK 1251), von S. HAFNER, A. GÜNTHER, C.E. BURCKHARDT, R.H. STEIGER, J.W. HANSEN, & C.R. NIGGLI, 1975.

Nr. 133 Urseren (LK 1231), von T. LABHART, 2012.

Nr. 146 Meiental (LK 1211), von T. LABHART, B. SCHWIZER, C. GISLER & F. RENNER, 2015.

Nr. 167 Innertkirchen (LK 1210), von D. STAEGER, T. LABHART, G. DELLA VALLE, B. TRÖHLER, H. SCHWARZ, C. GISLER, B. RATHMAYR & M. WIEDERKEHR, 2020.

Nr. 170 Brienz (LK 1209), von B. SCHWIZER, P. HÄUSELMANN, A. PILLOUD, B. FERRAZZINI & M. JOST-STAUFFER, 2022.

Geologische Spezialkarten

Nr. 6 Geognostische Karte des Sanct Gotthard, 1:50000, von K. VON FRITSCH, 1873.

Nr. 8 Geologische Kartenskizze der mechanischen Contactzone von krystallinischem und Kalk-Gebirge zwischen Lauterbrunnen- und Reuss-Thal, 1:50000, von A. BALTZER, 1880.

Nr. 55 Geologische Karte des Gebirges zwischen Engelberg und Meiringen, 1:50000, von P. ARBENZ, 1911.

Nr. 113 Carte géologique de la Chaîne de la Jungfrau, 1:25000, par L.W. COLLET & E. PARÉJAS, 1928.

Nr. 128/3 Structural Map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France), 1:100000, Blatt 42 Oberwallis, von O.A. PFIFFNER, M. BURKHARD, R. HÄNNI, A. KAMMER, R. KLIGFIELD, N. MANCKTELOW, J.G. RAMSAY & R. ZURBRIGGEN, 2010.

Nr. 128/4 Structural Map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France), 1:100000, Blatt 37 Brünigpass, von O.A. PFIFFNER,

R. HÄNNI, A. KAMMER, R. KLIGFIELD, J.-W. MENKVELD, J. G. RAMSAY, S. M. SCHMID & R. ZURBRIGGEN, 2010.

Nr.129 Geological map of the Aar Massif, Tavetsch and Gotthard Nappes, 1:100000, von A. BERGER, I. MERCOLLI, M. HERWEGH & E. GNOS, 2017.

Weitere geologische Karten, mit z.T. vereinfachter topographischer Grundlage (Auswahl)

- K KISSLING, E. & BALTZER, A. (1889): Geologische Karte des Kantons Bern, 1:200000. – Schmid, Francke & Co., Bern.
- M MOESCH, C. (1894): Geologische Karte der Umgebung von Meiringen, 1:50000. In: Geologische Beschreibung der Kalk- und Schiefergebirge zwischen dem Reuss- und dem Kienthal. – Beitr.geol. Karte Schweiz 24/3, Taf. XXXVI.
- Mü MÜLLER, F. (1938): Geologische Karte des Kirchet-Riegels, 1:10000. In: Geologie der Engelhörner, der Aareschlucht und der Kalkkeile bei Innertkirchen (Berner Oberland). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 74, Taf. VI.

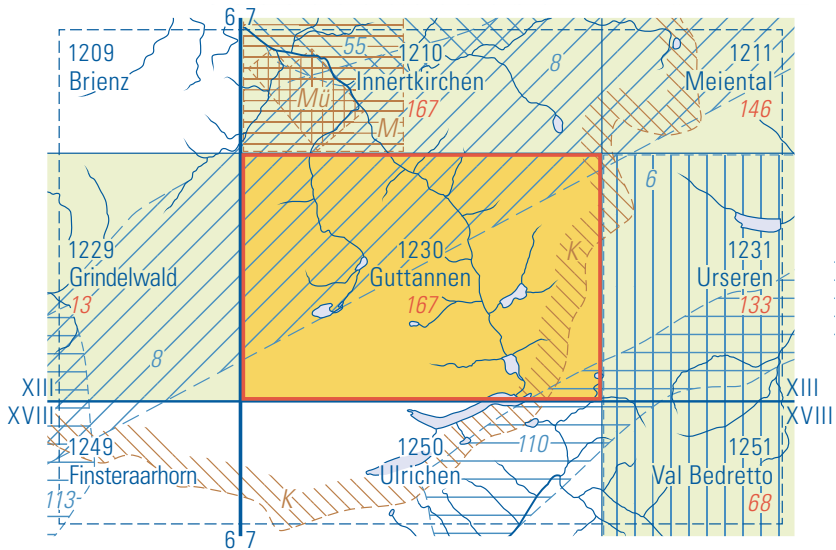


Fig. 76: Publierte geologische Karten mit zum Teil vereinfachter topographischer Grundlage.

BEILAGEN

Tafel I	Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Guttannen 1:25 000.
Tafel II	Geologisches Panorama des Gauligeiets.
Tafel III	Geologisches Panorama der Ostflanke des oberen Haslitals.
Tafel IV	Geologisches Panorama der Westflanke des Haslitals.

DÜNNSCHLIFFBESCHREIBUNGEN

G_{Gä} Gärsthorn-Gneiskomplex

Quarz, fein- bis mittelkörnig mit undulöser Auslöschung, bildet ein granoblastisches Gefüge.

Plagioklas ist frisch aussehend mit wenigen Einschlüssen und einem Anorthitgehalt von 5–10 Mol-% vorhanden.

Alkalifeldspat, perthitisch, zum Teil mit Mikroklingitterung, bildet idiomorphe bis hypidiomorphe Porphyroklasten, die teils stark ausgewalzt sind und häufig Einschlüsse von Plagioklas führt.

Biotit mit brauner Farbe, teilweise als Querbiotit gewachsen, ist einerseits als rekristallisierter alter Biotit oder andererseits als alpine Neubildung vertreten (NIG-GLI 1965b).

GM_{OS} Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex*Melanosom*

Die als Melanosom gemäss VERNON & CLARKE (2008) eingestuft Gesteine des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes zeigen hinsichtlich mineralogischer Zusammensetzung folgende Charakteristika:

Quarz zeigt sehr häufig stark unregelmässige, suturierte Korngrenzen, löscht immer undulös aus, bildet Subkörner und ist sehr häufig rekristallisiert. In Scherzonen bilden sich oft feinkörnige Mosaik- oder Polygonalgefüge mit Korngrössen zwischen 20 und 50 mm. Reliktische Grosskörner, die selten grösser als 1 mm sind, sind umgeben von einem neugebildeten, feinkörnigen Polygonalgefüge («Sandquarz»). Sie können gelegentlich als Deformationsanzeiger eine Schachbrettfeldierung aufweisen.

Plagioklas ist häufig nach dem Albitgesetz verzwillingt. Von sehr einschlussarmen, frisch aussehenden Exemplaren bis praktisch vollständig zu Hellglimmer und/oder Klinozoisit umgewandelten, kaum mehr identifizierbaren Körnern sind alle Übergänge vorhanden. Häufig treten die Umwandlungsprodukte fleckig verteilt auf. An zwei Proben wurden 10 bzw. 15 Analysen mittels Elektronenstrahlmikrosonde durchgeführt, die eine bimodale Verteilung des Anorthitgehalts dokumentieren: die mutmassliche amphibolitfazielle Zusammensetzung liegt zwischen 21 und 26 Mol-% (Mittelwert von 25 Mol-%), entsprechend einem Oligoklas. Daneben ist Albit mit einem Anorthitgehalt zwischen 4 und 10 Mol-% vorhanden (Mittelwert von 7 Mol-%).

Biotit zeigt immer mehr oder weniger starke retrograde Umwandlungerscheinungen. Zwischen Biotit mit der primären hell- bis dunkelbraunen Farbe und solchem, der infolge pseudomorpher Umwandlung in Chlorit und Hellglimmer vollständig ausgebleicht ist, bestehen alle Übergänge. Oft kann die ursprüngliche

Form der Biotitblättchen nur noch anhand der Einschlüsse aus Titanit und/oder Rutil erkannt werden. Titanit hat sich typischerweise längs der Spaltbarkeit oder randlich der Blättchen gebildet. Rutil bildet die bekannten gitterartig angeordneten sehr feinen Nadeln, die sich mit einem Winkel von etwa 60° kreuzen («Sagenitgitter»). Titanit ist häufig auch in vergleichsweise grobkörnigen Anhäufungen konzentriert. Infolge der Rekristallisation kann der Biotit auch hellere, grünliche Farbtöne aufweisen. Daneben tritt auch neugebildeter feinschuppiger Biotit auf, der keine Einschlüsse von Titanit und Rutil aufweist und der eine grünlich braune bis hellbraune Farbe aufweist. Chemische Analysen an zwei repräsentativen Gneisproben vom Gröbengletscher zeigen TiO_2 -Gehalte zwischen 0,5 und 3,2 Gew.-%. Der Gesamtgehalt an Eisen (als FeO) liegt bei 20 Gew.-% (entsprechend $X_{\text{Fe}} = 0,54$).

Hellglimmer kommt ausschliesslich als Serizit in feinschuppigen Aggregaten, anastomosierenden Zügen und als Einschlüsse in Plagioklas vor. Er dürfte einerseits durch den Abbau ursprünglich grösserer Muskovitschuppen, andererseits als retrogrades Abbauprodukt von Plagioklas entstanden sein.

Chlorit tritt, neben Hellglimmer und Titanit, pseudomorph als Abbauprodukt von Biotit oder als neugebildete kleinere, einschlussfreie Blättchen auf. Er ist farblos oder blassgrün gefärbt.

Granat kommt nur noch als Ansammlung von kleineren Restkörnern vor, die manchmal aber noch die ursprüngliche Korngestalt erahnen lassen. Die primären Körner sind grösstenteils oder vollständig zu blassgrünem Biotit oder Chlorit abgebaut. Analysen mittels Elektronenstrahlmikrosonde an zwei Proben zeigen eine geringe Variation. Es handelt sich um eisenreiche Körner (60–70 Mol.-% Almandin, 11–18 Mol.-% Pyrop, 2–6 Mol.-% Grossular, 12–18 Mol.-% Spessartin), die eine leichte Zonierung mit Zunahme der Spessartinkomponente gegen den Rand hin zeigen.

Leukosom

Im Leukosom kommt neben den Hauptgemengteilen Quarz, Plagioklas und Alkalifeldspat oft zwickelfüllender grobblättriger Biotit in unterschiedlichen Anteilen vor.

Quarz tritt in wechselnden Anteilen auf und ist meist zwickelfüllend. Dynamische Rekristallisation ist häufig. Verbreitet bildet er rundliche Einschlüsse innerhalb von Plagioklas.

Plagioklas ist immer in unterschiedlichem Masse zu Hellglimmer und Klinozoisit abgebaut. Letzterer kann recht grobkörnig werden und kommt ausserhalb der Plagioklaskörner auch als eigenständige Kristalle, meist verbunden mit Biotit, vor.

Alkalifeldspat ist immer perthitisch und weist eine oft fleckige Pigmentierung durch feinste opake Einschlüsse, vermutlich Eisenoxide, auf. Einschlüsse von Plagioklas und Quarz sind häufig. Auch Verzwillingung (Mikroklingitterung) kann beobachtet werden.

Biotit tritt in vergleichbarer braungefärbter Ausbildung wie im Gneis auf, oft mit Umwandlung in Chlorit, Hellglimmer, Titanit und Rutil. Einschlussfreie kleinere Schuppen in blassen grünlichen Farben kommen ebenfalls vor und werden als alpine Bildungen gedeutet.

Als zusätzlich Phasen kommen Chlorit, Hellglimmer, Pinit, Titanit, Epidot/Klinozoisit, Apatit, Zirkon und Monazit vor. Von Interesse sind konzentrische Pseudomorphosen mit einem Kern aus chaotisch angeordneten Epidotprismen, Hellglimmer und reliktischem Granat und einem Saum aus feinfilzigem Hellglimmer (Pinit?).

Grüner Amphibolit

Amphibol: Mangels Analysen können keine verbindlichen Angaben zum Chemismus der Amphibole gemacht werden. Es darf davon ausgegangen werden, dass keine primären Chemismen der oberen Amphibolitfazies mehr vorliegen, sondern dass die heutigen Amphibole immer mehr oder weniger durch niedriger temperierte metamorphe Umwandlungen verändert wurden. Darauf deuten einerseits die fast immer vorhandenen Abbauprodukte, andererseits die unterschiedlichen Eigenfarben hin. Der fast immer vorhandene Pleochroismus variiert zwischen grünen, bläulich grünen und gelb grünlichen Farbtönen. Es dürfte sich vorherrschend um Ca-reiche Amphibole der Aktinolithreihe handeln. Die grünen, dunkleren Varietäten mögen noch einen Chemismus ähnlich der Hornblende aufweisen, sind jedoch mehr oder weniger stark in helle bis farblose aktinolithische Glieder umgewandelt. In gewissen Proben können bis zu drei verschiedene Amphibole unterschieden werden, darunter auch ein cummingtonitisches Glied (ABRECHT, 1980). Typische Abbauprodukte sind Chlorit, Biotit, Hellglimmer, Klinozoisit, Titanit und Kalzit.

Plagioklas: Der für amphibolitische Gesteine typische ursprüngliche Ca-reiche Feldspat ist immer in unterschiedlichem Masse retrograd in Ca-ärmeren Albit bis Oligoklas umgewandelt. Diese Umwandlung ist charakterisiert durch die Bildung von Klinozoisit und – meist untergeordnet – Hellglimmer, die in extremen Fällen als feinkörnige chaotische Masse anstelle des nur noch an den Umrissen erkennbaren ursprünglichen Feldspats vorkommen und, im Falle von Klinozoisit, durchaus als Hauptgemengteile auftreten kann.

Quarz: Quarz ist höchstens ein Nebengemengteile und kommt zwickelfüllend oder als Einschluss in anderen Phasen vor. Er dürfte meist ein sekundäres Abbauprodukt darstellen.

Die weiteren Nebengemengteile neben Quarz sind Biotit, Chlorit und selten Klinopyroxen. Als Akzessorien finden sich Epidot, Apatit (manchmal angereichert), Zirkon (stumpfsäulig, gerundet), Allanit (häufig noch als Kern in Epidot) sowie selten Oxid und Titanit.

Hornblendefels und Aktinolithfels sind charakterisiert durch eine fast monomineralische Zusammensetzung, wobei die Aktinolithfelsschollen wegen ihrer

manchmal intensiv hellgrünen Farbe sehr auffällig sind. Der um diese Schollen gebildete Biotit ist Cr-reich (Fuchsit). Nebengemengteile sind Quarz, Biotit, Ilmenit, Titanit und selten Klinopyroxen. Als Akzessorien finden sich Apatit, Zirkon, Rutil, Allanit und Sulfid.

Dunkelbrauner Amphibolit

Amphibol: Der Pleochroismus zeigt klare Unterschiede zu den Amphibolen der grünen Amphibolitschollen und variiert von braun, grünbraun bis oliv zu blass braun oder grünlich braun, was auf eine gemeine Hornblende schliessen lässt. Auch hier sind aber die Amphibole wohl immer mehr oder weniger durch niedriger temperierte metamorphe Umwandlungen verändert worden. Fleckenhafte oder randliche Umwandlungen zu blass grünem aktinolithischem Amphibol sind häufig. Aufgrund des hohen Gehalts an Titan führenden Mineralen sind auch basaltische Hornblenden nicht auszuschliessen. Typische Abbauprodukte von Amphibol sind Chlorit, Biotit, Hellglimmer, Ilmenit, Klinozoisit, Titanit und Kalzit.

Plagioklas: Plagioklas ist immer, soweit zum primären Mineralbestand gehörend, stark retrograd umgewandelt. Diese Umwandlung ist charakterisiert durch die Bildung von Klinozoisit (und meist untergeordnet von Hellglimmer), welcher in extremen Fällen als feinkörnige chaotische Massen anstelle des nur noch an den Umrissen erkennbaren ursprünglichen Feldspats als Hauptgemengteil auftreten kann.

Epidot/Klinozoisit: Epidot oder Klinozoisit kommen in gewissen Amphibolitschollen reichlich vor. Er dürfte eher sekundärer Natur sein (z.B. als Abbauprodukt von Plagioklas).

Biotit: Biotit ist relativ häufig, dürfte wohl aber meist ein Abbauprodukt des Amphibols darstellen. Wichtiger ist sein Vorkommen als Reaktionsprodukt zwischen den basischen Amphibolitschollen und dem umgebenden Leukosom.

Granat: Granat ist am Aufschluss aufgrund seiner Form und oberflächlichen Verwitterung leicht erkennbar. Er bildet auffällige helle, runde Flecken, die sich im Dünnschliff als ein feinkörniges Gemenge aus Chlorit, Biotit, Hellglimmer, Klinozoisit sowie Ilmenit mit Titanit erweisen. Reliktischer Granat ist gelegentlich noch vorhanden

Ilmenit: Ilmenit ist fast immer, teilweise auch sehr reichlich vorhanden und bildet längliche, xenomorphe Kristalle.

Titanit: Titanit ist zum Teil wohl eine primäre Bildung, dürfte aber auch sekundär nach Amphibol und Ilmenit (als Saum) entstanden sein.

Sekundäre Gemengteile sind Biotit, Chlorit, Quarz, Titanit (zum Teil) und Hellglimmer. Als Akzessorien finden sich zudem noch Apatit und Allanit.

γ_{os} *Leukokrater aplitischer Granit*

Modalbestand: Hauptgemengteile sind Quarz, Plagioklas, Alkalifeldspat und Biotit. Als Nebengemengteile oder Akzessorien treten Hellglimmer (Produkt der Saussuritisierung), Chlorit (nach Biotit), Apatit, Epidot/Klinozoisit, Allanit, Zirkon (idiomorph dünnsäulig oder gerundet) und Granat (zerbrochene xenomorphe Körner) auf.

Quarz: Quarz mit Korngrößen zwischen 0,1–2,0 mm ist als Zwickelfüllung, häufig dynamisch rekristallisiert (Mosaikgefüge) vorhanden.

Plagioklas: Plagioklas (Korngrösse: 0,2–3,0 mm), häufig leistenförmig, ist immer saussuritisiert, zeigt Myrmekitstrukturen und weist Verdrängungserscheinungen durch Alkalifeldspat auf.

Alkalifeldspat: Alkalifeldspat ist immer perthitisch und weist manchmal eine Mikroklitterung auf. Plagioklaseinschlüsse sind verbreitet und Korrosion durch Quarz wird beobachtet. Die Korngrösse variiert zwischen 1–3 mm.

Biotit: Intensiver Pleochroismus von Braunoliv zu blassem Grünbraun, häufig mit noch bräunlichem Kern. Verbreitet sind Titanit- und Rutileinschlüsse («Sagenitgitter») sowie ausgeprägte Zersetzung und Chloritisierung. Die Korngrösse beträgt um 1 mm. Zusätzlich kommt auch einschlussfreier, feinschuppiger olivgrüner Biotit als Neubildung vor.

Granat: Selten ist Granat als xenomorphe bis hypidiomorphe, zerbrochene Körner vorhanden.

U_{os} *Ultramafit*

Die sechs mikroskopisch untersuchten Ultramafitproben enthalten folgende Phasen:

Talk: Talk (0–75%) ist immer feinschuppig und bildet, assoziiert mit unterschiedlichen Anteilen von Serpentin, ein chaotisches Gemenge.

Serpentin: Serpentin erscheint immer sehr feinschuppig und bildet, oft verwachsen mit Talk, chaotische Gemenge. In einem Serpentin mit 95% Serpentin ist die typische Maschenstruktur zu beobachten, die für retrograd umgewandelten Peridotit charakteristisch ist. In den Specksteinproben variiert der Gehalt zwischen etwa 5–25%.

Amphibol: Amphibol erscheint immer farblos und dürfte eine tremolitische Zusammensetzung aufweisen. Die Kristalle sind oft zersetzt und sind teilweise reich an Oxideinschlüssen. Der Gehalt in den Specksteinproben variiert zwischen 10–70%, im Serpentin komplett fehlend.

In geringen Anteilen vorkommend oder teilweise fehlend sind folgende Phasen:

Klinopyroxen: Klinopyroxen, stark umgewandelt durch Talk und Phlogopit, ist nur in einer Probe vom Schalouwiberg mit 20% als Hauptgemengteil vorhanden.

Eine Analyse an einer Probe vom Schalouwiberg ergab einen Klinopyroxen mit 89 Mol-% Enstatitkomponente.

Phlogopit: Phlogopit ist nur in zwei Proben als grobschuppige, farblose bis blass bräunliche Körner vorhanden (15–25%). Es handelt sich zum Teil um praktisch reinen Phlogopit ($X_{\text{Mg}} = 0,92$, Cr_2O_3 um 1 Gew.-%).

Olivin: Olivin wurde in zwei Proben als Relikte beobachtet (3–5%). In der Probe vom Schalouwiberg handelt es sich um Forsterit ($X_{\text{Mg}} = 0,88$).

Spinell: Spinell ist in zwei Proben als braunrote bis fast schwarze, korrodierte, zonierte Körner erkennbar (2–3%). Es handelt sich um Picotit, einem Spinell der Mischkristallreihe Chromit–Hercynit mit einem Chromitanteil von 29–52 Mol-%.

Neben nicht identifizierten Oxiden wurden in der Probe vom Schalouwiberg auch Ni-Sulfide nachgewiesen. Die meist sehr feinen Körner durchsetzen das gesamte Gestein. Es handelt sich dabei einerseits um Pentlandit mit der chemischen Zusammensetzung $(\text{Ni}_{47}\text{Fe}_{43})_9\text{S}_8$, und andererseits höchstwahrscheinlich um Nickelein (NiAs).

GM_G Guttannen-Gneiskomplex

Quarz: Quarz ist typischerweise immer undulös auslöschend. Sehr oft sind die Korngrenzen zwischen den Quarzkörnern zackig suturiert, oft begleitet von Kornzerfall und Subkornbildung. Längs von Korngrenzen und in glimmerreichen Scherzonen tritt Rekristallisation auf.

Plagioklas: Plagioklas zeigt nie eine primäre Zusammensetzung, sondern ist immer mehr oder weniger stark von Einschlüssen aus Klinozoisit und/oder Serizit durchsetzt. Oft sind die Einschlüsse fleckig oder längs der Spaltbarkeit angereichert. Häufig sind Verzwillingungen nach dem Albitgesetz. Mikrosondenanalysen an Plagioklas aus einer Probe von der Gsteliegg (Koord. 2665850/1166130) ergaben einen mittleren Anorthitgehalt von 41 Mol-% (bei einer Streuung von 38–47 Mol-%), entsprechend einem Andesin.

Alkalifeldspat: Alkalifeldspat ist, wenn vorhanden, immer perthitisch und zeigt wie der Plagioklas keine primäre Zusammensetzung mehr. Gelegentlich findet sich im Alkalifeldspat neugebildeter grobschuppiger Muskovit mit einem Durchmesser von 1 mm, der keine Einregelung zeigt.

Biotit: Biotit weist zwar noch seine primäre rotbraune Farbe auf, zeigt aber praktisch ausnahmslos Einschlüsse von Titanit und/oder Rutil, welche als retrograde Abbauprodukte gedeutet werden. Einschlüsse von Titanit sind oft an den Kornsäumen oder längs der Spaltbarkeit angereichert. In stärker umgewandeltem Biotit treten Chlorit und/oder Serizit als Umwandlungsprodukte in lamellarer Anordnung auf. Dies führt dazu, dass Chlorit und Helleglimmer – bei vollständigem Abbau von Biotit – als Hauptgemengteile auftreten können. Chemische Analysen zeigen, dass der Biotit variable, aber immer eisenreiche Zusammensetzungen hat. An drei Proben wurden X_{Fe} -Werte ($= \text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$) von 0,50–0,65 gemessen. Die TiO_2 -Gehalte übersteigen nie 4 Gew.-% und liegen meist zwischen 2,5–3,5 Gew.-%.

Neben primärem Biotit ist auch feinschuppiger, manchmal randlich an die bräunlichen Altkörner anwachsender jüngerer einschlussfreier Biotit von bräunlich grüner Farbe zu beobachten. Dieser zeichnet sich sowohl durch etwas tiefere Fe-Gehalte als auch deutlich geringere TiO_2 -Gehalte ($< 0,5 \text{ Gew.-%}$) aus.

Granat: Granat tritt gelegentlich als Nebengemengteil auf und ist in der Regel in kleinere Einzelkörner zerfallen und zeigt ebenfalls eine retrograde Umwandlung in Chlorit. Pseudomorphosen nach Granat bestehend aus Phyllosilikaten und Epidot können vorkommen. Die Abbauprodukte zeigen trotz Deformation gelegentlich noch die dem ursprünglichen Granat entsprechenden Habitus. Der teilweise noch reliktsch in Form von kleinen Körnern vorhandene Granat wird als Beleg für diese pseudomorphe Umwandlung gedeutet. Mikrosondenanalysen an einer Probe von Bändergneis ergaben eine molare Zusammensetzung von 61 Mol-% Almandin, 16 Mol-% Grossular, 13 Mol-% Pyrop und 9 Mol-% Spessartin.

Amphibol: Grüner Amphibol mit einem Pleochroismus von hellgrünlich braun zu grün kommt selten in Lagen vor.

Pinit: Pinit als Pseudomorphosen nach Cordierit ist oft noch gut an den kristallographischen Umrissen des ehemaligen Cordierits erkennbar, kann aber auch unregelmässige Aggregate aus feinschuppigen Phyllosilikaten bilden.

Sillimanit: Fibrolithischer Sillimanit, teilweise mit Biotit verwachsen und jeweils mit Quarz assoziiert, findet sich relativ häufig in gut abgrenzbaren, sehr feinkörnigen oder filzigen Aggregaten («nodules»). Die Umwandlungsprodukte bestehen vor allem aus Serizit, eventuell aber auch noch aus weiteren Phyllosilikaten. Diese Gefüge entsprechen weitgehend den von LEHMANN (2008) aus dem Graustock-Gneis detailliert beschriebenen Sillimanitvorkommen, wobei dieser dort meist noch erhalten ist.

Migmatitischer Gneis mit meist metatektischer bis diatektischer Textur

Quarz: Der Gehalt an Quarz variiert meist zwischen 25–35% und liegt im Mittel bei 32%. Auffällig sind die oft rundlichen Formen und das zahlreiche Vorkommen von gerundeten Quarzkörnern in Plagioklas und Alkalifeldspat («Tropfenquarz»), was für die Genese während der partiellen Aufschmelzung hinweisen könnte.

Plagioklas: Plagioklas ist im Mittel mit einem Gehalt von 35% vorhanden, die Variation bewegt sich meist innerhalb von 20–35%. Die Umwandlung in Klinozoisit und Hellglimmer ist stark schwankend und innerhalb eines Korns oft sehr selektiv. Mikrosondenanalysen an zwei Proben von migmatitischem Bändergneis ergaben unterschiedliche Anorthitgehalte: Probe Scheen Biel (Sturzblock vom Grat südöstlich des Furtwangsattels) mit einem mittleren Anorthitgehalt von 41 Mol-% (bei einer Streuung von 38–47 Mol-%), entsprechend einem Andesin. Probe südlich von Scheen Biel (Koord.2667030/1169360) mit einem mittleren Anorthitgehalt von 19 Mol-% (bei einer Streuung von 18–20 Mol-%), entsprechend einem Oligoklas. In beiden untersuchten Proben kommt zudem auch Albit vor.

Alkalifeldspat: Der Alkalifeldspatgehalt schwankt relativ stark und liegt meist zwischen 15–35%, im Mittel bei 30%. Die Kristalle zeigen praktisch immer perthitische Entmischungslamellen unterschiedlicher Grösse und Form. Alkalifeldspat kann in den Leukosomen Plagioklas verdrängen. Auffällig ist die immer vorhandene Pigmentierung durch feinste opake Einschlüsse, vermutlich von Eisenoxid, was die blaugraue Färbung der Feldspäte erzeugt.

Muskovit: Tritt als Nebengemengteil (1–3%) in grösseren, neu gebildeten Schuppen auf, gelegentlich lamellenweise Plagioklas ersetzend.

Pinit: Pseudomorph nach Cordierit bildet Pinit unregelmässige, rundliche oder gelängte Schlieren aus einem feinfilzigen Gewebe, teilweise aber auch in mehr oder weniger idiomorphen Formen (gedrungene Säulen oder pseudohexagonale Umrisse, die die ursprüngliche Form des Cordierits noch erkennen lassen) aus Serizit mit teils grösseren randlich anwachsenden Muskovitschuppen.

Biotit: Biotit tritt meist nur als Nebengemengteil auf oder kann weitgehend fehlen. In einer Probe von der Gsteliegg weist Biotit eine bimodale Zusammensetzung auf: ein Fe-reiches Glied ($X_{Fe} = 0,98$) mit einem TiO_2 -Gehalt von 0,4 Gew.-% und ein Fe-ärmeres ($X_{Fe} = 0,77$) mit einem TiO_2 -Gehalt von 0,8 Gew.-%. Sekundärer Biotit, der aus dem retrograden Abbau von Granat entstand, ist TiO_2 -frei, während ältere Biotitkristalle TiO_2 -Gehalte zwischen 0,5–1,6 Gew.-% aufweisen.

Pseudomorphosen nach Fibrolith: Die Pseudomorphosen nach fibrolithischem Sillimanit sind wie Pinit als feinfilzige Serizitaggregate ausgebildet und formen meist gelängte unregelmässige und spitz auslaufende knotenartige, intern wirblich ausgebildete Schlieren («nodules»), die den benachbarten Quarz durchwachsen. Ihr Gehalt beträgt maximal bis 2%, ist aber meist tiefer. Im Handstück sind sie als gelängte schwärzliche Flecken erkennbar.

Granat: Granat – akzessorisch vorkommend – findet sich in grösseren zerbrochenen Körnern, die unterschiedlich stark in Biotit umgewandelt sind. In einer Probe von der Gsteliegg tritt ein sehr eisenreicher Granat auf mit einer molaren Zusammensetzung von 86 Mol-% Almandin, 7 Mol-% Pyrop und 4 Mol-% Spessarttin/Grossular.

Als weitere akzessorische Gemengteile treten Klinozoisit, Apatit, Zirkon, opake Minerale, Monazit, Kalzit auf. Zonierter, stark pleochroitischer Turmalin (gelblich braun über blau bis blassgelblich oder farblos) fand sich bei Furen südöstlich von Guttannen in einem migmatitischen Gneis in quarzreichen Adern.

GM_E Erstfeld-Gneiskomplex

Als Hauptgemengteile sind in den Gesteinen des Erstfeld-Gneiskomplexes Quarz, Plagioklas, Alkalifeldspat, Biotit und Hellglimmer vorhanden.

Quarz (20–40%) ist immer durch undulöse Auslöschung gekennzeichnet. Auch Subkornbildungen sind typisch als Deformationsanzeiger. In Scherzonen zeigt Quarz häufig ein feinkörniges polygonales Gefüge, welches die beginnende Rekristallisation anzeigt.

Plagioklas (20–40%) ist immer mehr oder weniger saussuritisiert und oft ist eine polysynthetische Verzwillingung nach dem Albitgesetz erkennbar. Die Albitlamellen sind dabei häufig verbogen. Die retrograde Neubildung von feinschuppigem Hellglimmer (Serizit) und/oder Klinozoisit und damit der Grad der Umwandlung von Plagioklas ist sehr variabel. Die Sekundärprodukte sind meist entweder über das ganze Korn verteilt oder aber auch unregelmässig fleckig angeordnet oder können sich auch längs der Spaltbarkeit, Rissen oder Scherzonen konzentrieren. Einschlussfreie Säume aus Albit kommen vor. In stark deformiertem Gneis mit ausgeprägter Schieferung sind die Plagioklaskörner geplättet und in Scherzonen extrem serizitisiert. Manchmal sind in den Kristallen auch reliktsche Bereiche aus Alkalifeldspat zu beobachten.

Alkalifeldspat (25–35%) zeigt praktisch immer perthitische Entmischungsscheinungen und ist leicht pigmentiert.

Biotit (5–25%) kommt meist in zerfransten Schuppen vor und ist in schieferungsparallelen Zügen angeordnet. Er ist in der Regel weitgehend in Chlorit, Serizit und Titanit, selten auch nadeligen Rutil und Prehnit umgewandelt. Die primäre braune Farbe ist oft höchstens noch in einzelnen Lamellen vorhanden. Gelegentlich findet sich grüner Biotit infolge Rekristallisation des primären Biotits oder als feine Schuppen angewachsen auf Altkörnern von Biotit.

Hellglimmer kommt als feinschuppiges Umwandlungsprodukt (Serizit) von Plagioklas, Muskovit und/oder Biotit angereichert in Schieferungsflächen vor. Auf Kosten von Plagioklas und Biotit kann Serizit in stark umgewandelten Bereichen bis über 20% ausmachen. Je nach Chloritanteil auf Kosten von Biotit sind diese Gesteine dann als Biotit-Serizit- bis Chlorit-Serizitgneis oder -schiefer zu bezeichnen. Daneben findet sich Muskovit in korrodierten Blättchen in feinschuppigen Serizitgemengen, was auf deren Bildung aus älterem grobschuppigem Muskovit hindeutet. Häufig auf oder in Feldspatkörnern vorkommende radialstrahlige grobschuppige Aggregate, wie sie auch im Innertkirchen-Migmatit vorkommen, werden als Neubildungen gedeutet.

Als Nebengemengteile treten hauptsächlich Granat, Chlorit und Stilpnomelan auf.

Granat kommt meist nur als Haufwerk aus kleineren Körnern oder als intensiv zerbrochene Grosskörner vor. Er ist dann begleitet von den retrograden Abbauprodukten Biotit, Chlorit, Hellglimmer und Klinozoisit. Feinschuppige, oft als lang-

gezogene Schlieren ausgebildete Aggregate aus serizitischem Hellglimmer, oft mit einem Kern aus einem wirren Haufwerk von prismatischen Klinozoisitkörnern, werden ebenfalls als Abbauprodukte von Granat gedeutet.

Chlorit kommt als blassgrünlisches Mineral praktisch ausschliesslich als Umwandlungsprodukt von Biotit vor.

Stilpnomelan tritt gelegentlich als rotbraune nadelförmige radialstrahlige Aggregate meist in Alkalifeldspat auf.

Vollständig in Hellglimmer umgewandelter fraglicher Sillimanit in Form von faserigem Fibrolith kommt vereinzelt vor. Akzessorisch tritt auch Allanit auf.

Als weitere Nebengemengteile oder akzessorisch finden sich Apatit, Allanit, Zirkon, Klinozoisit, Kalzit und Muskovit in gröberen, teils garbenförmig angeordneten Blättchen. Hellgrüne Amphibole finden sich selten im Biotit-Plagioklasgneis.

GM₁ Innertkirchen-Migmatit

Im Paläosom bzw. Melanosom des Innertkirchen-Migmatits sind als Hauptgemengteile jeweils Quarz, Plagioklas, Alkalifeldspat und Biotit vorhanden.

Quarz ist immer undulös auslöschend und häufig geplättet. Deformationslamellen oder Subkornbildungen sind häufig zu beobachten. Dynamisch rekristallisierte feinkörnige Mosaikgefüge bilden sich nur in Scherzonen.

Plagioklas ist immer mehr oder weniger stark retrograd umgewandelt, was sich teilweise in einer praktisch vollständigen Durchsetzung der Kristalle mit feinschuppigem Hellglimmer (Serizit) und/oder Klinozoisit äussert. Meist sind die Abbauprodukte unregelmässig fleckig angeordnet oder konzentrieren sich längs der Spaltbarkeit oder in Rissen. Nicht selten finden sich einschlussfreie Säume aus Albit. In stark deformiertem Gneis mit ausgeprägter Schieferung sind auch die Plagioklaskörner geplättet und in Scherzonen extrem serizitisiert. In einem feingebänderten Biotit-Plagioklasgneis an der Grimselstrasse nördlich der Indri Urweid (Koord. 2661840/1170600; Atlasblatt Innertkirchen) wurden in 27 Analysen zwei Plagioklaspopulationen festgestellt: Andesin (39–57 Mol-%, Mittelwert: 50 Mol-%) und Oligoklas (24–30 Mol-%, Mittelwert: 28 Mol-%). Eine Analyse ergab einen fast reinen Albit mit einem Anorthitgehalt von 1 Mol-%.

Alkalifeldspat kommt entweder als Nebengemengteil im Biotit-Plagioklasgneis oder als Hauptgemengteil im Biotitgneis vor. Er ist praktisch immer perthitisch entmischt und in der Regel durch feinste Einschlüsse, vermutlich Fe-Oxid, fleckig pigmentiert.

Biotit ist primär von rötlich dunkelbrauner Farbe, weist aber infolge der retrograden Umwandlung in Chlorit und Hellglimmer, jeweils begleitet von Titanit, oft eine starke Ausbleichung auf. Die Umwandlungsprodukte sind oft lamellar parallel zur Spaltbarkeit angeordnet, die ursprüngliche Kornform bleibt erhalten. Die Biotitblättchen sind oft verbogen und weisen Knickbänder (kink-bands) auf. Ana-

lysen aus dem oben erwähnten Biotit-Plagioklasgneis zeigen einen mittleren Eisenanteil X_{Fe} von 0,5 und variable Titananteile X_{Ti} zwischen 0,9–2,6.

Als Nebengemengteile treten Hellglimmer, Granat und Chlorit auf

Hellglimmer kommt in unterschiedlichen Erscheinungsformen vor: (a) als feinschuppiger Serizit, der entweder als Zerfallsprodukt von ehemals grobschuppigem Muskovit häufig in Scherzonen angereichert ist oder als Abbauprodukt von Plagioklas und Cordierit, (b) als pseudomorphe Bildung nach Biotit, und (c) als grobschuppige, meist radialstrahlig oder büschelig angeordnete jüngere Aggregate.

Granat kommt meist nur als Haufwerk aus kleineren Körnern vor, die begleitet von den retrograden Abbauprodukten Biotit, Chlorit und Hellglimmer die ursprüngliche Kornform erahnen lassen. Selten sind grössere, jedoch stark zerbrochene Körner vorhanden. Mikrosondenanalysen von Granat aus dem Biotit-Plagioklasgneis an der Grimselstrasse zeigen einen eisenreichen Granat (63 Mol-% Almandin, 19 Mol-% Pyrop, 6 Mol-% Grossular, 11 Mol-% Spessartin).

Chlorit kommt als blassgrünlisches Mineral fast nur als Umwandlungsprodukt von Biotit, gelegentlich auch als eigenständige Bildung zusammen mit vereinzelt Stilpnomelan vor.

Häufigste Akzessorien sind Titanit und Rutil (nach Biotit), Zirkon, Oxide, Pyrit, Apatit und Klinozoisit. In Scherzonen kommt zusammen mit rekristallisiertem Quarz auch Kalzit vor.

γ_{T} **Telltistock-Granit**

Quarz: Quarz (bis 5 mm) zeigt starke Deformationserscheinungen wie undulöse Auslöschung und Subkornbildung mit Schachbrettstruktur. Auf Korngrenzen und in Zwickeln bildet der Quarz ein Polygonalgefüge (50–100 μm).

Plagioklas: Plagioklas ist nur leicht umgewandelt, leistenförmig mit hypidiomorphe Formen und meist verzwillingt (Albitgesetz). Die Körner sind oft verbogen oder zerbrochen. Optische Daten deuten auf Albit hin.

Alkalifeldspat: Der Alkalifeldspat ist ausgesprochen perthitisch. Grössere Albitflecken sind verzwillingt; Plagioklaseinschlüsse treten häufig auf. Zwillinge nach dem Karlsbadergesetz kommen verbreitet vor.

$\gamma_{\delta\text{G}}$ **Grimsel-Granodiorit**

Die Hauptbestandteile umfassen Quarz, Plagioklas, Alkalifeldspat und Biotit.

Quarz: Quarz kommt zwickelfüllend als 0,1–0,3 mm grosse xenomorphe Körner vor und zeigt immer undulöse Auslöschung und Subkornbildung. Sehr häufig ist er aber dynamisch rekristallisiert und bildet polygonale Gefüge («Sandquarz»), in denen teilweise noch Relikte der ursprünglichen Grosskörner vorhanden sind.

Plagioklas: Der magmatische Ca-reiche, meist hypidiomorphe bis idiomorphe Plagioklas ist immer in unterschiedlichem Masse zu einem Ca-ärmeren Feldspat mit einem feinkörnigen bzw. feinschuppigen Gemenge aus Epidot und Hell-

glimmer umgewandelt. Diese retrograden Umwandlungsprodukte sind sehr oft fleckig verteilt oder zeigen eine primäre Zonierung. Meist ist ein einschlussfreier Saum vorhanden. An Alkalifeldspat (Mikroklin) grenzende Körner können auch Myrmekitstrukturen zeigen. Die Zusammensetzung liegt gemäss STALDER (1964) bei 22 Mol-% Anorthit (Oligoklas) und Albit soll gemäss diesem Autor im massigen Granodiorit im Allgemeinen fehlen. Mikrosondenmessungen an 9 Plagioklaskristallen aus einer granitischen Einschaltung unterhalb der Seeuferegg-Sperre haben allerdings durchwegs Anorthitgehalte unter 4 Mol-% ergeben, was demjenigen von Albit entspricht.

Alkalifeldspat: Untersuchungen durch STALDER (1964) haben gezeigt, dass es sich um Mikroklin handelt. Verbreitet ist denn auch die bekannte Mikroklingitterung zu beobachten, aber auch Karlsbader Zwillinge sind häufig. Der Feldspat kann bis 3 cm grosse hypidiomorphe Porphyroklasten bilden, jedoch auch kleine xenomorph ausgebildete Zwickelfüllungen kommen vor. Immer vorhanden sind perthitische Entmischungen, bei denen der mikroskopisch erkennbare Albitanteil 3–15% ausmacht. Häufig sind Plagioklaseinschlüsse, auch Verdrängungsphänomene von Plagioklas durch den Mikroklin zeigen sich. In 6 von 8 Alkalifeldspatkörnern aus der Probe von der Seeuferegg lag der mittlere Orthoklasgehalt bei 96 Mol-%, in den zwei andern Körnern bei 63 und 77 Mol-%, der Albitgehalt bei 37 und 22 Mol-%.

Biotit: Die Biotitkörner bilden zwei unterschiedliche Ausbildungsarten: einerseits von der Form her noch als magmatisch eingestufte und andererseits alpin neugebildete Schuppen. Die magmatischen Altkörner sind meist grobschuppig, maximal 1 cm gross, von grasgrüner bis dunkelolivgrüner Farbe und immer mit Sekundärmineralen durchsetzt. Gelegentlich sind auch bräunlich grüne Varietäten anzutreffen. Bei den sekundären Einschlüssen handelt es sich um Rutil in Form des Sagenitgitters und/oder Titanit, der oft kranzförmige Strukturen bildet oder entlang der Spaltbarkeit angeordnet ist. Recht verbreitet kommt auch eine Biotitvarietät mit einem ausgeprägten Pleochroismus von dunkelrötlich braun zu braungelb vor. Diese tritt als Lamellen im grasgrünen Biotit oder als kleine eigenständige Schuppen auf. Nicht selten ist der magmatische Biotit teilweise oder vollständig in Chlorit umgewandelt. Auffällig ist die Vergesellschaftung mit Epidot, welcher oft als Einschluss in Biotit auftritt und gelegentlich Titanitkörner überwächst, eine Beobachtung, die von RAUMER (1969) auch im Mont-Blanc-Granit gemacht hat. Die neu gebildeten Biotitkörner – als Produkt der grünschieferfazialen alpinen Metamorphose gedeutet – sind von grüner bis olivgrüner Farbe. Sie treten einerseits als einschlussfreie Anwachssäume um magmatische Körner auf oder bilden feinschuppige eigenständige Individuen ohne Einschlüsse. Gemäss STALDER (1964) schliessen sich neugebildeter Biotit und Chlorit aus. Diese Aussage lässt sich aufgrund unserer Beobachtungen nicht bestätigen. Untypisch ist ein Vorkommen vom Obersaas (Koord. 2671880/1158870), wo olivbrauner, einschlussfreier Biotit, vergesellschaftet mit Titanit und Epidot, zusammen mit Quarz zwickelfüllend und als Spaltenfüllung vorkommt.

Analysen an 23 Biotitblättchen aus der erwähnten Probe zeigen einen konstanten X_{Fe} -Wert um 0,67. Der TiO_2 -Gehalt streut ebenfalls sehr wenig um 1,57 Gew.-%.

Als Nebengengenteile bzw. Akzessorien sind Hellglimmer, Chlorit, Kalzit, Epidot, Titanit, Granat, Allanit, Ilmenit, Apatit, Zirkon, Monazit und Fluorit vorhanden.

Hellglimmer kommt in erster Linie als Umwandlungsprodukt von Plagioklas vor. Er reichert sich oft in Scherzonen in grösseren Schuppen und längs von Korn-grenzen an.

Chlorit bildet sich als Umwandlungsprodukt von Biotit, meist lamellenartig diesen ersetzend, kommt aber gelegentlich auch als eigenständige Bildung vor. Er ist immer deutlich grün gefärbt mit einem Pleochroismus von blass bräunlich grün nach grün.

Kalzit ist ebenfalls eine späte Bildung und kann gelegentlich in Nestern und Schlieren oder diffus verteilt vorkommen.

Epidot ist einerseits ein grünschieferfazielles Umwandlungsprodukt von Plagioklas und kommt dementsprechend als Einschluss in Plagioklas oder angereichert in Begleitung von Hellglimmer in Scherzonen vor. Andererseits bildet er aber auch Anhäufungen von recht grossen, hypidiomorphen bis idiomorphen prismatischen farblosen bis blassgelben Körnern, wobei sein Anteil in einzelnen Fällen bis gegen 5% ausmachen kann. Dies lässt eine Bildung ausschliesslich aus Plagioklas als nicht sehr wahrscheinlich erscheinen. Dies umso mehr, als er dabei meist zusammen mit umgewandeltem Biotit auftritt und gelegentlich diesen zusammen mit den Titanitausscheidungen überwächst.

Der Titanit tritt einerseits als feinkörniges Umwandlungsprodukt als Einschluss im magmatischen Biotit auf, andererseits ist er ein Primärmineral mit meist hypidiomorpher bis idiomorpher Form, was ein Unterscheidungsmerkmal zum Zentralen Aare-Granit darstellt. Er kann bis gegen 2 mm gross werden und ist von blosssem Auge erkennbar.

Granat ist nicht sehr häufig, bildet aber bis 0,2 mm grosse xenomorphe zerbrochene Körner oder idiomorphe Kristalle vermutlich alpinen Alters. Selten tritt er in schwach doppelbrechenden Körnern auf.

Allanit ist fast immer vorhanden und zeigt meist idiomorphe bis 2 mm lange Kristalle mit deutlichem gelblich braunem bis rotbraunem Pleochroismus. Er tritt im Grimsel-Granodiorit markant häufiger auf als im Zentralen Aare-Granit. Zwillingbildungen sind verbreitet, wie auch xenomorphe Formen, die in der Regel von einem Epidotsaum umrandet sind.

Ilmenit tritt meist mit einem Saum aus Titanit auf. Fast immer vorhanden sind Apatit (oft als dünne Prismen in Biotit), kurzsäuliger Zirkon (meist als Einschluss in Biotit mit einem pleochroitischen Hof) sowie idiomorpher Monazit. Selten findet sich auch Fluorit.

Aplitische Randfazies des Grimsel-Granodiorits

Quarz: Quarz ist in der Regel rekristallisiert. Der Anteil variiert zwischen 5–40%.

Plagioklas: Plagioklas weist einen Anorthitgehalte von weniger als 5 Mol-% auf. Die häufig verzwilligten Körner sind xenomorph und weisen wenig Einschlüsse auf.

Alkalifeldspat: Alkalifeldspat zeigt eine selektive Entmischung, eher selten ist die Mikroklingitterung zu beobachten. Häufig sind die Körner zerbrochen und die Risse mit rekristallisiertem Quarz oder Serizit ausgefüllt.

Biotit: Biotit ist immer mehr oder weniger stark umgewandelt; primäre Altkörner sind nicht mehr erkennbar. Die Schuppen sind entweder chloritisiert oder zu grünem bis olivgrünem Biotit rekristallisiert.

Feinschuppiger Hellglimmer ist als Nebengemengenteil immer vorhanden. Typische Akzessorien sind Epidot, Zirkon, Allanit und makroskopisch erkennbarer Granat.

γ_A Zentraler Aare-Granit

Quarz: Die schon makroskopisch unterschiedliche Ausbildung von Quarz ist im Mikroskop augenfällig. Er kommt als zackig begrenzte Grosskörner von 0,5–1 mm – maximal 3 mm – Grösse mit Subkornbildung vor umgeben von einem Polygonalgefüge («Sandquarz») mit Korngrössen von meist 50–100 µm. Er ist immer zwickelfüllend. Häufig finden sich in den Feldspatkörnern mit Quarz gefüllte Spalten.

Plagioklas: Plagioklas kommt in hypidiomorphen Formen von meist 0,5–2 mm Grösse vor. Gegen Quarz und Alkalifeldspat sind oft klare kristallographische Begrenzungen zu beobachten. Gegen Alkalifeldspat sind manchmal Myrmekitstrukturen vorhanden. Sehr oft sind die Kristalle nach dem Albitgesetz verzwilligt. Durch Verbiegung der Feldspatkörner wird deren Deformation verdeutlicht. Immer vorhanden, allerdings unterschiedlich stark ausgebildet, ist eine retrograde Umwandlung in Hellglimmer und Epidot; diese ist im Kern oft stärker als am Rand. Häufig sind einschlussfreie Säume zu beobachten, die nach STALDER (1964) nur bei Oligoklas vorkommen. Selbiger weist zudem darauf hin, dass mehrheitlich Albit vorkommt. Zehn Mikrosondenanalysen an einer Granitprobe von der Handegg ergaben einen mittleren Anorthitgehalt von 5 Mol-% (Schwankungsbereich: 0,8–12 Mol-%). Häufig kommt Plagioklas auch als Einschluss in Alkalifeldspat vor oder wird durch diesen verdrängt.

Alkalifeldspat: Alkalifeldspat ist in der Regel grobkörniger, meist um 0,3–5 mm, gelegentlich über 10 mm gross. Die immer vorhandenen Entmischungsstrukturen sind entweder dünn und spindelförmig oder fleckenhaft. Die typische Mikroklingitterung oder Karlsbader Zwillinge sind häufig, aber nicht durchgehend zu beobachten. Die Form ist im Allgemeinen xenomorph, einzig gegen Quarz sind

idiomorphe Korngrenzen zu beobachten. Häufig sind Einschlüsse von Plagioklas, der neben Hellglimmer und Epidot auch durch Alkalifeldspat verdrängt wird.

Biotit: Biotit ist der einzige dunkle Hauptgemengteilmittel im Zentralen Aare-Granit. Er ist feinkörnig, einzelne Blättchen sind meist um 0,15–5 mm gross. Diese bilden in der Regel bis 10 mm grosse Aggregate. Grössere Blättchen sind an den Korngrenzen jeweils ausgefranst. Die Farbe ist variabel und reicht von braunoliv über dunkelgrün bis grünlich gelb oder hellgrün bräunlich. Relativ häufig sind auch lamellare Verwachsungen von grünem und goldbraunem Biotit. Diese Biotitkörner enthalten immer Titanitausscheidungen, die längs der Spaltbarkeit oder in unregelmässigen Schlieren angeordnet sind. Titanit kann sich innerhalb des Korns auch zu grösseren Haufen anreichern oder durch Rekristallisation grössere Kristalle bilden. Daneben existiert fast immer auch feinschuppiger Biotit ohne Einschlüsse, der grün bis grünoliv gefärbt ist und als alpine Neubildung gedeutet wird. Je nach Probe sind die Biotitkörner teilweise oder ganz in grünen Chlorit umgewandelt. Der in einer Probe von der Handegg analysierte Biotit ist eisenreich ($X_{Fe} = 0,8$) und hat einen TiO_2 -Gehalt von 1,5 Gew.-%.

Chlorit: Dunkelgrüner eisenreicher Chlorit tritt als retrogrades Umwandlungsprodukt von Biotit auf, wobei er die Titaniteinschlüsse überwächst. Zusätzlich kommen auch feine Schuppen von neugebildetem Chlorit vor.

Epidot: Epidot tritt einerseits als sekundäre, feinkörnige Einschlüsse in Plagioklas auf und andererseits als etwas grobkörnigere Ansammlungen, teilweise assoziiert mit Hellglimmer, in Schlieren und Zügen. Größere Körner sind häufig mit Biotit verbunden oder in diesem eingeschlossen.

Hellglimmer: Hellglimmer ist wie Chlorit und Epidot eine alpin gebildete sekundäre Phase. Er kommt feinschuppig als Einschluss in Plagioklas vor oder in Schlieren und Zügen, die die Feldspatkörner umfassen. Die Häufigkeit nimmt tendenziell mit dem Deformationsgrad zu.

Allanit: Allanit ist zwar nur ein akzessorisch vorkommendes, für den Zentralen Aare-Granit aber ein charakteristisches Mineral. Er kommt meist in idiomorphen, säuligen Individuen vor, die häufig zerbrochen sind. Auffällig sind seine braune bis rotbraune Farbe und der manchmal auftretende Saum aus farblosem Epidot.

Akzessorische Minerale sind Granat als 0,1 mm grosse idiomorphe Körner (häufig in Biotit oder als Gemengteilmittel in quarzreichen Rutschharnischen, welchen er eine rosa Farbe verleiht), 0,2 mm grosser hypidiomorpher Titanit (häufig mit einem Ilmenitkern), Apatit, 0,2 mm grosser idiomorpher Zirkon, sekundärer Kalzit in Adern sowie Fluorit. Selten ist goldgelber spiessiger Stilpnomelan vorhanden.

γ_M Mittagflue-Granit

Quarz ist als undulös auslöschende, 0,3–1 mm – maximal bis 10 mm – grosse Körner erkennbar. Neben den magmatischen Körnern kommen auch feinkörnige

Polygonalgefüge (30–50 mm) vor, die sich längs von Korngrenzen bilden. Solch dynamisch rekristallisierter Quarz ist in den mylonitischen Partien verbreitet.

Plagioklas ist oft verzwilligt und zeigt verbogene Zwillingslamellen. Die Saussuritisierung (Abbau zu Epidot und Hellglimmer) ist immer erkennbar, jedoch meist schwach. Plagioklas wird oft von Alkalifeldspat verdrängt und zeigt einschlussfreie Säume. Analysen an 2 Proben (Mittagflöe und Loiblamm) ergaben mittlere Anorthitgehalte von 2,7 Mol-% (0–6 Mol-%) und 6,9 Mol-% (0,2–11,5 Mol-%).

Alkalifeldspat ist immer perthitisch und umschliesst oder verdrängt Plagioklas. Mikroklingitterung ist häufig erkennbar. Anteilmässig überwiegt er immer gegenüber dem Plagioklas.

Biotit ist wie beim Zentralen Aare-Granit der einzige dunkle Hauptgemengteil, aber im Mittagflue-Granit markant weniger häufig. Er ist feinkörnig, einzelne Blättchen sind meist um 0,15–5 mm gross. Diese bilden in der Regel bis 10 mm grosse Aggregate. Grössere Blättchen sind an den Enden ausgefranst. Die Farbe ist meist dunkelgrün bis grünlich gelb oder hellgrün bräunlich. Häufig sind auch lamellare Verwachsungen von grünem und rötlich braunem Biotit. Titanitausscheidungen sind in den grösseren primären Körnern immer vorhanden. Neben dem ursprünglichen gröberen Biotit existieren fast immer auch feinschuppige, als Neubildungen gedeutete Biotitkörner ohne Einschlüsse, die grün bis olivgrün oder rötlich braun gefärbt sind. Je nach Probe sind die Biotitschuppen teilweise oder ganz, meist aber lamellar in grünen Chlorit umgewandelt. Analysen an Biotit aus den Proben von der Mittagflöe und der Loiblamm ergaben Mittelwerte für X_{Fe} von 0,68 und 0,76 sowie TiO_2 -Gehalte von 1,21 und 1,06 Gew.-%. Der Biotit im Mittagflue-Granit ist somit etwas eisen- und titanärmer als derjenige im Zentralen Aare-Granit.

Beim Epidot handelt es sich um relativ eisenreiche Glieder (FeO von 12 Gew.-%). Als Akzessorien sind rekristallisierter und in Zügen angereicherter Titanit (nach Biotit), bis 0,2 mm grosser häufig idiomorpher Zirkon und selten goldgelber spiessiger Stilpnomelan vorhanden. Granat tritt in Form von zerbrochenen, xenomorphen Grosskörnern oder als idiomorphe alpin neugebildete Kristalle auf. Fluorit ist immer wieder in vereinzelt Körnern anzutreffen. Im Mittagfluh wurden zudem die höchsten Fluorgehalte in Biotit gemessen.

Für die Beschreibungen von Hellglimmer, Chlorit, Epidot und Allanit sei auf die Dünnschliffbeschreibungen des Zentralen Aare-Granits verwiesen.

B Basische Ganggesteine

Basische Ganggesteine (Sills, Lagergänge) innerhalb des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes

Biotit: Brauner 0,05–0,1 mm grosser Biotit ist – neben Amphibol – ein Hauptgemengteil und zeigt intensive Umwandlungserscheinungen nach Titanit, Chlorit und teilweise Hellglimmer. Er bildet zusammen mit Amphibol und Hellglimmer die feinkörnige Grundmasse.

Amphibol: Aufgrund seiner teils noch vorhandenen braunen Farbe könnte es sich um eine primäre basaltische Hornblende handeln. Meist ist der Amphibol allerdings farblos, was auf sekundären Aktinolith deuten würde.

Plagioklas: Plagioklas konnte nicht zweifelsfrei nachgewiesen werden. Bei den feinkörnigen Aggregate aus Hellglimmer und Klinozoisit dürfte es sich aber um ehemalige, retrograd umgewandelte Plagioklaskörner handeln.

Quarz: Quarz ist immer in geringen Mengen bis maximal etwa 10% vorhanden. Er ist entweder Teil der Matrix, als Einsprengling («Ocelli») oder in späten Adern vorhanden.

Weitere Phasen sind Hellglimmer und Klinozoisit als Abbauprodukte von Plagioklas sowie Chlorit, Ilmenit und Titanit.

Basische Ganggesteine in den Intrusiva

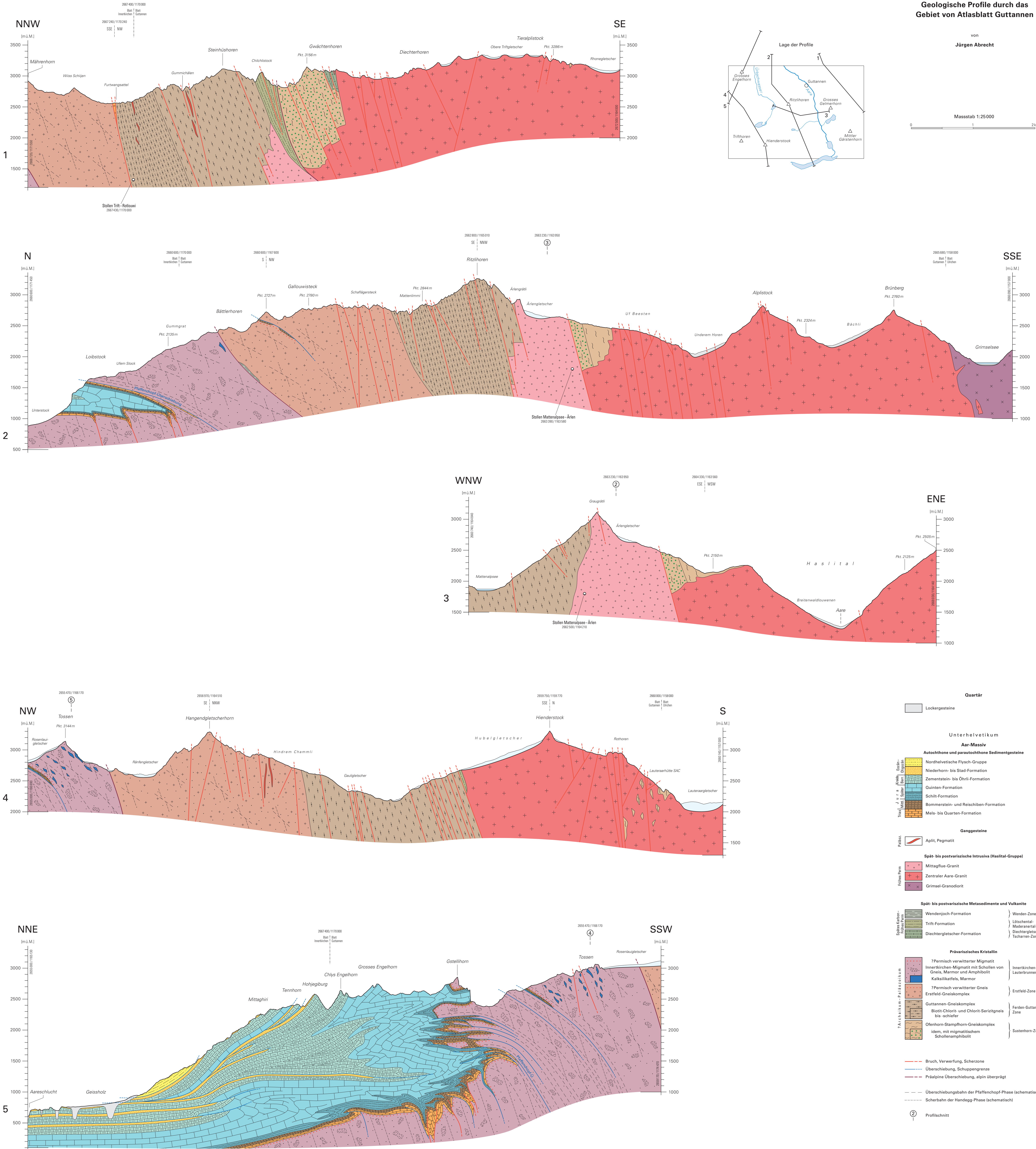
Amphibol: Der in Form von ausfransenden prismatischen Körnern vorkommenden Amphibol zeigt einen Pleochroismus von farblos zu blass-grünlich bis blass grünlich braun. Gelegentlich können gröbere Körner vorkommen, insbesondere in ovalen bis rundlichen Aggregaten (Augen, Ocelli), wo er zusammen mit Quarz vorkommt. Er kann Anteil von bis zu 80% ausmachen. Die Spessartitvorkommen in den Bohrungen im Hauptzugangsstollen enthielten 15–30% Hornblende.

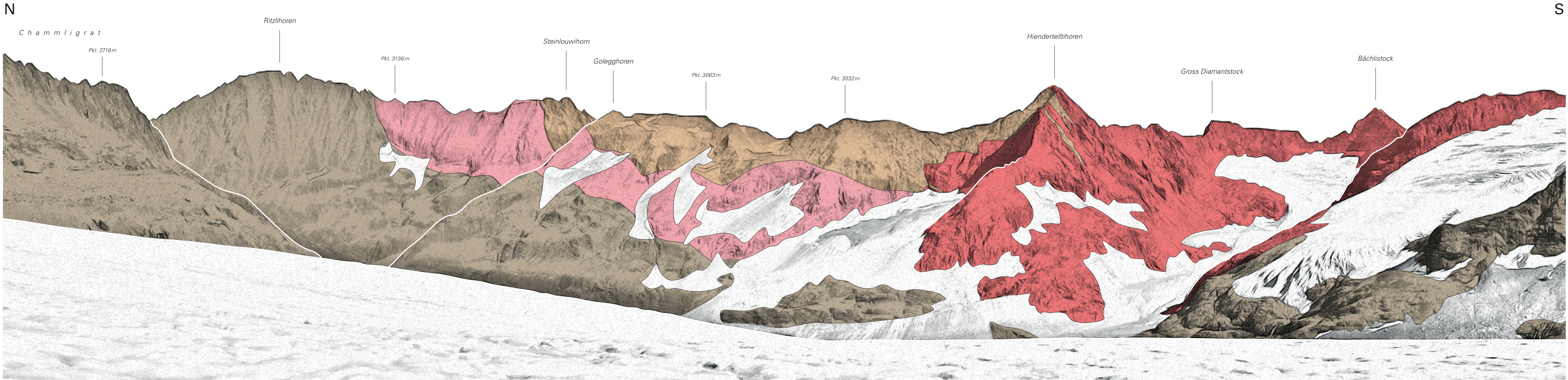
Biotit: Biotit kommt immer vor und ist farblos bis hellbraun oder auch olivgrün. Er bildet längliche Schuppen und ist mit Amphibol eng verwachsen.

Plagioklas: Als Feldspat kommt saussuritierter Plagioklas vor. Ob auch Alkalifeldspat auftritt, ist wegen der Feinkörnigkeit optisch nicht erkennbar. Abschätzungen in GEOTEST (1981) ergaben einen Gehalt an Alkalifeldspat von 0–10%.

Quarz: Quarz kommt sowohl in der feinkörnigen Matrix, in den Ocelli als auch in feinen Adern vor.

Immer vorhanden ist Titanit in feinen schnurartig angeordneten Körnern. Er kann reichlich vorhanden sein (5–10%). Ebenso kommt auch stets Epidot in stumpfen Prismen oder körnig vor. Meist zeigt er anomal blaue Interferenzfarben. Weitere, nicht immer auftretende Phasen sind Hellglimmer und grüner Chlorit.





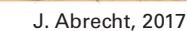
**Geologisches Panorama
des Gauligebiets**

Blick vom Gauligletscher gegen Osten
(Standortkoord. 2657 150 /1163 100)

von
Jürgen Abrecht



J. Abrecht, 2004



Blick von unterhalb des Ärlengletschers gegen Osten
(Standortkoord. 2663 520 / 1163 710)

Aar-Massiv

Spät- bis postvariszische Intrusiva (Haslital-Gruppe)

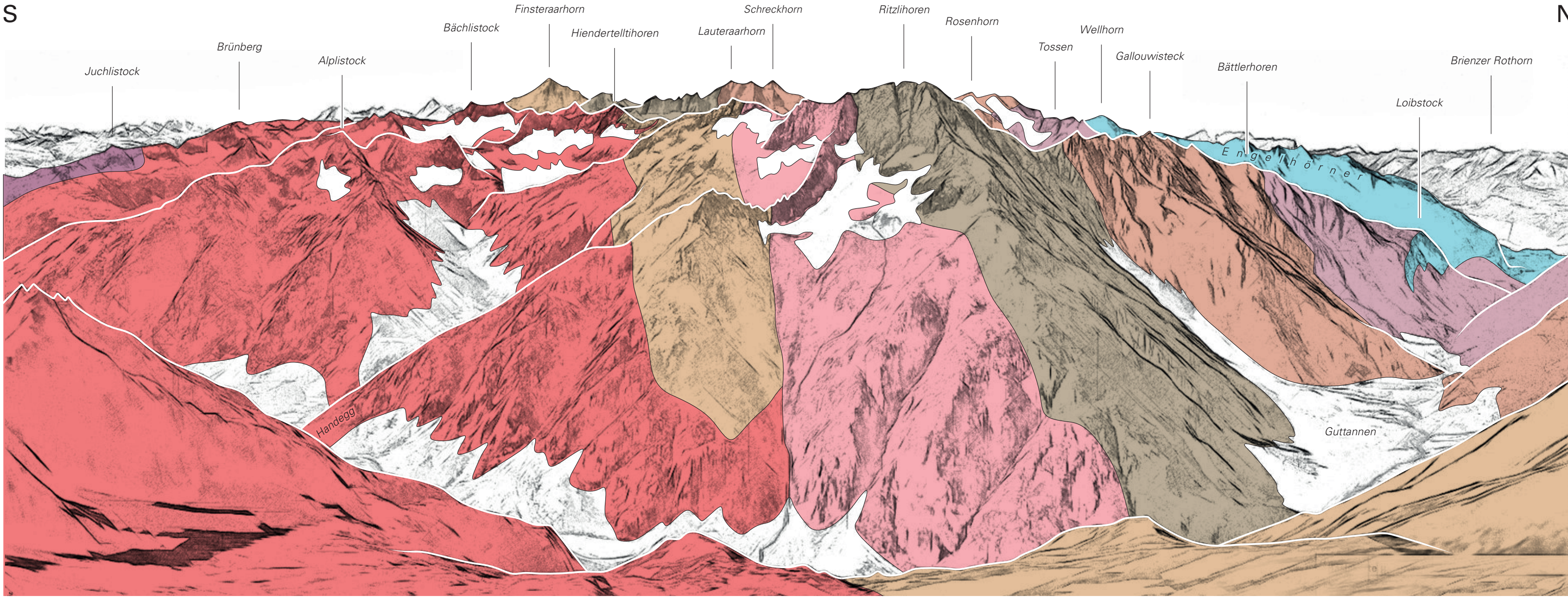
Frühes Perm		Mittagflue-Granit
		Zentraler Aare-Granit
		Grimsel-Granodiorit

Spät- bis postvariszische Metasedimente und Vulkanite

Spätes Karbon Frühes Perm		Trift-Formation	} Lötshental- Maderanertal-Zone
		Diechtermgletscher-Formation	

Prävariszisches Kristallin

? Archaikum - Paläozoikum		Erstfeld-Gneiskomplex	} Erstfeld-Zone
		Guttannen-Gneiskomplex	
		Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex	} Sustenhorn-Zone



**Geologisches Panorama
der Westflanke des Haslitals**

Blick von der Üssri Garwiidilimi gegen Westen
(Standortkoord. 2668 570 / 1166 300)

von
Jürgen Abrecht

Unterhelvetikum

Aar-Massiv

Autochthone und parautochthone Sedimentgesteine

Trias-
Paläogen

Mels- bis Stad-Formation, undiff.

Spät- bis postvariszische Intrusiva (Haslital-Gruppe)

Frühes Perm

Mittagflue-Granit
Zentraler Aare-Granit
Grimsel-Granodiorit

Prävariszisches Kristallin

? Archaikum -
Paläozoikum

Innertkirchen-Migmatit	} Innertkirchen- Lauterbrunnen-Zone
Erstfeld-Gneiskomplex	
Guttannen-Gneiskomplex	} Erstfeld-Zone
Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex	
	} Ferden-Guttannen- Zone
	} Sustenhorn-Zone

J. Abrecht, 2004