

1210 Innertkirchen

Erläuterungen

CHRISTIAN GISLER, TONI LABHART, PETER SPILLMANN,
MARCO HERWEGH, GUY DELLA VALLE, MARTIN TRÜSSEL
und MICHAEL WIEDERKEHR

Geologischer Atlas der Schweiz



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo
www.swisstopo.ch

2020

167

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

1: 25 000

1210 Innertkirchen

Erläuterungen

82 Textfiguren und 2 Tafelbeilagen

verfasst von

CHRISTIAN GISLER, TONI LABHART, PETER SPILLMANN,
MARCO HERWEGH, GUY DELLA VALLE, MARTIN TRÜSSEL und
MICHAEL WIEDERKEHR

2020



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis

Karte

STAEGER, D., LABHART, T., DELLA VALLE, G., TRÖHLER, B., SCHWARZ, H., GISLER, C., RATHMAYR, B. & WIEDERKEHR, M. (2020): Blatt 1210 Innertkirchen. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 167.

Erläuterungen

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.

Titelbilder

Umschlag

Rillenkarst im hellgrau anwitternden Kalk der Quinten-Formation. Karrenfeld zwischen der Melchsee-Frutt und dem Bonistock. Foto C. Gisler, 2016.

Karte

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

Erläuterungen

Vom Gletscher überschiffener Aufschluss von dunkelgrauem Metapyroklastit der Trift-Formation. Die markant ausgebildete, horizontal orientierte Striemung (Gletscherschliff) überlagert die ehemalige sedimentäre Schichtung, die durch die hellgrauen Fiamme angedeutet wird. Am Hüttenweg zur Trifthütte SAC bei Koord. 2671.460/1169910. Foto M. Wiederkehr, 2019.

Herausgeber

© 2020, 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 1420-2913
ISBN 978-3-302-40102-1



INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	4
Zusammenfassung	6
Résumé.....	7
Riassunto	9
Summary	10
Einführung	12
Stratigraphie und Petrographie	15
Unterhelvetikum	15
Aar-Massiv	15
Prävariszisches Kristallin	15
Spät- bis postvariszische Metasedimente und Vulkanite	31
Spät- bis postvariszische Intrusiva	37
Ganggesteine	40
Autochthone und parautochthone Sedimentgesteine	41
Ultrahelvetikum	65
Mättental-Melange	65
Oberhelvetikum	67
Axen-Decke	67
Drusberg-Decke	92
Quartär.....	93
Pleistozän	97
Holozän	104
Tektonik	122
Überblick	122
Unterhelvetikum	122
Ultrahelvetikum	134
Oberhelvetikum	135
Tektonometamorphe Entwicklung	143
Kaledonischer Zyklus und ältere Relikte	143
Variszischer Zyklus	144
Spätpermische und mesozoische Extensionstektonik	146
Alpiner Zyklus	147
Hydrogeologie	159
Mineralische Rohstoffe	174
Technische Geologie	182
Literaturverzeichnis	194
Publizierte geologische Karten	209
Beilagen	212

VORWORT

Das Blatt Nr. 167 Innertkirchen des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 und die dazugehörenden Erläuterungen geben eine aktuelle und detaillierte Bestandsaufnahme der geologischen Verhältnisse im Bereich des Kreuzungspunkts der inneralpiner Längsverbindung über den Sustenpass und der Nord-Süd-Verbindung über den Grimselpass. Es umfasst damit einen Querschnitt durch den Nordrand des Kristallins des Aar-Massivs und der darüberliegenden helvetischen Sedimentgesteine, deren komplexe Kontaktverhältnisse die Geologen schon seit über 200 Jahren in den Bann gezogen und wichtige Erkenntnisse zur alpinen Entwicklung des zentralen Aar-Massivs geliefert haben.

Als externe Mitarbeiter der Schweizerischen Geologischen Kommission und später der Geologischen Landesaufnahme haben Dr. Dieter Staeger (Bern) von 1977 bis 1988 und Prof. Dr. Toni Labhart (Wabern) von 1965 bis 2010 das Gebiet von Atlasblatt Innertkirchen unter Verwendung der Kartierungen von Paul Pflugshaupt (1937), Franz Müller (1930–1939), Bernhard Tröhler (1962–1964) und Hans Schwarz (1959–1963) geologisch aufgenommen. Die helvetischen Sedimentgesteine wurden von Dr. Dieter Staeger kartiert, für die geologische Aufnahme der kristallinen Anteile des Aar-Massivs war Prof. Dr. Toni Labhart verantwortlich. Die Vorkommen von Siderolithikum und helvetischem Paläogen im Gebiet der Gadmerflüö wurden von dipl. Geol. Christian Gisler (Kellerhals + Haefeli AG, Stans) kartiert. Die quartären Ablagerungen wurden von Dr. Guy Della Valle (Nunatak Exploration, Les Rasses) und Dr. Michael Wiederkehr (Landesgeologie) bearbeitet. Dipl. Geol. Bernd Rathmayr (Geotest AG, Zollikofen), der für die Konstruktion der geologischen Profilschnitte im Kristallin des Aar-Massivs ergänzende lokale Kartierungen im Bereich der Profilschnitte vorgenommen hat, erlebte die Drucklegung leider nicht mehr, da er am 19. September 2019 nach kurzer Krankheit in seinem 46. Altersjahr verstarb. Die geologischen Profilschnitte durch die helvetischen Sedimentgesteine wurden von Dr. Peter Spillmann (Geotest AG, Horw) konstruiert.

Die Autoren der vorliegenden Erläuterungen verfassten folgende Kapitel: dipl. Geol. Christian Gisler: Stratigraphie helvetische und ultrahelvetische Sedimentgesteine, Ergänzungen zum Kapitel Mineralische Rohstoffe; Prof. Dr. Toni Labhart: Petrographie Kristallin des Aar-Massivs, Mineralische Rohstoffe, Ergänzungen zum Kapitel Technische Geologie; Dr. Peter Spillmann: Tektonik, Ergänzungen zu den Kapiteln Hydrogeologie und Mineralische Rohstoffe; Prof. Dr. Marco Herwegh (Institut für Geologie, Universität Bern): Tektonometamorphe Entwicklung, Ergänzungen zum Kapitel Tektonik; Dr. Guy Della Valle: Stratigraphie Quartär; Martin Trüssel (Stiftung Naturerbe Karst und Höhlen Obwalden NeKO, Alpnach): Hydrogeologie; Dr. Michael Wiederkehr: Einleitung, Technische Geologie, Ergänzungen zu den Kapiteln Petrographie Kristallin des Aar-Massivs und Stratigraphie Quartär. Dr. Michael Wiederkehr koordinierte ausserdem die Karte und die Erläuterungen inhaltlich und unterzog sie einer umfassenden redaktionellen Bearbeitung.

Im Namen der Schweizerischen Geologischen Kommission (SGK) begutachteten Prof. Dr. Neil Mancktelow (Präsident der SGK, Geologisches Institut, ETH Zürich), Prof. Dr. Alfons Berger (Institut für Geologie, Universität Bern), Dr. Hanspeter Funk (Baden) und Dr. Felix Renner (Kastanienbaum) den Inhalt der Karte und der Erläuterungen.

Weitere wertvolle Beiträge und Auskünfte für die Ausarbeitung von Atlasblatt Innertkirchen lieferten PD Dr. Jürgen Abrecht (Geotest AG, Zollikofen), Dr. Ursula Menkveld-Gfeller (Naturhistorisches Museum Bern), MSc Eliane Tschannen (Amt für Wasser und Abfall des Kantons Bern), Ivo Dobler (Archäologischer Dienst des Kantons Bern), Thomas Huber, Andres U. Fankhauser und Margreth Kehrlí (Kraftwerke Oberhasli AG, Innertkirchen), Dr. Roland Baumberger, Dr. Samuel Mock und Dr. Philip Wehrens (Landesgeologie) sowie Kurt Wüthrich (Münsingen).

Die vorliegenden Erläuterungen wurden von Dr. Stefan Strasky lektoriert. Die Übersetzungen der Zusammenfassung in das Französische, Italienische und Englische besorgten Dr. Alain Morard, Dr. Thomas Galfetti und Dr. Lance Reynolds. Die kartografischen Arbeiten führten Dr. Rafael Caduff und Remo Trüssel durch. Die Tafeln und Textfiguren wurden von dipl. Geol. Doris Reber, Reto Casty und Dr. Michael Wiederkehr grafisch bearbeitet, den Schriftsatz gestalteten Evelyne Guanter und Renato Howald. Die Landesgeologie dankt den Autoren sowie allen Beteiligten für die geleistete Arbeit, ihre Beiträge und die Weitergabe von Informationen.

Juli 2020

Bundesamt für Landestopografie swisstopo
Landesgeologie

ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet von Atlasblatt Innertkirchen umfasst in der südöstlichen Hälfte den Nordrand des Aar-Massivs, der grösstenteils von polymetamorphen prävariszischen Gneisen und Migmatiten sowie untergeordnet von Schiefern und Amphiboliten aufgebaut wird. Diese Kristallingesteine 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. Der im Späten Karbon eingedrungene spät- bis postvariszische Telltistock-Granit ($304,4 \pm 1,0$ Ma) ist im Kartengebiet der einzige Vertreter der aarmassivischen Intrusiva, die andernorts zahlreich beziehungsweise grossflächig auftreten. Die Wendenjoch- und die Trift-Formation erstrecken sich als geringmächtige, steilstehende permokarbonische vulkanosedimentäre Gesteinsabfolgen parallel zum Streichen des Aar-Massivs und stellen ein fundamentales Element für die interne strukturelle Gliederung desselben dar. Entlang tiefgreifender Überschiebungen wurden diese ehemals an beziehungsweise nahe der Erdoberfläche gebildeten Gesteine tief ins Kristallin eingeschuppt. Ihre geometrischen Beziehungen zu den Intrusiva lieferten wichtige Hinweise für die Rekonstruktion der früh- bis postvariszischen Entwicklung des Aar-Massivs. Die autochthone und parautochthone mesozoische Sedimentbedeckung des Aar-Massivs umfasst triassische bis oligozäne Sedimentgesteine und bildet die markanten nordwestlichen Talflanken und den Gipfelaufbau des Ürbachtals und des Gadmertals. Sie wurde bei der Aufwölbung des Aar-Massivs im Miozän zusammen mit dem unterlagernden Kristallin kupfelförmig gehoben. Die Schichten fallen daher meist mit 20 bis 50° nach Nordwesten ein.

Zwischen dem unterhelvetischen Aar-Massiv und dessen autochthonen und parautochthonen Sedimentbedeckung sowie der oberhelvetischen Axen-Decke befindet sich lokal das Mättental-Melange, das aus intensiv deformiertem «Wilflysch» besteht. Die oberhelvetische Axen-Decke mit einer Sedimentabfolge von der Trias bis ins Paläogen stellt die höchste tektonische Einheit im Kartengebiet dar. Ihr Deformationsstil ist stark von der Fazies beeinflusst und deshalb sehr heterogen. So zeigen die tonig-mergeligen Abfolgen des Doggers plastisch-disharmonische Falten, während die mächtigeren Kalkpartien des Malms zerbrochen und verschuppt sind.

Quartärgeologisch beachtenswert sind einerseits die gut dokumentierten Spuren der Gletscher, die vom letzteiszeitlichen Maximum über die spät- und postglazialen Stadien bis zum heutigen Gletscherschwund mit seinen Begleiterscheinungen reichen; und andererseits das Gebiet des Kirchets zwischen Meiringen und Innertkirchen, in welchem sich während der Letzten Eiszeit durch subglaziale Schmelzwassererosion mehrere Schluchten in den Fels geschnitten haben, wovon bis auf die heute zugängliche Aareschlucht alle mit Moränenmaterial wieder verfüllt worden sind. Innerhalb des Kartengebiets befinden sich zudem mehrere

grossräumige Sackungsgebiete. Hervorzuheben ist in diesem Zusammenhang die Südflanke des Gadmertals, wo aufgrund starker tektonischer Deformation parallel zur Talachse verlaufende Anisotropien im Gestein geschaffen wurden, die das gravitative Abgleiten von Gesteinsmassen begünstigen. Ein weiteres grossräumiges Sackungsgebiet befindet sich im Gebiet Hasliberg Hohfluh – Balisalp – Mägisalp in den tonig-mergeligen Gesteinen des Doggers der Axen-Decke.

Das nördliche Kartengebiet ist dank der mächtigen Kalkformationen reich an markanten Karsterscheinungen wie Dolinen und Höhlen. Die Betten- und die Schratthöhle im Gebiet der Melchsee-Frutt zählen mit einer Länge von 30 beziehungsweise 20 km zu den längsten Höhlen der Schweiz.

Im Gebiet Planplatten – Balmeregghorn – Ärzegg wurden vom 14. bis 19. Jahrhundert in mehreren Gruben die Eisenerzvorkommen des Planplatte-Eisenooliths abgebaut. Einen weiteren gebietspezifischen Rohstoff stellt das Wasser dar: Das Susten- und das südlich angrenzende Grimselgebiet sind wegen der hohen Niederschlagsmengen, der grossen Höhenunterschiede und des stabilen kristallinen Untergrunds prädestiniert zur Nutzung der Wasserkraft für die Stromproduktion. So prägen heute Staumauern, Stollen, Ausbruchsdeponien, Kraftwerksbauten und Stromleitungen grosse Teile des Kartengebiets.

RÉSUMÉ

Le territoire couvert par la feuille Innertkirchen comprend, dans sa moitié sud-est, la bordure septentrionale du massif de l'Aar, constituée principalement de gneiss et de migmatites polymétamorphiques pré-varisques, ainsi que de schistes et amphibolites subordonnés. Les traces de trois orogénèses sont encore reconnaissables, à des degrés très divers, dans ces roches cristallines: l'orogénèse calédonienne à l'Ordovicien, l'orogénèse varisque au Carbonifère et l'orogénèse alpine au Cénozoïque. Le Granite du Telltistock, mis en place au Carbonifère tardif ($304,4 \pm 1,0$ Ma), est le seul représentant, dans la région couverte par la carte, des roches intrusives tardi- à post-varisques beaucoup plus nombreuses et étendues dans le reste du massif de l'Aar. Les formations volcano-sédimentaires permocarbonifères du Wendenjoch et du Trift s'étirent en de minces bandes redressées, parallèlement à l'axe principal du massif de l'Aar dont elles révèlent la structure interne. Ces roches, initialement formées à la surface ou à faible profondeur, ont été entraînées en profondeur le long de grands plans de chevauchement s'enfonçant dans le socle cristallin. Leurs relations géométriques avec les roches intrusives ont fourni de précieux indices pour la reconstitution de l'histoire éo- à post-varisque du massif de l'Aar. La couverture sédimentaire mésozoïque autochtone et parautochtone de ce massif comprend des roches triasiques à oligocènes qui forment le flanc nord-ouest et les parties sommitales de l'Ürbachtal et du Gadmertal. Au Miocène, le cristallin du massif de l'Aar et sa couverture sédimentaire ont été soulevés en

forme de dôme. De ce fait, les couches plongent ici majoritairement de 20 à 50° vers le nord-ouest.

Le Mélange du Mättental, ultrahelvétique, s'intercale entre l'Helvétique inférieur (massif de l'Aar et sa couverture sédimentaire autochtone et parautochtone) et l'Helvétique supérieur (nappe de l'Axen). Il est constitué de «Wildflysch» intensément déformé. La nappe de l'Axen, avec sa succession sédimentaire allant du Trias au Paléogène, représente l'unité tectonique la plus élevée du territoire cartographié. Son style de déformation est très hétérogène, variant fortement selon les faciès affectés. Ainsi, les séries argileuse ou marneuses du Dogger sont plissées de manière plastique et disharmonique, tandis que les épais niveaux calcaires du Malm sont fracturés et écaillés.

Au Quaternaire, les glaciers ont laissé des traces bien visibles, sous forme de dépôts du Dernier Maximum Glaciaire et des stades tardi- à postglaciaires jusqu'au retrait actuel, ainsi que par l'érosion par les eaux sous-glaciaires dans le secteur du Kirchet entre Meiringen et Innertkirchen. Ces eaux ont creusé plusieurs entailles dans le substratum rocheux pendant la Dernière Période Glaciaire, qui ont ensuite été remplies par du matériel morainique, à l'exception de la gorge actuelle de l'Aar que l'on peut visiter aujourd'hui. Plusieurs grandes zones de tassement sont présentes dans le périmètre de la carte, en particulier dans le versant sud du Gadmertal où le glissement gravitaire des masses rocheuses est favorisé par l'anisotropie des roches résultant d'une forte déformation tectonique d'orientation parallèle à l'axe de la vallée. Les roches argileuses et marneuses du Dogger de la nappe de l'Axen sont à l'origine d'une autre vaste zone instable dans le secteur Hasliberg Hohfluh – Balisalp – Mägisalp.

Du fait de la présence d'épaisses formations calcaires, la partie nord du territoire de la carte est marquée par des morphologies karstiques telles que des dolines et des grottes. Dans la région de Melchsee-Frutt, la Bettenhöhle et la Schrattehöhle comptent parmi les cavités les plus longues de Suisse, avec un développement respectivement de 30 km et 20 km.

Du 14^e au 19^e siècle, l'Oolite ferrugineuse de la Planplatte a fait l'objet de plusieurs exploitations dans le secteur Planplatten – Balmeregghorn – Ärzegg. L'eau constitue une autre ressource spécifique de la région: du fait des grandes quantités de précipitations, des importantes différences d'altitude et de la stabilité du sous-sol cristallin, les régions du Susten et du Grimsel étaient prédestinées à l'utilisation de la force hydraulique pour la production d'électricité. Une grande partie du territoire de la carte est ainsi aujourd'hui marquée par les murs de barrages, les galeries et les déblais des installations hydroélectriques et les lignes électriques.

RIASSUNTO

Il territorio del foglio Innertkirchen comprende, nella sua metà sud-orientale, il margine settentrionale del massiccio dell'Aar, il quale è costituito principalmente da gneiss polimetamorfici pre-varisici, così come da scisti e anfiboliti subordinati. In queste rocce cristalline, le impronte di tre orogenesi sono ancora riconoscibili in diverse forme: l'orogenesi caledoniana nell'Ordoviciano, l'orogenesi varisica nel Carbonifero e l'orogenesi alpina nel Cenozoico. Nella regione cartografata, il Granito del Telltistock, formatosi durante il Carbonifero Tardo ($304,4 \pm 1,0$ Ma), è l'unico rappresentante delle rocce intrusive tardi- fino a post-varisiche del massiccio dell'Aar le quali affiorano altrove abbondantemente o su grandi aree. Le formazioni vulcano-sedimentarie permocarbonifere del Wendenjoch e del Trift si estendono in fini bande subverticali parallelamente all'asse principale del massiccio dell'Aar, le quali ne rivelano la struttura interna. Queste rocce, formate inizialmente alla superficie o a debole profondità, sono state trascinate in profondità nello zoccolo cristallino lungo i grandi piani di sovrascorrimento. Le loro relazioni geometriche con le rocce intrusive hanno fornito degli indizi preziosi per la ricostruzione della storia eo- fino a post-varisica del massiccio dell'Aar. La copertura sedimentaria mesozoica autoctona e parautoctona di questo massiccio comprendono rocce triassiche a oligoceniche che formano gli imponenti versanti nord-occidentali e le aree sommitali di Ürbachtal et Gadmertal. Nel Miocene, lo zoccolo cristallino del massiccio dell'Aar e la sua copertura sedimentaria sono stati sollevati a cupola. A causa di questo processo, gli strati sono qui orientati essenzialmente verso nord-ovest con un angolo situato tra 20 e 50°.

Il Mélange di Mättental, ultraelvetico, si intercala tra l'Elvetico inferiore (Massiccio dell'Aar e la sua copertura sedimentaria autoctona e parautoctona) e l'Elvetico superiore (falda dell'Axen) il quale è costituito da «Wildflysch» intensamente deformato. Con la sua successione sedimentaria triassica fino a paleogenica, la falda dell'Axen rappresenta l'unità tettonica la più elevata dell'area cartografata. Il suo stile di deformazione risulta fortemente influenzato dal tipo di facies ed è quindi molto eterogeneo. Le serie argillose e marnose del Dogger sono qui piegate plasticamente e disarmonicamente, mentre gli spessi strati calcarei del Malm sono fratturati e scagliati.

Durante il Quaternario i ghiacciai hanno lasciato tracce ben visibili sotto forma di depositi dell'Ultimo Massimo Glaciale e da stadi tardi- a postglaciali fino al ritiro attuale, nonché dall'erosione causata dalle acque subglaciali nel settore di Kirchet tra Meiringen e Innertkirchen. Quest'ultime hanno inciso, durante l'Ultimo Periodo Glaciale, molteplici intagli nel substrato roccioso i quali sono stati riempiti da materiale morenico, salvo la gola attuale dell'Aar la quale si può visitare oggi. Diverse grandi zone di assestamento sono presenti nell'area cartografata, in particolare nel versante sud della Gadmertal dove lo scivolamento gravitativo delle masse rocciose è facilitato dall'anisotropia delle rocce soggette a una for-

te deformazione tettonica orientata parallelamente lungo l'asse della valle. Le rocce argillose e marnose del Dogger della falda dell'Axen sono all'origine di un'altra vasta zona di instabilità nel settore Hasliberg Hohfluh – Balisalp – Mägisalp.

Grazie alla presenza di spesse formazioni calcaree, il settore settentrionale dell'area cartografata è marcato da morfologie carsiche come doline e grotte. Nella regione di Melchsee-Frutt, la Bettenhöhle et la Schrattenhöhle contano tra le cavità più lunghe della Svizzera, con uno sviluppo complessivo rispettivamente di 30 e 20 km.

Dal quattordicesimo al diciannovesimo secolo, l'Oolite ferruginosa della Planplatte è stata soggetta a diverse attività estrattive nel settore Planplatten – Balmereggorn – Ärzegg. L'acqua rappresenta un'altra risorsa specifica della regione: grazie alle abbondanti precipitazioni, alle importanti variazioni di quota e alla stabilità dello sottosuolo cristallino, le regioni del Susten e del Grimsel erano predestinate all'utilizzazione della forza idraulica per la produzione di elettricità. Una grande porzione dell'area cartografata è oggi marcata dalla presenza di dighe, gallerie, da discariche di materiali di scavo delle installazioni idroelettriche e da linee elettriche.

SUMMARY

The area of the Innertkirchen Atlas sheet comprises, in the south-eastern part, the northern edge of the Aar Massif, which is primarily built up by polymetamorphic pre-Variscan gneisses and migmatites and, to a lesser extent, by schists and amphibolites. These crystalline basement rocks have been overprinted by three orogenic cycles which left their traces in completely different degrees: the Caledonian during Ordovician, the Variscan during Carboniferous and the Alpine during Cenozoic times. Intruded in the Late Carboniferous, the late to post-Variscan Telltistock Granite ($304,4 \pm 1,0$ Ma) represents the only occurrence of the Aar Massif's intrusive rocks in the map area, which generally occur in large numbers or over large areas in other places. The permo-carboniferous Wendenjoch and Trift Formations extend along the strike of the Aar Massif as thin, steeply inclined volcano-sedimentary sequences 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. The autochthonous and parautochthonous Mesozoic sedimentary cover of the Aar Massif comprises Triassic to Eocene sedimentary rocks and forms the prominent northwestern flanks of the valleys and summits of the Ürbach- and Gadmertal. During the Miocene deformation of the Aar Massif, both the sedimentary cover and the underlying crystalline basement were raised as a dome. Hence, the beds dip mostly 20 to 50° to the northwest.

Between the lower Helvetic Aar Massif – including its autochthonous and parautochthonous sedimentary cover – and the upper Helvetic Axen Nappe, the Mätental Melange, which consists of intensively deformed «Wildflysch», occurs locally. The upper Helvetic Axen Nappe, with its sedimentary sequence from the Triassic to the Palaeogene, represents the highest tectonic unit in the map area. Its deformation style is strongly influenced by the facies and is therefore very heterogeneous. The shaly-marly sequences of the Dogger show plastic-disharmonic folds, while the thick limestones of the Malm are faulted and imbricated.

Noteworthy from a quaternary point of view is, on one hand, the well documented traces of the glaciers, ranging from the clearly visible features of the Last Glacial Maximum (LGM) to the late- to postglacial stages and finally to the present-day glacial retreat and its noticeable phenomena; and on the other hand, the area of the Kirchet between Meiringen and Innertkirchen where, during the last glaciation, several gorges were carved into the bedrock by subglacial meltwater erosion; all of which have been filled with glacial till except for the Aare gorge, which is accessible today. In addition, several large-scale areas with landslides are located within the map area. Noteworthy in this context, is the southern flank of the Gadmertal, where – due to strong tectonic deformation – anisotropies in the rocks were formed parallel to the axis of the valley and which facilitate gravitationally induced sliding of rock masses. Another large landslide is located in the Hasliberg Hohfluh – Balisalp – Mägisalp area in the shaly-marly Dogger units of the Axen Nappe.

Thanks to the thick limestone formations, the northern map area is rich in prominent karst phenomena such as sinkholes and caves. The Betten and Schratzen caves in the Melchsee-Frutt area are among the longest caves in Switzerland with a length of 30 and 20 km, respectively.

In the Planplatten-Balmeregghorn-Ärzegg area, iron ore deposits of the Planplatte Iron Oolite were mined from 14th to 19th century at several locations. Another area-specific natural resource is water: Due to the high levels of precipitation, the large differences in altitude and the stable crystalline bedrock, the Susten and the southern adjacent Grimsel regions are suitable for hydroelectric power production. Today, large parts of the map area are covered by anthropogenic features such as dams, tunnels, excavation dumps, power station buildings and power lines.

EINFÜHRUNG

Geographische Übersicht

Das Gebiet von Blatt Innertkirchen des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 umfasst einen Ausschnitt aus dem Gebirgszug im Grenzbereich der Kantone Bern, Ob- und Nidwalden, der mit komplexem Verlauf östlich des Tannensees beziehungsweise nordöstlich des Jochpasses die Wasserscheide zwischen den Einzugsgebieten der Aare und der Reuss bildet. Im Südwesten verläuft auf etwa 10 km Länge das vom Grimselpass herkommende untere Haslital durch das Kartengebiet, in das bei Innertkirchen von Südwesten her das Ürbachtal und von Ostnordosten das vom Sustenpass herkommende Gadmertal einmünden. Das Gental, ein bedeutendes Südwest-Nordost streichendes Seitental, zweigt bei Innermühletal vom Gadmertal nach Nordosten ab und erstreckt sich über die Engstlenalp bis zum Jochpass in der nordöstlichen Kartengebietsecke. Alle Täler sind tief eingeschnitten und werden von den höchsten Gipfeln des dazwischenliegenden Gebirgszugs um bis zu 2000 m überragt. Die bekanntesten und höchsten Erhebungen des Kartengebiets sind der Gross Wendstock mit 3042 m ü.M., der Mären mit 2970 m ü.M. (Gadmerflüö), das Mährenhorn mit 2923 m ü.M., die Hohjegiburg mit 2639 m ü.M. (Engelhörner), der Tällistock mit 2580 m ü.M. und der Glogghüs mit 2534 m ü.M. Nicht speziell hoch, aber aufgrund ihrer morphologisch eindrucklichen Erscheinung dennoch erwähnenswert, sind der Loibstock mit 1689 m ü.M. und der Pfaffenhopf mit 1849 m ü.M., die sich südwestlich von Innertkirchen am Ausgang des oberen Haslitals befinden. Der tiefste Punkt im Kartengebiet liegt auf gut 585 m ü.M. westlich von Meiringen, wo die Aare den westlichen Kartengebietsrand schneidet.

Das Gebiet von Blatt Innertkirchen ist allgemein eher dünn besiedelt. Die grössten Siedlungen beschränken sich auf die westliche Kartengebietshälfte; dies sind Meiringen, Hasliberg und Innertkirchen. Grösster Ort im Gadmertal ist das namengebende Gadmen.

Geologische Übersicht

Das Kartengebiet umfasst im Südosten Teile des Nordrands des unterhelvetischen Aar-Massivs mit seiner autochthonen und parautochthonen Sedimentbedeckung und im Nordwesten die komplette helvetische Sedimentabfolge der oberhelvetischen Axen-Decke. Die darüberliegende Drusberg-Decke streift – allerdings komplett überlagert von quartären Lockergesteinen – gerade noch die nordwestliche Kartengebietsecke. Lokal ist das ultrahelvetische Mättental-Melange zwischen den unter- und oberhelvetischen Einheiten eingeschuppt.

Die südöstliche Kartengebietshälfte wird von vier Südwest-Nordost streichenden lithologischen Grosseinheiten des polymetamorphen prävariszischen

Kristallins («Altkristallin») des *Aar-Massivs* eingenommen. Von Südosten nach Nordwesten folgen sich der Ofenhorn-Stampfhorn-, der Guttannen- und der Erstfeld-Gneiskomplex sowie der Innertkirchen-Migmatit. Der *Ofenhorn-Stampfhorn-* und der *Guttannen-Gneiskomplex* bestehen aus wenig typischem, häufig gebändertem migmatitischem Biotit-Plagioklasgneis und Biotit-(Chlorit-)Serizitgneis bis -schiefer. In der südöstlichen Kartengebietsecke führt der Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex beträchtliche Anteile an migmatitischem Schollenamphibolit, dem auffälligsten und charakteristischen Leitgestein dieser Einheit. Beide im Kartengebiet nur kleinräumig vorkommenden Gneiskomplexe ziehen gegen Südwesten ins Grimselgebiet, wo sie grossflächige Areale einnehmen (Blatt Guttannen, ABRECHT in Vorb.). Ihre tektonometamorphe Entwicklung, insbesondere die chronologische Rekonstruktion, ist bis heute nicht restlos geklärt.

Der *Erstfeld-Gneiskomplex* repräsentiert einen 2 bis 4 km breiten und rund 9 km langen, in das Gebiet der Nachbarblätter Guttannen und Meiental weiterziehenden Gesteinskörper. Die dominierende Lithologie, ein oft als Lagenmigmatit ausgebildeter Biotit-Plagioklasgneis (Erstfeld-Gneis), enthält im Gebiet des östlich anschliessenden Atlasblatts Meiental zahlreiche ungleich grosse Vorkommen von Paragneis, Kalksilikatfels, Marmor, Amphibolit und Serpentin mit reliktschen Mineralbeständen und Strukturen (Silberberg-Komplex; SCHALTEGGER 1984). In diesen Vorkommen konnte der Nachweis eines ordovizischen (kaledonischen) Metamorphosezyklus erbracht werden (SCHALTEGGER 1993).

Der *Innertkirchen-Migmatit* streicht als 16 km langer und 3 bis 4 km breiter Zug durchs Kartengebiet. Typisch ist ein migmatitisches Gestein, welches in einem pinitreichen, granodioritischen Substrat Schollen von Paragneis, Erstfeld-Gneis, Marmor und Amphibolit enthält. Seine Überprägung als Migmatit ist mit 445 Ma datiert und demnach silurischen Alters (SCHALTEGGER 1992, 1993). Neuere Arbeiten geben allerdings wesentlich jüngere Alter von etwa 300 Ma – im Bereich der Grenze Karbon/Perm – für die Migmatisierung an (OLSEN et al. 2000, HETTMANN et al. 2009, LANGENEGGER 2018). Diese neuen Daten weisen darauf hin, dass die anatektische Überprägung des Innertkirchen-Migmatits polyzyklisch gewesen sein dürfte.

Innerhalb des prävariszischen Kristallins erstrecken sich mehrere geringmächtige, steilstehende Ost–West oder Nordost–Südwest orientierte Züge spät- bis postvariszischer Vulkanite und Sedimentgesteine (Spätes Karbon – Frühes Perm), die ein fundamentales Element für die interne strukturelle Gliederung des Aar-Massivs darstellen. Im Kartengebiet sind dies die *Wendenjoch-Formation* im Gebiet der Bänzlouwisewleni und die *Trift-Formation* im Bereich der Trifhütte SAC.

In der Südostecke des Kartengebiets bildet der spät- bis postvariszische *Tellstock-Granit*, der auf $304,4 \pm 1,0$ Ma datiert wurde (schriftl. Mitt. U. Schaltegger 2020), einen eher kleinen, länglichen Intrusionskörper mit einer Länge von etwa 1,6 km und einer Breite von knapp 300 m.

Die *autochthonen und parautochthonen Sedimentgesteine des Aar-Massivs* streichen diagonal von der südwestlichen zur nordöstlichen Kartengebietsgrenze und bilden einen vor allem entlang des Gentials gut aufgeschlossenen komplexen Schuppenbau. Die autochthone Sedimentabfolge (Trias–Oligozän) überlagert den Innertkirchen-Migmatit primär über einer im Perm gebildeten Verwitterungszone, mit einem nordwestlichen Einfallen von 25–45°. Im Ürbachtal (Engelhörner) und entlang der Nordflanke des Gadmertals bildet sie eine geschlossene, bis mehrere hundert Meter hohe Wandflucht, die einen eindrücklichen geologischen, morphologischen und landschaftlichen Kontrast zu den Bergformen im Kristallin darstellt. Hervorzuheben sind die ins Kristallin eingeschuppten Sedimentgesteine am Loibstock und am Pfaffenchof bei Innertkirchen.

Das *Mättental-Melange* tritt im Kartengebiet nur lokal zwischen den unter- und oberhelvetischen Einheiten auf. Es handelt sich dabei um einen «Wildflysch» mit Paketen von Sedimentgesteinen der Wang-, Bürgen- und Taveyannaz-Formation.

Die oberhelvetische *Axen-Decke* mit ihrer stark verfalteten und verschuppten Sedimentabfolge (Trias–Eozän) stellt die strukturell höchste Einheit dar und nimmt die gesamte nordwestliche Kartengebietshälfte ein.

STRATIGRAPHIE UND PETROGRAPHIE

Die lithostratigraphischen Bezeichnungen und der Aufbau der Kartenlegende für das Kristallin des Aar-Massivs basieren auf der für die Geologische Spezialkarte Nr. 129 «Geological Map of the Aar Massif, Tavetsch and Gotthard Nappes» (BERGER et al. 2017a, b) erarbeiteten tektonischen und lithostratigraphischen Gliederung sowie auf der daraus abgeleiteten harmonisierten Nomenklatur. In einzelnen Fällen wurde diese lithostratigraphische Gliederung im Gebiet von Blatt Innertkirchen aufgrund lithologischer und chronostratigraphischer Neubeurteilungen – gestützt auf Feldbefunden im Kartengebiet und den daraus abgeleiteten neuen Interpretationen – leicht angepasst beziehungsweise erweitert. Dies betrifft einerseits den Tellistock-Granit, der nun erstmals als eigenständiger Granitkörper gedeutet und aufgrund seines Intrusionsalters von $304,4 \pm 1,0$ Ma (vorläufiges Alter, schriftl. Mitt. U. Schaltegger 2020) der spät- bis postvariszischen Haslital-Gruppe zugewiesen wurde; und andererseits den Innertkirchen-Migmatit, der neu – im Gegensatz zum Innertkirchen-Lauterbrunnen-Gneiskomplex der Geologischen Spezialkarte Nr. 129 – als Migmatit bezeichnet wurde. Im Zuge dieser Anpassung wurde der Doppelname durch einen Einfachnamen, wie dies in der Bezeichnung von lithostratigraphischen Einheiten üblich ist, ersetzt.

Die lithostratigraphischen Bezeichnungen für die mesozoischen Sedimentgesteine des Aar-Massivs (Autochthon und Parautochthon), der Axen-Decke und des Mättental-Melanges folgen den aktuellen Richtlinien des lithostratigraphischen Lexikons der Schweiz (www.strati.ch).

UNTERHELVETIKUM

AAR-MASSIV

Prävariszisches Kristallin

Das polymetamorphe prävariszische Kristallin des Aar-Massivs – in der Literatur meist mit dem Sammelbegriff «Altkristallin» bezeichnet – wird im Gebiet von Atlasblatt Innertkirchen von Nordwesten nach Südosten in die Innertkirchen-Lauterbrunnen-, die Erstfeld-, die Ferden-Guttannen- und die Sustenhorn-Zone gegliedert (s. Nebenkarte «Tektonische Übersicht 1:200 000»; LABHART et al. 2015a, b, BERGER et al. 2017a, b). Weitere zusammenfassende Arbeiten zur Gliederung des Aar-Massivs finden sich in CADISCH (1953), LABHART (1977) und ABRECHT (1994). Einen detaillierten Überblick zur Erforschungsgeschichte des

prävariszischen Kristallins gibt ABRECHT (in Vorb.). In dieses prävariszische Kristallin sind im Frühen Karbon bis Frühen Perm die früh- bis postvariszischen Intrusiva eingedrungen, wobei der Zentrale Aare-Granit als grösster Intrusionskörper über weite Strecken die Kernzone des Aar-Massivs bildet (LABHART 1977). Bei der Platznahme der Intrusiva gelangten Teile des Magmas bis an die damalige Erdoberfläche und wurden dort als Vulkanite und vulkanoklastische Gesteine abgelagert (SCHENKER 1986).

Das prävariszische Kristallin dominiert den südöstlichen Kartengebietsteil, wobei die Gesteine der Innertkirchen-Lauterbrunnen- und der Erstfeld-Zone den weitaus grössten Teil einnehmen und sich entlang des Gadmertals und den südöstlich angrenzenden Gipfelpartien vom östlichen Kartengebietsrand bis ins Ürbachtal erstrecken. Beschränkt auf die südöstliche Kartengebietsecke im Gebiet Triftelti – Zwischen Tierbergen, bilden die Ferden-Guttannen- und die Sustenhorn-Zone deutlich kleinere Areale.

SUSTENHORN-ZONE

Die Bezeichnung Sustenhorn-Zone wurde erstmals in der Kartenlegende von Atlasblatt Meiental des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 für das prävariszische Kristallin zwischen dem Erstfeld-Gneiskomplex und dem Zentralen Aare-Granit erwähnt (LABHART et al. 2015b). In der Geologischen Spezialkarte Nr. 129 (BERGER et al. 2017a) sowie im Urner Reusstal und östlich anschliessenden Gebieten (Atlasblatt Amsteg, GISLER et al. 2018) wurde die Sustenhorn-Zone etwas weiter gefasst und durch zusätzliche lithostratigraphische Einheiten des prävariszischen Kristallins, die geographisch etwa in derselben Position bezüglich des alpinen Streichens liegen, ergänzt. Die Bezeichnung Sustenhorn-Zone ersetzt die für diese Gesteine in der älteren Literatur verwendeten Begriffe «Hornblendeschiefer» (BALTZER 1888, HUGI 1922, 1934) und «Südlicher Teil der Zone der Serizitschiefer und -gneise» (ALB. HEIM 1921). Der im Haslital im Gebiet von Blatt Guttannen definierte Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex (SCHENKER & ABRECHT 1987, ABRECHT & SCHALTEGGER 1988) ist die dominierende lithostratigraphische Einheit der Sustenhorn-Zone nördlich des Zentralen Aare-Granits und erstreckt sich vom Lötschental bis ins Val Russein (BERGER et al. 2017a).

Die Sustenhorn-Zone wird gegen Südosten durch die Intrusionskontakte der Haslital-Gruppe beziehungsweise weiter im Osten (Blätter Amsteg und Trun) der Rötifirn-Gruppe scharf begrenzt. Die Abgrenzung zur Erstfeld-Zone im Nordwesten ist dagegen – mit Ausnahme entlang der Einschuppung der permokarbonischen Intschi-Formation (Lötschental-Maderanertal-Zone, BERGER et al. 2017a) und der autochthonen mesozoischen Sedimentgesteine im Gebiet von Atlasblatt Meiental – schwierig, da das prävariszische Kristallin mineralogisch und strukturell von jeweils sehr ähnlichen Gesteinen aufgebaut wird. Als Hauptkriterium für die Grenzziehung dient im Allgemeinen das Auftreten der für den Ofenhorn-

Stampfhorn-Gneiskomplex charakteristischen Vorkommen von Schollenamphibolit (ABRECHT 1980, GISLER 2018). Ab dem Gebiet Zwischen Tierbergen wird die Sustenhorn-Zone am Kontakt zur Erstfeld-Zone in südwestlicher Richtung durch die Ferden-Guttannen-Zone abgelöst. Deren Abgrenzung ist jedoch im Gelände nicht klar festzulegen und erfolgte vor allem aus konzeptuellen Gründen, um den Anschluss mit dem östlich angrenzenden Atlasblatt Meiental zu gewährleisten. Diese unscharfen Grenzbeziehungen haben HUTTENLOCHER (1947) dazu bewogen, die Sustenhorn-Zone als Teil der «Nördlichen Schieferzone» (heute als Ferden-Guttannen-Zone bezeichnet, BERGER et al. 2017a) zu betrachten. Wieder klar zur Sustenhorn-Zone gehörende Gesteine mit den für diese Zone charakteristischen Vorkommen von Schollenamphibolit befinden sich östlich der Trifthütte SAC in der südöstlichen Kartengebietsecke.

GM₀₅ Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex: mehrheitlich migmatitischer gebänderter Biotit-Plagioklasgneis, Biotit-Serizitschiefer mit Einschaltungen von Amphibolit und Quarzit

Der Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex streift das Gebiet von Atlasblatt Innertkirchen lediglich am östlichen Kartengebietsrand südlich Zwischen Tierbergen und in der südöstlichsten Kartengebietsecke oberhalb der Trifthütte SAC und nimmt somit eine Fläche von deutlich unter 1 km² ein. Dieses kleine und nicht überall leicht zugängliche Areal ist wenig geeignet für einen repräsentativen Überblick. Hierzu sei auf die Beschreibung der grossflächigen Vorkommen im Gebiet von Atlasblatt Meiental (LABHART et al. 2015, S. 15ff.), und insbesondere auf die moderne Neubearbeitung der südwestlichen Fortsetzung im Rahmen der Kartierung von Blatt Guttannen durch ABRECHT (in Vorb.) verwiesen.

Im Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex dominieren biotitreiche, häufig migmatitische Gneise und Schiefer, deren rostig rotbraune Verwitterungsfarbe die Grate und Gipfel des oberen Voralptals, des Fedistocks und der mittleren Gornen im Nordosten (Atlasblatt Meiental) sowie das Ofenhoren, Stampfhoren und Steinlouwihorn im Südwesten (Blatt Guttannen) prägt. Generell handelt es sich um einen Plagioklas führenden Biotitgneis mit wenig Kalifeldspat, oder dessen verschieferten und retrograd überprägten Äquivalente wie Chlorit- und Serizitschiefer. Der Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex ist im Detail sehr heterogen aufgebaut. Im Aufschlussbereich sind meist verschiedene Typen von Gneis zu erkennen, deren Auskartierung jedoch nicht möglich ist, da kleinräumig fließende Übergänge vorherrschen und somit keine zusammenhängenden Bereiche ausgedehnt werden können. Verbreitete Typen von Gneis sind beispielsweise:

- Biotitgneis unterschiedlicher Korngrösse, kalifeldspatarm oder -frei,
- verfältelter lagiger (gebänderter) migmatitischer Biotit-Plagioklasgneis (Metatexit, auch als Bändergneis oder Lagenmigmatit bezeichnet), zum Teil mit

Kalifeldspat in den hellen Lagen und gelegentlich auftretenden mafischen Schollen,

- kleinaugiger Gneis mit Kalifeldspateinsprenglingen,
- Hornblende führender Gneis.

Die Verschieferung, verbunden mit retrograden Mineralreaktionen, ist durchwegs intensiv, aber auch selektiv. In wenig deformierten Partien ist ein Altbestand mit Vorkommen von Amphibolit, Amphibolitmigmatit, Hornblendit, Metagabbro, gebändertem Biotit-Plagioklasgneis sowie Quarzit und Kalksilikatfels zu beobachten. In solchen Partien sind oft alte, das heisst präalpine, variabel orientierte Gefüge erhalten geblieben, wie dies beispielsweise exemplarisch im Vorfeld des Hangfirns südöstlich des Stucklistocks (ca. Koord. 2679.600/1173.700 im Gebiet von Atlasblatt Meiental) beobachtet werden kann. Die Schieferung weist oft die charakteristische alpine Nordost-Südwest streichende Orientierung auf. Wie die Lage vieler Gänge jedoch zeigt, ist diese Orientierung aber bereits präalpin, vermutlich variszisch, angelegt und später von Fall zu Fall mehr oder weniger lagekonstant alpin überprägt worden.

Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex mit migmatitischem Schollenamphibolit

Der östlich der Trifthütte SAC anstehende, intensiv rostig rotbraun anwitternde biotitreiche migmatitische Bändergneis ist charakterisiert durch die zahlreich auftretenden schollenförmigen basischen und ultrabasischen Einschaltungen (Schollenmigmatit). Diese Vorkommen sind Teil der 1 bis 2 km mächtigen Amphibolit führenden Zone der nördlichen Sustenhorn-Zone, die sich vom Haslital im Südwesten bis ins Maderanertal im Nordosten erstreckt und eines der grössten Vorkommen derartiger Gesteine in den schweizerischen Externmassiven darstellen dürfte.

Verbreitet sind Einschaltungen von dunkelgrünem lagigem Amphibolit sowie Bändergneiskomplexe mit einem hohen Anteil an Amphibolitschollen oder -lagen. Migmatitische Bildungen sind sehr häufig, vor allem die charakteristischen Vorkommen von migmatitischem Schollenamphibolit, wie sie etwa als Erratiker in der Umgebung der Trifthütte SAC (Fig. 1), entlang des Wegs zur Trifthütte SAC wie auch unweit der Windegghütte SAC studiert werden können.

Die nördliche Abgrenzung gegen den migmatitischen Biotitgneis des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes ist nicht scharf. Sie vollzieht sich graduell durch allmähliches Aussetzen der Amphibolitschollen. Der migmatitische Schollenamphibolit und der Bändergneis zeigen oft einen gut erhaltenen, von der alpinen Deformation weitgehend verschonten, alten Lagen- und Faltenbau, manchmal mit dominanter Nord-Süd-Orientierung, der am Nordrand von den Randbrüchen der Lötschental-Maderanertal-Zone diskordant abgeschnitten wird (Atlasblatt Meiental, LABHART et al. 2015a, b).



Fig. 1: Erratischer Block eines migmatitischen Schollenamphibolits bei der Triflhütte SAC mit Schollen aus gebändertem Amphibolit in einer leukokraten, massigen quarz- und feldspatreichen Matrix. Foto M. Wiederkehr, 2019.

FERDEN-GUTTANNEN-ZONE

Die Ferden-Guttannen-Zone wurde von BERGER et al. (2017a, b) definiert und umfasst den Lötschental- und den Guttannen-Gneiskomplex. Sie ersetzt die in der früheren Literatur des Aar-Massivs geläufigen Bezeichnungen «Kristalline Schiefer von Guttannen», «Zone der Serizitschiefer und -gneise» und «Schieferzone» (VON FELLEBERG 1887, BALTZER 1888, ALB. HEIM 1921). Die Ferden-Guttannen-Zone erstreckt sich vom Lötschental über den Grossen Aletschfirn, Lauteraar- und Gauligletscher, Ritzlihorn und Steinhühorn und keilt am Südennde des Triftgletschers in Richtung Tierberglücke bei Zwischen Tierbergen aus. Als Vertreter der Ferden-Guttannen-Zone tritt im Gebiet von Blatt Innertkirchen nur der Guttannen-Gneiskomplex auf. Dieser erstreckt sich in der südöstlichen Kartengebietsecke vom Furtwangsattel über den Südhang des Trifttelli bis in den markanten Einschnitt Zwischen Tierbergen, wo er – vermutlich tektonisch bedingt – vom Ofenhorn-Stampforn-Gneiskomplex (Sustenhorn-Zone) abgelöst wird. Wie bereits auf Seite 17 erwähnt, ist das nordöstliche Ende der Ferden-Guttannen-Zone

nicht eindeutig zu kartieren, da der Übergang vom Guttannen-Gneiskomplex zum Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex fließend verläuft. Die auf der Karte dargestellte Grenze ist rein konzeptueller Art, damit ein nahtloser Anschluss zum östlich angrenzenden Atlasblatt Meiental gewährleistet ist.

Die Ferden-Guttannen-Zone wird nördlich von der Erstfeld-Zone begrenzt. Die Abgrenzung ist im Gelände allerdings nur schwierig festzulegen. Eine Ausnahme stellt der Furtwangsattel dar, wo eingeschuppte triassische Sedimentgesteine die Grenze markieren. Gegen Süden wird die Ferden-Guttannen-Zone grösstenteils von den Intrusiva der Haslital-Gruppe abgeschnitten (Zentraler Aare-Granit und Mittagflue-Granit; Blatt Guttannen), einzig zwischen Chilchlistock und Triftgletscher, unmittelbar im südlich angrenzenden Gebiet von Blatt Guttannen, wird sie von der Trift-Formation begrenzt. Im Kartengebiet bildet der Kontakt zum Telltistock-Granit die scharfe, schon von Weitem erkennbare südliche Begrenzung.

G_G Guttannen-Gneiskomplex: mehrheitlich migmatitischer Biotit-Plagioklasgneis mit Kalksilikatfelslinsen, Biotit-Chlorit- und Chlorit-Serizitgneis bis -schiefer

Der Guttannen-Gneiskomplex streicht als 250 bis 500 m breiter Zug von Südwesten in das Kartengebiet. Er bildet die nur schwer zugänglichen, steinschlägigen Südhänge des Trifttelli, von denen lawinentransportiertes Blockmaterial mit den für diese Einheit charakteristischen Kalksilikatfelslinsen in der Umgebung des Tälliseewlis liegen. In der ungefähr östlichen Fortsetzung jenseits des Undre Triftgletschers finden sich am Weg zur Triflhütte SAC weitere anstehende Kalksilikatfelslinsen, deren Auftreten zur Abgrenzung vom nördlich anschliessenden Erstfeld-Gneiskomplex herbeigezogen wurden. Interessanterweise wurden in der nordöstlichen Fortsetzung am Mittleren Tierberg und 2 bis 3 km weiter im Bereich der Tierberglühütte SAC (Atlasblatt Meiental) ähnliche Anreicherungen von solchen Kalksilikatfelslinsen beobachtet (LABHART et al. 2015a, S. 25). Dies könnte allenfalls ein Indiz sein, dass der Guttannen-Gneiskomplex noch etwas weiter nach Osten ziehen dürfte. Wie jedoch auf Seite 17 erwähnt, ist die nordöstliche Fortsetzung und die Abgrenzung zum Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex sehr unsicher.

Der Guttannen-Gneiskomplex ist im südlich angrenzenden Gebiet von Blatt Guttannen weitverbreitet und wurde dort detailliert beschrieben und kartiert (ABRECHT in Vorb., ABRECHT et al. in Vorb.). Im Kartengebiet dominieren bräunlich grauer Biotit-Plagioklas- und Biotitgneis, die durch migmatitische metatektische Gefüge in Form von konkordanten, lokal aber auch diskordanten, Leukosombildungen charakterisiert sind (Fig. 2). Daneben treten auch grünlich grauer Biotit-Chlorit- und Chlorit-Serizitgneis bis -schiefer auf, die als stark verschieferte und retrograd umgewandelte Äquivalente des Biotit-Plagioklas- und Biotitgneises ge-

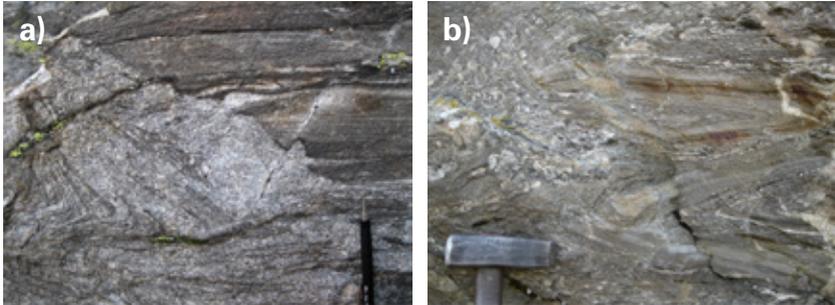


Fig. 2: Migmatitischer Biotit-Plagioklasgneis des Guttannen-Gneiskomplexes mit diskordanter Leukosombildung im Gebiet Zwischen Tierbergen. a) Das Leukosom durchsetzt diskordant die Bänderung. b) Der Faltenbau wird vom Leukosom diskordant durchschlagen.

Fotos M. Wiederkehr, 2016 (a) und 2019 (b).

deutet werden. Nur selten ist der primäre sedimentäre Schichtaufbau, heute als Stoffbänderung und Korngrößenverteilung überliefert, diffus zu erkennen.

Charakteristisch sind die bereits erwähnten häufig vorkommenden, konkordant eingelagerten, meist nur wenige Dezimeter grossen Kalksilikatfelslinsen. Selten sind auch eigentliche Schwärme zu beobachten. Aufgrund der geringen Grösse war eine Darstellung dieser Linsen im Kartenmassstab jedoch nicht möglich.

ERSTFELD-ZONE

Die Erstfeld-Zone (LABHART et al. 2015a, b, BERGER et al. 2017a, b; «Erstfelder Gneis» oder «Gneiszone von Erstfeld» in der älteren Literatur) umfasst im Gebiet von Atlasblatt Innertkirchen ein 2 bis 4 km breites Nordost–Südwest streichendes Kristallinreal, welches auf einer Länge von 9 km quer durch das Kartengebiet verläuft. Die Erstfeld-Zone repräsentiert neben der Innertkirchen-Lauterbrunnen-Zone den grössten kristallinen Komplex im Bereich des Kartengebiets. Der Erstfeld-Gneiskomplex, ein tonalitisches bis granodioritisches zusammengesetztes, partiell metatektisches Biotit-Plagioklasgneis mit mindestens teilweise gesichertem meta-sedimentärem Ursprung, stellt die dominierende lithostratigraphische Einheit dar und kann vom Gipfel der Jungfrau (Berner Oberland) im Südwesten bis Silenen (Urner Reusstal) im Nordosten verfolgt werden. Die markanten charakteristisch grauen Gipfel der Kette Mährenhorn–Radlefshoren–Giglistock, wobei letzterer knapp ausserhalb des Kartengebiets liegt, werden von den Gesteinen der Erstfeld-Zone aufgebaut. Eine detaillierte Beschreibung des Erstfeld-Gneiskomplexes ist in LABHART et al. (2015a) und ABRECHT (in Vorb.) enthalten.

Die Abgrenzung der Erstfeld-Zone sowohl gegen die nordwestlich anschliessende Innertkirchen-Lauterbrunnen-Zone als auch gegen die südöstlich angrenzende Ferden-Guttannen-Zone ist generell schwierig. Der Grund dafür liegt im ähnlichen Gesteinsinhalt, der vorwiegend aus biotit- und plagioklasreichen Gesteinen besteht, die infolge der im Kontaktbereich oft ausgeprägten Deformation und retrograden Überprägung nur schwer abzugrenzen sind. Ausnahmen repräsentieren Einschuppungen von stark deformierten permokarbonischen (Bänzlowiseewleni, MORGENTHALER 1921, NIBOUREL 2019) beziehungsweise triassischen Sedimentgesteinen (Furtwangsattel).

Der Kontakt zwischen der Innertkirchen-Lauterbrunnen- und der Erstfeld-Zone im Gebiet von Atlasblatt Innertkirchen – und beidseits weit darüber hinaus – ist tektonischer Natur, wie das Vorhandensein eines grauen bis dunkelgrauen oder pechschwarzen Mylonits («Grenzmylonit» nach KAMMER 1980) von einigen Dezimetern bis mehreren Metern Mächtigkeit belegt (s. auch Diskussion in LABHART et al. 2015a, S. 64ff.).

GM_E Erstfeld-Gneiskomplex: teilweise metatektischer Biotit-Plagioklasgneis, Biotit-Serizitgneis bis -schiefer

Die mit Abstand dominierende Lithologie des Erstfeld-Gneiskomplexes ist ein in verschiedenen Grössenordnungen verfalteter, lagiger beziehungsweise gebänderter Biotit-Plagioklasgneis, in dessen Leukosomlagen Kalifeldspat angereichert ist (in der Literatur als Erstfeld-Gneis bezeichnet, Fig. 3a). Die Leukosome liegen meist konkordant zur Bänderung, wobei der Eindruck eines Lagenmigmatits (Metatexit) entsteht. Nicht selten kann das Leukosom den Lagenbau aber auch mehr oder weniger diskordant durchsetzen beziehungsweise durchschlagen. Durch die alpine Deformation und Metamorphose erfolgte die Umwandlung zu Biotit-Serizitgneis bis -schiefer. Der im Kartengebiet petrographisch eher monoton ausgebildete Erstfeld-Gneiskomplex zeichnet sich in seiner nordöstlichen Fortsetzung im Gebiet von Atlasblatt Meiental (nördlich des Sustenpasses, im Leitschach- und Kröntengebiet sowie in der Westflanke des Urner Reusstals) als landschaftlich-morphologisch dominanter Kristallinkomplex schroffer Berggipfel mit grosser petrographischer Vielfalt aus (LABHART et al. 2015a, b). In der südwestlichen Fortsetzung im Gebiet von Blatt Guttannen treten lagig ausgebildeter migmatitischer Biotit-Plagioklasgneis und granitischer Alkalifeldspat führender Biotitgneis auf, die jedoch aufgrund der meist diffusen und oft kleinräumigen Übergänge und der retrograden Überprägung kaum voneinander abzugrenzen sind (ABRECHT in Vorb., ABRECHT et al. in Vorb.). Der morphologisch markante Felsriegel in der nordöstlichen Fortsetzung besteht im Bereich der Triftbrücke vorwiegend aus gleichkörnigem bis leicht porphyrischem Biotitgneis mit granitischem Charakter (Fig. 3b).

Die Bandbreite im modalen Mineralbestand schwankt beträchtlich: Hauptgemengteile sind Quarz (25–40%), Plagioklas (25–40%) in mehreren Generatio-

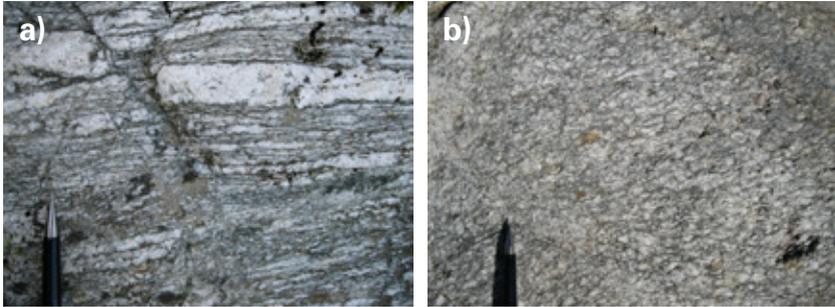


Fig. 3: Biotit-Plagioklasgneis des Erstfeld-Gneiskomplexes. a) Metatektischer Gneis, auch als Bändergneis oder Lagenmigmatit bezeichnet. Wanderweg zur Triflhütte SAC bei Koord. 2669.700/1172.180. b) Gleichkörniger granitischer Alkalifeldspat führender Biotitgneis. Östlicher Brückenkopf der Triftbrücke (Koord. 2670.380/1171.900). Fotos M. Wiederkehr, 2019.

nen mit maximal 65–75 % Anorthitgehalt, perthitischer Kalifeldspat ohne Mikroklüftung (10–20 %) und rotbrauner Biotit mit vielen Einschlüssen und pleochroitischen Höfen (10–20 %). Ferner sind fibrolithischer Sillimanit, Titanit, Apatit, Zirkon, Monazit, Xenotim und opake Minerale als Nebengemengteile und Akzessorien vorhanden. Retrograd metamorphe Neubildungen alpinen, eventuell auch variszischen Alters sind Chlorit, Hellglimmer, feinkristalline Aggregate von Titanoxiden und Titanit (Leukoxen), Sagenit (netz- bis gitterartige Verwachsung von nadelförmigen Rutilzwillingen), Klinozoisit, sowie Prehnit-, Adular- und Albit-Spindeln, alle sekundär nach Biotit, ferner Albit und Adular nach Kalifeldspat.

Radiometrische Datierungen an Zirkonen ergaben konkordante Alter von 456 ± 2 Ma (SCHALTEGGER 1993), die vermutlich dem Höhepunkt der ordovizisch-silurischen amphibolitfaziellen Metamorphose (Bildung von Sillimanit) und einsetzender partieller Aufschmelzung (Anatexis) des Erstfeld-Gneiskomplexes entsprechen. Nur noch reliktsch erhaltene Vorkommen von Granatamphibolit (als Umwandlungsprodukt von Eklogit gedeutet) und koronitischem Metagabbro im Sustenpassgebiet sowie Funde von Disthen im Eftal südöstlich von Erstfeld weisen auf eine frühere Hochdruckmetamorphose hin (ABRECHT 1994). Ererbte Kerne in Zirkonen tragen die Erinnerung an proterozoisches bis archaisches detritisches Material. Aufgrund des vorherrschenden Gesteinschemismus und dem Vorhandensein von detritischen Zirkonen proterozoischen bis archaischen Alters gilt ein metasedimentärer Ursprung für mindestens Teile des Erstfeld-Gneiskomplexes als gesichert. Es dürfte sich dabei um eine Kontinentalrandserie mit eingelagerten Vorkommen von Metabasalt und -gabbro sowie ultrabasischen Spänen handeln, die während eines ordovizisch-silurischen (kaledonischen) Gebirgsbil-

dungszyklus mit auffallenden Parallelen zur Gotthard-Decke gebildet wurde (s. Kap. Tektonometamorphe Entwicklung; LABHART et al. 2015a).

Eine weitere wichtige relative Altersbeziehung stellt das Auftreten von Einschüssen beziehungsweise Schollen von gebändertem Biotit-Plagioklasgneis des Erstfeld-Gneiskomplexes innerhalb des Innertkirchen-Migmatits dar (LABHART 1977). Die Entstehung des Innertkirchen-Migmatits wird denn auch als partielle Aufschmelzung eines Teils der Erstfeld-Zone gedeutet. Dabei sind die hellen, tendenziell saureren Partien (v.a. metatektischer Biotit-Plagioklasgneis) grösstenteils aufgeschmolzen worden und bilden heute die Grundmasse beziehungsweise das Leukosom des Schollenmigmatits. Der restliche, nicht aufgeschmolzene Gesteinsbestand (feinlagiger Bändergneis, mafische und ultramafische Gesteine, Marmor, Kalksilikatfels) blieb als Restit in Form von Schollen erhalten.

INNERTKIRCHEN-LAUTERBRUNNEN-ZONE

Die Innertkirchen-Lauterbrunnen-Zone – unter anderen auch als «Innertkirchner Granit» (ALB. HEIM 1921, GÜNZLER-SEIFFERT & WYSS 1938) beziehungsweise «Gastern-Innertkirchner Granitzone» (HUGI 1934, HÜGI 1956) oder «Innertkirchner Kristallin» (LABHART 1977) beziehungsweise «Innertkirchen-Lauterbrunnen-Kristallinzone» (ABRECHT 1994) bezeichnet – umfasst einen Komplex migmatitischer Gesteine, welcher den Nordrand des Aar-Massivs zwischen dem Gastere-/Lauterbrunnental und dem Engelbergertal über eine Distanz von mehr als 65 km aufbaut. Im Gebiet von Atlasblatt Innertkirchen bildet die Innertkirchen-Lauterbrunnen-Zone einen rund 3 km breiten Streifen, der gegen Nordosten ins Wendental (Atlasblatt Meiental) und gegen Südwesten ins Ürbachtal und anschliessend über den Tossen (Blatt Guttannen) zieht. Im Gebiet dieser drei Atlasblätter bildet die Innertkirchen-Lauterbrunnen-Zone typischerweise die Talsohlen und -hänge, besonders ausgeprägt im Gadmertal. Eine Ausnahme hierzu stellt der Bänzlowistock dar, der mit einer Höhe von 2530 m ü. M. die höchste Erhebung der Innertkirchen-Lauterbrunnen-Zone innerhalb des Kartengebiets repräsentiert.

Der Innertkirchen-Migmatit ist die dominierende lithostratigraphische Einheit der Innertkirchen-Lauterbrunnen-Zone und besteht aus einem Schollenmigmatit (Diatexit) mit pinitreicher granitischer bis granodioritischer Grundmasse und Schollen von gebändertem Biotit(-Plagioklas)gneis – teilweise ähnlich demjenigen des Erstfeld-Gneiskomplexes –, Marmor, Kalksilikatfels sowie Amphibolit. Um dem nach heutiger Auffassung vorwiegend migmatitischen Charakter der Gesteine gerecht zu werden, wird in der vorliegenden Karte anstelle des Innertkirchen-Lauterbrunnen-Gneiskomplexes (BERGER et al. 2017a, b) neu die Bezeichnung Innertkirchen-Migmatit verwendet.

Im Gadmertal wird der Innertkirchen-Migmatit an dessen Nordkontakt von einem permischen Verwitterungshorizont überlagert, über welchem die hier mittelsteil nach Nordwesten einfallenden autochthonen mesozoischen Sedimente

steine auflagern. Die zum Teil schon lange bekannten und dokumentierten Verschuppungen von Kristallin- und Sedimentgesteinen, wie etwa die «Gadmer Doppelfalte» und die Sedimentkeile am Pfaffenchof und am Loibstock, sind wichtig für die Deutung der alpinen Tektonik (s.S. 127ff.; ARBENZ & MÜLLER 1920, ROHR 1926, MÜLLER 1938, LABHART 1966, KAMMER 1989, GIBA 2006, MOCK 2014, HERWEGH et al. 2017, 2020, BUESS 2019). Der Kontakt zur südlich angrenzenden Erstfeld-Zone ist scharf und wird durch eine Mylonitzone gebildet (KAMMER 1985).

Die Aufschlussverhältnisse in der Innertkirchen-Lauterbrunnen-Zone im Gebiet von Atlasblatt Innertkirchen sind nicht ideal: einerseits ist das anstehende Gestein über weite Strecken von quartären Lockergesteinen bedeckt, andererseits wird in sehr vielen Aufschlüssen das alte, voralpine Substrat von alpinen Bewegungsflächen mit Quarz- und Chloritbelägen kaschiert (s. a. MOCK 2014, BERGER et al. 2017c). Letzteres gilt insbesondere auch für die vielen Aufschlüsse entlang der Sustenpassstrasse. Hingegen boten die vielen Kilometer langen Kraftwerkstollen der Kraftwerke Oberhasli AG (KWO), die während der Bauphase in den 1950er und 1960er Jahren teilweise geologisch aufgenommen und dokumentiert wurden, einmalige Aufschlussverhältnisse (LABHART 1966, LABHART & SCHALTEGGER 1993). Da die lithologische Beschreibung des Innertkirchen-Migmatits in den Erläuterungen zum östlich anschliessenden Atlasblatt Meiental auf den innerhalb des Kartengebiets erhobenen Beobachtungen in den Untertageaufschlüssen (Kraftwerk- und Transitgasstollen) basiert, wurden die nachfolgenden Ausführungen weitestgehend aus LABHART et al. (2015a) übernommen.

GM₁ Innertkirchen-Migmatit: Schollenmigmatit mit pinitreicher granodioritischer Grundmasse und Schollen von Paragneis, Erstfeld-Gneis, Marmor und Amphibolit

Der Innertkirchen-Migmatit ist charakterisiert durch ein granitisch bis granodioritisch zusammengesetztes, inhomogenes, von grünen Pinitflecken durchsetztes Leukosom mit Schollen unterschiedlichster Dimensionen (Diatexit, auch als Schollenmigmatit bezeichnet; Fig. 4). Die Schollen bestehen aus lagigem beziehungsweise gebändertem Gneis – teilweise demjenigen des Erstfeld-Gneiskomplexes sehr ähnlich –, Marmor, Kalksilikatfels und Amphibolit. Die lithologische Zusammensetzung dieser Schollen widerspiegelt weitgehend die Gesteinsvielfalt der Erstfeld-Zone in der nordöstlichen Fortsetzung im Gebiet von Atlasblatt Meiental (LABHART et al. 2015a, S. 21ff.). Die Entstehung des Innertkirchen-Migmatits wird denn auch als partielle Aufschmelzung eines Teils der Erstfeld-Zone gedeutet (LABHART 1977, SCHALTEGGER 1993). Dabei sind die hellen, tendenziell saureren Partien (v.a. metatektischer Biotit-Plagioklasgneis) grösstenteils aufgeschmolzen worden und bilden heute die Grundmasse beziehungsweise das Leukosom des diatektischen Innertkirchen-Migmatits (Schollenmigmatit). Der restliche, nicht aufgeschmolzene Gesteinsbestand blieb als Restit in Form von Schollen erhalten.

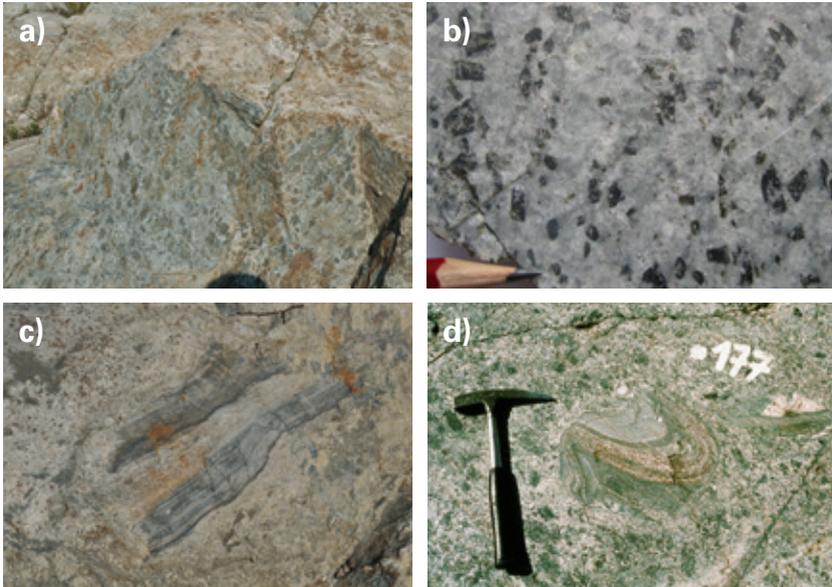


Fig. 4: Innertkirchen-Migmatit. a) Grünliche Pinitflecken im granitisch bis granodioritisch zusammengesetzten Leukosom (Bildbreite ca. 1 m). Foto A. Morard, 2017. b) Massiges gleichkörniges Leukosom des Innertkirchen-Migmatits, reich an grünem, idiomorph nach Cordierit ausgebildetem Pinit. Probe aus dem Kraftwerkstollen Hopflauenen-Äppigen, bei Tm 960 ab Hopflauenen. Foto M. Wiederkehr, 2019. c) und d) Schollenmigmatit (Diatexit) mit Schollen von gebändertem Gneis. Fotos A. Morard, 2017 (c, Bildbreite ca. 1 m) und T. Labhart (d).

Im Innertkirchen-Migmatit sind neben den mit der Aufschmelzung verbundenen lokalen aplitisch-pegmatitischen Nestern und Lagen keine weiteren Gangbildungen beobachtet worden (s. S. 40).

Die bereits im Aufschluss- wie auch im Handstückbereich auffallende Inhomogenität des granitisch bis granodioritisch zusammengesetzten Leukosoms spiegelt sich auch im Mineralbestand wider, der innerhalb einer grossen Bandbreite schwankt. Hauptgemengteile sind Plagioklas (33–36%), Quarz (27–33%), Kalifeldspat (13–28%), Biotit (7–14%) und Pinit (0,5–30%); ferner treten Sillimanit, Granat, Turmalin, Rutil, Ilmenit, Pyrit, Titanit und Zirkon auf. Pinit ist das «Leitmineral» des Innertkirchen-Migmatits. Er entsteht retrograd durch eine Hydratationsreaktion aus Cordierit, der nur in einem Fall effektiv noch nachgewiesen werden konnte (RUTISHAUSER 1972). Pinit stellt kein eigenständiges Mineral dar, er besteht aus einem sehr feinkörnigen Gemenge von Chlorit, Hellglimmer (Phengit) und Plagio-

klas, die nicht selten Pseudomorphosen nach Cordierit aufbauen (Fig. 4a u. b). Cordierit entsteht bei hochtemperierten Bedingungen und niedrigem Druck (HT/LP-Migmatit) aus der Schmelzreaktion von Biotit, Albit, Alumosilikat und Quarz. RUTISHAUSER (1972) hat die Zusammenhänge zwischen dem Modalbestand des Leukosoms und dem Grad der Assimilation von Altbestand – der Hybridisierung – im Detail untersucht.

Die Grösse der Schollen bewegt sich häufig im Dezimeter- bis Meterbereich (Fig. 4c u. d), kann aber 10 bis 100 m erreichen. Die Schollendichte ist höchst unterschiedlich; sie liess sich jedoch nur in den Untertageaufschlüssen schlüssig beurteilen. So wechselten auf einer 1200 m langen Strecke im Stollen Hopflaunen–Äpfigen Abschnitte mit hoher Schollendichte mehrfach mit praktisch schollenfreien Bereichen von über 100 m Länge. Die Form der Schollen ist oft rechteckig bis oval, wobei die längere Seite fast immer der meist deutlich ausgeprägten Bänderung des Schollengesteins entspricht. Boudinierte Lagen, welche auf Durchbewegung hinweisen würden, sind im Kartengebiet sehr selten, im Gegensatz etwa zur Region von Lauterbrunnen, wo sie die Norm darstellen (RUTISHAUSER 1972). Die Begrenzung der Schollen ist materialabhängig. Bei Metakarbonaten und basischen Gesteinen ist sie häufig scharf. Gneisschollen hingegen zeigen oft unscharfe Begrenzungen mit Auflösungserscheinungen. Das an die Scholle angrenzende Leukosom ist in der Regel reich an Pinit und kleinen, in allen Stadien der Auflösung begriffenen Kleinstschollen. Vor allem in Stollenaufschlüssen liess sich, angrenzend an grössere Gneisschollen, im Leukosom eine durch Pinit schnüre markierte Parallelstruktur über eine Distanz von zehn und mehr Metern beobachten. Dies stützt die Vermutung, dass die Aufschmelzung der Schollen mehr oder weniger statisch und praktisch ohne jede Durchbewegung erfolgte.

Metakarbonate sind die häufigsten und auffallendsten Schollengesteine. Ihre Zusammensetzung reicht von reinem weissem Kalzitmarmor über Kalksilikatmarmor zu Kalksilikatfels bis -gneis. Die fast immer deutlich ausgeprägte Bänderung dürfte die sedimentäre Wechsellagerung abbilden. Die *Marmorschollen* heben sich dank ihrer hellgrauen bis weissen Farbe gut vom eher dunklen, oft rostig braun anwitternden Umgebungsgestein ab und zeichnen sich durch ihre Reinheit aus. *Kalksilikatmarmorschollen* enthalten Kalzit, Quarz, Wollastonit, Vesuvian, Diopsid, Grossular, Plagioklas und selten Forsterit und Chondroit (Humit-Gruppe); als retrograde Bildungen treten Klinozoisit, Talk, Prehnit und Kalzit auf. Als einziges unter den Schollengesteinen erlauben die Kalksilikatmarmorschollen eine Abschätzung der Metamorphosebedingungen: die Paragenese Diopsid-Forsterit-Kalzit-Wollastonit-Quarz-Plagioklas-Grossular koexistiert unter amphibolit-faziellen Bedingungen bei Temperaturen zwischen 600 und 700°C. Die *Kalksilikatfels- bis Kalksilikatgneisschollen* sind relativ feinkörnige, kompakte, oft deutlich gebänderte Gesteine, in denen vor allem Lagen mit leicht rötlichem Grossular, rotbraunem Vesuvian und grünem Diopsid farblich hervortreten (Fig. 5). Typische Minerale sind Plagioklas, Quarz, Hornblende, Biotit, Diopsid, Vesuvian, Grossu-

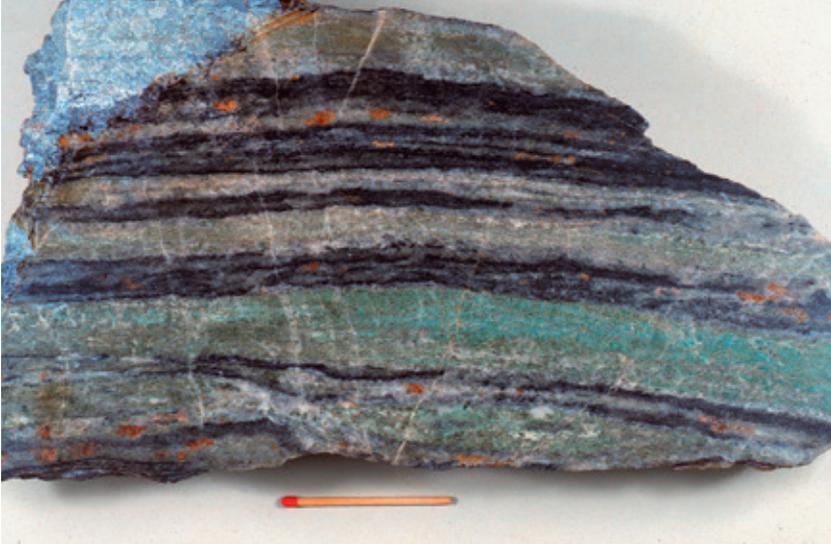


Fig. 5: Gebänderter Kalksilikatgneis bis -marmor. Gut erkennbar sind leicht rötlicher Grossular, rotbrauner Vesuvian und grüner Diopsid. Stollenaushub aus Kraftwerkstollen Hopflauen-Äppigen. Foto T. Labhart.

lar, Titanit und opake Minerale; als retrograde Bildungen treten Chlorit, Serizit, Prehnit, Talk und Kalzit auf.

Grössere, im Kartenmassstab darstellbare Vorkommen von Marmor- und Kalksilikatfels- bis Kalksilikatgneisschollen befinden sich im Bereich der Talstation der Triftbahn unweit des Weilers Schaftelen («Schaftelen-Marmor»), beidseits des Triftwassers auf der Höhe des Beese Grabens sowie Bim luterer Seeli (Koord. 2665.240/1172.750). Diese Vorkommen werden auf S. 30 beschrieben.

Die gneisigen Schollentypen lassen sich grob in *Biotitgneis-* und mehr oder weniger Kalifeldspat führende *Biotit-Plagioklasgneisschollen* unterteilen. Die Biotitgneisschollen sind meist feinkörnig und wechsellagern mit kalksilikatischem Gneis und Marmor. Hauptgemengteile sind Biotit und Plagioklas; Kalifeldspat ist nur untergeordnet vorhanden. Retrograd gebildet sind Chlorit, Serizit, Talk und Prehnit. Deutlich seltener sind grobkörnigere lagige Biotit-Plagioklasgneisschollen, die bis zu 10% perthitischen Kalifeldspat führen können. Sie sind migmatitisch ausgebildet, enthalten Granatrelikte und entsprechen makroskopisch wie mikroskopisch weitgehend dem metatektischen Gneis (Lagenmigmatit) des Erstfeld-Gneiskomplexes. Der Aufschmelzung entgangen sind dabei nur einige weni-

ge grössere Komplexe, der grösste befindet sich bei Feldmoos im Gebiet von Atlasblatt Meiental unmittelbar östlich des Kartengebiets.

Basische und ultrabasische Schollen zeigen durchwegs eine starke retrograde Überprägung. Man kann zwischen *Amphibolitschollen* mit tschermakitischer Hornblende, fast vollständig serizitisiertem Plagioklas und Titanit, retrograd gebildetem Serizit, Klinozoisit, Talk und Chlorit sowie *Hornblendischollen* aus überwiegend Aktinolith und Orthoamphibol unterscheiden. Sie entsprechen vermutlich völlig retrograd umgewandelten Ultrabasiten. Als Einziger hat bisher BÜCHI (1980, S. 13) im Urbachtal, im Gebiet von Blatt Guttannen, eine Scholle von Serpentin (Giltstein) beschrieben.

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass die Lithologien, der Mineralbestand und der Metamorphosegrad der beschriebenen Schollengesteine weitgehend mit denjenigen der Paragneiskomplexe im Gebiet des östlich anschliessenden Kartenblatts Meiental (z.B. Silberberg-Komplex nördlich des Sustenpasses, SCHALTEGGER 1984) inklusive der assoziierten Metakarbonat- und Amphibolitvorkommen der Erstfeld-Zone übereinstimmen (LABHART et al. 2015a, b). Dies stützt die Hypothese, dass die Innertkirchen-Lauterbrunnen-Zone ein teilaufgeschmolzener Bereich der Erstfeld-Zone repräsentiert, wobei die hellen, gneisigen Anteile (metatektischer Gneis des Erstfeld-Gneiskomplexes) bis auf wenige Relikte komplett aufgeschmolzen wurden und die übrigen Gesteine in Schollenform den nicht aufgeschmolzenen Altbestand dokumentieren.

?Permisch verwitterter Schollenmigmatit

Unmittelbar unter der stratigraphischen Überlagerung der autochthonen triassischen Sedimentgesteine ist im Innertkirchen-Migmatit ein Verwitterungshorizont ausgebildet, und zwar auf der gesamten Länge zwischen dem südwestlichen (bei Im Birchi am nördlichen Ausgang des Urbachtals) und dem nordöstlichen Kartengebiet (oberhalb Wendenläger). Dieser Verwitterungshorizont dürfte sich unter ariden Bedingungen nach der Denudation der variszischen Kristallinoberfläche im Perm gebildet haben. Durch seine violette bis rotbraune Farbe hebt er sich deutlich vom grünlich grauen Schollenmigmatit (Diatexit) ab. Seine Mächtigkeit variiert zwischen wenigen Dezimetern und maximal 25 m.

Die Zersetzungsprodukte von Kalifeldspat, Biotit und Pinit sind verantwortlich für die meist intensivere Rot- bis Violettfärbung. Das Gestein ist oft völlig zersetzt. Mikroskopisch erkennbar sind Quarzkörner in einer mehligigen Grundmasse von verglimmerten Feldspäten, Serizit, Tonmineralen und Resten von Biotit (oft vollständig ausgebleicht und intensiv von opaken Verwitterungsprodukten wie Eisenoxiden bzw. -hydroxiden durchzogen) und Chlorit. Plagioklas ist weitgehend in seine Sekundärprodukte umgewandelt. Ferner tritt Limonit auf Korngrenzen und in Hohlräumen auf. Dolomit, zum Teil als idiomorphe Rhomboeder, bildet den zwickel- und porenfüllenden Zement (KAMMER 1980).

M Kalksilikatfels, Marmor

Kalksilikatfels bis -gneis ist ein hartes, splittriges, meist sehr feinkörniges Gestein von rötlicher oder grünlicher Farbe und führt als Hauptbestandteile Hornblende, Vesuvian, Grossular und Diopsid; als Nebenbestandteile treten Quarz, Plagioklas und Biotit auf, als Akzessorien Apatit, Titanit und Zirkon. Die retrograde Umwandlung ist in der Regel stark, so dass Relikte von Diopsid zusammen mit Quarz und weiteren Mineralen häufig von einer Matrix aus Serizit, die sich hauptsächlich als Abbauprodukt von Diopsid gebildet hat, umgeben sind. Die Vorkommen von Kalksilikatfels bis -gneis bilden in der Regel kleinere, das heisst meist unter 1 m² grosse Schollen und Linsen im Innertkirchen-Migmatit und sind bis auf wenige Ausnahmen im Kartenmassstab nicht darstellbar.

Kalksilikatmarmor kommt vor allem als Lagen im Wechsel mit Kalksilikatfels bis -gneis vor. Diese Wechsellagerung dürfte die ehemalige sedimentäre Schichtung von karbonatisch-mergelig-sandigen Lagen abbilden. Kalzitreiche Lagen wittern zurück und hinterlassen herausstehende, idiomorphe Kristalle von Wollastonit, Vesuvian und Grossular. Der primäre Mineralbestand umfasste Kalzit, Quarz, Wollastonit, Forsterit, Diopsid, Vesuvian, Grossular, anorthitreicher Plagioklas und Titanit. Unter höher temperierten Bedingungen der Grünschieferfazies entstanden retrograd Klinozoisit/Epidot, Tremolit und Hellglimmer, bei tiefer temperierten Bedingungen Talk und Prehnit. Der büschelig-faserige Wollastonit tritt lagig oder domänenweise auf. Es ist anzunehmen, dass sein Auftreten vom lokalen CO₂-Partialdruck der fluiden Phase bestimmt wurde. So ist auch die Reaktion Kalzit+Quarz=Wollastonit als Hin- und Rückreaktion im gleichen Dünnschliff zu beobachten.

Grössere, im Kartenmassstab kartierbare Marmorvorkommen finden sich in Form von konkordanten Lagen, die mehrere 10 m lang und bis über 10 m mächtig sind. Es handelt sich dabei zum Teil um fast reinen, hellgrauen bis weissen Marmor, der aber oft eine ausgeprägte Stoffbänderung parallel zur Längserstreckung aufweist. In den silikatreicheren Marmorvorkommen 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 der Stoffbänderung des umgebenden Innertkirchen-Migmatits und liegen subhorizontal bis steil einfallend. In diesem Zusammenhang speziell erwähnenswert sind die Marmorvorkommen in der Umgebung von Schaftelen. Es handelt sich dabei um einen Marmor-Schollenkomplex, der sich durch einen weissen, sehr feinkörnigen und ausserordentlich reinen Marmor auszeichnet («Schaftelen-Marmor»). Dieses seit dem 17. Jahrhundert bekannte Marmorvorkommen wurde für die Verwendung als Dekorationsgestein (Kaminfassungen und Epitaphen) bis anfangs des 20. Jahrhunderts im Kleinbetrieb abgebaut (s. Kap. Mineralische Rohstoffe).

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. (2017a, b) in die Wenden-Zone im Norden und die Löttschental-Maderanertal-Zone im Süden gegliedert.

LÖTSCHENTAL-MADERANERTAL-ZONE

Die Löttschental-Maderanertal-Zone stellt nach BERGER et al. (2017a, b) einen eigenständigen, etwas weiter nördlich zur Diechtermgletscher-Tscharren-Zone verlaufenden Zug spätkarbonischer Metasedimente, Vulkanoklastika und Vulkanite dar. Sie wurde – im Gegensatz zur Letzteren – nicht vom Zentralen Aare-Granit intrudiert und weist daher keine Anzeichen einer Kontaktmetamorphose auf. Neben der im Kartengebiet vorkommenden Trift-Formation werden von Westen nach Osten die Goltschenried-, Intschi-, Windgällen- und Bifertengrätli-Formation zur Löttschental-Maderanertal-Zone gezählt (BERGER et al. 2017a, b).

Die Trift-Formation besteht aus pyroklastischen, tuffitischen und epiklastischen Ablagerungen, wobei sich die einzelnen Gesteinstypen teilweise in rascher Folge abwechseln. Hervorzuheben sind die auftretenden grobkörnigen Konglomeratlagen mit Komponenten von über 10 cm Durchmesser.

Die Trift-Formation streift im Gebiet der Trifthütte SAC gerade noch die südöstlichste Kartengebietsecke (Fig. 6). Da die lithologische Beschreibung der Trift-Formation in den Erläuterungen zum östlich anschliessenden Atlasblatt Meiental auf den innerhalb des Kartengebiets erhobenen Beobachtungen im Triftgebiet basiert (Typusprofil beschrieben in SCHENKER 1986), wurden die nachfolgenden Ausführungen weitestgehend aus LABHART et al. (2015a) übernommen.

h_T Trift-Formation: meist verschieferte vulkanoklastische und vulkanosedimentäre Gesteine, z.T. Fanglomerat und Epiklastite

Von den beiden von FISCHER (1905) entdeckten und von SCHENKER (1986, 1987) im Detail beschriebenen vulkanoklastischen Abfolgen des Trift- und des Gelmergebiets – der Diechtermgletscher- und der Trift-Formation – erreicht nur Letztere das Kartengebiet. Sie erstreckt sich als steilgestellte Einheit mit stark wechselnder

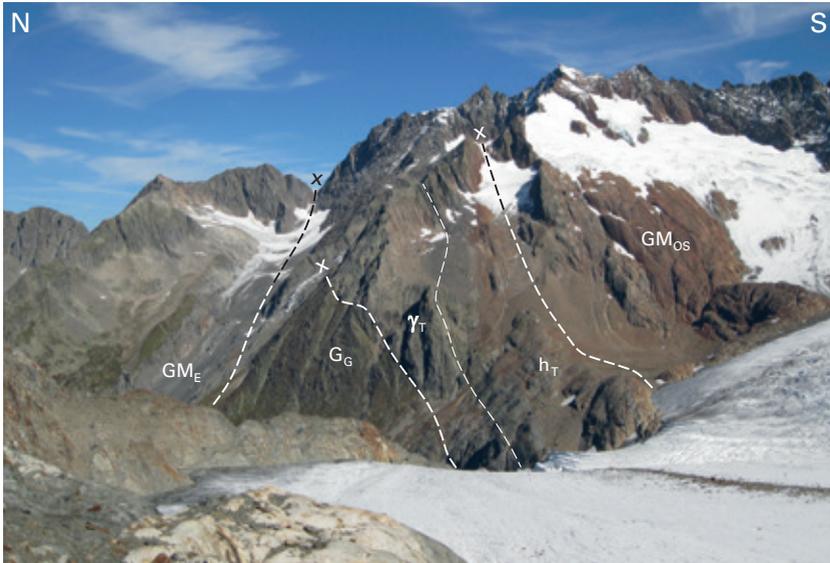


Fig. 6: Panorama des Gebiets um die Trifthütte SAC. Deutlich zu erkennen ist der hellgraue massive Zug des Telltistock-Granits (γ_T) und die rostbraun anwitternden Gesteine des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes (GM_{OS}). Dazwischen sind die grünlich grauen, leicht zurückwitternden steilgestellten Gesteine der Trift-Formation (h_T) eingeschaltet. Gegen Norden folgen mit tektonischem Kontakt der Guttannen- (G_G) und der Erstfeld-Gneiskomplex (GM_E).
Foto M. Wiederkehr, 2016.

Mächtigkeit von der Grimselpasstrasse oberhalb Tschingelmad (Blatt Guttannen) geradlinig über den Chilchlistock zur Trifthütte SAC (Fig. 6), um anschliessend vom Grat zwischen dem Mittleren Tierberg und dem Tierbergsattel über die Tierberglimi/Chelenlücke in den Steigletscher (Atlasblatt Meiental) zu ziehen. Von dort schneidet sie – versteckt unter den Eismassen – in spitzem Winkel die alpin angelegte Störung zwischen der Sustenhorn- und der Erstfeld-Zone und geht nach Osten in die Intschi-Formation über (LABHART et al. 2015a).

Die Aufschlüsse in der Chalchtallücke (Atlasblatt Meiental, Koord. 2677.170/1174.060) enthalten neben eingeschuppten mesozoischen Sedimentgesteinen stark deformierte vulkanogene Gesteine und Konglomeratlagen karbonischen Alters, die bereits der Intschi-Formation («Färnigen-Zone» und «Intschi-Zone») zugeordnet werden (LABHART et al. 2015a, b).

Die illustrativsten und bestzugänglichen Aufschlüsse der Trift-Formation befinden sich im Gebiet um die Trifthütte SAC, wo sie eine Mächtigkeit von etwa 220m aufweist (Fig. 6). Hier hat SCHENKER (1986, S.62, Fig. 5.3) das in Figur 7

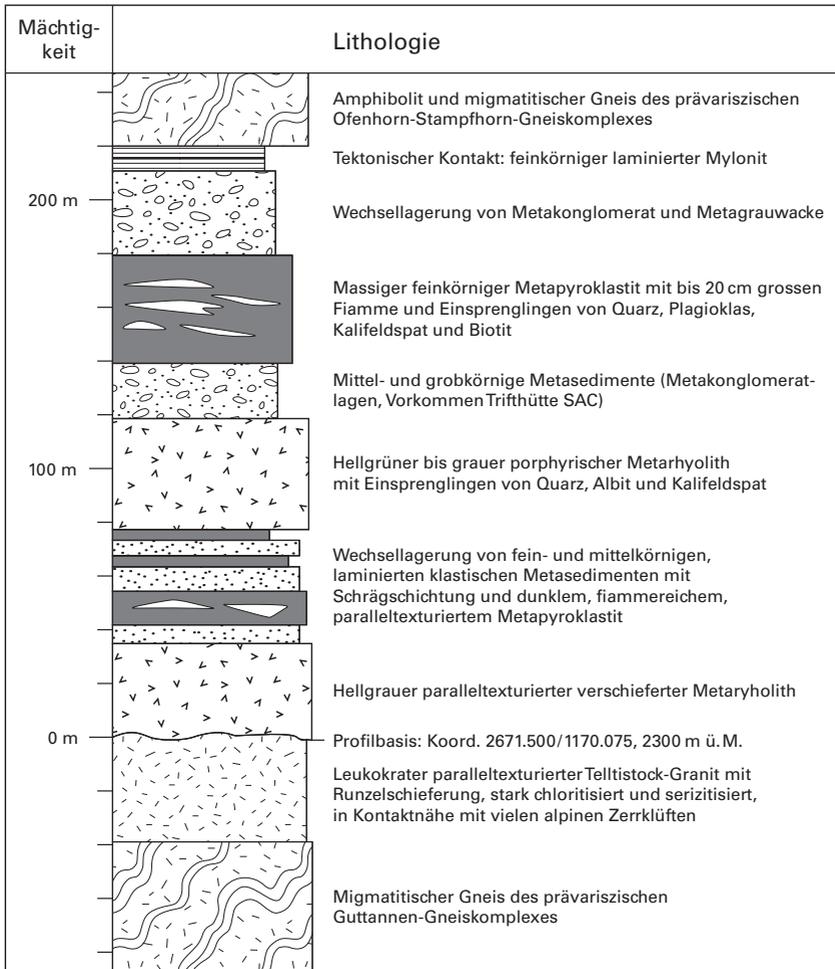


Fig. 7: Typusprofil durch die Trift-Formation (nach SCHENKER 1986, S.62, Fig.5.3). Basis des Profils bei Koord. 2671.500/1170.075, 2300 m ü. M., unterhalb der Trifthütte SAC.



Fig. 8: Konglomerat der Trift-Formation. Aufschluss bei der Trifthütte SAC. Foto A. Jenni.

wiedergegebene Typusprofil aufgenommen. Die Gesteinsabfolge steht praktisch senkrecht und scheint im Norden dem Telltistock-Granit (Intrusionsalter $304,4 \pm 1,0$ Ma) entlang einer gewellten Oberfläche primär aufzulagern, was durch den konkordanten Kontakt angedeutet wird. Der Südkontakt zur Sustenhorn-Zone ist tektonischer Art und wird durch einen bis zu 10m mächtigen feinkörnigen laminierten Mylonit markiert. Die Einfaltung und die Steilstellung der Trift-Formation erfolgte – in Analogie zur Diechtergletscher-Formation – vor der Intrusion des Zentralen Aare-Granits, das heisst vor 297 ± 2 Ma (SCHENKER 1986, LABHART & RENNER 2012).

Die Trift-Formation umfasst fein- bis grobkörnige klastische Sedimentgesteine mit Konglomeratlagen sowie Einschaltungen von Pyroklastit und ignimbritischem Metarhyolith. Die Konglomeratlagen zeigen ein weites Spektrum von Korngrössen, wobei die Gesteinsbruchstücke vulkanischer und intraformationeller Natur sind (Fig. 8). Die sehr feinkörnige quarzreiche Grundmasse zwischen den Geröllen dürfte primär aus glasiger Asche bestanden haben (mündl. Mitt. K. Ramseier). Lagen mit eckigen Kristallinkomponenten erinnern mit ihrer fehlenden Sortierung und Rundung an Ablagerungen von vulkanosedimentären Schuttströ-

men (Lahare). Die Vulkanite besitzen dazitischen bis rhyolithischen Chemismus und sind intensiv engständig verschiefert. Die Pyroklastitlagen sind reich an Fiamme, die im oberen, südlichen Teil der Abfolge eine Länge von bis zu 20 cm erreichen können (s. Titelbild der Erläuterungen). Viele Komponenten enthalten idiomorphen Plagioklas und Quarz in einer serizit- und quarzreichen Grundmasse.

WENDEN-ZONE

Schon kurz nach seiner Entdeckung durch BALTZER (1880) galt das Profil am Wendenjoch als Schlüsselstelle für das Verständnis der Entstehungsgeschichte des nördlichen Aar-Massivs. Dementsprechend wurde es viel besucht und auch viel und kontrovers diskutiert (BALTZER 1880, 1888, HUGI 1907, KOENIGSBERGER 1909, 1910a, b, ESCHER 1911, LOTZE 1914, ALB. HEIM 1921, MORGENTHALER 1921, ROHR 1926, SCABELL 1926, HÜGLY 1927a, b). Nach längerem Unterbruch folgte eine Serie von Diplom- und Doktorarbeiten, in denen vor allem tektonische und stratigraphische Fragestellungen im Zentrum standen (KAJEL 1973, KAMMER 1980, 1985, BURKHARD 1981, GISLER 2003).

Die dunkelgrauen bis schwarzen feinkörnigen Mylonite und Ultramylonite am Kontakt zwischen der Innertkirchen-Lauterbrunnen- und der Erstfeld-Zone («Grenzmylonit» nach KAMMER 1980) wurden von frühen Bearbeitern als Anthrazit interpretiert (z.B. ALB. HEIM 1921, S. 162) und in der Folge die gesamte mylonitische Kontaktzone zwischen der Erstfeld- und der Innertkirchen-Lauterbrunnen-Zone – vom Wendenjoch bis zum Schreckhorn – als «Wendenkarbon» bezeichnet (MORGENTHALER 1921). In der Geologischen Karte der Schweiz 1:500 000, Ausgabe 1972, ist die Wenden-Zone noch als Karbonzug ausgeschieden; in der Ausgabe von 1980 und in der aktuellen Version der Geologischen Karte der Schweiz 1:500 000 (BWG 2005) wurde die Bezeichnung eliminiert – mit ihr leider auch die «echten» karbonischen Anteile der Wenden-Zone. In der Geologischen Spezialkarte Nr. 129 «Geological Map of the Aar Massif, Tavetsch and Gotthard Nappes» (BERGER et al. 2017a, b) wurden diese karbonischen Sedimentgesteine neu als Wendenjoch-Formation bezeichnet.

Die Wendenjoch-Formation schiebt sich im Gebiet von Atlasblatt Meiental zwischen dem Wendenjoch (Koord. 2677.000/1180.300) und der Spannorthütte SAC (Koord. 2681.770/1183.740) als ein steil südfallender Gesteinszug von 20 bis 150 m Mächtigkeit aus dunkelgrauen bis schwarzen klastischen Sedimentgesteinen in das prävariszische Kristallin. Dieser Gesteinszug wird sowohl am Wendenjoch als auch bei der Spannorthütte SAC von autochthonen mesozoischen Sedimentgesteinen diskordant überlagert und ist somit eindeutig prätriassischen, wahrscheinlich karbonischen Alters. In der südwestlichen Fortsetzung entlang des «Grenzmylonits» (KAMMER 1980), der die Innertkirchen-Lauterbrunnen- von der Erstfeld-Zone trennt, schaltet sich innerhalb des Kartengebiets vom Kamm zwischen dem Graustock und dem Brunnenstock über die Bänzlowiseewleni



Fig. 9: Wendenjoch-Formation (h_w) zwischen dem Innertkirchen-Migmatit im Norden und dem Erstfeld-Gneiskomplex im Süden. Bänzlouwiseewleni. Foto J. Abrecht, 1988.

(Koord. 2675.000/1171.300) bis hinunter in Richtung des Bänzlauibachgrabens ein bis zu 25 m mächtiger Zug klastischer Sedimentgesteine ein (Fig. 9; NIBOUREL 2019, ABRECHT in Vorb.).

Ob es sich dabei um einen kontinuierlichen Zug von klastischen Sedimentgesteinen zwischen der Innertkirchen-Lauterbrunnen- und der Erstfeld-Zone handelt, wie dies von MORGENTHALER (1921) dargelegt wird, oder ob es sich dabei lediglich um einen Mylonit bis Ultramylonit handelt («Grenzmylonit» nach KAMMER 1980), kann nicht abschliessend beurteilt werden. Auf der vorliegenden Karte wurden nur die gesicherten Vorkommen im Gebiet der Bänzlowiseewleni (Fig. 9) als klastische Sedimentgesteine mit vermutlich karbonischem Alter ausgedehnt. Zu erwähnen ist, dass in der südwestlichen Fortsetzung des «Grenzmylonits» in der Ostflanke des Bättlerhoren in einer steilen Runse südlich von Pkt. 1936 m bei Koord. 2661.400/1168.270 (Blatt Guttannen, ABRECHT in Vorb.) ein weiteres gesichertes Vorkommen karbonischer Sedimentgesteine überliefert ist (HUBER 1922, ABRECHT et al. in Vorb.).

h_w Wendenjoch-Formation: schwarzer quarzreicher Tonschiefer, Konglomerat mit Komponenten von feinkörnigem Gneis und schwarzgrauen glasigen Fiamme in glimmerreicher Matrix

Im Gebiet der Bänzlowiseewleni stehen stark deformierte klastische Sedimentgesteine an, die aufgrund ihrer Lage zwischen der Innertkirchen-Lauterbrunnen- und der Erstfeld-Zone der Wendenjoch-Formation zugeordnet werden (Fig. 9). Das als vulkanosedimentär tuffitisch gedeutete Gestein besteht aus einer feinkörnigen, sehr glimmerreichen Grundmasse, in welcher helle Gesteinsbruchstücke aus feinkörnigem Gneis und dunkelgraue bis schwarze Schlieren und Schmitze eingeschaltet sind. Daneben tritt ein ebenfalls stark deformiertes feinkörniges klastisches Sedimentgestein auf mit einer Matrix aus Glimmer und mikrokristallinem Quarz, in welcher Komponenten aus Quarz, Graphit und diffus eingestreuten verwitterten Fe-Dolomitkristallen schwimmen (ABRECHT in Vorb.).

**Spät- bis postvariszische Intrusiva
(Haslital-Gruppe)**

Im Bereich der Grenze Karbon/Perm (299–295 Ma) intrudierten als Höhepunkt des variszischen bis postvariszischen Magmatismus die kaliumbetonten kalkalkalischen bis subalkalischen Intrusiva des jüngsten Intrusionszyklus, die nach BERGER et al. (2017a, b) als Haslital-Gruppe zusammengefasst werden («Group C» in SCHALTEGGER 1994). Die unweit des südlichen Kartengebietsrands im Gebiet von Blatt Guttannen (ABRECHT et al. in Vorb.) anstehenden Intrusions-

körper des Zentralen Aare-Granits und des Mittagflue-Granits – mit Intrusionsalter von 297 ± 2 Ma beziehungsweise $296,5 \pm 2,5$ Ma (SCHALTEGGER & CORFU 1992) – werden der Haslital-Gruppe zugeordnet. Mit dem Telltistock-Granit findet sich nur ein Vertreter der spät- bis postvariszischen Intrusiva innerhalb des Kartengebiets, dessen vorläufiges Intrusionsalter im Rahmen der Publikation von Atlasblatt Innertkirchen auf $304,4 \pm 1,0$ Ma datiert wurde (schriftl. Mitt. U. Schaltegger 2020). Die Lage dieses Granitkörpers nördlich des Zentralen Aare-Granits ist vergleichbar mit derjenigen des Mittagflue-Granits und befindet sich ungefähr in dessen nordöstlichen Fortsetzung. Ein genetischer Zusammenhang zwischen diesen beiden Intrusionskörpern ist somit wahrscheinlich, obwohl lithologisch als auch altersmässig doch beträchtliche Unterschiede vorhanden sind (ABRECHT in Vorb.).

γ_T **Telltistock-Granit: mittel- bis grobkörniger, teilweise stark verschieferter Biotitgranit**

Der Telltistock-Granit bildet einen senkrecht stehenden, 200 bis 250 m mächtigen, kilometerlangen Granitzug beim Telltistock in der Südostecke des Kartengebiets (Fig. 6 u. 10a). Gegen Nordosten im Gebiet von Atlasblatt Meiental findet sich keine Fortsetzung dieses Granitzugs. Westlich des Triftgletschers im Gebiet von Blatt Guttannen lässt er sich in zwei maximal 30 m mächtige stark kataklastisch bis mylonitisch ausgebildete Äste weiterverfolgen (ABRECHT et al. in Vorb.). Die Kontaktverhältnisse sind nach ABRECHT (in Vorb.) im Norden gegen den Guttannen-Gneiskomplex scharf (Fig. 6 u. 10a), im Süden jedoch unklar; hier verläuft eine Mylonitzone, die eventuell Späne der Trift-Formation führt, was mit den Verhältnissen unterhalb der Trifthütte SAC allerdings nicht vergleichbar ist. Hier hat man eher den Eindruck, dass die Trift-Formation konkordant dem Telltistock-Granit auflagert (Fig. 10b). Die Vergesellschaftung mit Myloniten am Südkontakt zur Trift-Formation kann möglicherweise mit den mylonitischen Granitvorkommen südlich der Mittagfluh korreliert werden (ABRECHT in Vorb.). Nordöstlich der Trifthütte SAC markiert ebenfalls ein Mylonit die südliche Abgrenzung von der Trift-Formation zum Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex (Fig. 7; SCHENKER 1986). Die Bezeichnung Telltistock-Granit wird im vorliegenden Kartenblatt erstmalig verwendet und geht zurück auf den Telltistock, einem vorgelagerten Gipfel nördlich der Trifthütte SAC, dessen Nordwestflanke und Gipfel aus Granit aufgebaut ist (Fig. 10a).

Der Telltistock-Granit besteht aus einem leukokraten, massigen und richtungslosen, mittel- bis grobkörnigen Biotitgranit. Das primär magmatische massive Gefüge ist vor allem im zentralen Teil des Intrusionskörpers, das heisst im Kessel nordöstlich des Telltistocks, erhalten geblieben. Generell ist eine stark kataklastische bis mylonitische Überprägung sowohl gegen die Kontakte hin als auch in südwestlicher Richtung des rasch geringmächtiger werdenden Granitzugs zu beobachten. Der Mineralbestand umfasst Quarz, saussuritisierten Plagio-

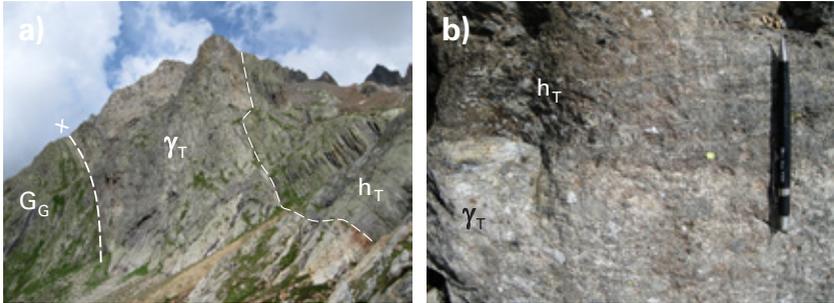


Fig. 10: a) Hellgraues massiges Band des Telltistock-Granits zwischen dem Guttannen-Gneis-komplex (G_G) und der Trift-Formation (h_T). Südwestansicht des Telltistocks. Foto M. Wiederkehr, 2019. b) Unscharfer, leicht gewellter konkordanter Kontakt zwischen dem Telltistock-Granit (γ_T) und der Trift-Formation (h_T). Foto M. Wiederkehr, 2016.

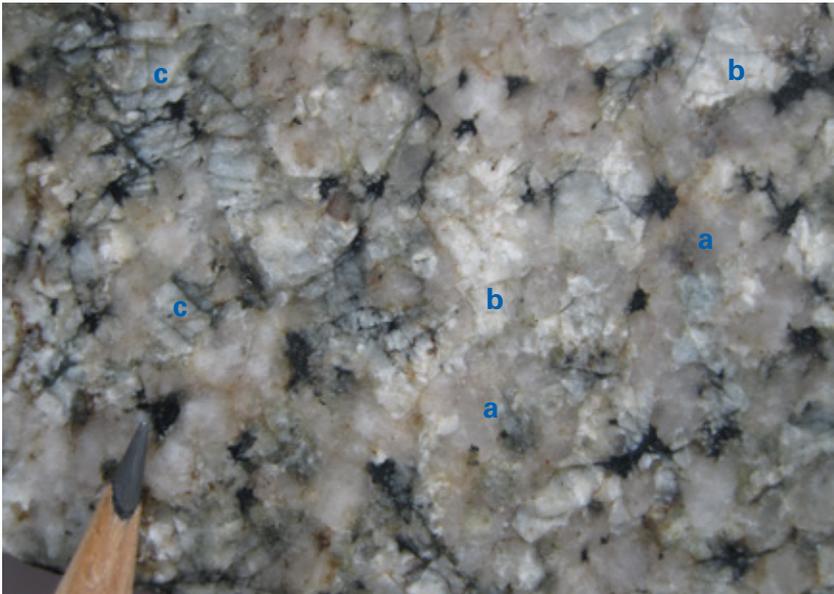


Fig. 11: Detailaufnahme eines polierten Handstücks des Telltistock-Granits. Zu erkennen sind milchig grauer Quarz (a), weisser Plagioklas (b) und grünlich grauer Alkalifeldspat (c). Letzterer weist deutliche Anzeichen von Spröddeformation auf. Biotit tritt reliktsch in den schwarzen Nestern und Zwickelfüllungen auf. Foto M. Wiederkehr, 2020.

klas und perthitischen Alkalifeldspat zu etwa gleichen Anteilen. Der Alkalifeldspat weist deutliche Anzeichen von Spröddeformation auf (Fig. 11). Wenig feinschuppiger Biotit ist in Nestern und Zwickelfüllungen zu erkennen. Schnüre von serizitischem Hellglimmer und feinkörnigem Quarz durchziehen die zerbrochenen Feldspäte. Als Akzessorien treten Titanit, Zirkon, Kalzit, Epidot und Eisenoxide auf.

Ganggesteine

Ganggesteine kommen innerhalb des Kartengebiets in allen Gesteinseinheiten des prävariszischen Kristallins des Aar-Massivs vor. Ein gehäuftes Vorkommen ist allerdings in der südöstlichen Kartengebietsecke im Bereich des Kontakts zwischen der Erstfeld- und der Ferden-Guttannen-Zone zu beobachten. Dies Häufung dürfte mit der Nähe der Intrusiva der Haslital-Gruppe im Süden (Telltistock-Granit, Mittagflue-Granit und Zentraler Aare-Granit) zu erklären sein. In der Innertkirchen-Lauterbrunnen-Zone sind Ganggesteine eher selten zu beobachten. Zudem ist es hier fraglich, ob die in den Nordflanken des Bänzlowistocks und des Brunnenstocks dargestellten Aplitgänge effektiv als Ganggesteine zu deuten sind, oder ob sie eher mobile diskordante Leukosome darstellen, die im Zuge der partiellen Aufschmelzung gebildet wurden.

Die auf der Karte eingezeichneten Gänge stellen allerdings 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. Ein Beispiel ist das Gebiet Zwischen Tierbergen, wo die meist recht mächtigen und zahlreich auftretenden Aplit- und Pegmatitgänge teilweise über mehrere hundert Meter verfolgt werden können. Demgegenüber gibt es Gebiete, wie den recht schwer zugänglichen und vielerorts von Lockergesteinen bedeckten südlichen Talhang des Gadmerals, wo keine systematische Kartierung von Gängen möglich ist.

Bei den auf dem Kartenblatt dargestellten Gängen resultiert aufgrund ihrer unterschiedlichen chemischen Zusammensetzung, ihrer tektonischen Überprägung sowie ihren verschiedenen Bildungsaltern eine grosse Vielfalt, was die petrographischen Merkmale betrifft. Bei der Kartierung im Feld kann jedoch nur eine grobe Erstbeurteilung gemacht werden. Die Gänge des Aar-Massivs innerhalb des Kartengebiets wurden zwei verschiedenen Gruppen von Ganggesteinen zugeordnet: Aplite (**Ap**) und Pegmatite (**Pg**).

Ap Aplit

Die meisten Aplitgänge innerhalb des Kartengebiets sind offensichtlich räumlich und genetisch an die Intrusiva der Haslital-Gruppe gebunden, die mit Ausnahme des eher kleineren Intrusionskörpers des Telltistock-Granits erst im südlich angrenzenden Gebiet von Blatt Guttannen auftreten (Mittagflue- und Zentraler Aare-Granit). So kommen Aplitgänge auffallend häufig im prävariszischen Kristallin in der südöstlichen Kartengebietsecke innerhalb der Erstfeld- und der Ferden-Guttannen-Zone unmittelbar nördlich des Kontakts zum Telltistock-Granit vor.

Die Aplitgänge bilden in der Regel vom Umgebungsgestein scharf abgesetzte, helle feinkörnige Bänder, die wenige Zentimeter bis über 2 m mächtig und teilweise mehrere hundert Meter lang sein können. Aufschlussreich für das Studium von Aplitgängen ist die nach Norden exponierte Flanke des Einschnitts Zwischen Tierbergen, wo zahlreiche Aplitgänge in den steilen Felswänden aus der Ferne studiert werden können. Mineralogisch sind die Aplitgänge relativ einheitlich zusammengesetzt und umfassen Quarz in Zwickelfüllungen, Alkalifeldspat (oft leicht serizitisiert) und saussuritierter Plagioklas; als Nebengemengteil tritt randlich serizitierter Hellglimmer auf.

Pg Pegmatit

Pegmatitgänge kommen im Kartengebiet eher selten vor. Die auf der Karte eingetragenen zwei Pegmatitgänge treten im oben bereits erwähnten Einschnitt Zwischen Tierbergen innerhalb des Erstfeld-Gneiskomplexes auf und sind bei idealen Lichtverhältnissen schon von weitem als helle Bänder im grünlich grau anwitternden Gneis zu erkennen. Sie bestehen vor allem aus perthitischem Alkalifeldspat (leicht serizitisiert), wenig saussuritisiertem Plagioklas und untergeordnet aus Quarz, grobblättrigem Hellglimmer (retrograd in Serizit übergehend), Biotit, Epidot und Chlorit.

Autochthone und parautochthone Sedimentgesteine

Die autochthonen und parautochthonen Sedimentgesteine des Aar-Massivs werden tektonisch vom Liegenden zum Hangenden in Autochthon, Gleckstein-Lappen, Gstellhorn-Lappen, Hohjäger-Schuppe, Läsistock-Schuppe sowie Untere und Obere Lauiegg-Schuppe gegliedert (MÜLLER 1938, 1941; s. S. 122 ff.).

t Mels- bis Quarten-Formation Frühe–Späte Trias

Die im Kartengebiet vorkommenden früh- bis spätriassischen Sedimentgesteine lassen sich in drei 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- bis Quarten-Formation» ausgeschieden.

Die *Mels-Formation* bildet praktisch überall die Basis der triassischen Sedimentabfolge, die mit einem nur 1 bis 2,5 m mächtigen Weiss bis hellbeige anwitternden Quarzsandstein einsetzt. Unmittelbar am Kontakt zum unterlagernden Kristallin ist der Quarzsandstein grobkörnig, stellenweise sogar leicht konglomeratisch. Gegen das Hangende geht er in einen mittelkörnigen Sandstein über (BRUDERER 1924, ROHR 1926, KAMMER 1980). Das im frischen Bruch weissgraue bis leicht grünliche Gestein besteht vorwiegend aus Quarzkörnern mit Beimengungen von Feldspat und Gesteinsbruchstücken. Die Feldspäte sind zu einem grossen Teil in Serizit umgewandelt. Bei den Gesteinsbruchstücken kommen neben Aggregaten aus Quarz und Feldspat oft mehrere Zentimeter lange, meist plattige Komponenten aus gelb anwitterndem Dolomit oder grauen Tonflatschen vor. Über dem Sandstein folgt eine etwa 4 m mächtige Wechsellagerung aus Sandstein, schiefrigem Tonstein und Dolomit. Zwischen den Gesteinstypen sind Übergänge möglich.

Der Sandstein ist vor allem im basalen Teil massiv und weist keine erkennbaren Sedimentstrukturen auf. Im oberen Teil der Formation ist selten eine Lamination, Schräg- oder Kreuzschichtung erkennbar und auf den Schichtflächen sind vereinzelt Rippelmarken zu finden. Dies deutet auf eine Ablagerung in einem fluvialen oder litoralen Milieu hin.

Makrofossilien sind keine vorhanden. Am Wendenjoch etwas ausserhalb des Kartengebiets (Atlasblatt Meiental) wurden in schiefrigem Tonstein im oberen Teil der Mels-Formation Pollen gefunden, die auf eine Ablagerung im frühen bis mittleren Anisien hindeuten (GISLER et al. 2007).

Die *Röti-Formation* wurde im Gebiet von Atlasblatt Innertkirchen von verschiedenen Autoren untersucht (PAULCKE 1911, BRUDERER 1924, ROHR 1926, BÜCHI 1980, KAMMER 1980), wobei die detaillierteste stratigraphische Beschreibung von ROHR (1926) stammt.

Die Röti-Formation umfasst im Gebiet um Innertkirchen Lithologien, die ansonsten nirgends am Nordrand des Kristallins des Aar-Massivs beschrieben wurden. Bei Cheisten nördlich von Innertkirchen kommt an der Basis der Röti-Formation ein bis etwa 4 m mächtiger rauhwascheartiger zelliger Dolomit vor. Nach ROHR (1926) sind die Hohlräume durch Auslaugung von Gips entstanden. Darüber folgt der für die Formation typische grob gebankte, hellgelb bis orange gelb anwitternde, im frischen Bruch hellgraue dichte Röti-Dolomit, der bei Innertkirchen etwa 50 m mächtig ist. In den obersten 20 bis 25 m wittert der Dolomit dunkelorange bis rot an. Bei Cheisten ist ungefähr im mittleren Teil des Dolomits ein bis zu 4 m mächtiger, braunrot anwitternder feinkörniger Sandstein eingeschaltet, der lateral nur über eine kurze Distanz verfolgt werden kann und gemäss ROHR (1926) in eine Dolomitmekkie überzugehen scheint.

Die Mächtigkeit der Röti-Formation nimmt von Innertkirchen sowohl gegen Südwesten als auch gegen Nordosten hin ab. Im Gadmertal beträgt sie oberhalb von Gadmen noch etwa rund 20 m. Gemäss ROHR (1926) ist diese Mächtigkeitsabnahme stratigraphisch bedingt und auf die Erosion der oberen Schichtglieder am Übergang Trias/Jura zurückzuführen. Die Untergrenze gegen die Mels-Formation ist unscharf. Die Grenzziehung erfolgte mit dem erstmaligen Einsetzen von mächtigeren Dolomitbänken, die anfänglich noch sandige oder tonige Zwischenlagen enthalten und die Wechsellagerung von Sandstein, schiefrigem Tonstein und Dolomit der Mels-Formation überlagern. Die Obergrenze der Röti-Formation wird stets durch einen scharfen Erosionskontakt markiert.

Bei Innertkirchen wurden im unteren Teil des Dolomits Fossilien gefunden (PAULCKE 1911, ROHR 1926, RICOUR 1952). Die von ROHR (1926) erwähnten Arten *Myophoria orbitularis*, *Myophoria vulgaris* und *Nucla cf. goldfussi* bestätigen die Einstufung der Röti-Formation in die Mittlere Trias (Anisien-Ladinien).

Bei Mettlenberg (ca. Koord. 2671.300/1177.800) nordöstlich von Gadmen wurde ein Vorkommen eines hellgrauen grobspätigen Kalks im Dach der Röti-Formation beschrieben, der zum grossen Teil aus Seelilienstielgliedern (Trochiten) aufgebaut wird und daher als Trochitenkalk bezeichnet wurde (ROHR 1926). Das entsprechende Gestein konnte an der von ROHR (1926) bezeichneten Stelle jedoch nicht aufgefunden werden. Etwas westlich davon, im oberen Spreitgraben am Fuss der Gadmerflüö (ca. Koord. 2670.810/1178.240), wurde an einer Lokalität mit guten Aufschlussverhältnissen jedoch ein bisher nicht bekanntes Vorkommen eines Seelilienstielglieder führenden Kalks entdeckt (Fig. 12). Der Trochitenkalk im Gadmertal dürfte altersmässig mit der gleichnamigen Bildung des unteren Hauptmuschelkalks im Juragebirge zu parallelisieren sein (ROHR 1926).

Der Röti-Dolomit verhielt sich bei der alpinen Deformation weitgehend spröde und wurde durch die tektonische Beanspruchung oft brettlartig in einzelne Schuppen zerlegt (s. S. 130ff. u. Taf. 1). Die weniger kompetenten Gesteine im Liegenden (Wechsellagerung von Sandstein, schiefrigem Tonstein und Dolomit der oberen Mels-Formation) sowie im Hangenden (schiefriger Tonstein der Bommerstein-Formation) haben sich plastisch diesem Bau angeglichen und füllen die Zwischenräume um die Dolomit-Schuppen.

Im Gadmertal oberhalb von Birchlauri (ca. Koord. 2667.100/1176.800) folgt über der Röti-Formation ein roter bis grünlichgrauer Sandstein, der aufgrund seiner stratigraphischen Lage und der lithologischen Ausbildung zur *Quarten-Formation* gestellt wird (BRUDERER 1924, ROHR 1926). Weitere Vorkommen vergleichbarer Gesteine sind im Gebiet von Atlasblatt Innertkirchen nicht bekannt und treten erst wieder weiter westlich im Lauterbrunnental und weiter östlich im Urner Reusstal auf. Detailliert untersucht wurde die Abfolge bei Birchlauri von BRUDERER (1924) und ROHR (1926). Ein roter Sandstein mit deutlicher Flaserschichtung bildet die etwa 10 bis 15 m mächtige Basis der Abfolge (Fig. 13). Der Kontakt zur Röti-Formation ist gemäss beiden Autoren scharf. An der Basis ist der Sand-



Fig. 12: Trochitenkalk im Spreitgraben im Gadmertal. Die rundlichen herauswitternden Formen sind Querschnitte von rekrystallisierten Seelilienstielgliedern (Trochiten). Foto C. Gisler, 2016.



Fig. 13: Flaserschichtung im roten Sandstein der Quarten-Formation bei Birchlauri im Gadmertal (ca. Koord. 2667.100/1176.800). Foto C. Gisler, 2015.



Fig. 14: Intraformationelles Konglomerat mit bis zu 30cm grossen, häufig gut gerundeten teilweise gebänderten Quarzkomponenten in einer rötlichen sandigen Matrix. Teilweise erscheinen die Komponenten randlich ausgefranst oder etwas deformiert. Birchlaui. Foto T. Labhart.

stein stellenweise etwas konglomeratisch mit Einschaltungen von geröllreichen Lagen aus bis zu 30cm grossen Quarz- und deutlich kleineren Dolomitkomponenten (Fig. 14). Über dem roten Sandstein folgt ein bis etwa 5m mächtiger grünlich grauer Sandstein mit dolomitischen Schlieren und Lagen. Im Zulaufstollen Teiflaur-Birchlaui der Kraftwerke Oberhasli AG (KWO) wurden über der Röti-Formation auf einer Distanz von etwa 20m ein rot-grüner teilweise konglomeratischer Sandstein durchfahren, welcher der Fortsetzung des Vorkommens bei Birchlaui darstellen dürfte (SCHWARZ 1969a). Die vorkommenden Gesteinstypen und die Sedimentstrukturen (s. Fig. 13) sprechen für eine Ablagerung in einem Küstenbereich mit wechselnden Strömungsverhältnissen, wie beispielsweise an einer flachen Gezeitenküste. Fossilien wurden keine gefunden.

Hinsichtlich der lateralen Ausdehnung und der Kontakte zum Hangenden können keine eindeutigen Aussagen gemacht werden. Gemäss ROHR (1926) ist die Abfolge etwa 18m mächtig und entlang des Hangs auf einer Länge von etwa 400m aufgeschlossen und wird beidseitig vom schiefrigen Tonstein der Bommerstein-Formation diskordant abgeschnitten. Dies würde darauf hindeuten, dass die Gesteine der Quarten-Formation ursprünglich weiter verbreitet waren, jedoch vor dem Mittleren Jura bereits wieder erodiert worden sind. BRUDERER (1924) ist dagegen der Ansicht, dass die klastische Abfolge gegen Westen in rötlichen bis

gelblichen sandig-kieseligen Dolomit übergeht, der bis ins Ürbachtal verfolgt werden kann und somit dem rot anwitternden Dolomit entsprechen dürfte, der von ROHR (1926) der Röti-Formation zugerechnet wurde. Welche der beiden Ansichten eher zutrifft, kann nicht abschliessend geklärt werden. Die Interpretation von ROHR (1926) ist insofern plausibler, da im Autochthon des Aar-Massivs von der Späten Trias bis zum Mittleren Jura eine Schichtlücke existiert. Generell ist zu erwähnen, dass das unterschiedliche Deformationsverhalten der triassischen und jurassischen Gesteine lokal komplexe stratigraphische Beziehungen zur Folge haben kann: Aufgrund der spröden, bruchhaften Verformung der kompetenten und eher starren Triasspäne können die triassischen Sedimentgesteine lokal komplett aussetzen; im Gegenzug dazu verhalten sich die inkompetenten Gesteine des Doggers plastisch und scheinen die Triasspäne zu umfliessen (s. S. 130ff.).

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

Vor allem in den steilen Flanken des Ürbach- und des Gadmertals sowie in den tektonisch stark überprägten Sedimentkeilen am Loibstock und am Pfaffenloch bilden die Vorkommen der mitteljurassischen Sedimentgesteine einen nur geringmächtigen und oft heterogen zusammengesetzten Gesteinszug. In diesen Fällen war eine weitere Aufgliederung im Kartenmassstab 1:25 000 nicht möglich und die Gesteine wurden deshalb auf der Karte als «Bommerstein- und Reischiben-Formation, undifferenziert» ausgeschieden.

I₆-a₂ Bommerstein-Formation
spätes Toarcien – Aalénien

Stellenweise folgt über der Röti-Formation mit stets scharfem Kontakt ein meist nur 0,3 bis 0,5 m mächtiger grauer Spatkalk, der von KAMMER (1980) als ein biomikritischer Kalk mit Echinodermenbruchstücken, dünnen Muschelschalen sowie vereinzelt Foraminiferen- und Bryozoenresten beschrieben wird. ROHR (1926) fand in diesem Kalk eine Reihe von Fossilien, die auf ein Aalénien-Alter hinweisen. In der früheren Literatur wird daher für dieses Gestein häufig die Bezeichnung «Aalénien-spatkalk» benutzt (u. a. ARBENZ 1913). Der Kalk stellt ein Denudationsrelikt dar, das heisst, dass zwischen seiner Bildung und der Ablagerung der im Hangenden folgenden Gesteine eine kurze Phase der Erosion stattgefunden haben muss (ROHR 1926).

Über dem Spatkalk beziehungsweise den Sedimentgesteinen der Trias folgt ein dunkelgrauer bis schwarzer schiefriger Tonstein, der oft etwas Glimmer führt und dünne siltig-sandige Lagen enthalten kann. Seine Mächtigkeit schwankt stark und beträgt meist 5 bis 20 m. Diese eher dunkle Abfolge bildet im Gelände einen scharfen Kontrast zum hellen Dolomit der Röti-Formation im Liegenden.

Charakteristisch für den schiefrigen Tonstein sind die häufig auftretenden rotbraun anwitternden linsenförmigen bis lagigen Konkretionen, die eine Länge von bis zu 30 cm erreichen können. Gemäss Untersuchungen mittels Röntgendiffraktion an Gesteinsproben der Bommerstein-Formation aus dem Helvetikum der Westschweiz (MASSAAD 1973a, b), besteht der schiefrige Tonstein vorwiegend aus Quarz (35%), Chlorit (28%) und Illit (19%). Die Konkretionen enthalten etwa gleich viel Quarz wie der schiefrige Tonstein und – anstelle der Schichtsilikate – einen hohen Anteil an Karbonat (Kalzit 13%, Siderit 8%, Ankerit 5%) sowie Apatit (8%) und Pyrit (5%).

Der Tonstein führt lokal vorwiegend schlecht erhaltene Makrofossilien. Funde von bestimmaren Exemplaren von Lamellibranchier, Gastropoden, Ammoniten und Brachiopoden im Erstfeldertal deuten auf ein Aalénien-Alter hin (TOBLER 1897).

KAMMER (1980) hat die Bommerstein-Formation im Wental untersucht und fand im Tonstein häufig eingelagerte dünne Sandschnüre. Er parallelisierte diese Abfolge daher mit dem knorrigen schiefrigen Tonstein der «Bommerstein-Serie» von DOLLFUS (1965) in der Ostschweiz und stellte den Spatkalk zur «Molser-Serie», die gemäss heutiger Nomenklatur dem Mols-Member an der Basis der Bommerstein-Formation entspricht.

a₂-i₃ Reischiben-Formation spätes Aalénien – Callovien

Über dem inkompetenten schiefrigen Tonstein der Bommerstein-Formation folgt eine Abfolge von vorwiegend kompaktem Spatkalk, die als Reischiben-Formation bezeichnet wird. Das Dach der Reischiben-Formation wird vom Blegi-Eisenoolith gebildet.

Beim Spatkalk handelt es sich um einen hellbraun anwitternden, im frischen Bruch grauen bis leicht bläulichen, fein- bis grobspätigen Kalk, der als Echinodermenkalk («Echinodermenbrekzie») bezeichnet wird. Er erreicht eine Mächtigkeit von 10 bis 15 m. An der Basis ist das Gestein grobspätig und enthält Konkretionen in Form von schaligen Absonderungen aus Chamosit und Kalzit (ROHR 1926). Im oberen Teil wird der Echinodermenkalk feinspätiger mit zunehmendem mikritischem Anteil.

Der Echinodermenkalk enthält nicht selten Dolomitfragmente und Quarzkörner von 1 bis 5 mm Durchmesser. Der Anteil an Dolomitkomponenten nimmt von Nordosten nach Südwesten generell zu (ROHR 1926). Im Ürbachtal sind sie nördlich der Lokalität Zum Stein (ca. Koord. 2658.240/1169.490, Blatt Guttannen) stark angereichert und bilden eine etwa 2,8 m mächtige Dolomitbrekzie (Fig. 15), die hier direkt dem schwarzen schiefrigen Tonstein der Bommerstein-Formation auflagert. BÜCHI (1980) interpretiert diese Dolomitbrekzie als Füllung einer Erosionsrinne im Tonstein.



Fig. 15: Dolomitbreckzie der Reischiben-Formation nördlich der Lokalität Zum Stein im Ürbachtal (ca. Koord. 2658.240/1169.490, Blatt Guttannen). Hammerspitze als Grössenvergleich. Foto C. Gisler, 2016.

Vorwiegend im mittleren Teil führt der Spatkalk lokal schwarz anwitternde unregelmässig geformte kieselige Konkretionen, die diesem Gestein die Bezeichnung «Kieselknauerkalk» gebracht haben. Ausser den namengebenden Echinodermenfragmenten enthält das Gestein Muschelschalenreste, Intraklasten und Algenknollen (KAMMER 1980) sowie häufig Brachiopoden und Korallen (ROHR 1926), wobei Letztere vor allem im obersten Bereich der Reischiben-Formation auftreten.

Der Spatkalk geht ohne scharfe Grenze in einen dunklen dichten Kalk mit Eisen führenden Ooiden über (ROHR 1926), der in der Literatur als «Unterer Eisenoolith» bezeichnet wird. Der meist weniger als 1 m mächtige eisenoolithische Kalk ist reich an Fossilien, vor allem an Ammoniten. Überliefert sind Funde mehrerer Arten der Gattung *Parkinsonia* sowie Exemplare der Gattung *Perisphinctes* (ROHR 1926).

Über dem «Unteren Eisenoolith» folgt ein bis zu 8 m mächtiger grau anwitternder siltig-mergeliger schiefriiger Tonstein (ROHR 1926, KAMMER 1980), in welchem die für das späte Bajocien leitende Ammonitenart *Parkinsonia parkinsoni* im Gadmertal beschrieben ist (TOBLER 1897, S. 48).



Fig. 16: Typisch bunt anwitternder Blegi-Eisenoolith im Dach der Reischiben-Formation. Aufschluss nördlich der Lokalität Zum Stein im Ürbachtal (Blatt Guttannen, ca. Koord. 2658.120/1169.180). Foto C. Gisler, 2016.

Der schiefrige Tonstein wird von einem dichten massigen eisenoolithischen Kalk überlagert, der in der Literatur als «Oberer Eisenoolith» bezeichnet wird (u.a. VAN DER PLOEG 1912, GISLER 2003). Gemäss der heutigen Nomenklatur bildet er unter der Bezeichnung Blegi-Eisenoolith ein Member im Dach der Reischiben-Formation. Auffallend für dieses Gestein sind seine bunten Anwitterungsfarben, die von hellgrün über rot bis rostig braun reichen (Fig. 16). Der Eisenoolith weist eine mikritische Matrix auf, in der reichlich Eisenoxide vorkommen. Die Ooide enthalten meist einen organischen oder anorganischen Konzentrationskern und eine Hülle aus Chamosit und Hämatit, die bei tektonischer Beanspruchung in Magnetit umgewandelt sein können (ROHR 1926, DOLLFUS & TRÜMPY 1966). Das Gestein ist reich an Fossilien, wobei zahlreiche Arten der auftretenden Makrofossilien wie Ammoniten, Brachiopoden, Lamellibranchier und Belemniten auf ein Callovien-Alter hindeuten (TOBLER 1897, ROHR 1926). Die Mächtigkeit liegt relativ konstant bei 1 bis 2 m und erreicht im Ürbachtal, wo das Gestein im 18. Jahrhundert zeitweise zur Eisengewinnung abgebaut wurde (BALTZER 1880, MÜLLER-LANDSMANN 1900, DÉVERIN 1945, s. Kap. Mineralische Rohstoffe), mit 3 m ihr Maximum innerhalb des Kartengebiets. Die Eisenoolithbänke werden als Bildungen einer

regionalen pelagischen Hochzone gedeutet (KUGLER 1987). Infolge fehlender Sedimentanlieferung und sedimentationsverhindernden Strömungen war die Sedimentationsrate sehr gering. Auf diese Weise konnten nur stark kondensierte Eisenoolithbänke und eisenverkrustete Hartgründe entstehen.

i₄₋₅ Schilt-Formation spätes Callovien – Oxfordien

Über dem Blegi-Eisenoolith setzt mit unscharfer Grenze ein fleckig hellgrau und gelborange anwitternder Kalk ein, der in der Literatur als «Schilt-Kalk» bezeichnet wird (Fig. 17). Er weist im Kartengebiet eine Mächtigkeit von stellenweise nur wenigen Dezimetern bis maximal etwa 3 m auf. Der fleckige Aspekt des Kalks beruht auf einer bei der Diagenese entstandenen selektiven Dolomitisierung und ist meist an die durch Bioturbation entstandenen Wühl- und Grabgänge gebunden (KUGLER 1987). Die gelb anwitternden Flecken bestehen aus eisenschüssigem Dolomit und wittern gegenüber den Partien aus grauem reinem Kalk oft etwas heraus. Die gelbe Anwitterungsfarbe des im frischen Bruch grauen Dolomits entsteht durch oberflächliche Umwandlung des eisenschüssigen Dolomits in Kalzit und Limonit (KUGLER 1987).

Über dem Kalk folgt ein 10 bis 15 m mächtiger gelbbraun anwitternder leicht dolomitisierter schieferiger Mergel («Schilt-Mergel», KUGLER 1987). Aus dem Mergel entwickelt sich mit fliessendem Übergang ein 10 bis 15 m mächtiger graubeige und hellgrau anwitternder im Dezimeterbereich regelmässig gebankter Kalk mit mergeligen Zwischenlagen. Durch die Zunahme der Bankungsdicke geht dieser Kalk gegen oben allmählich in die typische dunkle mikritische Kalkabfolge der Quinten-Formation über. Neben den Hauptgemengteilen Dolomit und Kalzit ist Illit das am häufigsten vorkommende Tonmineral. Quarz ist mit bis zu 5% vertreten und kommt vor allem in Form von feinverteilten autigenen Körnern vor (KUGLER 1987). Alle Gesteinstypen der Schilt-Formation führen nur geringe Mengen an terrigenem Detritus. An Fossilien finden sich Ammoniten, Spongiennadeln, Belemniten, Terebrateln, Aptychen und Echinodermenstielglieder (STUTZ 1879, KAMMER 1980). Kieselspongien sind gemäss KUGLER (1987) im «Schilt-Kalk» der autochthonen Sedimentgesteine des Aar-Massivs sehr häufig. Leitfossilien – vorwiegend Ammoniten – sind praktisch ausschliesslich im «Schilt-Kalk» zu finden und weisen auf ein Bildungsalter im Oxfordien hin (TRÜMPY 1966a). Als Ablagerungsmilieu wird ein offener Bereich unterhalb der Wellenbasis angenommen (KUGLER 1987).



Fig. 17: Gefleckter «Schilt-Kalk» am Fuss der Gadmerflüö (ca. Koord. 2670.410/1178.250).
Foto C. Gisler, 2016.

i₅₋₈

Quinten-Formation

spätes Oxfordien – frühes Berriasien

Innerhalb des Kartengebiets ist die Quinten-Formation der autochthonen und parautochthonen Sedimentbedeckung des Aar-Massivs am Aufbau einiger markanter Felsbastionen wie der Gadmerflüö oder der Engelhörner beteiligt. Sie weist im Autochthon eine Mächtigkeit von 190 m auf, welche im Gleckstein-Lappen auf 270 m und im Gstellihorn-Lappen auf 380 m anschwillt (MÜLLER 1938). Die Abgrenzung zur liegenden Schilt-Formation erfolgt dort, wo die Mergellagen im Dach der Schilt-Formation allmählich aussetzen und in den grob gebankten reinen Kalk der Quinten-Formation übergehen. Die Obergrenze der Quinten-Formation wird durch den Brekzienhorizont («Grenzschichten», MAYNC 1938) des Graspas-Members der Zementstein-Formation definiert. Im Bereich des Kartengebiets wurden die Gesteine der Quinten-Formation von verschiedenen Autoren bearbeitet und gegliedert (SCABELL 1926, MAYNC 1938, MÜLLER 1938, HERB 1991, DRÄYER 1999).

Der untere Teil der Quinten-Formation wird hauptsächlich von einem hellgrau bis hellblaugrau anwitternden, im frischen Bruch dunkelgrauen bis schwarzen mikritischen Kalk – in der Literatur als «Quintner Kalk» bezeichnet – aufge-

baut. Er ist grob gebankt und enthält akzessorisch wenig Pyrit. Mineralogisch besteht das Gestein zu etwa 98% aus Kalzit. Neben dem homogenen Kalk sind in der oberen Hälfte dieser Abfolge auch wiederholt Bänke einer autigenen Kalkbrekzie mit gelblicher Matrix eingeschaltet (MAYNC 1938).

Im oberen Teil der Quinten-Formation folgt ein bräunlich grau anwitternder dünnbankiger Kalk, der etwas heller als der «Quintner Kalk» erscheint. Im Gebiet der Engelhörner ist er gemäss MÜLLER (1938) durch langgezogene rotbräunliche Streifen charakterisiert. Im Bereich der Gadmerflüö wird dieser als ein marmorierter – das heisst rekristallisierter – Kalk mit bräunlichem, oft hellrötlich geflecktem Bruch beschrieben, der in der Literatur als «Tithonkalk» (MÜLLER 1938) beziehungsweise als «Portlandkalk» (MAYNC 1938) bezeichnet wird. Die Mächtigkeit beträgt sowohl im Autochthon als auch in den tieferen parautochthonen Schuppen (Gleckstein- und Gstellihorn-Schuppe) rund 20 m. In der Literatur wird diese Abfolge mit dem Tros-Kalk parallelisiert, der heute als ein Member der Quinten-Formation definiert ist (VAN DER PLOEG 1912, TRÜMPY 1966b, BURKHARD 1981, NÜESCH 1981, DRÄYER 1999). Den Abschluss der Quinten-Formation bildet eine 10 bis 40 m mächtige Abfolge aus brekziösem Kalk. Häufig können mehrere eigentliche Brekzienlagen auftreten, die von Kalkbänken getrennt werden, welche denen im Liegenden sehr ähnlich sind. Die Brekzie besteht aus dunkelgrauen bis schwarzen Kalkkomponenten in einer hellgrauen zementartigen Matrix (MAYNC 1938, MÜLLER 1938). In den Brekzienlagen können sowohl lateral wie auch vertikal rasche lithologische Wechsel beobachtet werden. Neben brekziösem Kalk von verschiedener Ausprägung tritt zudem dolomitischer Mergel und fast reiner Dolomit auf. Eine ausführliche Beschreibung dieser Gesteine gibt MAYNC (1938).

Makrofossilien sind selten. Gelegentlich kommen Ammoniten und Belemniten vor. An Mikrofossilien sind Radiolarien, Calpionellen, Spongiennadeln und Echinodermenbruchstücke zu finden, meist aber rekristallisiert und nicht weiter bestimmbar (MAYNC 1938, TRÜMPY 1966c, GISLER 2003). Unterhalb der Alp Äbnet in Nider Surenen (Blatt Engelberg) wurden im unteren Teil der Quinten-Formation Funde von Ammoniten der Gattung *Perisphinctes* beschrieben, die ins Kimméridgien zu stellen sind (MAYNC 1938). Der untere Teil der Quinten-Formation wurde in einem schlecht durchlüfteten Meeresbecken von mässiger Tiefe abgelagert (HERB 1991). Bei den Brekzien im oberen Teil der Quinten-Formation lassen Funde von Kalkalgen der Gattung *Characea* auf eine geringe Wassertiefe oder sogar brackische Verhältnisse schliessen (MAYNC 1938).

Das vielerorts kompakte Erscheinungsbild des Kalks ist auf die Bildung einer Verwitterungs- beziehungsweise Sinterkruste durch Ausfällung von Kalk zurückzuführen. Effektiv übersteigt die Bankmächtigkeit selten 0,4 m. Bei tektonischer Überprägung wird die Bankung des Kalks undeutlich und durch Scherflächen ersetzt, oft in Begleitung von Kalzitadern. Im Autochthon ist diese Erscheinung vor allem bei den eng ins Kristallin eingefalteten Kalkkeilen des Loibstocks und des Pfaffenchopfs südlich von Innertkirchen zu beobachten.

In den höheren parautochthonen Schuppen (Läsistock- sowie Untere und Obere Lauiegg-Schuppe) tritt nur der obere Teil der Quinten-Formation auf (d.h. «Tithonkalk» bzw. «Portlandkalk»). Dieser besteht hier – wie im Autochthon – aus einem hell anwitternden Kalk, der jedoch in der Läsistock-Schuppe mit 80 m eine deutlich grössere Mächtigkeit aufweist und vor allem im oberen Teil hauptsächlich brekziös ist (MÜLLER 1938). In der Unteren und der Oberen Lauiegg-Schuppe ist der Kalk der Quinten-Formation tektonisch oft sehr stark überprägt, was sich durch das Auftreten unterschiedlicher Varietäten von Kalk äussert: Am häufigsten tritt ein stark verschieferter Kalk auf, der sich parallel zur Schieferung in dünne Platten spalten lässt. Die ursprüngliche Bankung ist nicht mehr zu erkennen und auf Anwitterungsflächen ist vielfach eine feine Lamination sichtbar, die auf eine starke Zerschichtung hindeutet. Es dürfte sich dabei um einen Kalkmylonit handeln. Entsprechende Vorkommen unmittelbar im Liegenden der helvetischen Hauptüberschiebung wurden in Analogie zu der in der alpinen Geologie klassischen Lokalität im Kanton Glarus als Lochsiten-Kalk bezeichnet (DRÄYER 1999). Eine weitere Varietät ist ein eher kompakter Kalk mit unregelmässig hellgrau und weiss gemaserten Bereichen, in denen das Gestein vollständig rekristallisiert ist, was in der Literatur jeweils als «Marmorisierung» bezeichnet wird. Die Korngrösse des rekristallisierten Kalzits kann bei dieser Varietät bis mehrere Millimeter erreichen. Ein dritter Gesteinstyp besteht aus schwarzem mikritischem Kalk, der von einem dichten Netzwerk von Kalzitadern und unregelmässig verlaufenden Scherflächen durchsetzt wird.

Graspas-Member (Zementstein-Formation) frühes Berriasien

Eine meist nur wenige Dezimeter mächtige hellgraue Brekzienlage mit teilweise leicht dolomitisierten Kalkkomponenten in einer sandig-kalkigen Matrix folgt über dem brekziösen Kalk der Quinten-Formation und markiert die Grenze zur darüberliegenden Öhrli-Formation. Sie wurde von ARBENZ & MÜLLER (1920) und MÜLLER (1938) als «Graspas-Schichten» beziehungsweise von MAYNC (1938) als «Grenzschichten» benannt. Gemäss MOHR (1992) stellen die «Graspas-Schichten» ein nördliches Äquivalent des oberen Teils der Zementstein-Formation dar und werden heute unter der Bezeichnung Graspas-Member als Teil der Zementstein-Formation angesehen (FÖLLMI et al. 2007). Lediglich im Gebiet der Engelhörner in der südwestlichen Kartengebietsecke – in der Umgebung der Typuslokalität am Graspas¹ – erreicht diese Brekzienlage eine Mächtigkeit von bis zu 5 m und wurde hier in der vorliegenden Karte als Punktlinie dargestellt. In allen anderen Gebieten wurde das Graspas-Member aufgrund der meist nur sehr geringen Mächtigkeit nicht explizit ausgeschieden und der Öhrli-Formation zugewiesen.

¹ Die Lokalität Graspas ist auf der aktuellen topographischen Kartengrundlage nicht angegeben; sie befindet sich im Einschnitt zwischen Pkt. 2255 m und Pkt. 2336 m der Sattelspitzen bei ca. Koord. 2656.100/1170.000.

c₁₀ **Öhrli-Formation** Berriasien

Die Öhrli-Formation besteht aus einem im frischen Bruch hellgrauen bis leicht bräunlichen dichten Kalk, der hellgrau bis weissgrau anwittert. Er ist häufig nicht vom Kalk im oberen Teil der Quinten-Formation zu unterscheiden. Im Gebiet der Engelhörner tritt der «Öhrlikalk» in einer dunklen und einer hellen Varietät auf, die fliessend ineinander übergehen und sich ohne erkennbare stratigraphische Kontrolle abwechseln (MÜLLER 1938). Im Bereich der Gadmerflüö ist im obersten Teil der Öhrli-Formation der Kalk lokal oolithisch ausgebildet.

Die Untergrenze der Öhrli-Formation wird durch das Graspas-Member definiert und ist in den Wänden der Gadmerflüö zum Teil aus der Ferne aufgrund der deutlichen Bänderung erkennbar (MAYNC 1938). Gegen oben wird die Öhrli-Formation durch einen Erosionshorizont scharf abgegrenzt. Diese Abgrenzung ist vor allem farblich aber auch morphologisch im Gelände deutlich erkennbar (vgl. Fig. 21 S. 59)

Die Mächtigkeit der Öhrli-Formation beträgt im Autochthon 40 m und nimmt in den darüberliegenden Glectstein- und Gstellhorn-Lappen auf 110 m zu (MÜLLER 1938). In den parautochthonen Lauiegg-Schuppen zeigt der Kalk der Öhrli-Formation weitgehend dieselben Merkmale starker tektonischer Überprägung wie derjenige der Quinten-Formation und ist meist kaum von diesem zu unterscheiden. Eine geringere tektonische Überprägung weist der Kalk in der Läsistock-Schuppe im Gebiet der Engelhörner auf. Die Öhrli-Formation weist hier eine Mächtigkeit von 170 m auf und besteht neben dichtem mikritischem Kalk lokal aus solchem mit schwach oolithischer oder feinspätiger Ausprägung.

Funde von Ammonitenbruchstücken der Art *Pseudosubplanites subrichteri* im «Öhrlikalk» im Gebiet des Eigers (Atlasblatt Grindelwald) belegen ein frühkretazisches Alter für die Öhrli-Formation (COLLET & PARÉJAS 1931). In der Gadmerflüö entdeckte MAYNC (1938) Korallen, die für eine Bestimmung allerdings zu stark rekrystallisiert waren, aber zumindest eine Ablagerung in geringer Wassertiefe anzeigen.

Öhrli-Formation durchsetzt von braunen, orangefarbenen oder roten tonig-siltigen Infiltrationen (Siderolithikum)

In den obersten rund 10 bis 40 m der Öhrli-Formation wird der Kalk von braunen, orangefarbenen oder roten tonig-siltigen Infiltrationen durchsetzt. Es handelt sich dabei um siderolithische Bildungen, die im mittleren Eozän in den verkarsteten Kalk der Öhrli-Formation eingespült und abgelagert wurden. Diese kommen in Form von Schlieren und Lagen von Millimeter- bis Dezimetermächtigkeit vor und folgen meist Schichtfugen und Klüften (Fig. 18). Lokal ist ein dichtes Netz aus oft gelblich, selten rötlich oder grünlich gefärbten, herauswitternden feinkörnigen sideritisch-chamositischen Silt- oder Sandsteinschnüren zu beobachten. Im Be-



Fig. 18: «Öhrlikalk» durchsetzt mit tonig-siltigen Infiltrationen. Die rotbraunen siderolithischen Schlieren und Lagen – als siderolithische Bildungen gedeutet – wittern deutlich heraus und bilden farblich einen starken Kontrast zum hellgrauen Kalk. Nordwestflanke der Gadmerflüö, am Abstiegsweg vom Tälli-Klettersteig (Koord. 2668.480/1178.390). Foto C. Gisler, 2016.

reich der Infiltrationen, die oft auch weit in den Kalk hineinreichen, zeigt der «Öhrlikalk» vereinzelt eine Rosafärbung.

Die Häufigkeit und Mächtigkeit der Infiltrationen nimmt von unten nach oben zu und geht ohne scharfe Grenze in eine siderolithische Brekzie über (s. Beschreibung Siderolithikum S. 56ff.).

c₃ **Helvetischer Kieselkalk** spätes Hauterivien

Die Lauiegg-Schuppen bestehen im Rychenbachtal überwiegend aus einem bis zu 15 m mächtigen bunt gefärbten kieselig-sandigen Kalk, der sich durch eine Wechsellagerung von bläulich grauen kalkigen und gelblich braunen sandreichen Lagen auszeichnet. Die sandigen Lagen wittern dabei oft deutlich hervor und verleihen dem Gestein ein gebändertes Aussehen (Fig. 19). Östlich der Aare ist der Kalk nur noch wenige Meter mächtig und beschränkt sich auf Vorkommen in der Unteren Lauiegg-Schuppe sowie in der Läsistock-Schuppe. Dieser gebänderte Kalk



Fig. 19: Kalk mit gelblich braunen sandigen Lagen («Tschingelkalk», Helvetischer Kieselkalk) bei der Arnialp (ca. Koord. 2661.900/1175.400). Foto C. Gisler, 2016.

wird mit dem «Tschingelkalk» des Berner Oberlands parallelisiert (SCABELL 1926, GÜNZLER-SEIFERT & WYSS 1938, MÜLLER 1938), der dem Helvetischen Kieselkalk der Zentral- und Ostschweiz entspricht.

e **Siderolithikum** mittleres Eozän

Unter dem Begriff Siderolithikum werden eisenhaltige, sandige bis tonige sowie brekziöse Gesteine zusammengefasst, die im Paläogen über der verwitterten und verkarsteten jurassischen und kretazischen Kalkabfolge abgelagert wurden (WIELAND 1976). Meist sind sie auffallend rostbraun, rot oder grün gefärbt und heben sich deutlich vom hellgrau anwitternden Kalk der Öhrli-Formation ab, der im Kartengebiet meist ihre Unterlage bildet. Das Siderolithikum bildet vornehmlich isolierte, kleinräumige Vorkommen, die in Form von Taschen- oder Spaltenfüllungen oft mehrere Meter in den unterlagernden Kalk hineinreichen. Die Mächtigkeit schwankt auf kleinem Raum sehr stark und erreicht höchstens etwa 10 bis 20 m. Die Vorkommen im Kartengebiet wurden von verschiedenen Autoren detailliert beschrieben (u.a. ARBENZ 1910, RÖTHLISBERGER 1922, MÜLLER 1938, WIELAND 1976).



Fig. 20: Angewitterte Oberfläche einer siderolithischen Brekzie. Foto C. Gisler, 2014.

An der Basis von Taschen- und Spaltenfüllungen tritt oft eine siderolithische Brekzie auf, die durch Auflösung des umgebenden Felsverbands aus dem mit tonig-siltigen Infiltrationen durchsetzten «Öhrlikalk» hervorgeht. Als Komponenten treten fast ausschliesslich bis mehrere Dezimeter grosse, schlecht sortierte helle Kalkbruchstücke (höchstwahrscheinlich «Öhrlikalk») auf. Diese sind von einer grünlich gelbbraun anwitternden siltig-sandigen Matrix umgeben (Fig. 20). Die Spalten- beziehungsweise Taschenfüllungen bestehen grösstenteils aus einem rostbraun bis schwarz anwitternden dunkelgrauen eisenschüssigen Sandstein, der oft Pisoide führt. Weiter kommt grüner und roter Sandstein sowie schiefriger Tonstein in denselben Farbvarietäten vor. Sedimentstrukturen wie Lamination, Schräg- oder Kreuzschichtung sind nicht vorhanden.

Beim Sandstein ist Quarz die dominierende detritische Komponente; Feldspäte fehlen vollständig. Die detritischen Quarzkörner, deren Anteil zwischen 20 und 65 % schwankt (WIELAND 1976), sind umgeben von einer Matrix aus kryptokristallinem Quarz, Tonmineralen (Illit, Paragonit), Chlorit, Karbonat und Hämatit. Der schiefrige Tonstein besitzt im Wesentlichen die gleiche mineralogische Zusammensetzung wie der Sandstein. Der Anteil an Tonmineralen und Chlorit kann jedoch bis zu 70 % erreichen. Zudem sind neben Illit und Paragonit noch zu-

sätzlich Pyrophyllit und Kaolinit als Tonminerale vertreten. Bei den Pisoid führenden Gesteinen kann der Anteil an Hämatit und Chamosit bis zu 30% erreichen (WIELAND 1976).

Die siderolithischen Bildungen der höheren parautochthonen Schuppen sind weitgehend mit denjenigen im Autochthon vergleichbar. WIELAND (1976) beschreibt im Gental oberhalb der Arnialp (ca. Koord. 2662.100/1175.400) eine siderolithische Taschenfüllung, die aus grün und rot gefärbtem schiefrigem Sand- und Tonstein besteht.

Funde von Säugetierresten (cf. *Sciuroides*) und Lamellibranchiern aus dem Siderolithikum der Westschweiz deuten auf ein Bildungsalter im mittleren Eozän hin («Präpriabonien», Lutétien bzw. Bartonien; VON TAVEL 1936, WEIDMANN 1984). Das Siderolithikum entstand als Residualbildung durch die Lösungsverwitterung von Karbonatgesteinen in einem feuchtwarmen Klima. Die unlöslichen Rückstände dieser Lösungsverwitterung wie Quarz, Tonminerale und Eisenoxide wurden zusammen mit Kalkgeröllen umgelagert und in Karsttaschen, -spalten und -höhlen geschwemmt und abgelagert.

e₅₋₆ Niederhorn-Formation Bartonien – Priabonien

Auf einer Unterlage aus mesozoischem Kalk und siderolithischen Bildungen folgen zunächst nur lokal vorhandene brekziöse (*Mürren-Brekzie*, e_M) sowie kohligmergelige Gesteine (*Cerithien führender Kalk und Mergel*, e_C). Deren Verbreitung und Mächtigkeit wird durch das präeozäne 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 50 bis 150 m mächtiger Sandstein, der einen grossen Teil der Gipfel der Gadmerflüö aufbaut (Fig. 21). 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, wie eingangs beschrieben, über einer heterogenen Unterlage, die entweder von der Öhrli-Formation, dem Siderolithikum, der Mürren-Brekzie oder den «Cerithien-Schichten» 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 (Fig. 21).

Der Hohgant-Sandstein besteht aus einem hellgrau bis gelbbraun anwitternden, im frischen Bruch grauen, teilweise kalkigen Sandstein, der an der Basis lokal konglomeratisch mit meist gut gerundeten Komponenten aus «Öhrlikalk» ausgebildet sein kann. Übergänge zu sandarmen kalkigen Partien, Kalk oder Kalkarenit sind vereinzelt anzutreffen. Lokal ist dieser Kalk reich an Nummuliten (Nummuli-



Fig. 21: Hellgrau bis gelbbraun anwitternder regelmässig gebankter Hohgant-Sandstein der Niederhorn-Formation im Gipfelaufbau der Gadmerflüö westlich des Mären (Blick in Richtung Südwesten). In der linken unteren Bildhälfte ist die Abgrenzung zu den unterlagernden hellgrau anwitternden Kalken der Öhrli- und der Quinten-Formation deutlich zu erkennen.
Foto C. Gisler, 2014.

tenkalk). Im Dünnschliff sind im Sandstein bis zu 1 mm grosse, teilweise gerundete Quarzkörner als Hauptgemengenteil erkennbar. Als detritische Komponenten kommen weiter Echinodermenbruchstücke, Helglimmerblättchen und Erzkörner vor. Die Komponenten sind eher schlecht sortiert und mit Kalzit zementiert (HOTZ 1989). Funde von Nummuliten der Art *Nummulites fabiani retiatius* am Reissend Nollen westlich des Titlis (Atlasblatt Meiental) deuten auf ein Bildungsalter im späten Priabonien hin (BIERI 1978).

In den höheren parautochthonen Schuppen (Läsistock- und Lauiegg-Schuppen) folgt – wie im Autochthon – über der Öhrli-Formation ein heller Sandstein, der jeweils durch einen tektonischen Kontakt vom Liegenden getrennt ist. Äquivalente der Mürren-Brekzie fehlen. Im Gebiet der Engelhörner folgt über der Öhrli-Formation und den wenig verbreiteten «Cerithien-Schichten» der Läsistock-Schuppe ebenfalls mit einem tektonischen Kontakt ein heller Sandstein. MÜLLER (1938) weist darauf hin, dass dieser nicht ohne weiteres zur Schichtreihe dieser Schuppe gezählt werden darf. Er dürfte entweder von der Läsistock-Schup-

pe selbst abgeschürft worden sein oder einer südlicheren, das heisst heute höher positionierten Schuppe angehören. Die Mächtigkeit beträgt etwa 40 m. In den Lauiegg-Schuppen bildet ein vergleichbarer Typ von Sandstein isolierte Einschaltungen mit Mächtigkeiten von maximal 30 m, die allerdings keine stratigraphischen Kontakte zum Liegenden oder zum Hangenden erkennen lassen. Ihre Hauptverbreitung haben diese Sandsteineinschaltungen nördlich von Innertkirchen und auf der rechten Talseite des vorderen Gentials. Beim Sandstein handelt es sich um einen grauen, braungrauen oder grünlichgrauen kalzitisch zementierten Quarzsandstein. Vereinzelt geht er durch Abnahme des detritischen Quarzes und mit zunehmendem Anteil an Fossildetritus in einen Kalk über. Erkennbar sind Discocyclinen und Nummuliten (MÜLLER 1941, DRÄYER 1999). Besonders in den Lauiegg-Schuppen ist das Gestein stark von Kalzit-Adern durchsetzt. Die Abfolge dürfte aus paläogeographischen Überlegungen dem Hohgant-Sandstein der Niederhorn-Formation angehören. Das Alter wird von allen Autoren als Priabonien angenommen (SCABELL 1926, GÜNZLER-SEIFERT & WYSS 1938, MÜLLER 1938).

e_M *Mürren-Brekzie*

ARBENZ & MÜLLER (1926) beschreiben bei Riebgarti (Koord. 2660.330/1174.160) nördlich von Innertkirchen eine etwa 6 m mächtige Kalkbrekzie, die sie aufgrund ihrer stratigraphischen Stellung mit der Mürren-Brekzie parallelisieren. Als Komponenten treten hellgrauer und rosafarbener Kalk sowie dolomitischer Kalk in einer sandigen Matrix auf. Kleine Nummuliten, wie sie an der Typlokalität in der Matrix auftreten, konnten keine gefunden werden. Eine ähnliche Brekzie tritt im Gental südlich der Alp Baumgarten auf (Koord. 2666.480/1178.820, Fig. 22). Am Felsriegel des Kirchets zwischen Meiringen und Innertkirchen kommt anstelle der hellgrauen Brekzie ein Sandkalk oder eine dunkle bituminöse Brekzie vor (MÜLLER 1938). Die Mürren-Brekzie geht oft ohne scharfe Grenze aus dem «Öhrlikalk» im Liegenden hervor. Ihre Mächtigkeit schwankt stark. Im Autochthon erreicht sie bis zu 25 m, im Gstellihorn-Lappen nur noch wenige Meter. In der Hohjägi-Schuppe und in den höheren parautochthonen Schuppen (Läsistock- und Lauiegg-Schuppen) sind die Mürren-Brekzie und deren Äquivalente nicht mehr vorhanden. Die Mürren-Brekzie wurde in jüngerer Zeit als Untereinheit des Hohgant-Sandsteins der Niederhorn-Formation zugeordnet (MENKVELD-GFELLER et al. 2016).

Die Mürren-Brekzie bildete sich vermutlich durch Aufarbeitung des Untergrunds im Zusammenhang mit der eozänen Transgression (ARBENZ & MÜLLER 1926). Dabei entstanden die im Gelände meist nur undeutlich erkennbaren Brekzienvorkommen und Einschaltungen von brekziösem Kalk, welche den fließenden Übergang des unterlagernden mesozoischen Kalks zu den paläogenen Sedimentgesteinen bilden. Die Mürren-Brekzie kommt vor allem dort vor, wo siderolithische Bildungen fehlen. Hauptunterscheidungsmerkmale gegenüber den



Fig. 22: Angewitterte Oberfläche der Murren-Brekzie mit Kalkkomponenten in grobsandiger Matrix. Gental, südlich der Alp Baumgarten (Koord. 2666.480/1178.820). Foto C. Gisler, 2016.

siderolithischen Bildungen sind die geringere Korngrösse der Komponenten, das Fehlen einer grün oder rot gefärbten Matrix sowie die lokal in der Matrix vorkommenden Nummuliten.

e_c Cerithien führender Kalk und Mergel

Direkt unter dem eigentlichen Hohgant-Sandstein liegen stellenweise dunkelgrauer bis schwarzer oft sandiger Mergel und Kalk von bis zu 10 m Mächtigkeit. Diese Gesteine sind meist stark schwarz abfärbend. Östlich des Tällistocks sind in schwarzem kohligem und tonigem Kalk zwei etwa 30 cm mächtige Braunkohlebändchen eingelagert, die in der Gadmerflüö etwa 1,5 km nach Nordosten verfolgt werden können (BALTZER 1888, WEHRLI 1919). Weitere kohlige Einschübe von geringerer Mächtigkeit werden von diesen Autoren aus dem Gebiet Burgalp südwestlich von Innertkirchen sowie südlich von Schitziboden im Gental beschrieben. In den höheren parautochthonen Schuppen befindet sich zwischen der Öhrli-Formation und dem Hohgant-Sandstein stellenweise ein schwarzer kohligter Mergel, der sowohl von der stratigraphischen Stellung als auch von der lithologischen Zusam-

mensetzung her mit den oben beschriebenen Vorkommen im Autochthon korreliert werden kann.

Einzelne Lagen enthalten reichlich Fossil detritus oder vereinzelt gut erhaltene Fossilien, die als «Cerithien» – Sammelbegriff für brackisch bis flachmarin lebende trochospirale Gastropoden – bezeichnet wurden, weshalb diese Gesteine in der Literatur als «Cerithien-Schichten» bekannt sind. Ähnlich ausgebildete Gastropoden führende Gesteine treten im helvetischen Paläogen in unterschiedlicher bio- beziehungsweise lithostratigraphischer Stellung auf, weshalb die Bezeichnung «Cerithien-Schichten» vermieden werden sollte.

Die Gastropoden führenden Gesteine wurden in flachmarinem, vermutlich teilweise brackischem Milieu im Priabonien abgelagert (WEIDMANN et al. 1991), als die eozäne Transgression den nordhelvetischen Schelf erreichte. Diese Fazies ist generell nur sehr lokal – wahrscheinlich an ein durch synsedimentäre Brüche entstandenes Paläorelief gebunden – vorhanden, kann aber mehrere Meter mächtig sein. Ein eindruckliches Beispiel eines durch synsedimentäre Brüche begrenzten Vorkommens ist bei der Bäregg aufgeschlossen (ca. Koord. 2667.800/1178.600). Die trochospiralen Gastropoden sind in diesem Aufschluss stark verkieselt.

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 im Gental schmale, schuppentrennende Züge. Beim schiefrigen Tonstein und Mergel dürfte es sich um Reste der normalstratigraphisch über der Niederhorn-Formation folgenden, tektonisch abgescherten Stad-Formation handeln.

In der parautochthonen Läsistock-Schuppe folgt über und stellenweise auch als Einschaltung im Hohgant-Sandstein ein bis zu 20m mächtiger schwarzer schiefriger Tonstein. Ein mit diesem vergleichbarer Tonstein mit Einlagerungen von verschieferter Kalk und Mergel stellt in den Lauiegg-Schuppen eine Art Matrix dar, in der Schuppen von Hohgant-Sandstein eingelagert sind. Über das Alter der Gesteine lassen sich keine konkreten Aussagen machen. Im Dünnschliff sind in einer mikritischen Matrix kalzitische Sphären zu beobachten, die zum Teil als planktonische Foraminiferen interpretiert werden können, zum Teil aber aufgrund tektonischer Überprägung einfach nur als biogene Komponenten zu identifizieren sind (DRÄYER 1999). In der normalstratigraphischen Abfolge folgt die Stad-Formation über der Niederhorn-Formation, es kann aber nicht ausgeschlossen werden, dass auch Gesteine der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe vertreten sein können.

Nordhelvetische Flysch-Gruppe

o_{IT} Taveyannaz-Formation Priabonien – Rupélien

Die Taveyannaz-Formation besteht hauptsächlich aus einem grünlichen Sandstein, der als detritische Komponenten Quarz (55%) und Feldspat (15%) führt und einen hohen Matrixanteil (30%) aufweist (DRÄYER 1999). Nicht selten finden sich schwarze Gerölle aus Ton- und Siltstein in Zentimeter- bis Dezimetergrösse im Sandstein. Teils mehrere Meter mächtige Lagen aus schiefrigem Ton- und Siltstein kommen als Einschaltungen im Sandstein vor, die in der Literatur als «Taveyannaz-Schiefer» bezeichnet werden. Die Mächtigkeit der gesamten Formation liegt bei maximal etwa 80 m (MÜLLER 1938).

An der Basis grenzt die Formation über weite Strecken mit einem tektonisch überprägten Kontakt an die Niederhorn-Formation der Läsistock-Schuppe. Da der Sandstein der Taveyannaz-Formation nur dort vorkommt, wo im Liegenden die Läsistock-Schuppe vorhanden ist, vermutet MÜLLER (1941), dass die Taveyannaz-Formation ursprünglich im Sedimentationsraum der Läsistock-Schuppe abgelagert wurde und daher ein nur wenig gestörter primärer Kontakt vorliegt.

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

Über der Taveyannaz-Formation folgt ein dunkelgrauer bis schwarzer, in der Anwitterung gelblich brauner, häufig etwas Glimmer führender schiefriger Tonstein (Fig. 23). Er weist einen wechselnden Kalzitgehalt auf und zeigt Übergänge zu stark schiefrigem Mergel und Kalkstein. Eingelagert sind einzelne linsenartig deformierte Sandsteinbänke. Im Druckleitungsstollen des Kraftwerks Schattenhalb 3 bestand die Abfolge aus dunkelgrauem schiefrigem Tonstein mit zerscheren Sandsteinlinsen (K+H 2010). Im Gebiet der Engelhörner ist das Gestein generell fossilfrei (SCABELL 1926, MÜLLER 1938). Im Dünnschliff von Proben aus dem Gental werden vereinzelt schlecht erhaltene Globigerinen beschrieben (DRÄYER 1999). Aufgrund der starken tektonischen Überprägung kann keine genaue Angabe zur ursprünglichen Mächtigkeit gemacht werden. Die grösste Verbreitung hat die Abfolge in der Nordwestflanke der Engelhörner, besonders im fast unzugänglichen Tobel von Geissholzlouwenen, wo sie im Kartenbild – vermutlich durch tektonisch bedingte Anhäufung – einen Gesteinszug von über 600 m Breite bildet. Da generell die sedimentäre Schichtung nicht mehr erkennbar ist, kann die Abfolge stratigraphisch nicht weiter gegliedert werden.

Eine stratigraphische Zuordnung der Abfolge kann mangels Fossilien und der starken tektonischen Überprägung nicht mit Sicherheit vorgenommen werden. Frühere Bearbeiter des Gebiets bezeichneten die Abfolge als «Flysch» oder «Flyschschiefer» (GÜNZLER-SEIFERT 1943, SCABELL 1926, MÜLLER 1938). Nach heutiger



Fig. 23: Zerscherter und von Kalzit- und Quarzadern durchzogener schiefriger Tonstein im unteren Geissholzlouwenentobel (Koord. 2658.350/1172.830). Bildbreite ca. 2 m. Foto C. Gisler, 2016.

Nomenklatur kann sie als tonreiche Fazies der Elm- oder Matt-Formation interpretiert werden. Es kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, dass aufgrund des Vorkommens von Globigerinen im Gental mindestens Teile der Abfolge aus tektonisch eingeschuppten Gesteinen der Stad-Formation bestehen.

o_{1q} *Quarzsandstein*

Innerhalb der oben beschriebenen Abfolge aus schiefrigem Tonstein und Mergel kommen grössere Einschaltungen von Sandstein vor. Es handelt sich um einen grauen fein- bis grobkörnigen Sandstein, der teilweise als Quarzsandstein, teilweise als Kalksandstein bezeichnet werden kann. Häufig sind schiefrige Tonlagen eingeschaltet. Die meist schlecht aufgeschlossene Abfolge wurde vom Druckleitungsstollen des Kraftwerkes Schattenhalb 3 durchfahren (K+H 2010). In diesem wurde gegen das Hangende eine Zunahme der schiefrigen Tonlagen beobachtet.

ULTRAHELVETIKUM

Das Ultrahelvetikum umfasst im tektonischen Sinne Einheiten, die paläogeographisch dem südhelvetischen Ablagerungsraum zugeordnet werden und bereits in einer frühalpinen Phase, das heisst vor der Abscherung und Anlage der helvetischen Decken, von ihrer stratigraphischen Unterlage abgesichert und auf die Sedimentabfolgen der künftigen unter- und oberhelvetischen Einheiten überschoben wurden. Diese frühe Abscherung wird von TRÜMPY (1969) als «oligozäne Divertikulation» bezeichnet und im Glarnerland von PFIFFNER (1978) der Pizol-Phase zugeordnet. Mit der Bildung der helvetischen Decken (Out-of-Sequence-Überschiebung) sind die ultrahelvetischen Einheiten heutzutage sowohl unter der helvetischen Hauptüberschiebung, das heisst zwischen dem Unter- und dem Oberhelvetikum (Mättental-Melange), als auch über den helvetischen Decken vorzufinden (Habkern- und Schabell-Melange). Im Gebiet von Atlasblatt Innertkirchen kommt als ultrahelvetische Einheit nur das Mättental-Melange vor. Aus diesem Grund ist in der Kartenlegende das Ultrahelvetikum zwischen dem Unter- und dem Oberhelvetikum platziert worden.

MÄTTENTAL-MELANGE

Das Mättental-Melange befindet sich lokal zwischen der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe der autochthonen und parautochthonen Sedimentgesteine des Aar-Massivs und der Basis der Axen-Decke. Es umfasst Gesteine, die stratigraphisch weder den liegenden noch den hangenden Einheiten zugeordnet werden können und paläogeographisch dem süd- bis ultrahelvetischen Ablagerungsraum entstammen dürften (FREY 1966). Es tritt vor allem im Rychenbachtal sowie im vorderen Gadmer- und Gental auf. Zwischen dem nordöstlichen Kartengebiet (hinteres Gental und Engstlenalp) bis ins Gebiet Surenen (Blatt Engelberg) fehlt das Mättental-Melange, das mit Unterbrüchen nach Osten bis in die Glarner Alpen verfolgt werden kann. Die Bezeichnung Mättental-Melange wurde für vergleichbare süd- bis ultrahelvetische Abfolgen im Schächental im Gebiet von Atlasblatt Muotathal eingeführt (HANTKE et al. 2013). Die in der Literatur als «Wildflysch» bezeichnete Abfolge (SCABELL 1923, 1926, GÜNZLER-SEIFFERT & WYSS 1938, MÜLLER 1938) wird nach heutiger Ansicht als ein tektonisches Melange gedeutet, das bei der Platznahme der helvetischen Decken gebildet wurde (PFIFFNER 2011).

f_w **«Wildflysch»**
 ?spätes Eozän – frühes Oligozän

Beim «Wildflysch» handelt es sich um eine tektonisch stark beanspruchte, oft chaotisch gelagerte Abfolge aus schwarzglänzendem stark verschiefertem Glimmer führendem mergelig-sandigem Tonstein, der von unregelmässig auftretenden Sandsteinbänken durchsetzt ist. Typisch ist ein dichtes, unregelmässiges Netzwerk von Kalzit- und Quarzadern. Im Druckleitungsstollen des Kraftwerks Schattenhalb 3 wurde unter der helvetischen Hauptüberschiebung eine etwa 20 m mächtige Abfolge aus stark tektonisiertem tonigem Kalkstein bis Sandkalk und schiefrigem Tonstein durchfahren (K+H 2010), die als «Wildflysch» interpretiert werden kann.

Fossilien kommen im Tonstein keine vor, so dass eine Altersbestimmung nicht möglich ist. Das Gestein ist dem schiefrigen Tonstein der Stad-Formation oder demjenigen der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe sehr ähnlich. Im Unterschied zu diesen kommen im «Wildflysch» wenige Meter bis mehrere hundert Meter grosse Einlagerungen von tektonisch eingeschuppten Blöcken oder Linsen verschiedenster Lithologien – hauptsächlich Sandstein oder Kalk unterschiedlicher Ausbildung – vor. Diese wurden aufgrund ihrer Ausdehnung zum Teil auf der Karte separat ausgeschieden und sind nachfolgend beschrieben. Auch die tektonisch als eigenständige Einheiten ausgedehnten Lauiegg-Schuppen, die teilweise innerhalb beziehungsweise am südlichen Rand des Mättental-Melanges vorkommen, können als eingeschuppte Elemente betrachtet werden. Im Hangenden des «Wildflyschs» des Mättental-Melanges folgt, getrennt durch die helvetische Hauptüberschiebung, die Axen-Decke.

c₁₂₋₁₃ **?Wang-Formation**

Im Mättental-Melange treten selten Linsen aus dunkelgrauem teilweise stark verschiefertem Kalk auf, der möglicherweise dem Kalk der Wang-Formation entspricht. Die stratigraphische Zugehörigkeit und das Alter dieses Kalks sind jedoch nicht klar.

?Bürgen-Formation

e_{4s} *Nummuliten führender Sandstein*

Am Nordfuss der Engelhörner treten bis zu 20 m mächtige gebänderte Sandsteinlagen mit grossen, häufig ausgewalzten Nummuliten auf (GÜNZLER-SEIFERT & WYSS 1938). Aufgrund der Nummuliten ist eine Einstufung ins Lutétien (Bürgen-Formation), analog dem unten folgenden Quarzsandstein, wahrscheinlich.

e_{4q} *Quarzsandstein*

Ein heller Quarzsandstein bildet – wie der Taveyannaz-Sandstein – linsenförmige Einschübe oder schmale Bänder im Mättental-Melange. Seine stratigraphische Zugehörigkeit ist allerdings unklar. Aufgrund von vereinzelt Funden von grossen Nummuliten, die auf eine süd- bis ultrahelvetische Herkunft hinweisen, wurde dieser Quarzsandstein ins Lutétien gestellt (SCABELL 1926, MÜLLER 1938).

o_{IT} **Taveyannaz-Formation**

Stellenweise sind im Mättental-Melange mehrere Dekameter grosse Linsen von grünlichem Sandstein eingeschaltet. Es dürfte sich hierbei um tektonisch eingeschuppten Taveyannaz-Sandstein handeln.

OBERHELVETIKUM

AXEN-DECKE

Palinspastische Rekonstruktionen des helvetischen Schelfs im Mesozoikum haben ergeben, dass die Sedimentgesteine der Axen-Decke in einem Gebiet zwischen 30 und 70 km südlich demjenigen der autochthonen und paraautochthonen Sedimentbedeckung des Aar-Massivs abgelagert wurden (FERRAZZINI & SCHULER 1979, KEMPF & PFIFFNER 2004, PFIFFNER 2011). Durch Retrodeformation und Abwicklung von Profilen durch die Axen-Decke der Zentralschweiz wurden Abwicklungsbreiten von bis zu 36 km ermittelt (MENKVELD 1995). Dies hat zur Folge, dass sowohl zwischen dem Autochthon des Aar-Massivs und der Axen-Decke als auch innerhalb der Axen-Decke beträchtliche fazielle Unterschiede auftreten, die sich je nach Faziesbereich in unterschiedlich ausgebildeten lithostratigraphischen Abfolgen sowie in bedeutenden Mächtigkeitsunterschieden manifestieren. Sehr eindrücklich und ausgeprägt sind diese Variationen in den Sedimentgesteinen des Mittleren Juras (Dogger, Fig. 24). Die Sedimentgesteine, die innerhalb der Axen-Decke paläogeographisch am weitesten nördlich abgelagert wurden, werden dem mittleren, diejenigen, die am weitesten südlich abgelagert wurden, dem südlichen Fazies- beziehungsweise Ablagerungsbereich zugeordnet (Fig. 24). Diese Unterscheidung ist in erster Linie für die Gesteine des Doggers – das heisst der Bommerstein-, Hochstollen-, Reischiben- und Erzegg-Formation – von Bedeutung.

Aufgrund der bedeutenden internen Verfaltung der Axen-Decke sind die Gesteine der verschiedenen Faziesbereiche heute nicht linear von Norden nach Süden angeordnet, sondern eher komplex, das heisst dem geometrischen Trend der Grossfaltenstrukturen folgend, im Kartengebiet aufgeschlossen. Sediment-

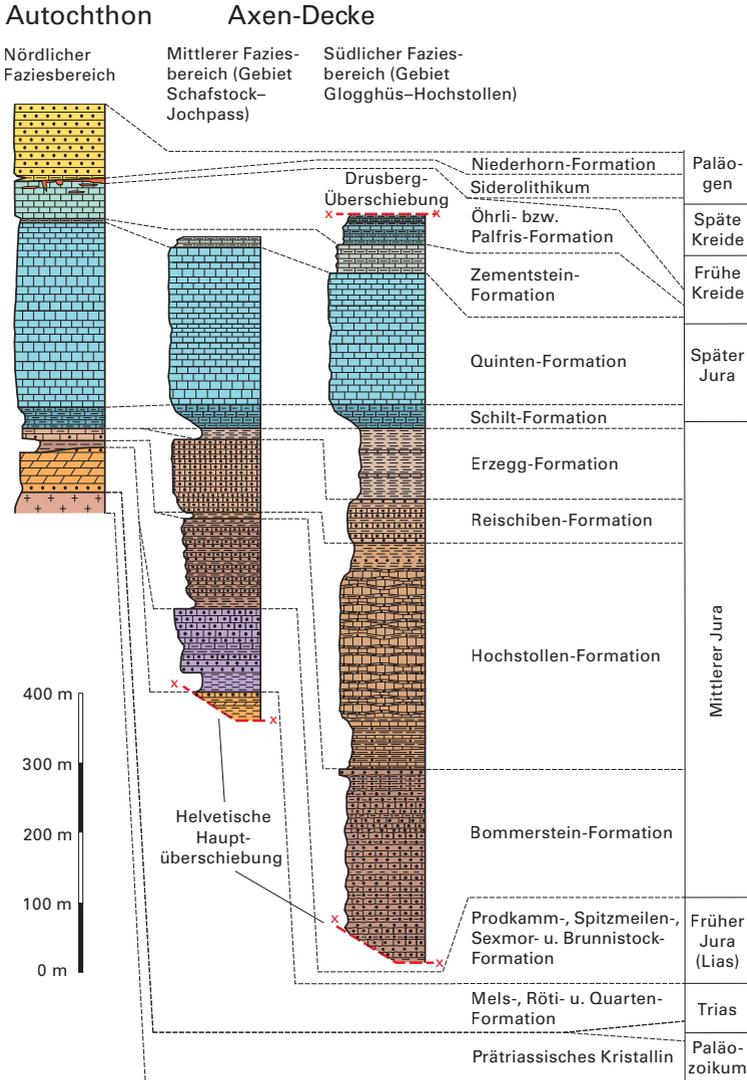


Fig. 24: Stratigraphische Abfolge der autochthonen Sedimentbedeckung des Aar-Massivs (nördlicher Faziesbereich) sowie der Axen-Decke (mittlerer und südlicher Faziesbereich). Die Profile verdeutlichen die Mächtigkeitszunahme der mitteljurassischen Sedimentgesteine von extern nach intern, das heisst von paläogeographisch Norden nach Süden.

gesteine, die dem mittleren Faziesbereich zugeordnet werden, finden sich vor allem nördlich des Engstlensees im Gebiet Tannalp–Schafberg–Jochpass im nordöstlichen Kartengebietsteil. Die auf dem helvetischen Schelf am südlichsten abgelagerten Sedimentgesteine des Kartengebiets bilden heute in inverser Lagerung die Bergkette Glogghüs–Hochstollen sowie den nördlich anschliessenden Grat zwischen Abschütz und dem Chli Haupt. Die Sedimentgesteine auf der rechten Talseite des Gentials zwischen Planplatten und der Ärzegg nehmen paläogeographisch eine intermediäre Stellung ein.

Bei der folgenden lithostratigraphischen Beschreibung der oberhelvetischen Sedimentabfolge wird die Axen-Decke strukturell etwas detaillierter aufgegliedert als in der Kartenlegende. In Anlehnung an MENKVELD (1995) wird die Axen-Decke im Kartengebiet in die *Laubersgrat-Einheit*, einer tektonisch stark überprägten Verkehrtserie an der Basis, und das *Jura-Stockwerk der Axen-Decke*, das die Hauptmasse der Axen-Decke mit einer von der Trias bis in die Frühe Kreide reichenden Abfolge umfasst, gegliedert. Letztere nimmt praktisch die gesamte Nordwesthälfte des Kartengebiets ein und wird hauptsächlich von jurassischen Sedimentgesteinen aufgebaut.

LAUBERSGRAT-EINHEIT

Die Bezeichnung Laubersgrat-Einheit wurde von MENKVELD (1995) eingeführt und umschreibt Gesteine der tektonisch stark überprägten Verkehrtserie an der Basis der Axen-Decke. Vom namengebenden Laubersgrat (Blatt Engelberg, Koord. 2674.460/1182.540), der nördlich des Titlis etwas ausserhalb des Kartengebiets liegt, zieht diese maximal etwa 300 m mächtige Verkehrtserie gegen Südwesten über den Jochpass, die Steinigi Egg bis ins Gebiet von Teiflauri im hinteren Gental. Die Laubersgrat-Einheit wurde früher als «Verkehrtschenkel der unteren Uri-Rotstock-Decke» beziehungsweise «Rimistock-Digitation» bezeichnet. Die stratigraphische Abfolge umfasst Sedimentgesteine von der Bommerstein- bis zur Stad-Formation.

Aufgrund starker tektonischer Überprägung, interner Verschuppung sowie schlechter Aufschlussverhältnisse sind keine vollständigen, zusammenhängenden Profile zu finden. Die Gesteinsabfolge des Mittleren Juras wurde von SCHWARZ (1969a, b) detailliert untersucht. Die jüngeren Formationen vom Späten Jura bis ins Paläogen wurden im Gebiet Jochpass – Steinigi Egg von SCHUMACHER (1950) beschrieben. Paläogeographisch stellen sie die nördlichsten Ablagerungen der Axen-Decke im Kartengebiet dar.

i_{6-a₂} Bommerstein-Formation
Toarcien – Aalénien

Als ältestes Sedimentgestein der Laubersgrat-Einheit tritt ein maximal 12 m mächtiger schwarzer ebenflächiger schiefriger Tonstein auf. Er entspricht dem Mols-Member und ist gegen unten durch Scherflächen begrenzt. Der Tonstein wird von einem etwa 4 m mächtigen rostbraun anwitternden sandigen Kalk überlagert. Über diesem folgt ein grauer knauerartiger oft sandiger oder mergeliger schiefriger Tonstein, der bis zu 32 m mächtig sein kann und verbreitet Kalkkonkretionen führt (SCHWARZ 1969a). SCHWARZ (1969a, b) fand ein Exemplar der Ammonitenart *Ludwigia cf. murchisonae* Sow. sowie Lamellibranchier der Art *Posidonomya cf. opalina* Qu., die auf ein Aalénien-Alter hinweisen.

i_{1S} Schwarzhorn-Member (Hochstollen-Formation)
Bajocien

Die Hochstollen-Formation besteht in der Laubersgrat-Einheit vorwiegend aus einem grauen mikritischen bis spätigen Kalk, der dem Schwarzhorn-Member entsprechen dürfte. Dieser kann in unterschiedlichen Anteilen Sand und Ton führen.

i₃ Erzegg-Formation
spätes Bajocien – spätes Callovien

Die Erzegg-Formation ist in der Laubersgrat-Einheit nur an wenigen Stellen aufgeschlossen. Sie besteht vorwiegend aus einem grauen Ooid führenden mikritischen bis spätigen Kalk, der zuoberst brekziös bis konglomeratisch ausgebildet und reich an Bruchstücken von Ammoniten und Belemniten ist (SCHWARZ 1969a). Der in der Hauptmasse der Axen-Decke dominierende schiefrige Tonstein ist nur vereinzelt eingeschaltet.

Die Mächtigkeit der Erzegg-Formation erreicht nur wenige Meter. Die tonige Fazies der Erzegg-Formation ist im Faziesbereich der Laubersgrat-Einheit möglicherweise primär kaum entwickelt, so dass die im Kartengebiet vertretenen Lithologien eventuell als östliche Randfazies betrachtet werden können (SCHWARZ 1969a).

i₄₋₅ Schilt-Formation
spätes Callovien – Oxfordien

Ein dünnbankiger bis schiefriger mergeliger Kalk vertritt die Schilt-Formation in der Laubersgrat-Einheit.

i₅₋₈ Quinten-Formation
spätes Oxfordien – frühes Berriasien

Die Quinten-Formation besteht aus einem dunklen stark verschieferten platigen Kalk, der ähnlich ausgebildet ist, wie die tektonisch stark überprägte Varietät der parautochthonen Schuppen des Aar-Massivs (s. S. 53).

c_{1z} Zementstein-Formation
Berriasien

Eine Abfolge von einigen Metern aus dunkelgrauem stark verschiefertem Mergel im Wechsel mit Kalk wurde als Vertreter der Zementstein-Formation kartiert.

c_{1ö} Öhrli-Formation
Berriasien

Als Vertreter der Öhrli-Formation wurde ein weissgrau anwitternder, im frischen Bruch hellgrauer Kalk kartiert. Er ist somit dem «Öhrlikalk» der autochthonen und parautochthonen Sedimentbedeckung des Aar-Massivs sehr ähnlich.

e₄₋₆ Klismenhorn- und Niederhorn-Formation
spätes Lutétien – Priabonien

Im Gebiet Steinigi Egg – Jochpass am östlichen Kartengebietsrand tritt lokal eng begrenzt eine Abfolge aus bräunlich anwitterndem Quarz- und Kalksandstein auf, die ins Paläogen gestellt wird. In ihrer östlichen Fortsetzung im Gebiet von Blatt Meiental hat sie eine grössere Verbreitung und konnte dort in die Klismenhorn- und Niederhorn-Formation unterteilt werden (LABHART et al. 2015b). Im Gebiet von Atlasblatt Innertkirchen sind die beiden Formationen aufgrund einer gegen Westen zunehmend stärkeren Verschuppung im Kartenmassstab nicht mehr getrennt darstellbar und wurden deshalb zusammengefasst.

e₆ Stad-Formation
?Bartonien – Priabonien

Über dem Hohgant-Sandstein der Niederhorn-Formation folgen hellbeige anwitternder, leicht glänzender, rauer, Glimmer führender schiefriger Tonstein und sandiger Mergel (ARBENZ 1934, HERB 1988). Diese tonig-mergelige Abfolge wird der Stad-Formation zugeordnet und entspricht den in der Literatur gebräuchlichen Begriffen «Globigerinenschiefer» beziehungsweise «Globigerinenmergel». In der Stad-Formation eingelagert sind die nachfolgend beschriebenen Konglomerat- und Brekzienlagen des Jochstock-Konglomerats.

Jochstock-Konglomerat

Etwa 400 m südlich des Jochpasses bei Koord. 2672.430/1180.780 treten in schiefrigem Tonstein der Stad-Formation konglomeratische bis brekziöse Lagen auf, die als Jochstock-Konglomerat bezeichnet werden (SCHUMACHER 1948, HERB 1988, MENKVELD-GFELLER et al. 2016). Weitere Vorkommen sind im Gebiet des östlich anschliessenden Atlasblatts Meiental zu finden (LABHART et al. 2015b).

JURA-STOCKWERK DER AXEN-DECKE

Das Jura-Stockwerk der Axen-Decke enthält an der Basis im Gebiet südlich des Engstlensees und beim Jochpass in der nordöstlichen Kartengebietsecke einen kleinen Anteil an verschuppten triassischen und frühjurassischen Sedimentgesteinen, die mit einem tektonischen Kontakt über der Laubersgrat-Einheit folgen. Diese verschuppten Gesteine werden der Trübsee-Antiklinale zugeordnet, die als eine strukturelle Einheit des Trias/Lias-Stockwerks an der Basis der Axen-Decke definiert wurde (MENKVELD 1995). Im Dach des Jura-Stockwerks bilden die inkompetenten mergeligen Gesteine der frühkretazischen Palfris-Formation den Abschluss. Die jüngeren Sedimentgesteine wurden abgeschert und liegen heute weiter nördlich ausserhalb der Kartengebiets. Die Hauptmasse des Jura-Stockwerks wird von Sedimentgesteinen des Mittleren Juras gebildet (Fig. 24).

t_Q Quarten-Formation Späte Trias

Die Gesteine der Quarten-Formation wurden im Kartengebiet von SCHWARZ (1969a, b) ausführlich beschrieben. Weitere Angaben stammen von ARBENZ (1907, 1925), HOTZ (1989) und BRUNNER (1999, 2002). Die Quarten-Formation besteht aus schiefrigem Tonstein, Dolomit, Sandstein und Kalk, wobei zwischen den verschiedenen Lithologien Übergänge vorhanden sind. Innerhalb des Kartengebiets existiert nirgends ein vollständiges, ungestörtes Profil der Sedimentabfolge der Quarten-Formation.

Das auffälligste Gestein ist ein roter schiefriger Tonstein («Quartenschiefer»), der ungefähr einen Drittel der etwa 15 bis 40 m mächtigen Abfolge aufbaut. Darin eingelagert sind dezimeter- bis metermächtige, oft boudinierte Bänke aus beige oder hellgelb anwitterndem Dolomit. Am Rot Nollen nordwestlich des Jochpasses ist im Gestein eine Flaserschichtung aus Dolomit mit dünnen Tonlagen im Millimeter- bis Zentimeterbereich zu erkennen (Fig. 25). Weiter kommt ein roter und grüner Glimmer führender meist feinkörniger Quarzsandstein vor, der gemäss SCHWARZ (1969a) im Handstück und im Dünnschliff mit demjenigen im Zulaufstollen Teiflaur-Birchlaur der Kraftwerke Oberhasli AG (KWO) der autochthonen Bedeckung des Aar-Massivs vergleichbar ist (s. S. 45). Im oberen Teil der



Fig. 25: Tektonisch leicht gestörte verkehrtliegende Abfolge der Quarten-Formation bestehend aus einem roten schiefrigen Tonstein («Quartenschiefer», untere Bildhälfte), einer Flaserschichtung aus Dolomit und Tonstein (oberhalb des Hammerkopfes) und gelblich beigem Dolomit. Rot Nollen nordwestlich des Jochpasses (Koord. 2672.190/1181.350). Foto C. Gisler, 2016.

Quarten-Formation tritt ein wenige Meter mächtiger graugrüner schiefriger Tonstein mit schwarzen millimetergrossen unregelmässig geformten Flecken auf den Schichtflächen auf, der dem in der Ostschweiz beschriebenen «Lauischiefer» entsprechen dürfte (OBERHOLZER 1933, BRUNNSCHWEILER 1948). Im obersten Teil der Quarten-Formation sind einige nur wenige Dezimeter mächtige Bänke eines biogenen Kalks anzutreffen, der eingebettet in einer grauen mikritischen Matrix unterschiedliche Anteile an Quarzkörnern, Ooiden und Fossiltrümmern führt. Wegen des lokal auftretenden Reichtums an Schalenrümern von Gastropoden und Lamellibranchier wurde das Gestein in der Literatur als «Lumachellenkalk» bezeichnet (z.B. ARBENZ 1925). Eine für das Rhétien typische Lamellibranchierfauna mit *Avicula contorta* Portlock, *Gervillia* sp., *Plicatula* sp. und *Pecten* sp. wurde südlich des Engstlensees bei der Lokalität Hiri (ca. Koord. 2669.900/1179.900) beschrieben (ARBENZ 1925).

I₁₋₆ **Prodkamm- bis Brunnistock-Formation, undifferenziert** Rhétien – Toarcien

Die im Kartengebiet auftretenden Einheiten des Frühen Juras, der «Infralias-Sandstein» sowie die Prodkamm-, Spitzmeilen-, Sexmor- und Brunnistock-Formation, wurden auf dem Kartenblatt zu einer Kartiereinheit zusammengefasst, da im Kartenmassstab die einzelnen Formationen nicht dargestellt werden konnten. Die Mächtigkeit der gesamten frühjurassischen Abfolge beträgt am Jochpass in der nordöstlichen Kartengebietsecke maximal 100 m und nimmt gegen Westen rasch ab. Bereits bei Schitziboden, etwas unterhalb der Engstlenalp, befinden sich die westlichsten frühjurassischen Vorkommen innerhalb des Kartengebiets. Die generelle Mächtigkeitsabnahme von Osten nach Westen und das Aussetzen der frühjurassischen Formationen dürfte durch synsedimentäre Tektonik beziehungsweise rein sedimentologisch bedingt sein (MENKVELD 1995). Die frühjurassischen Sedimentgesteine wurden in vorwiegend flachmarinen Verhältnissen mit häufig wechselnden Ablagerungsbedingungen gebildet.

Über der Quarten-Formation folgen an der Basis der frühjurassischen Sedimentabfolge mit stratigraphischem Kontakt eine 0,4 m mächtige Sandsteinbank und ein etwa 1 m mächtiger schwarzer schiefriger Tonstein, die von SCHWARZ (1969a) dem «*Infralias-Sandstein*» zugeordnet werden.

Die über dem «*Infralias-Sandstein*» folgende *Prodkamm-Formation* besteht hauptsächlich aus einem schwarzen ebenflächigen schiefrigen Tonstein, der tektonisch bedingt eine stark schwankende Mächtigkeit von 15 bis 30 m aufweist (SCHWARZ 1969a, b, HOTZ 1989, BRUNNER 2002). Einige stellenweise an der Basis auftretende Kalkbänke werden von SCHWARZ (1969a) als Vertreter des Cardinien-Members interpretiert. Innerhalb des schiefrigen Tonsteins kommen weitere dezimetermächtige schräg- oder kreuzgeschichtete Bänke aus einerseits dunkelgrauem spätigem und andererseits hellgrauem sandigem Kalk vor (SPÖRLI 1966).

Die 15 bis 20 m mächtige *Spitzmeilen-Formation* besteht mehrheitlich aus Sandstein und bildet im Gelände herauswitternde Felsrippen und Sporne. Der charakteristische Gesteinstyp ist ein hellbraun bis rostbraun anwitternder, oft mit Flechten bewachsener harter Quarzsandstein, der als «Quarzit» der älteren Literatur bezeichnet wird (u.a. ARBENZ 1907). Im frischen Bruch ist er weiss, grau oder graubraun gefleckt («Rostfleckensandstein», Fig. 26). Das Gestein wird stets von einem dichten Netz aus Quarzadern durchsetzt. Vor allem im oberen Teil der Spitzmeilen-Formation tritt ein braun und oft auffallend gebändert anwitternder, im frischen Bruch grauer Kalksandstein auf. Innerhalb der Abfolge treten gelegentlich zurückwitternde Lagen auf, in denen Lamellibranchier der Gattung *Gryphaea* relativ häufig vorkommen (ARBENZ 1907, SCHWARZ 1969a, BRUNNER 1999).

Die etwa 45 m mächtige *Sexmor-Formation* kann lithologisch in zwei unterschiedliche Abschnitte gegliedert werden. Der untere Teil besteht aus mehrheitlich dunkel anwitternden, sich im Dezimeterbereich abwechselnden Bänken von san-



Fig. 26: Sandstein («Rostflecksandstein») der Spitzmeilen-Formation. Bei den hellgrauen bis weissen Bereichen handelt es sich um Quarzkörner, bei den rostroten um idiomorphe Siderit- oder Ankeritkristalle (SPÖRLI 1966). Foto C. Gisler, 2016.

digem bis spätigem Kalk, Kieselkalk, schiefrigem Tonstein und mergeligem Kalk (SCHWARZ 1969a, b, HOTZ 1989, MENKVELD 1995, BRUNNER 1999, 2002). Die Gesteine enthalten als Fossildetritus Bruchstücke von Belemniten, Bryozoen und Crinoiden sowie Foraminiferen. Im oberen Abschnitt folgt ein beige anwitternder, etwas gröber gebankter spätiger Kalksandstein. Das im frischen Bruch hellgraue Gestein enthält häufig kieselige Zwischenlagen sowie Hornstein- und Phosphoritkonkretionen. Es können Schrägschichtung und Rippelmarken beobachtet werden. Die mineralogische Zusammensetzung der Gesteine schwankt entsprechend der grossen Bandbreite an verschiedenen Lithologien stark. Die wichtigsten Gemengteile sind generell Kalzit, Quarz, Tonminerale, Goethit und Feldspäte (SCHWARZ 1969a). An Fossilien finden sich meist schlecht erhaltene Lamellibranchier (Gryphäen), Belemniten, Brachiopoden und Crinoidenfragmente (SCHWARZ 1969a, BRUNNER 1999). Aufgrund eines faunistisch-lithologischen Vergleichs mit den frühjurassischen Gesteinen der Glarner Alpen werden die im Kartengebiet vorkommenden Gesteine der Sexmor-Formation altersmässig ins Pliensbachien gestellt (SCHWARZ 1969a, b).

Die *Brunnistock-Formation* wurde im Kartengebiet von SCHWARZ (1969a, b), HOTZ (1989) und BRUNNER (1999) beschrieben. Die Formation beginnt an der Basis mit einem 3 m mächtigen beige anwitternden, im frischen Bruch dunkelgrauen, grobbankigen bis dünngeschichteten Spatkalk, der in Lagen angeordnet bis 2 mm grosse Ankerit- und Dolomitkomponenten enthält (SCHWARZ 1969a, b). Darüber folgt ein hellgrauer Spatkalk, der von zahlreichen Komponenten führenden Lagen durchzogen wird. Die Komponenten bestehen aus bis zu 2 cm grossen, teils gut gerundeten Ankerit- und Dolomitbruchstücken. In einzelnen Lagen sind zudem Komponenten aus dunklem Hornstein, Phosphorit oder dunkelgrauem mikritischem Kalk anzutreffen. Die mineralogische Zusammensetzung des Gesteins umfasst als Hauptgemengteil Kalzit in krypto- bis mikrokristalliner Form sowie als spätig glänzende Einkristalle; weitere wichtige Gemengteile sind Dolomit, Ankerit, Quarz, Chamosit und vor allem im oberen Teil der Brunnistock-Formation Feldspat, Limonit und Goethit; akzessorisch vertreten sind Glimmer, Zirkon, Hämatit und Pyrit (SCHWARZ 1969a). An Fossilien wurden Cephalopoden, Belemniten, Bryozoen, Echinodermen, Crinoiden sowie phosphoritisierte Ammonitensteinkerne beschrieben (SCHWARZ 1969a, b).

Die Brunnistock-Formation ist vor allem im Gebiet des Uri Rotstocks (Blatt Engelberg) mächtig entwickelt. Gemäss SPÖRLI (1966) entstanden deren Gesteine durch detritische Schüttungen von frühjurassischen Hochzonen südlich und östlich des Ablagerungsgebiets, wobei die dolomitischen Komponenten den Dolomitabfolgen der Röti- und Quarten-Formation entstammen dürften. Die im Jochpassgebiet bis zu 30 m mächtige Brunnistock-Formation repräsentiert eine Fazies am Westrand dieser Schüttungen (SPÖRLI 1966, SCHWARZ 1969a). Funde von Ammoniten wie *Pleuroceras cf. solare* und *Dumortiera* sp. lassen auf ein spätes Pliensbachien-Alter schliessen (SCHWARZ 1969a).

SCHWARZ (1969a, b) beschreibt innerhalb der Laubersgrat-Einheit zwei kleine Vorkommen von frühjurassischen Sedimentgesteinen, bei denen es sich um tektonisch eingespiesste Schuppen des Jura-Stockwerks der Axen-Decke handeln dürfte. Eines der Vorkommen befindet sich südöstlich von Scharmad (Koord. 2669.260/1179.580). Es liegt inmitten von schiefrigem Tonstein der Bommerstein-Formation und besteht aus nur schlecht aufgeschlossenem grauem sandig-spätigem Kalk, der eventuell der Sexmor-Formation angehört. Die Lage des zweiten Vorkommens wird von SCHWARZ (1969a, b) nicht genau angegeben und ist deshalb auf der Karte nicht dargestellt. Es handelt sich dabei um einen hellgrauen Mikrokomponenten führenden dolomitischen Spatkalk der Brunnistock-Formation, der von Gesteinen der Quinten- und der Bommerstein-Formation umgeben ist.

Bommerstein-Formation

Toarcien – frühes Bajocien

TRÖHLER (1966) definierte im Gebiet der Melchsee-Frutt eine Abfolge aus eisenschüssigem Sand- und Tonstein sowie Echinodermenkalk als «Glockhaus-Serie», die heute als Glockhaus-Member den jüngeren Teil der Bommerstein-Formation darstellt. Die «basalen Tonschiefer» im Liegenden der «Glockhaus-Serie» von TRÖHLER (1966) werden in der aktuell gültigen Nomenklatur als Mols-Member bezeichnet und bilden den basalen Teil der Bommerstein-Formation.

Vom mittleren zum südlichen Faziesbereich hin ist eine deutliche Mächtigkeitzunahme der Bommerstein-Formation von 100 auf 270 m festzustellen, wobei die Angaben wegen der intensiven chevronartigen Verfaltung und der Zerschering sowie aufgrund des weitgehenden Fehlens des basalen Mols-Members mit Vorsicht zu betrachten ist (TRÖHLER 1966, MENKVELD 1995). Charakteristisch für die Gesteine der Bommerstein-Formation ist eine braune bis rotbraune Anwitterungsfarbe, die zu Lokalitätsbezeichnungen wie Rothorn (Gipfel in der Glogghüs-kette bei Koord. 2663.420/1178.570) oder Roteflue (Felsband auf der linken Seite des Rychenbachtals bei Koord. 2655.070/1172.180) geführt hat (Fig. 27).

I₆-a₁ *Mols-Member*

Das Mols-Member besteht aus einem bis zu 20 m mächtigen grauschwarzen Glimmer führenden ebenflächigen schiefrigen Tonstein. Nach SCHWARZ (1969a, b) gehören auch einige Meter aus spätiem Kalksandstein und sandigem schiefrigem Tonstein, die im hinteren Gental über dem ebenflächigen schiefrigen Tonstein folgen, zum Mols-Member. Die Abfolge entspricht den «Opalinusschiefern» oder den «Aalénienschiefern» der älteren Literatur (TRÖHLER 1966). Ein stratigraphischer Kontakt zur liegenden Brunnistock-Formation ist nur an wenigen Stellen im hinteren Gental zu finden. Im mittleren und vorderen Gental, wo die frühjurassischen Sedimentgesteine fehlen, bildet das Mols-Member – sofern vorhanden – die Basis der Axen-Decke (Fig. 24).

a₂ *Glockhaus-Member*

Der Hauptteil der Bommerstein-Formation besteht aus einem braun bis braunrot anwitternden, im frischen Bruch dunkelgrauen bis schwarzen, knorrigen schiefrigen eisenschüssigen Sandstein des Glockhaus-Members, in den sich häufig Lagen aus Tonstein einschalten. Charakteristisch sind dünne linsenförmige sandige Knauer, die von flaserigen Tonhäuten umgeben sind (Fig. 28). Bei Abnahme des Tongehalts erfolgt ein Übergang zu einem plattigen bis bankigen Sandstein oder Kalksandstein, bei Zunahme desselben in einen von dünnen Sandlinsen durchsetzten Tonstein. Die gesamte Abfolge wurde wegen des knorrigen eisenschüssigen Sandsteins in der älteren Literatur als «Eisensandstein» bezeichnet.

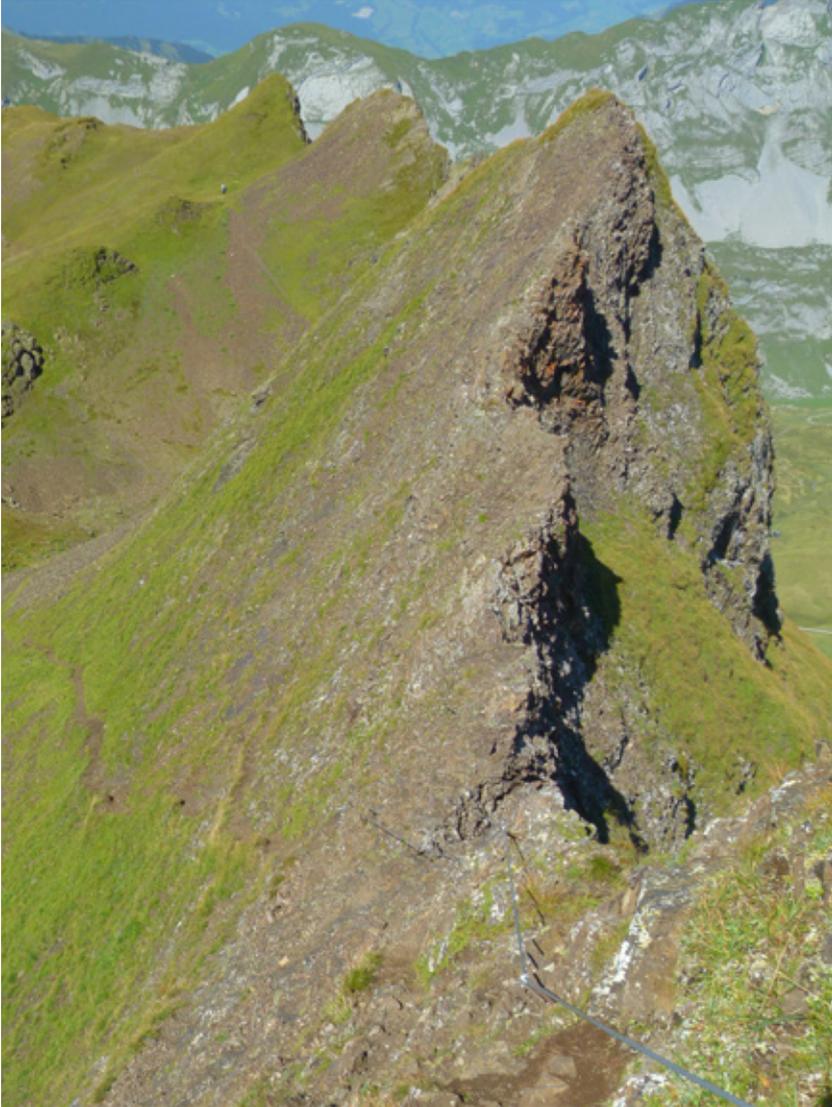


Fig. 27: Am Grat wenig nordwestlich des Glogghüs zeigen die Gesteine der Bommerstein-Formation ihre typische rotbraune Anwitterungsfarbe. Im Gegensatz dazu steht der hellgrau anwitternde Kalk der Quinten-Formation im Hintergrund. Foto C. Gisler, 2016.



Fig. 28: Knorriger schiefriger Sandstein des Glockhaus-Members durchsetzt von flaserigen Tonhäuten. Nordwestgrat des Glogghüs. Foto C. Gisler, 2016.

Im Dünnschliff ist ersichtlich, dass der Sandstein vorwiegend aus schlecht sortierten eckigen bis abgerundeten Quarzkomponenten besteht (TRÖHLER 1966). Dazu kommt ein variierender Anteil an Bioklasten wie Crinoiden, Brachiopoden, Foraminiferen und Bryozoen. Beim Tonstein ist die mineralogische Zusammensetzung vergleichbar mit derjenigen der autochthonen und parautochthonen Sedimentbedeckung des Aar-Massivs (s. S. 47).

Zwischen den knorrigen schiefrigen Sand- und Tonstein schalten sich häufig rostbraun bis weinrot anwitternde gut gebankte Lagen und Linsen aus Spatkalk ein, die eine Mächtigkeit von einigen Dezimetern bis wenigen Metern aufweisen und oft Schrägschichtung zeigen. Der Spatkalk liegt meist als grobkörniger Echinodermenkalk vor und enthält reichlich Biodetritus, vor allem Bruchstücke von Echinodermen, Lamellibranchiern und Gastropoden sowie Resten von Bryozoen. Daneben kann ein bedeutender Anteil an detritischem Quarz enthalten sein. Aufgrund des hohen Anteils an Tonstein ist die Bommerstein-Formation intern oft verschuppt. Für TRÖHLER (1966) ist hauptsächlich die tektonische Überprägung für die knorrige Ausprägung des Sedimentgesteins verantwortlich.

An bestimmbareren Fossilien wurden im Kartengebiet Ammoniten der Gattung *Ludwigia* sowie weitere Ammonitenarten beschrieben, die für das Glock-

haus-Member eine Ablagerung vom mittleren Aalénien bis ins frühe Bajocien belegen (ARBENZ 1907, TRÖHLER 1966). Für die lokal sehr zahlreich auf den Schieferungsflächen auftretenden bis daumendicken auffälligen sandigen Wülsten wurde ein pflanzlicher Ursprung vermutet (MOESCH 1894, TRÖHLER 1966). Ihre Entstehung ist jedoch nicht geklärt und es ist durchaus möglich, dass es sich dabei um Spurenfossilien handeln könnte. Der häufige Wechsel von tonigen und sandigen Sedimentgesteinen weist auf eine Bildung in einer marinen Flachwasserfazies bei oft wechselnden Sedimentationsbedingungen hin (TRÖHLER 1966). Sämtliche Lithologien der Bommerstein-Formation führen eisenhaltige Minerale, die die rostbraune Verwitterungsfarbe bewirken. Es handelt sich dabei um Beimengungen von Hämatit und eisenhaltigen Karbonaten wie Ankerit und Siderit; im Sandstein treten selten Chamosit-Ooide als Komponenten auf (SPÖRLI 1966).

«Grenzquarzit»

Den Abschluss der Bommerstein-Formation bildet im südlichen Faziesbereich ein wenige Meter mächtiger hellbraun anwitternder leicht kalkiger Quarzsandstein, der im frischen Bruch bläulich grau ist («Quarzit» nach TRÖHLER 1966, S. 31).

Hochstollen-Formation

Bajocien

Die Hochstollen-Formation wurde von TRÖHLER (1966) im Gebiet der Melchsee-Frutt als «Hochstollen-Serie» definiert und kann im Kartengebiet in das Bietenhorn- und das Schwarzhorn-Member gegliedert werden. Die Mächtigkeit der Hochstollen-Formation nimmt von etwa 120 m im mittleren auf gegen 400 m im südlichen Faziesbereich deutlich zu (Fig. 24; TRÖHLER 1966, BRUNNER 1999, 2002). Für eine Altersbestimmung geeignete, gut erhaltene Fossilien sind im Kartengebiet nicht gefunden worden. Aufgrund von faziellen Vergleichen mit Nachbargebieten wird die gesamte Formation ins Bajocien gestellt (TRÖHLER 1966).

i_{1B} *Bietenhorn-Member*

An der Basis der Hochstollen-Formation kommt eine vor allem im südlichen Faziesbereich mächtig entwickelte Abfolge aus wenig kompetentem Mergel und Tonstein vor, die als Bietenhorn-Member bezeichnet wird. Im mittleren Faziesbereich, das heisst im Gebiet Engstlensee – Schafberg können einige Meter aus grauem ebenflächigem schiefrigem Tonstein an der Basis der Hochstollen-Formation als Vertreter des Bietenhorn-Members interpretiert werden (BRUNNER 1999). Analoge Bildungen fehlen etwas weiter westlich an der Spycherflüö (Koord. 2668.070/1181.260, TRÖHLER 1966). In der Südostflanke des Balmeregghorns südwestlich

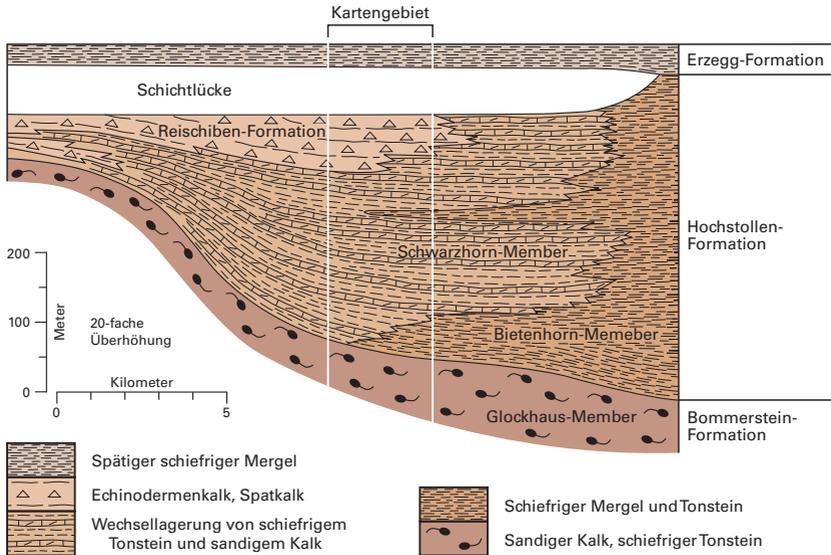


Fig. 29: Lithofazielle und lithostratigraphische Gliederung der Hochstollen- und Reischiben-Formation (nach PILLOUD 1982).

des Tannensees setzt das Bietenhorn-Member mit einer Mächtigkeit von mehreren Zehnern von Metern wieder ein. Es handelt sich hier um sandigen kieseligen schiefrigen Mergel und Tonstein. Im Unterschied zum knorrigen tonigen Sandstein der Bommerstein-Formation im Liegenden sind die Schichtflächen eben und die Anwitterung schwarz oder grau aber nie rostbraun. In der Bergkette Glogghüs-Hochstollen schwillt die Mächtigkeit des Bietenhorn-Members auf etwa 100 m an. Dabei nimmt der Sandgehalt gegen den Hochstollen, der den paläogeographisch am südlichsten gelegenen Faziesbereich repräsentiert, ab, bei gleichzeitiger Zunahme des Tonanteils (TRÖHLER 1966).

Die mineralogische Zusammensetzung der auftretenden Gesteine zeigt eine grosse Variationsbreite. Im Gebiet der Axalp etwas ausserhalb des Kartengebiets (Blatt Brienz) besteht der detritische Anteil aus feinkörnigem Quarz (25%), Tonmineralen (15%), Karbonatgesteinsbruchstücken (10%) und Glimmer (5%); vereinzelt sind Bioklasten – vor allem Spongiennadeln – erkennbar (5%) sowie opake Minerale (5%); der Zement ist karbonatisch-kieselig (PILLOUD 1982). Die Abfolge wird generell als Beckenfazies gedeutet (Fig. 29, PILLOUD 1990).



Fig. 30: Blick auf den Hochstollen von Südosten her. Die gesamte Flanke wird vom Schwarzhorn-Member aufgebaut, das aus einer monotonen Wechsellagerung von dunkelgrauem Tonstein und Mergel sowie grauem Kalk besteht. Foto C. Gisler, 2016.

i₁₅ *Schwarzhorn-Member*

Als Schwarzhorn-Member wird eine im südlichen Faziesbereich bis etwa 250 m mächtige, relativ monotone Wechsellagerung von Kalk, Mergel und Tonstein bezeichnet (Fig. 30). Sie besteht aus einem leicht bläulich bis grünlich grau anwitternden, im frischen Bruch grauen, meist gut gebankten, relativ kompakten kieseligen spätigen Kalk sowie leicht zurückwitternden Lagen aus dunkelgrauem schiefrigem sandigem Tonstein und Mergel. Die einzelnen Tonstein- und Mergellagen sowie die Kalkbänke weisen Mächtigkeiten im Zentimeter- bis Dezimeterbereich auf (Fig. 30 u. 31).

Im mittleren Faziesbereich, das heisst im Gebiet Spycherflue–Engstlensee–Schafberg fehlt das Schwarzhorn-Member aus stratigraphischen Gründen. Im Gebiet Ärzegg–Balmeregghorn setzt die Kalk-Mergel-Tonstein-Wechsellagerung mit etwa 30 m Mächtigkeit ein und erreicht am paläogeographisch südlichsten gelegenen Gipfel des Hochstollens die grösste Mächtigkeit. Gleichzeitig mit der Mächtigkeitszunahme ist eine allmähliche Vermergelung in Richtung paläogeographisch Süd und gegen das Hangende festzustellen.



Fig. 31: Vom Bach polierter Aufschluss des Schwarzhorn-Members bestehend aus einer Wechsellagerung von hellgrauem Kalk und dunkelgrauem Mergel. Am Alpbach oberhalb von Meiringen (Koord. 2657.860/1175.780). Foto C. Gisler, 2015.

Entsprechend dieser Faziesänderungen, einerseits innerhalb der stratigraphischen Abfolge und andererseits im gesamten Ablagerungsraum von Norden nach Süden, ist eine grosse Bandbreite der mineralogischen Zusammensetzung der Gesteine zu beobachten. Die Kalkbänke weisen generell einen hohen Anteil an Karbonat auf (70–90%), der überwiegend Kalzit und meist auch wenige Procente Dolomit umfasst. Oft sind Echinodermenbruchstücke vorhanden (TRÖHLER 1966, PILLOUD 1982, BRUNNER 1999), deren prozentualer Anteil und deren Korngrösse stratigraphisch aufwärts und in Richtung paläogeographisch Nord zunehmen und allmählich zum Echinodermenkalk der Reischiben-Formation überleiten. An biogenen Komponenten sind zudem kalzitische Spongiennadeln sehr häufig. In den zurückwitternden Lagen aus Mergel und Tonstein enthalten die Gesteine als detritische Komponenten neben Quarz, der den Hauptanteil bildet, Tonminerale und Glimmer. Die Komponenten können zusammen bis zu 50% des Gesteins ausmachen und sind von einem kieselig-sparitischen Zement umgeben.

Auf den Schichtflächen des Tonsteins kann gelegentlich das Spurenfossil *Cancellophycus* (heute *Zoophycos*) beobachtet werden (PILLOUD 1990), weshalb die Abfolge des Schwarzhorn-Members in der älteren Literatur als «Cancellophycus-

schichten» bezeichnet wurde. PILLOUD (1990) interpretierte die Kalk-Mergel-Tonstein-Wechselagerung des Schwarzhorn-Members aufgrund von Sedimentstrukturen – gradierte, lateral auskeilende Bänke mit erosiver Basis – als Bildungen von Trübeströmen, die relativ zur Beckenfazies des Bietenhorn-Members in einer proximaleren Lage abgelagert wurden (Fig. 29).

i₂ Reischiben-Formation Bajocien – Callovien

Die Reischiben-Formation zeigt im Gegensatz zum Bietenhorn- und Schwarzhorn-Member der Hochstollen-Formation eine Abnahme der Mächtigkeit gegen den südlichen Faziesbereich hin (Fig. 29). So weist die Reischiben-Formation im mittleren Faziesbereich noch eine Mächtigkeit von mindestens 115 m auf, um anschliessend in Richtung des südlichen Faziesbereichs auf etwa 50 m abzunehmen. Zu beachten ist, dass die Reischiben-Formation mit der Hochstollen-Formation verzahnt ist und Erstere in paläogeographisch südlicher Richtung, das heisst beckenintern zunehmend zugunsten der distaleren Hochstollen-Formation zurückweicht (Fig. 29). Verdeutlicht wird diese Verzahnung am Wandelhoren (Blatt Brienz), wo die Reischiben-Formation als geringmächtiger Zug vom Schwarzhorn-Member sowohl unter- als auch überlagert wird (PILLOUD 1982). Im Gebiet von Atlasblatt Innertkirchen ist die Reischiben-Formation immer im Hangenden des Schwarzhorn-Members der Hochstollen-Formation anzutreffen. Die Gesteine der Reischiben-Formation sind mehrheitlich gut gebankt und kompakt. Nur untergeordnet sind zurückwitternde, schiefrige Schichten vertreten.

Am Südabhang des Schafbergs nordwestlich des Jochpasses besteht die Abfolge der Reischiben-Formation vorwiegend aus einem hellbraun bis gelbgrau anwitternden, im frischen Bruch hellgrauen bis grauen, häufig grobkörnigen Echinodermenkalk sowie etwas weniger grobkörnigem Spatkalk. Detailliert beschrieben wurde die dortige Abfolge von ARBENZ (1907), HESS (1940) und BRUNNER (1999). Vor allem im oberen Teil der Abfolge führt der Echinodermenkalk bis mehrere Millimeter grosse Komponenten aus gelb anwitterndem Dolomit und Quarz. Der biogene Detritus bildet aber stets den Hauptanteil des Gesteins. Bei der mineralogischen Zusammensetzung überwiegt Kalzit mit 70 bis 95 % deutlich (HESS 1940, SCHWARZ 1969a, BRUNNER 1999). Oftmals liegt ein praktisch reiner Echinodermenkalk vor. Beim Karbonat können biogener Detritus (Bruchstücke von Echinodermen, Bryozoen, Lamellibranchier, Brachiopoden) sowie sparitischer Zement unterschieden werden. Als weitere Bestandteile kommen – meist als detritische Komponenten – Quarz (5–15 %) und Tonminerale (2–5 %) vor. In vereinzelt auftretenden verkieselten Horizonten kann Quarz auch stärker vertreten sein. Die bräunliche bis gelbliche Anwitterungsfarbe ist auf das Vorhandensein von Eisenoxiden (z.B. Limonit) oder von Pyrit zurückzuführen, weiter auch auf diagenetisch entstandenen Ankerit, der bis etwa 10 % des Gesteins ausmachen kann. Gegen den

südlichen Faziesbereich hin geht der Echinodermenkalk allmählich in einen grauen feinkörnigen Sandkalk über, der praktisch keinen Biodetritus mehr führt und teilweise gut ausgebildete Sedimentstrukturen wie Rippeln und Slumps sowie selten eine angedeutete Schrägschichtung aufweist (TRÖHLER 1966).

Am Schafberg beschreibt HESS (1940) im oberen Teil der Reischiben-Formation im hellblaugrauen feinsandigen Spatkalk längliche, ovale, verkieselte Strukturen, die vereinzelt noch eine Korallenstruktur erkennen lassen. Deutlich besser erhaltene Exemplare finden sich im vergleichbaren stratigraphischen Niveau im Griesserental nordöstlich von Engelberg (Blatt Engelberg). Das Vorhandensein von Korallen belegt die flachmarine Bildung und der Eintrag von groben detritischen Quarz- und Dolomitkomponenten weist auf die Nähe zum Festland hin (HESS 1940).

i₃ Erzegg-Formation spätes Bajocien – frühes Oxfordien

Die Erzegg-Formation wurde von TRÖHLER (1966) im Kartengebiet als «Erzegg-Serie» beschrieben und definiert und ersetzt die in der älteren Literatur verwendeten Bezeichnungen wie «Oxfordschiefer s.l.», «Oberer Dogger» oder «Callovo-Oxfordien». Die Erzegg-Formation kommt nur westlich des Engelbergertals vor und stellt nach KUGLER (1987) ein Äquivalent des Seeztal-Members dar, das in der Ostschweiz den unteren Teil der Schilt-Formation aufbaut.

Die Erzegg-Formation besteht vorwiegend aus ebenflächigem schiefrigem Mergel und Tonstein (Fig. 32). Im südlichen Faziesbereich ist zusätzlich auch mergeliger Kalk vertreten. Vereinzelt enthalten die Gesteine bis faustgrosse Phosphoritknollen und Kalkkonkretionen.

Die inkompetenten Gesteine der Erzegg-Formation dienten bei der alpinen Orogenese zwischen den kompetenteren Gesteinen der Reischiben- und der Hochstollen-Formation im Liegenden und der Quinten- und der Zementstein-Formation im Hangenden als Abscherhorizont. Aus diesem Grund und wegen ungünstiger Aufschlussverhältnisse existieren im Kartengebiet keine durchgehenden Profile durch die Erzegg-Formation. Die Mächtigkeit ist daher schwer abzuschätzen. Nach Angaben von ARBENZ (1907), ROD (1937), TRÖHLER (1966), HÄNNI et al. (1997) und BRUNNER (1999) liegen heute im mittleren Faziesbereich im Gebiet Schafberg–Spycherflüö 17 bis 20 m und im südlichen Faziesbereich im Gebiet Rothorn–Hochstollen 60 m vor. In MENKVELD (1995, S. 38) wird von einer durchschnittlichen primären Mächtigkeit von 190 m ausgegangen, die im südlichen Ablagerungsraum auf über 300 m anschwillt.

Am Schafberg im mittleren Faziesbereich besteht die Erzegg-Formation aus schwarzem mergeligem schiefrigem Tonstein (BRUNNER 1999). Im südlichen Faziesbereich wurde von TRÖHLER (1966) folgendes Sammelprofil zusammengestellt: An der Basis besteht die Erzegg-Formation aus einer bis zu 30 m mächtigen



Fig. 32: In dünne Plättchen zerfallender schiefriger Tonstein der Erzegg-Formation westlich des Tannensees. Foto C. Gisler, 2016.

regelmässigen Wechsellagerung aus schwarzem schiefrigem sandig-tonigem Kalk und kieseligem Mergelkalk. Darüber folgt ein bis zu 20 m mächtiger Glimmer und Sand führender schiefriger Tonstein. Den Abschluss der Formation bildet ein bis zu 40 m mächtiger grauer ebenflächiger blättriger bis plattiger schieferiger Mergel mit vereinzelt bis zu 10 cm mächtigen Mergelkalkbänken, Phosphoritkonkretionen und pyritisierten Fossilien. Der Kontakt zum unterlagernden Echinodermenkalk der Reischiben-Formation ist scharf.

Nach Angaben von TRÖHLER (1966), PILLOUD (1982), HÄNNI (1995) und SCHNEIDER (1998) bilden Tonminerale und Karbonate mit einem Anteil von 80 bis 95% die Hauptbestandteile der Gesteine der Erzegg-Formation. Dabei überwiegen die Tonminerale im Allgemeinen deutlich. Detritischer Quarz ist mit bis etwa 10% vertreten. Akzessorisch kommen Glimmer, Feldspat und Erzminerale wie Pyrit, Magnetit und Hämatit vor; Karbonat bildet einen mikrosparitischen Zement.

Im mittleren und oberen Teil der Erzegg-Formation kommen gut erhaltene Ammoniten vor, mit welchen ein Bildungsalter vom späten Bathonien bis ins frü-



Fig. 33: Planplatte-Eisenoolith. Ooide aus einem feinkörnigen Gemisch von Hämatit, Magnetit und Chamosit umgeben von einer Matrix aus Kalzit, Ankerit, Chamosit und Tonmineralen.
Foto M. Wiederkehr, 2020.

he Oxfordien angegeben werden kann (TRÖHLER 1966). Die Gesteine wurden in einem relativ tiefen, hemipelagischen Becken abgelagert (SCHNEIDER 1998). TRÖHLER (1966) geht davon aus, dass sich Intervalle mit starkem Tonmineral- und Feinsandeintrag mit solchen ohne Eintrag abwechselten. Diese Interpretation erklärt die innerhalb der Abfolge sehr heterogen verteilten zahlreichen Fossilvorkommen, die praktisch ausschliesslich in gewissen Niveaus kondensiert auftreten, während sie ansonsten über mehrere Meter im Profil fehlen.

Planplatte-Eisenoolith

Stratigraphisch etwa im mittleren Teil der Formation sind im Gebiet Planplatten-Gummenhubel-Ärzegg bis maximal 6m mächtige Linsen oder Bänke von Eisenoolith eingelagert, die als Planplatte-Eisenoolith bezeichnet werden (Fig. 33). Das rostrot anwitternde Gestein ist im frischen Bruch rotgrau und bildet im umgebenden inkompetenten schiefrigen Mergel und Tonstein herauswitternde

Härtlinge. Der Planplatte-Eisenoolith wurde zeitweise zur Eisengewinnung abgebaut (s. Kap. Mineralische Rohstoffe). Auf diesen Eisenerzabbau geht der Flurname Ärzegg (auf älteren Kartenblättern als Erzegg bezeichnet) südwestlich des Tannensees zurück, der namensgebend für die Erzegg-Formation war. Die Ooide bestehen aus einem feinkörnigen Gemisch von Hämatit, Magnetit und Chamosit. Die Matrix wird vor allem aus Kalzit, Ankerit, Chamosit und Tonmineralen gebildet.

Aufgrund des Gefüges, der Form und der Grösse der Ooide sowie der Ausbildung der Matrix nimmt TRÖHLER (1966) eine Einschwemmung der Ooide von einer weiter nördlich gelegenen Hochzone an. Der Planplatte-Eisenoolith der Erzegg-Formation hat damit eine andere Entstehung als der petrographisch vergleichbare Blegi-Eisenoolith der Reischiben-Formation im Autochthon des Aar-Massivs. Der Planplatte-Eisenoolith befindet sich im Gegensatz zum Blegi-Eisenoolith nicht mehr am Ort seiner Entstehung. BRUNNER (1999) diskutiert verschiedene Interpretationen aus der Literatur über die Bildung von eisenreichen Ooiden. Beim Planplatte-Eisenoolith wird angenommen, dass die Ooide in einem Milieu mit Mangelsedimentation gebildet wurden. Infolge von reduzierenden Bedingungen an der Sedimentoberfläche kommt es zu Eisenanreicherungen und – bei leicht bewegtem Wasser – zur Bildung von Eisenooïden. Bei Stürmen werden die Ooide weggespült und in tiefermarinen Bereichen abgelagert. Die Ablagerungen dieser Schüttungsereignisse sind korngestützt und weisen eine Sortierung auf (BRUNNER, 1999).

i₄₋₅ Schilt-Formation spätes Callovien – Oxfordien

Die etwa 30 m mächtige Schilt-Formation besteht in ihrem unteren Teil aus einem schiefrigen Tonstein bis tonigen Mergel, der lithologisch praktisch identisch mit demjenigen der unterlagernden Erzegg-Formation ist. Ein Unterscheidungsmerkmal gegenüber Letzterem ist eine gelbliche Anwitterungsfarbe (ROD 1937, BRUNNER 1999). Eingelagert sind an der Basis der Schilt-Formation einzelne teils nur wenige Zentimeter mächtige Bänke aus einem knolligen Kalk, der fleckig gelb und grau anwittert. Er entspricht dem «Schilt-Kalk» der autochthonen Sedimentbedeckung des Aar-Massivs (s. Fig. 17 auf S. 51). Der schiefrige Tonstein kann mit dem «Schilt-Mergel» parallelisiert werden.

Im oberen Teil der Schilt-Formation erfolgt ein allmählicher Übergang zu einer Wechsellagerung aus gelblich grau anwitterndem Kalk und dunkelgrauem Mergel, die dem Mürtchen-Member entspricht. Die lithologischen Merkmale der Gesteine entsprechen weitgehend denjenigen des Autochthons des Aar-Massivs (s. S. 50). Die Schilt-Formation, wie auch die darüber folgende Quinten-Formation, zeigen im Gegensatz zu den mitteljurassischen Formationen nur geringe Faziesänderungen und Mächtigkeitsunterschiede vom mittleren zum südlichen Faziesbereich innerhalb des Kartengebiets (Fig. 24).

i₅₋₈

Quinten-Formation

spätes Oxfordien – frühes Berriasien

Die Quinten-Formation wird ähnlich wie im Autochthon des Aar-Massivs vorwiegend aus einem hellgrau anwitternden, im frischen Bruch dunkelgrauen mikritischen Kalk aufgebaut. Weiter sind brekziöse, knollige und gefleckte Kalkvarietäten vorhanden. Im Kartengebiet und der näheren Umgebung wurde die Quinten-Formation von GERBER (1930), ROD (1937), STAEGER (1944), HÄNNI (1995), MÖRI (1995), HÄNNI et al. (1997), SCHNEIDER (1998) und BRUNNER (1999, 2002) beschrieben. Im mittleren Faziesbereich im Gebiet nördlich des Engstlensees liegt die Mächtigkeit bei etwa 220 m, im südlichen Faziesbereich im Gebiet Abgschütz – Chli Haupt nordwestlich der Melchsee-Frutt bei etwa 180 m (Fig. 24; ROD 1937, MENKVELD 1995).

Die untersten rund 40 m der Abfolge bestehen aus einem dunkelgrauen im Dezimeterbereich gebankten biomikritischen Kalk (Fig. 34), der teilweise einen Anteil von 10 bis 45 % an feinkörnigen Bioklasten wie Echinodermenbruchstücke – unter anderen solche der Gattung *Saccocoma* –, Radiolarien, Calcisphären, Foraminiferen, Aptychen und Spongiennadeln aufweist. In diesem Teil der Formation kommen Makrofossilien relativ häufig vor, hauptsächlich Ammoniten und Belemniten. Sie sind in einzelnen Bänken angereichert und wittern auf Schichtflächen heraus. Der Kalk weist verbreitet hellgraue oder rosafarbene zentimetergrosse Bereiche auf, die sich vom umgebenden Gestein abheben und dem Kalk ein knolliges Aussehen verleihen («Knollenkalk»). Diese knolligen Strukturen sind vor allem bei Benetzung einer angewitterten oder frischen Oberfläche deutlich zu erkennen.

Darüber folgt eine 20 m mächtige Abfolge aus einem dunkelgrauen bis schwarzen im Zentimeter- bis maximal Dezimeterbereich gebankten Kalk, der sehr wenige bis keine Bioklasten enthält. An Proben aus diesem Teil der Formation wurde ein Anteil von etwa 1 % organischem Kohlenstoff ermittelt, im restlichen Teil der Quinten-Formation ist dieser jeweils deutlich tiefer (SCHNEIDER 1998). Darüber wird der Kalk etwas heller, bleibt aber wie im Liegenden eher dünnbankig. Auch in diesem etwa 120 m mächtigen Abschnitt führt das Gestein nur wenig Bioklasten. Vereinzelt weist der Kalk im frischen Bruch erkennbare rote bis graurote Flecken auf, die für die Bezeichnung «rotgeflammter Kalk» verantwortlich sind (ROD 1937, STAENDER 1943). Wie im Autochthon des Aar-Massivs kommen wiederholt Bänke aus brekziösem Kalk vor. Besonders auffallend sind die in einzelnen Bänken herauswitternden, länglichen Kieselknauern, die aus Krypto- bis Mikroquarz bestehen (HÄNNI 1995, MÖRI 1995). Teilweise sind zwischen Paketen von mehreren Kalkbänken dünne mergelige Lagen eingeschaltet, die in den Felswänden leicht zurückwitternde, manchmal mit etwas Gras bewachsene Bänder bilden. Diese sind lateral oft nicht über weite Distanzen verfolgbar und können daher weder als stratigraphische Leithorizonte dienen noch mit dem «Mergelband» der Quinten-Formation der Ostschweiz parallelisiert werden (ROD 1937).



Fig. 34: Regelmässig gebankter Kalk im untersten Teil der Quinten-Formation bei Tannenschild östlich des Bonistocks (ca. Koord. 2665.600/1181.250, Grössenvergleich siehe Personen rechts oben auf dem Grat). Die untersten Bänke über dem begrasten Schutthang gehören noch zur Schilt-Formation. Der Übergang zur Quinten-Formation erfolgt allmählich und kann nicht scharf gezogen werden. Foto C. Gisler, 2016.

In den obersten rund 25 m der Quinten-Formation ist der Kalk bräunlich grau und enthält einen hohen Anteil an Bioklasten – hauptsächlich Calpionellen –, deren Anteil im Gestein bis etwa 15 % erreicht (HÄNNI 1995, MÖRI 1995). Diese Mikrofossilien sind in der Axen-Decke deutlich besser erhalten als im Autochthon des Aar-Massivs und erlauben dank ihrer raschen evolutionären Entwicklung eine stratigraphische Einstufung dieses Abschnitts. Es überwiegt die Art *Calpionella alpina*, die für den obersten Teil der Quinten-Formation ein Bildungsalter im späten Tithonien angibt (HÄNNI 1995, MÖRI 1995).



Fig. 35: Verkehrtliegende Abfolge mit wandbildendem grob gebanktem Kalk der Quinten-Formation (oben) und einer Wechsellagerung von Kalk und Mergel der Zementstein-Formation am Wandfuss (unten). Die Abgrenzung der beiden Formationen ist dort zu ziehen, wo die Anwitterungsfarbe von oben hellgrau gegen unten auf braungrau wechselt und sich auf den Mergelzwischenlagen etwas Gras ansiedeln kann. Ausschnitt aus der Felswand nördlich von Abgschütz (Koord. 2660.740/1181.310). Foto C. Gisler, 2016.

c₁₂ **Zementstein-Formation** Berriasien

Die Zementstein-Formation besteht aus einer Wechsellagerung von zentimeter- bis dezimetermächtigen Kalkbänken und Lagen von schiefbrigem Mergel. Die Abfolge stellt einen etwa 40 m mächtigen Übergang von der häufig wandbildenden Quinten- zur meist zurückwitternden und Verflachungen bildenden Palfris-Formation dar. Die Untergrenze zur Quinten-Formation wird einerseits durch das Einsetzen von Mergellagen zwischen den Kalkbänken und andererseits durch einen allmählichen Wechsel der Anwitterungsfarbe der Kalkbänke von hellgrau zu braungrau markiert (Fig. 35; HÄNNI 1995, MÖRI 1995, BRUNNER 1999).

Der im frischen Bruch dunkelgraue Kalk besteht aus einer mikritischen Matrix mit einem Anteil an Bioklasten von bis zu 20%. Es kommen hauptsächlich Calpionellen, aber auch Radiolarien, Protoglobigerinen, Miliolinen sowie Echinodermenbruchstücke vor. Der dunkelgrau bis beige anwitternde Mergel erscheint

im frischen Bruch dunkelgrau und enthält neben den Hauptgemengteilen Karbonat- und Tonmineralen akzessorisch Pyrit, Quarz und Feldspat sowie vereinzelt Bioklasten (HÄNNI 1995, MÖRI 1995). Nach MOHR (1992) wurde die Zementstein-Formation im Bereich der Jura/Kreide-Grenze abgelagert.

c_{1P} Palfris-Formation
Berriasien

Die Palfris-Formation besteht überwiegend aus dunkelgrauem schiefrigem Mergel und Tonstein mit vereinzelt eingestreuten, wenig mächtigen Kalkbänken. Sie ist ausschliesslich im nordwestlichen Teil des Kartengebiets zu finden. Die Grenze zur Zementstein-Formation im Liegenden wird dort definiert, wo die Kalk-Mergel-Wechselagerung der Zementstein-Formation in eine von Mergel und Tonstein dominierte Abfolge übergeht. Die Aufnahme eines stratigraphischen Profils der Palfris-Formation ist im Kartengebiet nicht möglich, da sie einerseits schlecht aufgeschlossen ist und andererseits an ihrer Obergrenze von der Überschiebung der Drusberg-Decke gekappt und dabei intern stark verschiefert und zerschert worden ist.

Der Mergel enthält neben Karbonat- und Tonmineralen einen geringen Anteil von 1 bis 2% an detritischem Quarz in der Feinsand- bis Siltfraktion. Die Kalkbänke bestehen aus einem hellgrauen mikritischen Kalk und sind meist nur wenige Zentimeter bis einige Dezimeter mächtig. Ihr Anteil in der Abfolge beträgt rund 20% (HÄNNI 1995, MÖRI 1995). Im Mergel sind kleine Bruchstücke von Echinodermen und Lamellibranchier sowie Spongiennadeln zu finden, die zum Teil mit den detritischen Komponenten eingeschwemmt wurden. Zusätzlich kommen benthonische Foraminiferen, Ostrakoden und Calpionellen vor (ISCHI 1978). Die Kalkbänke enthalten häufig relativ gut erhaltene und bestimmbare Calpionellen. Eine Calpionellenfauna am Arnigrat etwas nördlich des Kartengebiets deutet auf ein Bildungsalter vom frühen bis mittleren Berriasien hin (ISCHI 1978).

Die Palfris-Formation repräsentiert eine Beckenbildung im südlichen Faziesbereich. Gleichzeitig wurde auf einer Karbonatplattform im nördlichen Faziesbereich des helvetischen Ablagerungsraums der «Öhrlikalk» der autochthonen und parautochthonen Sedimentbedeckung des Aar-Massivs abgelagert.

DRUSBERG-DECKE

c₃ Helvetischer Kieselkalk
Hauterivien

Während in den westlich und nördlich angrenzenden Gebieten der Blätter Brienz und Melchtal der Helvetische Kieselkalk grossflächig aufgeschlossen ist,

wurde im Kartengebiet bisher nur ein isoliertes Vorkommen in einer Kernbohrung im Rahmen der Sondierbohrkampagne zur geologischen Erkundung für den Bau des Umfahrungstunnels Lungern (Koord. 2655.966/1181.879) unter sandig-kiesigen Lockergesteinen erbohrt (Tiefe: 46,3 bis 69,6 m). Es handelt sich um einen fein- bis grobspätigen kieseligen Kalk und Kalkmergel; nähere Angaben fehlen.

QUARTÄR

Während der Letzten Eiszeit wurden das Haslital und dessen Seitentäler Gadmertal, Gental und Ürbachtal von Gletschern durchflossen, die zum Einzugsgebiet des Aaregletschers, der – ab Bern mit dem Walliser Gletscher (Rhonegletscher auct.) vereint – sich zur Zeit des letzteiszeitlichen Gletschermaximums (LGM) vor 26,5–19 ka bis in die Gegend von Niederbipp und Langenthal erstreckte (PENCK & BRÜCKNER 1901–1909, JÄCKLI 1962, HANTKE 1980, GRAF et al. 2006, MONEGATO et al. 2007, CLARK et al. 2009, SCHLÜCHTER 2009, AKÇAR et al. 2011, RENNER & ZGRAGGEN 2011, REBER et al. 2014 u.a.). Im Haslital wurde der Höchststand der letzteiszeitlichen Eisoberfläche, markiert durch die im Gelände deutlich sichtbare Schliffgrenze, auf etwa 23 ka datiert (WIRSIG et al. 2016b). Das Eis des Aaregletschers floss – einerseits gespiesen von lokalen Akkumulationsgebieten in den höher gelegenen Seitentälern und andererseits vom südlich des Grimselpasses im Obergoms gelegenen Eisdom Rhone – das Haslital hinunter, wo es sich im Gebiet von Innertkirchen mit den Eisströmen aus dem Gadmer-/Gental und dem Ürbachtal sowie etwas weiter im Nordwesten bei Meiringen mit demjenigen aus dem Rychenbachtal vereinigte (FLORINETH & SCHLÜCHTER 1998, SCHLÜCHTER 2009). Zu beachten ist, dass aufgrund der Höhenlage des Grimselpasses mit über 2100 m ü. M. die Transfluenz vom südlich des Grimselpasses gelegenen Eisdom Rhone her nur während Phasen der Maximalvergletscherung aktiv war (IVY-OCHS 1996, FLORINETH & SCHLÜCHTER 1998, KELLY et al. 2006). Gesteine aus dem Haslital, wie der Zentrale Aare-Granit oder der Grimsel-Granodiorit (Blatt Guttannen), dienen unter anderen denn auch als Leitgesteine des Aaregletschers. Erwähnenswert ist, dass die Abgrenzung der Einzugsgebiete des Reuss- und des Aaregletschers nicht scharf ist: Der rechte, nordöstliche Rand des Aaregletschers floss nordwestlich von Meiringen über den Brünigpass (Diffluenz) und steuerte damit Eis dem System des Reussgletschers bei (SCHLÜCHTER 2009). Des Weiteren dürften Teile des Eises im hinteren Gental (Engstlenalp) über die Melchsee-Frutt und das Melchtal sowie nordöstlich der Balisalp über das Kleine Melchtal ebenfalls dem Reussgletscher zugeflossen sein.

Die inneralpinen Bereiche waren zur Zeit der letzteiszeitlichen Maximalvergletscherung von mächtigen vernetzten Gletschern bedeckt, nur die höchsten Gipfel ragten als Nunataks aus dem Eis. Zu erwähnen sind diesbezüglich die Gip-

felpartien der nördlichen und südlichen Talflanke des Gadmertals (Bänz-louwistock–Mährenhorn–Radlefishoren–Giglistock beziehungsweise Gadmerflüö–Mären–Wendestöcke), die Bergkette Haupt–Hochstollen–Glogghüs–Planplatten westlich der Melchsee-Frutt, der Hohmad mit seinen Ausläufern nördlich der Tannalp, sowie die Engelhörner. Anhand der Schlifffrenze, das heisst der morphologischen Grenze zwischen den glazial überschlifften Talflanken und der von der Frostverwitterung geprägten Gipfelregion, kann die maximale letzteiszeitliche Eisoberfläche abgeschätzt werden: Im Kartengebiet befand sich diese zwischen 1800 (Meiringen) beziehungsweise 2000 (Innertkirchen) und ungefähr 2400 m ü. M. (hinteres Gadmertal). Die Eisdicke in den grossen Tälern betrug somit etwa 1400–1600 m (FLORINETH & SCHLÜCHTER 1998, SCHLÜCHTER 2009).

Hinweise zur regionalen zeitlichen Rekonstruktion des Abschmelzens der Gletscher und den spätglazialen Gletschervorstössen innerhalb des Kartengebiets und der angrenzenden Gebiete – insbesondere des Haslitals und der östlich anstossenden Täler des Kantons Uri (Meiental, Göschenertal und Urner Reusstal) – geben KELLY et al. (2006), LABHART & RENNER (2012), HIPPE et al. (2014), LABHART et al. (2015a), WIRSIG et al. (2016b) und BOXLEITNER et al. (2017, 2018, 2019a, b); eine allgemeine Übersicht liefern unter anderen IVY-OCHS et al. (2006b, 2008), KERSCHNER (2009) und IVY-OCHS (2015). Die stadiale Zuordnung der Moränenwälle wurde im Kartengebiet gemäss 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). In Figur 36 ist die zeitliche Einstufung der spätglazialen Gletschervorstösse in Anlehnung an die Gliederung des Spätglazials in den östlichen Schweizeralpen sowie im unmittelbar östlich anschliessenden Gotthardgebiet wiedergegeben.

Das Abschmelzen der Eismassen und der damit verbundene Rückzug vom letzteiszeitlichen Maximalstand setzte bei Aare- und Reussgletscher vor ungefähr 22 ka ein (REBER et al. 2014). Der vollständige Rückzug der Gletscher aus dem Mittelland erfolgte ab etwa 18 ka (VAN HUSEN 1997, KELLER & KRAYSS 2005, IVY-OCHS et al. 2008, RENNER & ZGRAGGEN 2011, REBER et al. 2014), mehr oder weniger gleichzeitig mit dem Beginn des Eiszerfalls des letzteiszeitlichen Höchststands im inneralpinen Bereich (DIELFORDER & HETZEL 2014, WIRSIG et al. 2016b). Dabei schmolzen die Gletscher rasch bis in die Alpentäler zurück und zerfielen nach und nach in kleinere verästelte eigenständige Lokalgletscher. Vereinzelt Kältephasen unterbrachen das Zurückschmelzen kurzfristig und liessen die Gletscher wieder etwas in die eisfreien Alpentäler vorrücken (spätglaziale Vorstösse; PENCK & BRÜCKNER 1901–1909, MAISCH 1982, VAN HUSEN 1997 u.a.). Die bei diesen Vorstössen gebildeten Moränenwälle dokumentieren heute die Etappen des Abschmelzens. So reichte der Aaregletscher – noch vereint mit dem Ürbachtal-gletscher – im Meiringen-Stadium, das mit dem Gschnitz-Stadium korreliert und auf 17 bis 16 ka datiert wurde (Fig. 36, IVY-OCHS et al. 2006a), noch bis nach Meiringen,

Jahre vor heute [ka]	Spätglaziale Stadien in den östlichen Schweizeralpen	Stadien des Aaregletschers im östlichen Berner Oberland	Stadien des Reussgletschers im Urner Reusstal
11,5	Egesen III (Kromer)	Keine eindeutig zuzuordnende Ablagerungen	<p style="text-align: center;">Garschen-Stadium</p> Vorstoss Galenstöck (sehr grobblockig): Side- lengletscher
12,9	Egesen II (Bockentälli)		
15,5–14,7	Daun-Stadium (Samedan)	Handegg-Stadium Aare- und Triffgletscher	Realp-Stadium Sidelen-, Tiefen- und Witenwas- serngletscher
15,5	Clavadel-Stadium (Cimuoschel)	Keine eindeutig zuzuordnende Ablagerungen	Wassen-Stadium Reuss- und Göschenernalpgletscher
17,0–16,0	Gschnitz-Stadium (Zernezh)	Meiringen-Stadium Aaregletscher	Attinghausen-Stadium Reussgletscher

Fig. 36: Korrelation der spätglazialen Gletscherstadien des Aaregletschers im östlichen Berner Oberland und des Reussgletschers im Urner Reusstal mit denjenigen der östlichen Schweizeralpen (nach MAISCH 1981, RENNER 1982, HANTKE & WAGNER 2005, IVY-OCHS et al. 2008, RENNER & ZGRAGGEN 2011 und LABHART & RENNER 2012).

der Triftgletscher – noch vereint mit dem Gadmertalgletscher – bis Stalden östlich von Wiler und der Gentalgletscher bis Gäntelhitti (HANTKE & WAGNER 2005). Während des mit dem Daun-Stadium korrelierten Guttannen-Stadiums, für welches ein Alter von ungefähr 15,5 bis 14,7 ka angenommen wird (IVY-OCHS et al. 2008, BOXLEITNER et al. 2019b), stiess der Aaregletscher noch bis etwa nach Boden nordwestlich von Guttannen vor, der Triftgletscher – bereits getrennt vom bei Untere Führen stirnenden Gadmertalgletscher – reichte noch deutlich ins Gadmertal und stirnte in der Gegend von Nessental; der Gentalgletscher erstreckte sich noch bis nach Undrem Graben (ca. Koord. 2667.300/1179.400, HANTKE & WAGNER 2005). Nach der raschen Erwärmung mit dem vor 14,7 ka einsetzenden Bölling-Alleröd-Interstadial schmolzen die Gletscher rasch zurück. 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 (HANTKE & WAGNER 2005), welches mit dem Egesen-Stadium korreliert wird (Fig. 36).

Der morphologisch auffällige, aus autochthonen und parautochthonen Sedimentgesteinen des Aar-Massivs bestehende Felsriegel Kirchet sperrt das untere Haslital auf seiner kompletten Breite ab und unterteilt dieses in einen ausserhalb und einen innerhalb des Kirchets – Herleitung für den Namen Innertkirchen – liegenden Talabschnitt (ARBENZ & MÜLLER 1924, MÜLLER 1938). Die Bildung dieser natürlichen Talsperre ist glazial bedingt: Mit dem Zusammenfluss der drei Gletscher aus dem Gadmertal, dem oberen Haslital und dem Ürbachtal stauten sich die Eismassen im Gebiet von Innertkirchen und durch den stark erhöhten Massendurchfluss und der damit einhergehenden intensiven Auskolkung wurde ein übertieftes Konfluenzbecken angelegt. Die Lage der Felsoberfläche innerhalb des übertieften Bereichs ist unbekannt. Aufgrund der Beckenrandkonfiguration wird die Felsoberfläche in einer Tiefe von maximal 100 m erwartet (K+H 1994). Im nordwestlich des Kirchets anschliessenden Becken zwischen Meiringen und Brienersee konnte die Tiefe der Felsoberfläche mittels Reflexionsseismik ermittelt werden (K+H 1994): bei Hausen am westlichen Kartengebietsrand liegt diese in einer Tiefe von gegen 400 m, im östlichen Brienersee teilweise gegen 800 m unter dem heutigen Seespiegel. Im östlichen Teil des Beckens von Innertkirchen wurde in der Bohrung KB1 (Koord. 2660.545/1172.465) in einer Tiefe von rund 50 m letzt-eiszeitliche Moräne erbohrt (K+H 1994). In einigen Bohrungen wurden in 15 bis 20 m Tiefe tonig-siltige Ablagerungen angetroffen, die als Sedimente eines Sees gedeutet werden, der sich nach dem Abschmelzen des Aaregletschers im Becken von Innertkirchen gebildet hatte. Den Abschluss der Beckenfüllung bilden die jungen Schotterablagerungen der Aare. Im Becken zwischen Meringen und Brienersee konnten über den letzteiszeitlichen Moränenablagerungen Seeablagerungen des nacheiszeitlichen Wendelsees nachgewiesen werden, der sich von Meiringen bis in

die Region Bern erstreckte (K+H 1994). Nach dem Rückzug des Aaregletschers wurde der Wendensee durch junge Trübestrom-, Delta- und Schotterablagerungen der Aare sowie mit seitlich zugeführtem Bachschutt rasch aufgefüllt.

Neben dem bereits erwähnten erhöhten Massendurchfluss war auch das unter hohem hydrostatischen Druck stehende Schmelzwasser, das an der Basis des Gletschereises abfloss, massgeblich an der Übertiefung beteiligt (subglaziale Schmelzwassererosion). Durch die enorme Überlast, die durch die Konfluenz der drei Gletscher im Gebiet von Innertkirchen geherrscht hatte, konnte das Schmelzwasser die Gegensteigung am Kirchet überwinden und so einerseits den markanten Felsriegel herausmodellieren und andererseits die heutige Aareschlucht – sowie sechs weitere, heute allerdings wieder verfüllte Schluchten – anlegen (MÜLLER 1938). Begünstigend für die Bildung dieses Felsriegels war zudem die sanft nach Süden einfallende Schichtung, die dem Aaregletscher nur wenig Angriffspunkte geboten haben dürfte.

Im Gebiet von Atlasblatt Innertkirchen werden die quartären Lockergesteine von den Moränenablagerungen der spät- und postglazialen Gletschervorstösse dominiert. Diese bestehen neben den charakteristischen wallförmigen Erhebungen der Moränenwälle hauptsächlich aus Grundmoränenmaterial und aus blockreicher Obermoräne, welche beim Zurückschmelzen der Gletscherzungen in den Geländemulden abgelagert worden sind. Auf dem Kartenblatt wurde zwischen letztzeitlicher Moräne (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 des Quartärs 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.

Pleistozän

Spätes Pleistozän

q_{4m} **Letztezeitliche Moräne (Till)**

Neben Moränenwällen hinterliessen die Gletscher eine ausgedehnte Bedeckung des Geländes mit Material aus der Grundmoräne sowie einer Blockstreu aus dem von der Gletscheroberfläche ausgeschmolzenem Material (Fig. 37). Diese mit Ausnahme der steilsten Hänge ursprünglich fast überall vorhandene Bedeckung wurde im Holozän teilweise von den Hängen abgespült, teilweise von jüngeren



Fig. 37: Reliktische letzteiszeitliche Moräne im Gental bei Gäntelhitti. Foto G. Della Valle, 2015.

Ablagerungen überdeckt. Die letzteiszeitliche Moränenbedeckung weist meist eine Vegetationsdecke auf. Die Abgrenzung zu Gebieten mit von Vegetation überwachsener, flächiger Hangschuttbedeckung ist schwierig und musste dem Kartennmassstab entsprechend vereinfacht dargestellt werden.

Moränenwälle

Vom spätletzteiszeitlichen Aaregletscher und seinen Seitenarmen sind im Gebiet von Atlasblatt Innertkirchen einige teilweise markante Moränenwälle erhalten geblieben.

Zwischen Meiringen und Innertkirchen finden sich am südlichen Talhang sowie auf dem Kirchet, dem markanten Felsriegel im unteren Teil des Haslitals, mehrere Moränenwälle, die den Stand dokumentieren, als der Aaregletscher noch bis nach Meiringen beziehungsweise bis zum Kirchet reichte (Meiringen-Stadium nach HANTKE & WAGNER 2005). Das Meiringen-Stadium wird mit dem Gschnitz-Stadium korreliert (Fig. 36) und markiert den Stand des Aaregletschers vor etwa 17 bis 16 ka (IVY-OCHS et al. 2006a, WIRSIG et al. 2016b). Ein sehr deutlicher, mehrere hun-

dert Meter langer Wall ist südlich von Willigen zwischen der Privatklinik Reichenbach und dem Hof Weidli erhalten geblieben (ca. Koord. 2657.500/1173.800). Auf dem Kirchet selbst sind zudem im Gebiet Geissholz (ca. Koord. 2658.700/1173.600) mehrere Moränenwälle bis Moränenstafeln zu erkennen, umgeben von einer äusserst blockreichen Moräne beziehungsweise einem Feld mit einer ausserordentlich hohen Dichte an auffällig grossen erratischen Blöcken (mehrheitlich Zentraler Aare-Granit). Diese Blöcke wurden teilweise als Bausteine abgebaut, unter anderem zum Bau für die Nydegg-Brücke in Bern (s. Kap. Mineralische Rohstoffe). Ein weiterer auffälliger und ebenfalls mehrere hundert Meter langer Moränenwall befindet sich oberhalb des Sytenwalds bei Koord. 2661.520/1174.130 im Hang des unteren Gadmertals nördlich von Wyler. Aufgrund seiner Höhenlage dürfte es sich dabei ebenfalls um einen Wall des Meiringen-Stands handeln.

Weitere Moränenstafeln sind im Gebiet des Weilers Understock (Koord. 2660.500/1171.500) südlich von Innertkirchen, wo das Ürbachtal in das Haslital mündet, zu erkennen. Es dürfte sich dabei um Moränenwälle des Aaregletschers und des Ürbachtalgletschers handeln, die sich kurz vor beziehungsweise nach dem Zerfall des zusammenhängenden Aare-/Ürbachtalgletschers in individuelle Talgletscher gebildet haben.

Ein leicht gekrümmter Wall bei Stalden (Koord. 2662.060/1173.430) auf der Südseite des unteren Gadmertals markiert den Zungenbereich des noch vereinten Trift-/Gadmertalgletschers während des Meiringen-Stadiums (HANTKE & WAGNER 2005). Dies bedeutet, dass gegen Ende des Meiringen-Stadiums der Aare und der Trift-/Gadmertalgletscher bereits voneinander getrennte Talgletschersysteme darstellten.

Gut erkennbare Moränenwälle beziehungsweise Moränenstafeln bei der Einmündung des Triftwassers ins Gadmertal im Gebiet Nesselal-Schaftelen markieren den Stand, als die Zunge des Triftgletschers noch deutlich ins Gadmertal reichte, wobei sich der eigentliche Gadmertalgletscher bereits weiter Richtung Sustenpass zurückgezogen hatte und im Gebiet von Untere Fuhren stirnte. Dieser Stand entspricht dem Guttannen-Stadium (HANTKE & WAGNER 2005), das mit dem Daun-Stadium korreliert wird (Fig. 36), und dürfte die Ausdehnung des Triftgletschers zur Zeit vor dem Bölling-Alleröd-Interstadial repräsentieren, das heisst vor ungefähr 15,5 bis 14,7 ka (IVY-OCHS et al. 2008, BOXLEITNER et al. 2019b).

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 Moränen (q_{4m}) frischeren Habitus und tendenzi-

ell markantere Wallformen. Im Gegensatz zu den neoglazialen Moränen (q_{rm}) 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 östlich beziehungsweise südöstlich angrenzenden Atlasblätter Meiental und Urseren sowie in 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 Jüngerer Dryas zwischen 12,9 und 11,5 ka korreliert (Fig. 36; IVY-OCHS et al. 2007, WIRSIG et al. 2016b). Es gilt zu beachten, dass eine Zuweisung der Lokalmoränen zum Egesen-Stadium nur für den südöstlichen Kartengebietsteil, das heisst in alpinen Gebieten, wo heute noch Gletscher oder Gletscherreste vorhanden sind, wahrscheinlich ist. In den Gebieten Melchsee-Frutt und Engstlenalp dürften die Moränenablagerungen aufgrund der Höhenlage unter 2000 m.ü.M. und der mittelhohen umgebenden Gebirgskette (Karumrandung) eher früheren spätglazialen Stadien entsprechen, da diese Gebiete im Zeitraum der Jüngerer Dryas höchstwahrscheinlich bereits eisfrei gewesen waren (schriftl. Mitt. F. Renner 2019). Aufgrund der deutlich ausgebildeten Moränenstapeln, die einerseits eine klare Abgrenzung ermöglichen und andererseits den kleinräumigen, lokalen Charakter der Vergletscherung belegen, wurden diese Moränenablagerungen auf dem vorliegenden Kartenblatt als Lokalmoränen dargestellt. Wo aber eine eindeutige Zuordnung zu einer Lokalmoräne nicht möglich ist, wurden entsprechende Ablagerungen als Moräne 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. Derweil wurde in Erwärmungsphasen die stabilisierende Wirkung von Eis in den Klüften vermindert, so dass sich grosse Mengen von Felsblöcken aus den steilen Felswände lösen konnten. 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.

Moränenwälle

Deutlich ausgebildete Lokalmoränen mit markanten Moränenwällen beziehungsweise Moränenstapeln finden sich beim Wannisbordsee im Kessel des

Graustocks und des Mährenhorns (ca. Koord. 2665.800/1170.400), im Gebiet Achfelsass westlich des Tällistocks (Koord. 2666.800/1177.450), bei Seemad nordwestlich der Planplatten (Koord. 2661.700/1177.500), auf der Melchsee-Frutt, nördlich der Tannalp (Koord. 2667.400/1181.800), auf der Engstlenalp und bei Wanglauenen südöstlich von Gadmen (Koord. 2671.000/1176.000), wo in den Seitentälern oder auf den höher gelegenen Bergschultern Staffeln von bis zu mehrere hundert Meter langen Moränenwällen die jeweiligen lokalen Gletschervorstöße nachzeichnen.

Hervorzuheben sind die Lokalmoränenvorkommen im Gebiet Twären nordöstlich des Wannisbordsees (Koord. 2666.350/1170.750), wo drei aufeinanderfolgende Moränenwälle eine Korrelation mit den drei spätglazialen Stadien Egesen I bis III (12,9–11,5 ka; Fig. 36; MAISCH 1981, 1987) nahelegt.

Fossile Blockgletscher

Fossile beziehungsweise reliktsche Blockgletscher weisen in den Zwischenräumen der Blöcke kein Eis mehr auf und zeigen daher keine Anzeichen einer aktiven Bewegung. Sie sind charakterisiert durch zusammengesackte, häufig mit Vegetation überwachsene Loben. 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 groblockiger Lokalmoränen (q_{lm}) auf. Erwähnenswerte Vorkommen von fossilen Blockgletschern befinden sich im Gebiet nördlich des Radlefschoren (Koord. 2670.000/1174.500), oberhalb des Wannisbordsees (Koord. 2665.820/1170.800), westlich der Bänzlouiseeweni (Koord. 2664.630/1171.170) und im Gebiet Achfelsass westlich des Tällistocks (Fig. 38, Koord. 2666.800/1177.450).

Ehemalige Abflussrinnen

Eine Rinne, welche mit Lockergesteinsmaterial aufgefüllt und in der heutigen Geländemorphologie nicht mehr klar zu erkennen ist, wird als ehemalige Abflussrinne beziehungsweise Paläotal bezeichnet. Im Kartengebiet finden sich mehrere solcher ehemaligen Abflussrinnen, die Zeugnis der sich im Zuge des mehrmals vorrückenden und zurückweichenden Aaregletschers inklusive seiner Seitengletscher ständig verändernden Abflussdynamik des Entwässerungssystems sind. Die Mehrheit dieser ehemaligen Abflussrinnen wurde nach heutiger Sichtweise durch das unter dem Gletschereis abfließende Schmelzwasser angelegt, ein Prozess der als subglaziale Schmelzwassererosion bezeichnet wird (KEHEW et al. 2012, DÜRST STUCKI et al. 2012, DÜRST STUCKI & SCHLUNEGGER 2013). Durch die Überlast der Eisbedeckung herrschte unter dem Gletscher ein erhöhter hydrostatischer Druck, so dass das Schmelzwasser an der Basis des Gletschereises bei linearer Erosion schmale, klammähnliche Schluchten in den Fels geschnitten hat (subglaziale Schmelzwasserrinne). Das eindrucklichste Beispiel einer solchen durch



Fig. 38: Fossiler Blockgletscher umrahmt von Moränenwällen. Lokalmoräne im Gebiet Achtel-sass westlich des Tällistocks. Foto C. Gisler, 2016.

subglaziale Schmelzwassererosion angelegten Rinne ist die Aareschlucht (Fig. 39), aber auch der schluchtähnliche Einschnitt bei der Triftbrücke dürfte auf diese Art gebildet worden sein.

Die meisten dieser subglazial gebildeten Abflussrinnen wurden jedoch im Laufe der Zeit wieder teilweise oder komplett mit Moränenmaterial verfüllt und sind heute im Gelände nur noch anhand der Morphologie zu erahnen. Die bekanntesten Vorkommen im Gebiet von Atlasblatt Innertkirchen finden sich am von der Aareschlucht durchquerten Kirchets (ARBENZ & MÜLLER 1924), dem markanten, hauptsächlich aus jurassischen und kretazischen Kalkabfolgen (Quinten- und Öhrli-Formation) des Autochthons und Parautochthons des Aar-Massivs bestehenden Felsriegel zwischen Meiringen und Innertkirchen. Neben der heute zugänglichen Aareschlucht sind noch sechs weitere, jedoch mit Moränenmaterial teilweise komplett verfüllte Quer- und Längsschluchten bekannt. Eine detaillierte Beschreibung und kartographische Darstellung des Kirchets und der Aareschlucht finden sich in ARBENZ & MÜLLER (1934) und MÜLLER (1938). Zum Alter dieser älteren, bereits verfüllten Schluchten können keine Angaben gemacht werden, da keine Altersdaten dieser Talfüllungen vorliegen. Die heutige Aareschlucht ist das Ergebnis einer während der Letzten Eiszeit über Jahrtausende anhaltende sub-



Fig. 39: Südöstliches Ende der Aareschlucht gegen Innertkirchen mit dem Ritzlihorn im Hintergrund. Foto P. Polak.

glaziale Schmelzwassererosion und dürfte als jüngste Bildung gegen Ende des Meiringen-Stadiums (entspricht dem Gschnitz-Stadium vor 17 bis 16 ka, IVY-OCHS et al. 2006a; Fig. 36), das heisst vor etwa 16 ka vom abschmelzenden Aaregletscher freigegeben worden sein (Fig. 39). Die Aareschlucht wurde 1888 für den Tourismus mit einem Laufsteg erschlossen und ist seit 1898 – dank dem Bau der Felsengalerie – bis zu ihrem südöstlichen Ende durchgängig begehbar. Beim Ausbruch des Gletschersees beim Gröebengletscher im Grimselgebiet und dem damit verbundenen Hochwasserereignis wurden 1942 grosse Teile des Laufstegs zerstört. Die Aareschlucht ist 1,4 km lang, maximal 180 m tief eingeschnitten und weist an der «Kleinen Enge» mit nur gerade 1 m Abstand zwischen den Schluchtwänden die engste Stelle auf.

Weitere, vermutlich ebenfalls durch subglaziale Schmelzwassererosion angelegte Abflussrinnen finden sich am Ausgang des Ürbachtals und des Gadmertals.

Holozän

q_{rm} Neoglaziale Moräne (Till)

Das Holozän begann vor rund 11,7 ka; es ist durch mehrere aufeinander folgende Kalt- und Warmphasen geprägt, in welchen die Gletscher vorstiessen und wieder zurückschmolzen. 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, 1987, 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 somit 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 Moränenformen, der Bewuchs mit Pioniervegetation, die wenig fortgeschrittene Bodenbildung sowie der spärliche Flechtenbewuchs auf dem Felsuntergrund (Fig. 40).

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



Fig. 40: Neoglazialer Moränenwall im Kar des Wiis Schijen südlich des Mährenhorns (Koord. 2666.600/1170.950). Foto G. Della Valle, 2015.

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). Der Gletscherstand auf dem vorliegenden Kartenblatt entspricht demjenigen von 2018 und wurde anhand von Orthofotos ausgeschieden.

Eine anschauliche, reich bebilderte und detaillierte Beschreibung der alpinistischen Erschließung und der Vergletscherung des Triftgebiets – insbesondere zum markanten Rückgang des Triftgletschers – gibt die Festschrift zum 150-jährigen Bestehen der Sektion Bern des Schweizer Alpen-Clubs SAC (SAC 2013). Eine kurze Zusammenfassung derselben ist in den folgenden zwei Abschnitten wiedergegeben.

Historische Ansichten der Gletscher im Kartengebiet sind rar, denn das Gebiet lag abseits der gängigen Verkehrswege des 18. und 19. Jahrhunderts. Bemerkenswert sind die Beschreibungen der alpinistischen Erschließung des Triftgebiets und der ersten Überschreitung der Triftlimi von Gottlieb Samuel Studer im August 1839. Da es zu jener Zeit noch keine topographischen Karten gab, verfasste G.S. Studer eine Kartenskizze mit dem Routenverlauf; seine während dieser Be-

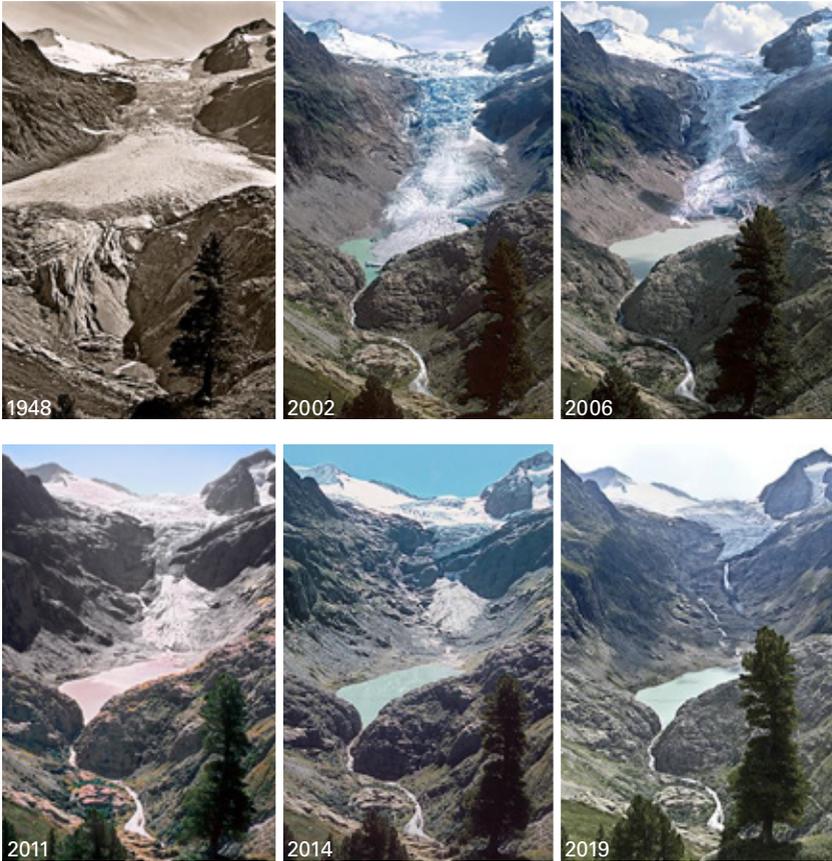


Fig. 41: Bildserie zum Gletscherschwund des Triftgletschers. Fotos aus den Jahren 1948, 2002, 2006, 2011, 2014 und 2019. (Fotos Gletscherarchiv und SAC 2013).

gehung gezeichnete Panoramaskizze repräsentiert die älteste realistische Darstellung des Triftgletschers.

Der Rückgang des Triftgletschers ist sehr gut dokumentiert. Seit dem Hochstand während der «Kleinen Eiszeit» um 1850, wo der Triftgletscher im Bereich der Bergstation der Triftbahn stirnte, ist er bis heute um über 4 km zurückgewichen. Bereits zwischen 1861 und 1929 hatte sich die Gletscherzunge um rund einen Kilometer zurückgezogen; 1932 floss das Eis noch knapp über den Felsriegel in der Verlängerung der Windegg bei der heutigen Hängebrücke; 1959 füllte das Eis noch



Fig. 42: Flugaufnahme des flachen, wenig geneigten Zungenbereichs des Triftgletschers mit regelmässigen, halbkreisförmigen Eiswülsten (Ogiven). Zungenbreite etwa 900 m.
Foto F. Rausser, 1983.

die Schlucht, um sich in den folgenden Jahren ganz hinter den Felsriegel zurückzuziehen (s. dazu Bildserie in Fig. 41). Luftbilder der darauffolgenden Jahre zeigen in der Senke hinter diesem Felsriegel eine über 1,5 km lange, flache und wenig geneigte Gletscherzunge, auf deren Oberfläche sich regelmässige, halbkreisförmige Strukturen, sogenannte Ogiven, ausbildeten (Fig. 42). Als Ogiven werden Eiswülste bezeichnet, die aufgrund der jahreszeitlich unterschiedlichen Fliessgeschwindigkeit unterhalb eines Eisabbruchs entstehen. 1998 verlor der Gletscher erstmals den Kontakt zum Felsriegel und innerhalb der folgenden 10 Jahre war die gesamte Gletscherzunge abgeschmolzen und von einem Schmelzsee verdrängt worden. 2006 schliesslich hat die Gletscherzunge den Kontakt zum See verloren und zog sich in den folgenden Jahren in die steilen Partien am Südennde der Senke zurück. Ab 2012 hat sich die Gletscherzunge abgespalten, wodurch sich eine Toteisfläche am Fuss der Steilstufe bildete. Da die Gefahr von grossen Eisabbrüchen in den darunterliegenden See bestand und die daraus resultierenden Flutwellen zu Überschwemmungen im Gadmertal führen könnten, wurden der Frontalteil des Trift-

gletschers und der vorgelagerte See geophysikalisch untersucht (GRISCHOTT et al. 2010, CANASSY et al. 2011, 2012, 2013) und der Eisabbruch seither mittels automatischer Kameras permanent überwacht.

Moränenwälle

Die neoglazialen Moränenwälle markieren in vielen Fällen die maximale Ausdehnung der Gletscher in der End- und Kulminationsphase (Hochstand) der «Kleinen Eiszeit» von 1850. Aufgrund ihres geringen Alters weisen sie häufig morphologisch frische deutliche Wallformen auf. Oft sind mehrere Moränenwälle als Folge von Eisrandoszillationen der zurückweichenden Gletscher zu beobachten. Markante Wälle haben zum Beispiel der Gigligletscher, das Drosigletscherli oder die heute nur noch in Form von kleinen Schnee- oder Firnfeldern vorliegenden ehemaligen Gletscher nördlich der Wendestöcke und nördlich der Krete Radlefs-horen – Graui Stöckli hinterlassen. Weiter finden sich ausgeprägte Moränenwälle im Kessel südlich des Giglistocks sowie rund um das Mährenhorn. Im Triftgebiet zeigen die Endmoränen des Triftgletschers im Bereich der Bergstation der Triftbahn sehr eindrücklich die maximale Ausdehnung während des Hochstands der «Kleinen Eiszeit». Der Hüttenweg zur Windegghütte SAC verläuft im Abschnitt Schattige Trift – Bosslis Stein mehrheitlich auf dem Endmoränenwall des 1850er Hochstands. Ebenfalls markant sind die beidseits des Triftsees auf ca. 1980 m ü. M. liegenden Seitenmoränen, die belegen, dass die Gletscherzunge im Kessel des heutigen Triftsees während der maximalen Vergletscherung der «Kleinen Eiszeit» über 300 m mächtig war (Fig. 43). Vom Gletscher geschliffene, mehrheitlich vegetationsfreie Felsbuckel, ein deutlich weniger weit entwickelter eher spärlicher Vegetationsbewuchs und der verbreitet auftretende grobe Schutt, der randlich zu kleinen Wällen von 1 bis 2 m aufgetürmt wurde, markieren im gesamten Triftgebiet die relativ scharfe Abgrenzung zwischen den maximal 170 Jahre alten neoglazialen Moränenbildungen und den ausserhalb davon liegenden mehrere 1000 Jahre – möglicherweise sogar mehr als 10 ka – alten Moränenablagerungen. Ein eindrückliches und vor allem gut zugängliches Beispiel hierfür befindet sich direkt unterhalb der Windegghütte SAC am Wanderweg zur Triftbrücke (Fig. 44a). Auf der gegenüberliegenden Seite bei Mälchsteinen (Koord. 2669.830/1172.680) sind in den Grashängen über der neoglazialen Moräne bis zu drei weitere ältere Moränenwälle zu erkennen, deren stadiale Zuordnung allerdings unsicher ist (Fig. 44b). Aufgrund der Höhenlage und der Morphologie erscheint jedoch eine Bildung während des Handegg- beziehungsweise Guttannen-Stadiums plausibel (Fig. 36). Bei einer Zuordnung zum Guttannen-Stadium würden diese Wälle die südliche Fortsetzung der Moränenstaffeln im Gebiet Nessental – Schaftelen bei der Einmündung des Triftwassers ins Gadmertal repräsentieren und wären somit zu einer Zeit abgelagert worden, als die Zunge des Triftgletschers – bereits getrennt vom Gadmertalgletscher – noch deutlich bis ins Gadmertal reichte.



Fig. 43: Blick Richtung Nord über den Triftsee und die Windegg zum Sättelisteckleni in der Bildmitte auf der gegenüberliegenden Seite des Gadmertals. Die polierten Felsen und der spärliche Vegetationsbewuchs markieren den Bereich des Maximalstands des Triftgletschers in der End- und Kulminationsphase der «Kleinen Eiszeit» von 1850. Foto S. Hardmeier, 2019.

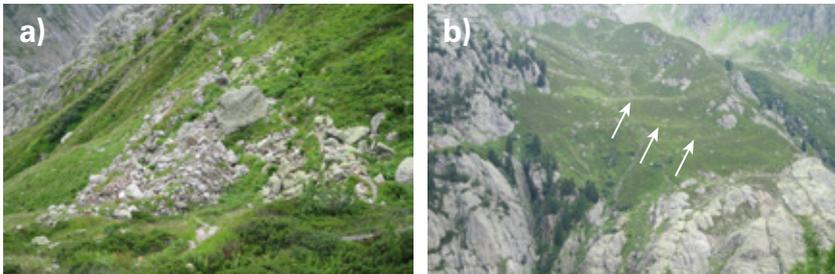


Fig. 44: a) Neoglaziale Moränenlandschaft unmittelbar unterhalb der Windeggghütte SAC am Wanderweg zur Triftbrücke. Die vom Triftgletscher stammende Moränenstaffel wurde während des Hochstands der «Kleinen Eiszeit» von 1850 abgelagert. b) Blick von der Windeggghütte SAC nach Osten auf den gegenüberliegenden Hang mit der Alp Mälchsteinen. Über den vom Triftgletscher polierten Felsen und den nur schwach angedeuteten neoglazialen Moränenwällen sind im mit Gras überwachsenem Schutt drei höherliegende parallel zum Tal verlaufende Moränenwälle zu erkennen (Pfeile), für die aufgrund der Höhenlage und der Morphologie eine Zuordnung zum Handegg-beziehungswise Guttannen-Stadium plausibel wäre. Fotos M. Wiederkehr, 2017.

Moränenbastionen

Moränenbastionen sind wallartig ins Haupttal vorgebaute, stark asymmetrische Schuttkörper, deren talseitig hohe und steil abfallende Böschungen häufig starker Erosion ausgesetzt sind. Sie bestehen aus ausgeschmolzenen Blockmassen aus Ober- und Grundmoränenmaterial, die am Zungenende lokaler Kargletscher abgelagert wurden. Beispiele von neoglazialen Moränenbastionen befinden sich im Vorfeld des Gigligletschers am östlichen Kartengebietsrand (Koord. 2672.250/1175.000, Fig. 45) und nordwestlich des Mährenhorns (Koord. 2666.400/1172.250).

Blockgletscher

Aktive Blockgletscher sind – im Gegensatz zu den auf Seite 101 beschriebenen fossilen Blockgletschern – die auffälligsten geomorphologischen Erscheinungen in Permafrostgebieten. Sie haben eine stark schuttbedeckte Oberfläche und am unteren Ende eine steil abfallende Stirn. An dieser bricht jeweils der durch die Bewegung des Blockgletschers instabil gewordene Schutt weg und rollt an den Fuss der Böschung. Dadurch kommt frischer, nicht mit Flechten bewachsener Schutt zum Vorschein. Er ist heller als das oben aufliegende Geröll. Diese helle, steile Front ist eines der Merkmale zur Erkennung aktiver Blockgletscher. Ein weiteres Merkmal ist das Fehlen jeglicher Vegetation. Die Bewegung der Schuttmassen wird durch Eis in den Zwischenräumen der Blöcke ermöglicht. Der Schwerkraft folgend, beginnen die gefrorenen Schutthalde langsam talwärts zu kriechen. Die Fliessgeschwindigkeit beträgt einige Zentimeter bis wenige Dezimeter pro Jahr. Da diese zum Rand hin meist abnimmt, entstehen vor allem im Zungenbereich Fliessmuster mit typischen, wulstförmigen Strukturen. Das Vorhandensein von Blockgletschern weist auf die Existenz von Permafrost hin. Auf der vorliegenden Karte wurde zwischen rezenten Blockgletschern, die mehrheitlich aus Moränenmaterial aufgebaut sind, und solchen, die mehrheitlich aus Hangschutt bestehen, unterschieden. Der eindrucklichste Blockgletscher befindet sich am östlichen Kartengebietsrand nördlich des Giglistocks (Fig. 45). Weitere markant ausgebildete Blockgletscher sind im Gebiet des nordwestlichen Gletschervorfeldes des Gigligletschers, südlich der Bergkette Radlefsoren – Graui Stöckli – Drosistock, nördlich des Mährenhorns und nordwestlich des Furtwangstocks zu beobachten.

Glazifluviatile Sedimente

Erwähnenswerte Vorkommen fluviatil umgelagerter und ausgewaschener neoglazialer Moräne befinden sich am Ostende des Engstlensees unterhalb des Jochgletschers (Fig. 46), nördlich des Bergkamms Graustock–Mährenhorn, im Vorfeld des Triftgletschers am Süden des Triftsees (Fig. 43), im Gebiet Drosi, im Trifttelli und bei Zwischen Tierbergen.



Fig. 45: Blockgletscher Gigli westlich der Gigliegg vor der Moränenbastion im Gletschervorfeld des Gigligletschers. Foto B. Rathmayr.

Moränenmaterial auf Gletscher oder Toteis

Im Kartengebiet treten vereinzelt schuttbedeckte Gletscher und Toteisflächen auf. In der Regel handelt es sich beim Schutt um Steine und Blöcke, welche aus den 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 mit Moränenmaterial bedeckten Eismassen sind am östlichen Kartengebietsrand beidseits des Berggrats Graui Stöckli - Giglistock, bei Zwischen Tierbergen (Koord. 2672.350/1171.500) sowie nordwestlich des Mährenhorns (Koord. 2666.500/1172.000) zu beobachten.



Fig. 46: Glazifluviatile Sedimente unterhalb des Jochgletschers am Ostende des Engstlensees. Blick auf Reissend Nollen (im Vordergrund) und die eisbedeckte Kuppe des Titlis (im Hintergrund). Foto G. Della Valle, 2015.

q_s Schotter, Delta- und Seebodensedimente

Im Gebiet von Atlasblatt Innertkirchen finden sich an mehreren Orten, jeweils in erhöhten Lagen und nicht mehr mit den heutigen Fliessgewässern zu assoziierende, auffällige ebene terrassenartige Sedimentablagerungen, die aufgrund ihrer charakteristischen Morphologie fluviatilen Ursprungs sein dürften. Beispiele solcher Vorkommen finden sich im Kartengebiet westlich von Hasliberg Hohfluh, auf dem Kirchet beidseits der Aareschlucht westlich von Willigen, auf der Terrasse von Äppigen (Koord. 2660.210/1173.520) und zwischen Nesselal und der Talstation der Triftbahn (Koord. 2666.800/1174.700). Aufschlüsse oder Beschreibungen solcher Vorkommen sind keine bekannt. Es erscheint aber naheliegend, dass es sich zumindest bei den Vorkommen auf dem Kirchet und bei Hasliberg Hohfluh um Stauschotterablagerungen sowie um Delta- und Seebodensedimente eines ehemaligen randglazialen Sees des sich zurückziehenden Aaregletschers handeln dürfte. Zudem ist durchaus plausibel, dass diese Ablage-

rungen mit dem Verlauf ehemaliger Abflussrinnen in Zusammenhang stehen dürften.

Die Vorkommen zwischen Nesselental und der Talstation der Triftbahn werden als ehemaligen spät- bis postglazial aufgeschotterten Talboden gedeutet, der bei der Tieferlegung der Erosionsbasis vom heutigen Verlauf des Gadmerwassers eingeschnitten wurde.

In den Becken von Innertkirchen und Meiringen-Brienzersee werden in Bohrungen angetroffene tonig-siltige Ablagerungen als nacheiszeitliche Seebodensedimente gedeutet, unter anderem des Wendelsees, der sich von Meiringen bis in die Region Bern erstreckte (K+H 1994). Damit assoziierte sandig-kiesige Ablagerungen werden als Deltaschotter der Aare gedeutet, die den Wendensee schrittweise auffüllten.

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- beziehungsweise Blocksturzmasse oder grobblockiger Moräne verwechselt werden kann. Typische Beispiele von ausgedehnten zerrütteten Sackungsmassen befinden sich im Gebiet um den Gibel in der nordwestlichen Kartengebietsecke, am Nordhang des unteren Haslitals zwischen dem Kirchet und dem westlichen Kartengebietsrand sowie im Gebiet Gummen, wo unter anderen das exemplarische Vorkommen im Fysterenboden (Koord. 2660.270/1175.230) hervorzuheben ist. Eher kleinere Vorkommen finden sich nordwestlich von Gadmen, oberhalb von Hopflauen (Koord. 2664.000/1174.700), nördlich des Graustocks und nordwestlich der Windegg.

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

Zwischen dem Radlefsoren und dem östlichen Kartengebietsrand ist der gesamte Südhang des Gadmertals, der hier aus tektonisch stark beanspruchten,

parallel zur Talachse streichenden Kristallingesteinen aufgebaut wird, geprägt durch gravitativ bedingte Massenbewegungen, was sich in der Bildung von Nackentälchen und Abrissrändern manifestiert. Erwähnenswert sind hierbei die Gebiete der Alp Radlef (Koord. 2669.200/1174.800) und Steinbruch (nomen est omen, Koord. 2670.250/1175.700), wo exemplarisch ausgebildete Sackungsmassen mit hangparallel verlaufenden Scharen von Nackentälchen unterhalb des charakteristisch konkaven Abrissrands als individuelle Teilsysteme innerhalb der grossräumigen Sackungsmasse deutlich abzugrenzen sind.

Weitere, grösstenteils im Kristallin des Aar-Massivs auftretende Sackungsmassen befinden sich in der Westflanke des Bänzlouwistocks, nordwestlich der Windegg, unterhalb der Ortflue und des Tällistocks am Nordhang des Gadmertals sowie im nordöstlich von Gadmen gelegenen Gebiet Mettlenberg (Koord. 2671.200/1177.700). Am Hasliberg im Gebiet Hasliberg Hohfluh – Balisalp – Mägisalp befindet sich in den tonig-mergelig dominierten Gesteinen des Doggers der Axen-Decke ein grossräumiges Sackungsgebiet. Weitere Sackungsmassen finden sich beim Türmli südwestlich des Gross Hohmads (Koord. 2666.500/1181.800) und bei der Twäristflue nordöstlich des Glogghüs (Koord. 2663.400/1179.500).

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, das heisst ohne definierte Gleitfläche, vorgenommen.

Die auf dem Atlasblatt Innertkirchen dargestellten Rutschmassen wurden zusätzlich zur eigentlichen Feldaufnahme 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, während diffuse Rutschphänomene mittels einzelner Rutschsymbole auf der Fläche der betroffenen Formation dargestellt wurden.

Rutschmassen gehen fast ausschliesslich aus Lockergesteinen sowie aus ton- und mergelreichen Festgesteinen hervor. Im Kartengebiet sind dies zur Hauptsache die Vorkommen von letzteiszeitlicher Moräne und Lokalmoräne sowie die tonig-mergeligen Gesteine des Doggers der Axen-Decke. Grössere Rutschmassen kommen vor allem im Gebiet Meiringen–Hasliberg, im hintersten Kleinen Melchtal oder im vorderen Rychenbachtal vor.

Abrissränder, Nackentälchen, offene Spalten, gravitativ reaktivierte tektonische Störungen

Ein Abrissrand weist auf differenzielle 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 Abrissrands 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 1:25000 nicht separat ausgeschieden werden.

Abrissränder, offene Spalten und Nackentälchen treten typischerweise in den grossräumigen Sackungsmassen zwischen dem Radlefschoren und dem östlichen Kartengebietsrand am Südhang des oberen Gadmertals sowie in der Westflanke des Bänzlouwistocks und in der ausgedehnten Sackungsmasse am Hasliberg auf. Hervorzuheben sind die exemplarisch ausgebildeten Vorkommen innerhalb der Sackungsmassen im Gebiet der Alp Radlef, bei der Lokalität Steinbruch, im Fysterenboden und nordöstlich des Glogghüs.

Am Südhang des oberen Gadmertals ist das Kristallin des Aar-Massivs entlang von parallel zur Talachse verlaufenden Störungen tektonisch stark überprägt. Diese Störungen begünstigen die gravitativ bedingten Massenbewegungen einerseits als präexistente, parallel zur Talachse orientierte Anisotropien beziehungsweise Schwächezonen und andererseits als Wegsamkeit bei der Infiltration von meteorischem Wasser, wodurch aktive Erosionsprozesse wie Frost-Tau-Sprengung verstärkt werden.

Gebiete mit Solifluktion

Solifluktion (Bodenfliessen) entsteht beim Auftauen der obersten Bodenschicht und deren Abgleiten über dem noch gefrorenen Untergrund. Dabei entstehen zungenartige Formen (Loben), die mehrere Dezimeter über die Umgebung herausragen können. Gebiete mit Solifluktion treten im Kartengebiet nur kleinräumig und lokal auf, wie beispielsweise westlich des Chli Haupts (Koord. 2661.340/1181.900) und nördlich des Talistocks (Koord. 2664.130/1179.060).

Blockschutt beziehungsweise Fels- oder Bergsturزابlagerungen

Unterhalb von Steilwänden sind öfters Sturzblöcke zu finden. Blockansammlungen, die auf grössere Fels- oder Bergstürze hinweisen, treten im Kartengebiet vereinzelt auf. Da die Abgrenzung zwischen Sturzablagerungen und zerrütteten

Sackungsmassen nicht überall scharf ist – weder genetisch noch bei der Feldaufnahme – könnte es sich bei einem Teil der als Blockschutt ausgeschiedenen Vorkommen auch – oder teilweise – um zerrüttete Sackungsmassen handeln.

Hervorzuheben sind die Bergsturزابlagerungen im Gebiet Falcheren–Balm westlich von Meiringen, wo mittels ¹⁴C-Datierungen mehrere Sturzereignisse in den Zeiträumen 1322–1348 n. Chr. und 1522–1573 n. Chr. nachgewiesen werden konnten (GANDER 2007). Das jüngste und vermutlich gravierendste Sturzereignis ist aufgrund historischer Überlieferungen auf das Jahr 1650 datiert (NEIGER 1978, WÜRGLER 1979). Da das Transitgebiet Bruch der Bergsturzmasse nur wenig Widerstand geboten hatte, ergoss sich der weitaus grösste Teil davon über die Falcherenflue in die Schwemmebene der Aare. Total dürfte die Bergsturzmasse ein Volumen von rund 1 Mio. m³ aufgewiesen haben. Noch heute werden im Abrissgebiet Falcherenbruch in den Felswänden nördlich der Seilialp in einer etwa 20 000 m³ grossen Felsmasse Bewegungen von mehreren Zentimetern pro Jahr gemessen (GANDER 2007).

Weitere grossräumige Fels- oder Bergsturزابlagerungen befinden sich in der Nordwestflanke der Engelhörner zwischen Gschwantenmad und Reutsperrli (unterhalb Tennhorn und Mittagshiri bei Koord. 2656.500/1171.500), unterhalb der Schwendiflue (Koord. 2657.530/1173.530), oberhalb von Geissholz und unterhalb der Felswand zwischen Abgschütz und Chli Haupt am nördlichen Kartengebietsrand. Die Ansammlungen von Blockschutt bei Fuhren (Koord. 2668.600/1175.800) und Gadmen (Koord. 2669.930/1176.600) im oberen Gadmertal wurden ebenfalls als Fels- oder Bergsturزابlagerungen gedeutet.

Einen Spezialfall stellt der Felssturz am Chapf unterhalb der Blattenalp dar (Koord. 2662.570/1171.570), der aufgrund eines drohenden Abbruchs anfangs Oktober 2001 und im August 2002 durch Sprengungen künstlich ausgelöst worden ist. Mit rund 250 000 m³ Fels handelt es sich dabei um den bisher grössten künstlich ausgelösten Felssturz der Schweiz (s. Kap. Technische Geologie).

Protalus Ramparts, Schneehaldenmoränen

Protalus Ramparts (Blockgirlanden) werden nach HAEBERLI (1985) als embryonale Blockgletscher interpretiert und sind somit ein Indikator für die Existenz von Permafrost. Schneehaldenmoränen hingegen entstehen durch sukzessive Anhäufung von Blöcken am Fuss einer Schneehalde oder durch Kriechbewegungen der Schneehalde selbst, was zur Stauchung des am Fuss abgelagerten Materials führt.

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

Hangschuttkegel, Hangschutttschleier und flächiger Hangschutt sind, bedingt durch das ausgeprägte Felsrelief, weit verbreitet. Die Bildung von Hangschutt kann



Fig. 47: Schuttkegel am Südhang des Trifttelli. Aufgrund der erkennbaren Abflussrinnen wurde der Kegel im Vordergrund (linker Bildrand) in der Karte als gemischter Schuttkegel dargestellt. Die Schuttbildungen im Hintergrund sind rein gravitativ, ohne nennenswerte Beteiligung von fluviatilen Prozessen entstanden und repräsentieren somit Hangschuttkegel und -schleier. Blick in Richtung Furtwangsattel. Foto G. Della Valle, 2015.

primär aus der Verwitterung und dem gravitativen Transport von Fest- oder sekundär aus der Umlagerung von Lockergesteinen, wie beispielsweise Moräne, erfolgen. Hangschuttkegel und -schleier entstehen am Ausgang von nur selten Wasser führenden Felseinschnitten und Rensen beziehungsweise unterhalb steiler Felswände, -hänge und -riegel (Fig. 47). Lokal ist der Hangschutt mit größeren Blöcken durchsetzt. Die Unterscheidung zwischen mit Gras bewachsenem Hangschutt und Moräne ist nicht immer eindeutig und erfolgte teilweise aufgrund morphologischer Kriterien, wie zum Beispiel auffällige Hangknicke, angedeutete Hangschuttkegel oder glattere beziehungsweise rauere und unregelmässige Oberflächenstruktur.

Beim Hangschutt, der durch die Umlagerung von Lockergesteinen (Moräne) gebildet wurde, ist die morphologische Unterscheidung aufgrund der fließenden Übergänge nicht immer eindeutig.

Gemischte Schuttkegel

Schuttkegel, die sowohl aus Hangschutt (Trockenschutt) als auch aus Bach-, Murgang- und Lawinenschutt bestehen, wurden als gemischte Schuttkegel dargestellt (Fig. 47). Dieser Typ Schuttkegel ist im Gebiet von Blatt Innertkirchen sehr häufig. Je nach Lage können die am Aufbau des Kegels beteiligten Transport- und Ablagerungsprozesse stark variieren.

Schwemmfächer, Bachschuttkegel

Eine deutlich kegelförmig gewölbte Oberfläche ist charakteristisch für Schwemmfächer und Bachschuttkegel, die generell am Ausgang von Tälern, Felseinschnitten und Runsen mit perennierenden Bachläufen geschüttet werden. Durch gravitative Prozesse in offene Gerinne verfrachtetes verwittertes Gesteinsmaterial wird durch Bäche weiter transportiert und erfährt dadurch eine Sortierung nach Korngrößen. In den Schwemmfächern beziehungsweise Bachschuttkegeln liegt in der Regel eine komplexe Verzahnung von kiesigem, sandigem und lehmigem Material vor. Bei grossem Wasseranfall im Einzugsgebiet, wie beispielsweise nach Starkniederschlägen, können ganze Hangsedimentkörper mobilisiert werden und murgangartige Prozesse auftreten, die zur Bildung von Schichten mit diamiktischer, meist matrixgestützter Zusammensetzung führen.

Markante und vor allem sehr ausgedehnte Schwemmfächer beziehungsweise Bachschuttkegel befinden sich im mittleren Gadmertal, bei Lungern, im Gebiet Hasliberg Hohfluh und vor den Talausgängen bei Meiringen, Hausen und Willigen.

Erosionsränder, Terrassenkanten

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 im Hasliberggebiet.

Terrassenkanten stellen eine Teilgruppe der Erosionsränder dar. Sie sind an fluviatil abgelagerte Lockergesteine gebunden, die durch fluviatile Erosion zu Terrassen umgestaltet wurden. Beispiele dazu finden sich im untersten Urbachtal, im östlichsten Teil des Beckens von Innertkirchen sowie zwischen Fuhren und Gadmern im Gadmertal.

Torfmoore

Flachmoore von regionaler und nationaler Bedeutung sind ausgedehnt und zahlreich im Gebiet Melchsee-Frutt-Tannalp-Engstlenalp und auf der Balisalp

(Hasliberg). Die Feuchtgebiete bei Hohenschwand (Koord. 2657.800/1179.100) und Gruebiwald (Koord. 2658.400/1178.660) im Hasliberg sowie diejenigen beim Stäckewäldli (Koord. 2655.470/1172.820) und Turnen (Koord. 2655.100/1173.580) nordwestlich des Talausgangs des Rychenbachtals zählen zu den Hochmooren von nationaler Bedeutung, wobei dasjenige bei Turnen den westlichsten Ausläufer eines ausgedehnten, grösstenteils im Gebiet von Blatt Brienz gelegenen Hochmoors darstellt.

Sümpfe

Die Sumpfflächen im Gebiet von Atlasblatt Innertkirchen sind meist von kleinerer Ausdehnung und beschränken sich auf glazial leicht übertiefte Mulden, zum Teil hinter kleineren Moränenwällen, wie zum Beispiel im Gebiet der Melchsee-Frutt oder der Engstlenalp, oder aber auf die ausgedehnten Rutsch- und Sackungsmassen des Haslibergs.

q_a Rezente Alluvionen

Die beiden grössten und bedeutendsten rezenten Alluvionen im Gebiet von Atlasblatt Innertkirchen befinden sich – durch den markanten Felsriegel Kirchet voneinander getrennt – entlang der Aare im Talboden des Haslitals. Das kleinere, hinter dem Kirchet liegende Vorkommen befindet sich im Talboden von Innerkirchen, das grössere erstreckt sich nordwestlich des Kirchets in der Ebene von Meiringen und lässt sich auf dem westlich anschliessenden Gebiet von Blatt Brienz bis zum Brienersee verfolgen. Zur Gesamtmächtigkeit dieser Alluvionen können keine genauen Angaben gemacht werden, da es keine Bohrung gibt, die bis auf den Fels abgeteuft wurde. Die tiefsten Bohrungen erreichen 52 m im Becken von Innertkirchen (Bohrung KB1 bei Koord. 2660.545/1172.465) beziehungsweise 47 m bei Sand östlich von Meiringen (Bohrung KB2 bei Koord. 2658.275/1174.855). Basierend auf der Lage der Beckenränder wird für das Becken von Innertkirchen eine Tiefe von maximal 100 m angenommen. Im Aaretal zwischen Meiringen und dem Brienersee konnte mittels Reflexionsseismik nachgewiesen werden, dass westlich von Hausen am westlichen Kartengebietsrand die Felsoberfläche in einer Tiefe von gegen 400 m liegt (K+H 1994). Deutlich geringere Tiefenangaben für die Lage der Felsoberfläche sind im Geoportal des Kantons Bern (www.geo.apps.be.ch) angegeben: Für das Becken von Innertkirchen wird eine maximale Tiefe von 50–75 m angenommen, im Aaretal bei Meiringen 100–150 m (tiefster Bereich zwischen Meiringen und Hausen).

Der Aufbau der Lockergesteinsfüllung kann dank der beiden oben erwähnten Bohrungen wie folgt charakterisiert werden: Im Becken von Innertkirchen folgt unter einer über 5 m mächtigen grobblockigen Lage, die als mit Aare-Schotter vermisches Bergsturzmaterial interpretiert wird, eine etwa 45 m mächtige Abfolge

aus sandig-siltigem Kies mit einzelnen Einschaltungen von Steinen (Aare-Schotter). In 50 m Tiefe folgen sandarmer tonig-siltiger Kies bis toniger Silt mit Kies; Ablagerungen, die als letzteiszeitliche Grundmoräne interpretiert werden. In einigen der wenigen tieferen Bohrungen wurden zwischen 15 und 20 m Tiefe tonig-siltige Ablagerungen angetroffen, die als Seebodensedimente interpretiert werden (K+H 1994). In der Bohrung KB2 östlich von Meiringen folgt nach einer 15 m mächtigen Abfolge von siltigem Kies mit zahlreichen Einschaltungen von Steinen und Blöcken (Bachschutt vermischt mit Aare-Schotter) ein siltiger Kies mit wenig Sand und vereinzelt Stein- und Blocklagen (Aare-Schotter). Ab einer Tiefe von 25 m tritt letzteiszeitliches Moränenmaterial, teilweise verschwemmt oder mit Aare-Schotter vermischt, auf. Der Grundwasserspiegel liegt bei Innertkirchen zwischen Kote 620–615 m ü.M. und bei Meiringen zwischen 585–580 m ü.M., nur wenige Meter unter dem heutigen Terrain.

Basierend auf Pollenanalysen an Seebodensedimenten aus Bohrungen konnte nachgewiesen werden, dass die obersten etwa 30 m der Lockergesteinsfüllung in den letzten 2000 Jahren abgelagert wurden, was einer durchschnittlichen Sedimentationsrate von 15 mm pro Jahr entspricht (BODMER 1976, K+H 1994). Mittels ¹⁴C-Datierungen an Holzfunden aus Bohrungen bei Balm westlich von Meiringen wurde eine Sedimentationsrate im Verlauf der letzten 4700 Jahren von durchschnittlich 1,9 mm pro Jahr ermittelt, wobei diese starken kurzfristigen Schwankungen unterworfen ist und seit dem 14. Jahrhundert – mit dem Niedergang des ersten Bergsturzes bei Balm von insgesamt drei – bis heute rund 11 mm pro Jahr beträgt (GANDER 2007). Ursache für diese hohen Sedimentationsraten und die damit verbundene schnelle Auffüllung waren Geschiebefluten, Überschwemmungen, Murgänge und Bergstürze, die in jüngerer Zeit historisch belegt sind (HANTKE 1980). Zusätzlich zu den zahlreichen Naturkatastrophen haben auch verschiedene anthropogene Eingriffe die Sedimentationsgeschichte des unteren Haslitals beeinflusst: Eine durch Mönche des Klosters Interlaken 1434 im Bödeli bei Unterseen erstellte Schwelle führte zum Rückstau des Brienersees und damit zur Versumpfung des unteren Haslitals. Die im 19. Jahrhundert erfolgte Umleitung der Lütshine in den Brienersee dürfte ebenfalls zu Versumpfungen geführt haben. Die endgültige Entwässerung des Talbodens erfolgte erst mit der 1866 bis 1880 durchgeführten Korrektur der Aare zwischen Meiringen und dem Brienersee und dem Anlegen von Seitenkanälen.

Weitere Alluvionen finden sich entlang der grösseren Bach- und Flussläufe, wobei neben der bedeutendsten im Talboden des unteren Ürbachtals zusätzlich diejenigen im Gadmental und im Gental hervorzuheben sind. Infolge der vielerorts weit in die Talungen hinausreichenden seitlichen Schuttkegel konnten sich aber oft nur kleine, lokal begrenzte Alluvionen bilden.

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. Beispiele dazu sind Umgestaltungen, die im Zusammenhang mit den Kraftwerksbauten der Kraftwerke Oberhasli AG (KWO) stehen, wie beispielsweise östlich von Innertkirchen oder bei Hopflauenen. Des Weiteren treten künstlich gestaltete Geländeformen in Siedlungsgebieten auf, besonders bei Siedlungen in Hanglagen. Dabei handelt es sich meist um kleinräumige Umformungen wie Planierungen auf Einzelparzellen. Auf der Karte wurden allerdings nur die grösseren, zusammenhängenden Areale ausgeschieden.

Künstliche Auffüllungen, Aufschüttungen

Die meisten künstlichen Auffüllungen und Aufschüttungen innerhalb des Kartengebiets stehen im Zusammenhang mit den Kraftwerksbauten (Staudämme, Stollen, Kavernen) und bestehen vorwiegend aus Ausbruchmaterial der Untertagebauten. Zu erwähnen sind in diesem Zusammenhang die Vorkommen bei den Elektrizitätswerken Innertkirchen 1, Hopflauenen und Fuhren sowie die Dämme zum Aufstau des Melchsees und des Tannensees.

Des Weiteren sind die Deponien, teilweise ehemalige Kehrichtdeponien, zu erwähnen. Dabei handelt es sich einerseits um wieder verfüllte Sand- und Kiesgruben im Gebiet südwestlich von Meiringen, andererseits um Auffüllungen von stillgelegten Hartsteinbrüchen wie beispielsweise im Steinbruch Lammi auf dem Kirchet oder bei Cheisten nördlich von Innertkirchen. In den heute noch in Betrieb stehenden Deponien wird vor allem sauberes Aushubmaterial abgelagert, im ehemaligen Steinbruch Lammi zusätzlich auch Interstoffe.

Weiter sind die zahlreichen künstlichen Auffüllungen und Aufschüttungen zu erwähnen, die zum Schutz der Bevölkerung und der Infrastrukturbauten errichtet wurden. Es handelt sich dabei vor allem um Dämme (Fluss- und Bachverbauungen, Sedimentfallen, Lawinenkanalisation), die entlang der Gewässer im besiedelten Gebiet errichtet wurden. Erwähnenswert sind dabei die Hochwasserschutzdämme entlang der Aare sowie die Bachverbauungen und Schutzdämme bei Hausen, Meiringen und nordwestlich von Gadmen.

TEKTONIK

Überblick

Die im Gebiet von Atlasblatt Innertkirchen vorkommenden und in den vorliegenden Erläuterungen erwähnten unter- und oberhelvetischen Einheiten und deren Untereinheiten sind in der tektonischen Übersicht in Figur 48 dargestellt (s. a. Nebenkarte «Tektonische Übersicht 1:200 000»).

Die unterhelvetischen Einheiten entstammen paläogeographisch dem europäischen Festlandsockel. Das prätriassische Kristallin des Aar-Massivs und dessen autochthone Sedimentgesteine stehen in primärem stratigraphischen Kontakt. Die parautochthonen Sedimentgesteine (inkl. Nordhelvetische Flysch-Gruppe) sind von ihrem ursprünglichen kristallinen Substrat abgesichert und auf das Autochthon überschoben worden.

Die helvetische Hauptüberschiebung wird lokal in ihrem Liegenden vom ultrahelvetischen Mättental-Melange bestehend aus «Wildflysch» mit eingeschuppten südhelvetischen Elementen begleitet und markiert die Grenze zwischen den unter- und oberhelvetischen Einheiten.

Die oberhelvetischen Einheiten entstammen einem südlich angrenzenden Ablagerungsraum am europäischen Kontinentalrand (Schelf). Die helvetische Hauptschubmasse ist von ihrem kristallinen Substrat komplett abgesichert und entlang der helvetischen Hauptüberschiebung sowohl auf das Unterhelvetikum als auch auf das Ultrahelvetikum überschoben. Die Abscherung erfolgte entlang der inkompetenten spätriassischen oder entlang der basalen mitteljurassischen Sedimentgesteine (Axen-Decke) beziehungsweise entlang der frühkretazischen Sedimentgesteine (Drusberg-Decke, s. Fig. 24). Eine interne Verschuppung der Axen-Decke erfolgte entlang der Sedimentgesteine der Erzegg-Formation.

Neuere Arbeiten zur Tektonik im Helvetikum, insbesondere der Zentral- und Ostschweiz, sind die Publikationen von SCHMID et al. (1996), PFIFFNER et al. (1997), PFIFFNER (2011) und HERWEGH et al. (2017, 2020). Eine gute allgemeine Übersicht liefert PFIFFNER (2009), eine sehr anschauliche regionale Darstellung findet sich in SPILLMANN (2011).

Unterhelvetikum

Das Unterhelvetikum umfasst im vorliegenden Kartengebiet das Aar-Massiv inklusive seiner autochthonen Sedimentbedeckung und den darüberliegenden parautochthonen Einheiten. Innerhalb dieser alpinen Gliederung finden sich, beschränkt auf das prävariszische Kristallin und die permokarbonischen Gesteine, zusätzlich Strukturen, die auf die präalpine Tektonik zurückzuführen sind.

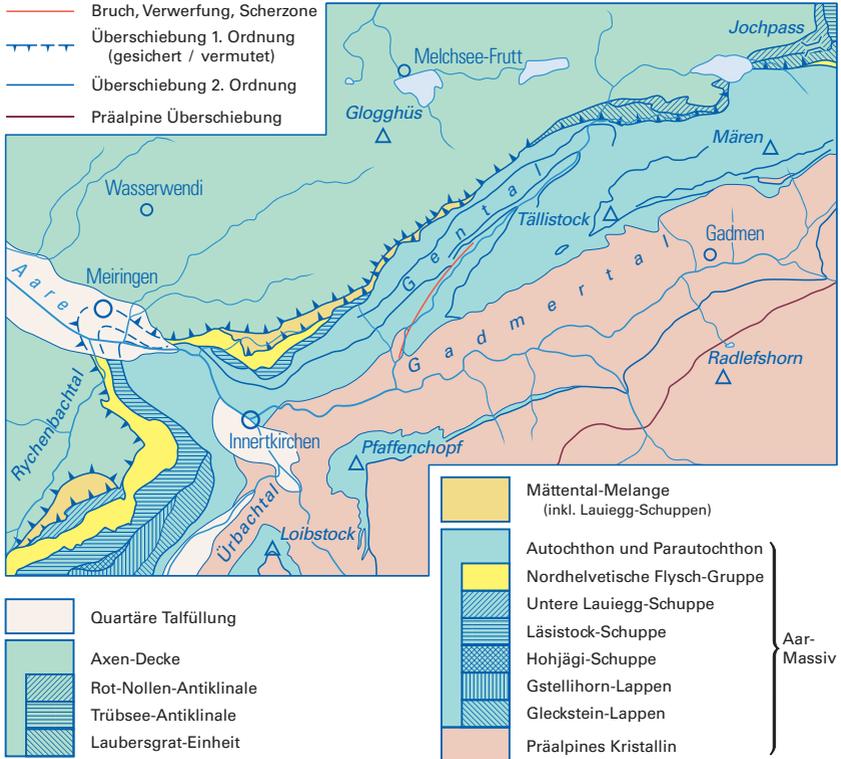


Fig. 48: Tektonische Übersicht der helvetischen Einheiten im Kartengebiet.

Aar-Massiv

Präalpines Kristallin

Der im Gebiet von Atlasblatt Innertkirchen aufgeschlossene nordwestliche Teil des prävariszischen kristallinen Grundgebirges des Aar-Massivs wird hauptsächlich von zwei lithostratigraphischen Einheiten gebildet: einerseits vom Innertkirchen-Migmatit, welcher mit der autochthonen Sedimentbedeckung in Kontakt steht, und andererseits vom südöstlich angrenzenden Erstfeld-Gneiskomplex. Untergeordnet kommen in der Südostecke des Kartengebiets der Guttannen- und der Ofenhorn-Stampforn-Gneiskomplex sowie eingeschuppte geringmächtige permokarbonische Gesteine der Wendenjoch- und der Trift-Formation vor.

Der gebänderte, mehrheitlich migmatitische Biotit-Plagioklasgneis und der Schollenamphibolit des *Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes* zeigen im Gebiet östlich der Trifthütte SAC einen gut erhaltenen, von der alpinen Deformation weitgehend verschonten alten Lagen- und Faltenbau mit dominanter Nordost-Südwest-Orientierung, das heisst parallel zum charakteristischen alpinen Streichen (Fig. 49a). Diese Orientierung dürfte aber bereits präalpin, vermutlich variszisch, angelegt und später von Fall zu Fall mehr oder weniger lagekonstant alpin überprägt worden sein. Im östlich angrenzenden Gebiet von Atlasblatt Meiental sind oft deutlich vom alpinen Streichen abweichende Nord-Süd verlaufende Strukturen zu beobachten (LABHART et al. 2015a).

Der *Guttannen-Gneiskomplex* besteht aus einem mehrheitlich migmatitischen, lokal Sillimanit führenden Gneis, der eine Überprägung durch eine mittelgradige Metamorphose dokumentiert (ABRECHT & SCHALTEGGER 1988). Ob diese Metamorphose nun ordovizischen (kaledonisch) oder permokarbonischen Alters (variszisch), oder gar – wie im Falle des Innertkirchen-Migmatits – polymetamorpher Natur ist, ist momentan unklar. Charakteristisch für den Guttannen-Gneiskomplex ist eine starke retrograde grünschieferfazielle Alteration (BALTZER 1888, ABRECHT & SCHALTEGGER 1988).

Die Bänderung innerhalb des *Erstfeld-Gneiskomplexes* zeigt eine ausgeprägte Tendenz zur Anordnung auf Grosskreisen mit ostfallenden Faltenachsen (Fig. 49b), eine Tendenz, die sich in der östlichen Fortsetzung im Gebiet von Atlasblatt Meiental noch verstärkt (LABHART et al. 2015a). Dieser wohl ordovizisch (kaledonisch) angelegte Internbau der Erstfeld-Zone hat die jüngere Anatexis der Innertkirchen-Lauterbrunnen-Zone überlebt (s. S. 126). Erst die variszische und die anschliessende alpine Tektonik mit ihren dominant Nordost-Südwest beziehungsweise Ost-West streichenden grossmassstäblichen Störungszonen bestimmen die heutigen Zonengrenzen. Ein Beispiel dafür ist der nachfolgend auf Seite 126 erwähnte Mylonit, der die Erstfeld-Zone im Nordwesten gegen die Innertkirchen-Lauterbrunnen-Zone abgrenzt.

Der Erstfeld-Gneiskomplex im Gebiet von Atlasblatt Innertkirchen wird von zwei markanten Störungszonen durchzogen, die beide ihren Ursprung in der Griessenhorn-Doppelsynklinale im östlich anschliessenden Gebiet von Atlasblatt Meiental haben (LABHART et al. 2015a, S. 60ff.). Die nördlichere ist die Begrenzungsstörung dieser Mulde. Sie lässt sich 13 km weit gegen Westen über die Senke des Sustenpasses, den Steilimigletscher und die Steilimi verfolgen, quert den Triftsee und zieht durch die Senke des Trifttelli in den Furtwangsattel, auf dessen Westseite mehrere dekametermächtige eingeschuppte triassische Sedimentgesteine anstehen (Fig. 50; KAMMER 1985). Die zweite Störungszone zieht von der Südmulde der Griessenhorn-Synform – ungefähr parallel in einem Kilometer Abstand von der ersten – über die Chalchtallücke mit ihren eingeschuppten mesozoischen und permokarbonischen Sedimentgesteinen und das überaus markante Couloir Zwischen Tierbergen ebenfalls in das Trifttelli, wo sie im Gebiet östlich des Furt-

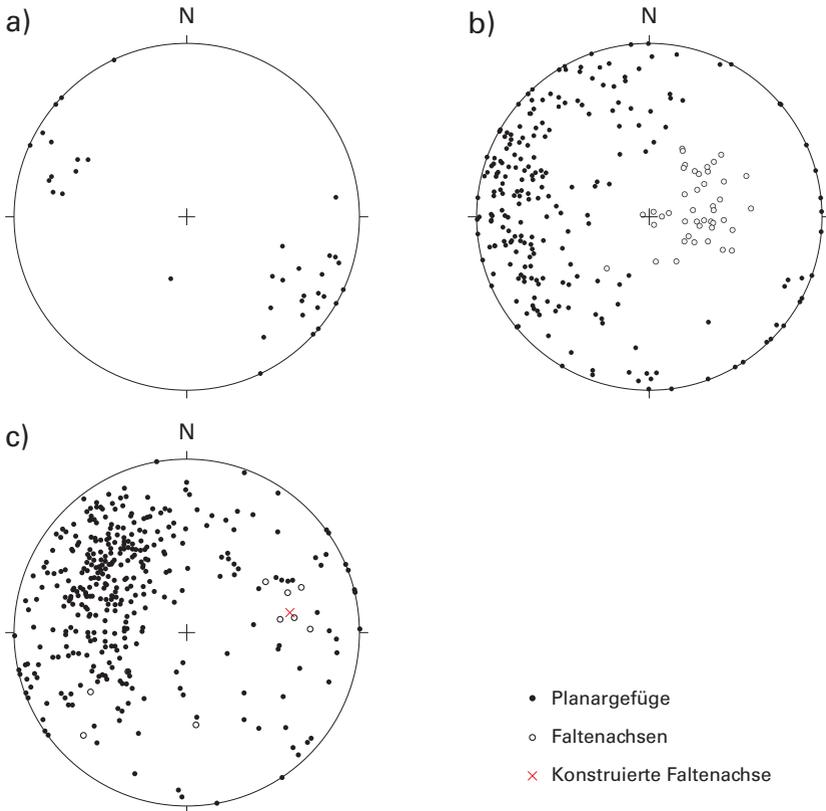


Fig. 49: Orientierung der präalpinen Planar- (Bänderung) und Lineargefüge (Faltenachsen) im Kristallin des Aar-Massivs (Messungen von T. Labhart). Schmidt'sches Netz, untere Halbkugel. Planare Elemente als Flächenpole, lineare als Durchstichpunkte. a) Ofenhorn-Stampfhorn-Gneisskomplex im Gebiet östlich der Trifthütte SAC. b) Erstfeld-Gneisskomplex im Gebiet Haslital-Trift-Giglistock-Steilimigletscher-Tierbergli-Umpol-In Hublen. c) Scholleneinschlüsse des Innertkirchen-Migmatits.

wangsattels mit der nördlicheren Störungszone konvergiert. Beide Störungszone werden von markanten alpinen Schieferzonen begleitet.

Der Erstfeld-Gneisskomplex stellt – eventuell zusammen mit dem Ofenhorn-Stampfhorn-Gneisskomplex – den wohl ältesten Gesteinsverbund im Kartengebiet dar (mit reliktschen archaischen Altern von 2,5 Ga in Kernen detritischer Zirkone). Dieser als ehemalige sedimentäre Kontinentalrandserie gedeutete Komplex

(ABRECHT et al. 1991, VON RAUMER et al. 1993), wurde polyzyklisch migmatitisch überprägt, wobei wahrscheinlich um 465 ± 2 Ma der Metamorphosehöhepunkt während der kaledonischen Orogenese erreicht wurde (SCHALTEGGER 1984, 1989, SCHALTEGGER et al. 2003). Der variierende anatektische Charakter als auch das Auftreten von Sillimanit, Disthen und Granat deuten auf amphibolitfaziale Bedingungen hin (ABRECHT 1994).

Teile dieser migmatitischen Gneise wurden im Zuge der variszischen Orogenese nochmals migmatitisch überprägt und bilden heute den *Innertkirchen-Migmatit*. Diese Überprägung wird aus den innerhalb des Innertkirchen-Migmatits auftretenden Schollen von metatektischem Gneis ersichtlich, die dem Erstfeld-Gneiskomplex zuzuordnen sind (z.B. am Wendenjoch, Atlasblatt Meiental; LABHART 1977). Dies belegen neuere Zirkondatierungen von Leukosomen des Innertkirchen-Migmatits aus dem Lauterbrunnental, die Altersmaxima bei 330, 300 und 280 Ma zeigen (LANGENEGGER 2018) und als Zirkonanwachsrande während dieser partiellen Aufschmelzung interpretiert werden. Zudem weisen die Kernbereiche der datierten Zirkone häufig ordovizische bis proterozoische Alter auf. Die oben erwähnten strukturellen Überprägungen legen somit nahe, dass die ordovizischen Alter von einer früheren anatektischen Metamorphose – möglicherweise im Zuge der Migmatisierung des Erstfeld-Gneiskomplexes – ererbt sind.

Eine systematische Einmessung der Orientierung der Schollen innerhalb des Innertkirchen-Migmatits ergab eine Einregelung um eine Grossfaltenachse mit mittelsteil ostfallender Achse (Fig. 49c). Dies ist die gleiche mittlere Orientierung wie die der Faltenachsen in der Erstfeld-Zone (vgl. Fig. 49b) – ein weiteres starkes Indiz, dass die Teilaufschmelzung der Innertkirchen-Lauterbrunnen-Zone ohne grössere Durchbewegung abgelaufen ist. In mehreren eingeschlossenen grösseren Paketen von Biotitgneis- und Amphibolitschollen sind ähnlich orientierte Faltenachsen im Dezimeter- und Meterbereich erhalten geblieben, in einem Fall sogar mit achsenparallel linear eingeregelter Hornblende.

Der Innertkirchen-Migmatit und der Erstfeld-Gneiskomplex sind durch eine steilstehende Ostnordost–West-südwest streichende Mylonitzone getrennt, welche über das Wendenjoch im Gebiet von Atlasblatt Meiental bei Unterwasser in das Gadmertal streicht und sich im Kartengebiet über die Underi Trift und die Bänz-louwialp ins Haslital verfolgen lässt («Grenzmylonit» nach KAMMER 1980; s. S. 35ff.). Diese Mylonitzone wird bei der Spannorthütte SAC unterhalb des Schlossbergs und beim Wendenjoch (Atlasblatt Meiental) diskordant von den autochthonen mesozoischen Sedimentgesteinen überlagert (MORGENTHALER 1921, KAMMER 1980, 1989) und repräsentiert somit eindeutig eine präalpine Struktur, die von OBERHÄNSLI et al. (1988) als variszische Deckengrenze interpretiert wurde. Entlang einer tektonischen Störung zwischen dem Furtwangsattel und dem Einschnitt Zwischen Tierbergen wird der Erstfeld-Gneiskomplex gegen Süden vom Guttannen- und Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex abgegrenzt (ABRECHT & SCHALTEGGER 1988, ABRECHT 1994).

In der südöstlichen Kartengebietsecke sind im Gebiet der Triflhütte SAC steilstehende permokarbonische vulkanosedimentäre Gesteine der *Trift-Formation* eingeschaltet. Analog zur weiter südlich in den Gebieten der Blätter Guttannen und Urseren verlaufenden Diechtergletscher-Formation erfolgte die Steilstellung und Einfaltung ins prävariszische Kristallin vor der Platznahme des unmittelbar südlich des Kartengebiets anstehenden Zentralen Aare-Granits und ist somit präalpinen Alters (SCHENKER 1985, 1986, SCHENKER & ABRECHT 1987, OBERHÄNSLI et al. 1988, LABHART & RENNER 2012). Die lokal entlang der präalpinen Mylonitzone zwischen dem Innertkirchen-Migmatit und dem Erstfeld-Gneiskomplex vorkommende *Wendenjoch-Formation* repräsentiert einen separaten, etwas nördlicher verlaufenden Zug permokarbonischer Sedimentgesteine und Vulkanite (MORGENTHALER 1921).

Autochthone und tiefere parautochthone Einheiten

In den amphibolitfaziell metamorphen und mehrphasig deformierten Kristallingesteinen der Innertkirchen-Lauterbrunnen- und der Erstfeld-Zone ist ein Entschlüsseln der Art und des Grads der alpinen Überprägung oftmals schwierig. Sehr wichtige Marker sind hierbei die Kontakte zwischen dem Kristallin und den mesozoischen Sedimentgesteinen, da hier jegliche Tektonik nach der Ablagerung der Sedimentgesteine stattgefunden haben muss und somit den alpinen Ursprung impliziert (mit Ausnahme der mesozoischen Rifttektonik). Generell können zwei Kontakttypen unterschieden werden: (1) in das Kristallin eingefaltete Sedimentkeile und (2) der moderat bis steil nach Norden einfallende Nordrand des Aar-Massivs.

Mit dem Furtwangsattel- und dem Pfaffenhopf/Loibstock-Keil liegen im Kartengebiet zwei solcher im Kristallin eingefalteten mesozoischen Sedimentzüge vor. Am Furtwangsattel ist an der Grenze zwischen dem Erstfeld- und dem Guttannen-Gneiskomplex eine Linse von triassischem Quarzit und Dolomit als geringmächtiger Keil in das kristalline Grundgebirge eingeschuppt (Fig. 50; MORGENTHALER 1921). Diese steil nach Südosten einfallende Keilstruktur alpinen Alters lässt sich parallel zum alpinen Streichen gegen Ostnordosten in die eingefalteten mesozoischen Gesteine der Färnigen- und Intschi-Zone im Meiental verfolgen (ESCHER VON DER LINTH 1808, LABHART & RENNER 2012, BERGER et al. 2017a, b). Die weitere Fortsetzung gegen Osten führt vermutlich in die enge Synklinale im Liegenden der Antiklinalstruktur der Windgällenfalte im Maderanertal östlich des Urner Reusstals (SPILLMANN 2011, GISLER 2018). Die Einfaltung der mesozoischen Sedimentgesteine in die Färnigen- und Intschi-Zone definiert eine alpine Aufwölbung im nördlichen Aar-Massiv («Erstfelder Aufwölbung», s. Taf. I u. II, Profile 1–8).

Deutlich grösser und somit auch prägnanter ist der über dem Talkessel von Innertkirchen thronende Pfaffenhopf/Loibstock-Keil (Fig. 51), welcher das Augenmerk der Geologen bereits seit rund zweihundert Jahren in ihren Bann gezo-



Fig. 50: Eingeschuppte triassische Sedimentgesteine (Quarzit, Dolomit) am Furtwangsattel markieren die Grenze zwischen dem Erstfeld-Gneiskomplex im Norden (links) und dem Guttannen-Gneiskomplex im Süden (rechts). Blick in Richtung Ostnordost über Trifttelli und Zwischen Tierbergen zur Tierberglücke. Foto T. Labhart.



Fig. 51: Stark deformierte Synklinalstruktur am Pfaffenkopf (Pfaffenkopf-Keil). Die hellen Felswände bestehen hauptsächlich aus Kalk der Quinten-Formation des Autochthons und bilden den Kern der Synklinalen im Innertkirchen-Migmatit. Foto S. Mock.

gen und zu diversen Modellen für deren Entstehung geführt hat (s. dazu Ausführungen in LABHART 1966). MÜLLER (1938) hat die Geometrie durch zwei Ansichtsskizzen visualisiert, die von MOCK (2014) strukturell überarbeitet wurden (vgl. HERWEGH et al. 2020). Es handelt sich um eine stark deformierte Synklinalstruktur, die – getrennt durch das Haslital – vom Pfaffenkopf ostwärts bis in den Blattengraben und vom Loibstock westwärts bis in den Kessel des Ürbachtals verfolgt werden kann. Die Synklinalen sind im nördlichen Teil 300–500 m mächtig mit flach gegen Südosten einfallenden Achsenebenen (Taf. II, Profile 7–9). Gegen Süden versteilen sich die Achsenebenen der zunehmend enger werdenden Falten. Die Faltenscharniere lassen sich im Gebiet Innerurweid über das Haslital verbinden. Die Faltenschenkel sind in den Sedimentgesteinen stark durch Parasitärfaalten und Verschiebungen am Sediment/Kristallin-Kontakt gegliedert. Letzterer wurde bereits während der mesozoischen Dehnungstektonik mit steilen Abschiebungen vorkonditioniert und als Horst- und Graben-Struktur ausgebildet (ROHR 1926, MOCK 2014). Dies ist ein deutliches Beispiel mesozoischer Rifttektonik, die bisher nur durch Sedimentmächtigkeiten belegt werden konnte, deren Zeugnisse im Kristallin aber bislang fehlten. Während der alpinen Kompression wurde diese

Geometrie in Folge mehrphasiger alpiner Deformation überprägt (LABHART 1966, MOCK 2014, WEHRENS 2015, HERWEGH et al. 2020). Die wichtigsten Elemente sind eine ältere präalpine Schieferung in den Gneisen, die alpin reaktiviert wurde, währenddem die Sedimentgesteine verfaltet wurden. In einer zweiten Deformationsphase wurden diese ursprünglich steilstehenden Strukturen durch Nordost gerichtete, moderat südfallende Überschiebungen nach Nordwesten zerschert, was in der heutigen Umbiegung der ehemaligen Achsenebenen Spur erkennbar ist. Die Überschiebungen versetzen auch den Sediment/Kristallin-Kontakt auf der Nordseite des Gadmertals (Taf. I u. II, Profile 1–6). Im oberen Ürbachtal (Blatt Guttannen) kann die Synklinale des Loibstocks mit der untersten Synklinalstruktur in der Südostwand der Engelhörner korreliert werden (Taf. II, Profil 9; s. a. PFIFFNER et al. 2010). Der Normalschenkel der Loibstock-Synklinale entspricht dabei dem Autochthon des Aar-Massivs am Wandfuss, welches ausgangs des Ürbachtals in stratigraphischem Kontakt mit dem prävariszischen Grundgebirge steht. Gegen Westen, im Gebiet Rosenloui-Wetterhorn definieren dünne Sedimentzüge zwischen Kristallinspänen weitere Schuppen am Nordrand des Aar-Massivs (Gleckstein-Lappen, Gstellihorn-Lappen). Basierend auf einer Profilkonstruktion durch den Ürbachsattel (HÄNNI 1999, HÄNNI & PFIFFNER 2001) wurden diese Falten in das Gebiet des Ürbachtals projiziert und mit den höheren Falten in den Sedimentgesteinen der Südostabdachung der Engelhörner korreliert (Taf. II, Profil 9).

Nördlich des Gadmertals bildet dieser nordwestliche Teil des Aar-Massivs ein auf den ersten Blick relativ einfach strukturiertes, gegen Osten einfallendes Gewölbe. Dieser Eindruck täuscht allerdings, so erkennt man in der Nordflanke des Erstfeldertals (Atlasblatt Meiental) eine Verschuppung des Sediment/Kristallin-Kontakts, die sich durch eine Repetition im Dekameterbereich von Gesteinen des Erstfeld-Gneiskomplexes und der Röti-Formation manifestiert (LABHART et al. 2015a, b). Diese Verschuppung zeichnet sich bereits aus grosser Distanz hervorragend durch die hervorstehenden gelblich beigen Dolomitbänke ab. Die Verschuppung nimmt graduell gegen Westen zu, wo sie vor allem im Wendentale, Gadmertal («Gadmer Doppelfalte», Fig. 52) und Ürbachtal über das Gebiet Rosenloui-Wetterhorn bis ins Eiger-Mönch-Jungfraugebiet verfolgt werden kann (ROHR 1926, MAIR et al. 2018, BUSS 2019, HERWEGH et al. 2020). Im Gegensatz zur älteren Literatur (HUGI 1830, BALTZER 1880, ARBENZ & MÜLLER 1920, ALB. HEIM 1921, MÜLLER 1938, 1941, LABHART 1966, BÜCHI 1980, SCHMALHOLZ 1997, GIBA 2005), in welcher von einem Faltenbau bei diesen Strukturen ausgegangen wurde, zeigen neuere Untersuchungen Überschiebungen entlang diskreter Scherflächen im Falle der involvierten spröden Gneiseinheiten (BERGER et al. 2017c) und der darüberliegenden triassischen Sedimentgesteine (Mels- und Röti-Formation, Fig. 52; MOCK 2014, WEHRENS 2015, MAIR et al. 2018, BUSS 2019, HERWEGH et al. 2020). Im Gegensatz zu dieser Spröddeformation provoziert das Nachnordenversetzen dieser rigiden Einheiten eine passive duktile Reaktion in den stratigraphisch jüngeren Kalkgesteinen. Dadurch bilden sich im Hangenden der Schuppen an deren Stirnen antiklinal-



Fig. 52: «Gadmer Doppelfalte». Verschuppung des Sediment/Kristallin-Kontakts im Gadmertal, oberhalb Mettlenberg nordöstlich von Gadmen (links Mären, rechts Pfaffenhüöt). Kristallin (a), Mels- und Röti-Formation (b), Bommerstein- und Reischiben-Formation (c), Schilt- und Quinten-Formation (d), Öhrli-Formation (e), Niederhorn-Formation (f). Foto T. Labhart.

artige Umbiegungen, im Liegenden hingegen synklynalartige Strukturen aus. Es sind diese Falten in den Stirnbereichen, welche wohl vormalige Bearbeiter zur Interpretation einer generellen Verfallung des Sediment/Kristallin-Kontakts geführt haben. Die Scherflächen der Späne aus Gneis, Sandstein und Dolomit fallen mit 20–30° gegen Südosten ein und die Schuppenstirnen und ihre duktilen Fortsetzungen in den darüberliegenden Sedimentabfolgen streichen Nordost–Südwest und sind somit mit dem Zerscheren des Pfaffenchof/Loibstock-Keils zu korrelieren (HERWEGH et al. 2020). Am eindrücklichsten kann diese Kombination der spröden und duktilen Verformung im Gadmertal oberhalb Gadmen (Fig. 52) als auch gerade ausserhalb des südlichen Kartengebiets im hintern Urbachtal auf dem Weg in die Dossenhütte SAC beobachtet werden (Blatt Guttannen). Die Mächtigkeit dieser Schuppen variiert im Dekameterbereich bis maximal wenige hundert Meter. Mit zunehmendem Abstand vom Sediment/Kristallin-Kontakt fehlen in den prävariszischen Gneisen die Sedimentgesteine als Marker um diese Verschuppung abzubilden. Stattdessen treten Domänen mit weitständigen Schieferungen im Millimeter- bis Zentimeterbereich auf, die parallel zu den Überschiebungsbahnen der einzelnen Schuppen verlaufen. Die Intensität der Schieferung variiert lokal sehr stark, ist allerdings durchdringend bei den Überschiebungsbahnen, womit Letztere auch in den prävariszischen Gneisen partiell erkannt werden können. Basierend auf diesen Kriterien postulieren HERWEGH et al. (2020) neu eine etwa 1,5 km mächtige Überschiebungszone (Pfaffenchof-Überschiebungszone), die sowohl Kristallin- als auch Sedimentgesteine in oben genannter Weise erfasst. Diese Überschiebungszone ist für das Steilstellen des Sediment/Kristallin-Kontakts am Nordrand des Aar-Massivs verantwortlich und dürfte eine krustenmassstäbliche Grossstruktur darstellen.

Das Autochthon des Aar-Massivs lässt sich über das Gebiet des Kirchets mit der Ostseite des Haslitals korrelieren, wo es zwischen Innertkirchen und dem Eingang des Gentals mit einem steil gegen Nordwesten einfallenden Band triassischer Sedimentgesteine mit dem Kristallin des Aar-Massivs in Kontakt steht (Taf. II, Profile 6–8).

Über dieser normalliegenden Serie folgen in einer engen, teilweise verschupperten Synklinale kretazische Sedimentgesteine, die sich mit dem «Öhrlikalk» im Kern der Pfaffenchof-Synklinale auf der Südseite des Gadmertals korrelieren lassen (Taf. II, Profil 7). Die Schichten über dieser Synklinale befinden sich dann in der Position analog zum Gleckstein-Lappen, welcher in der Luft über dem Talgrund des Gadmertals eine Kristallinstirn ausbildet (Taf. II, Profile 7 u. 8). Die Strukturen in den autochthonen Sedimentgesteinen in der Bergkette der Gadmerflüö bis in die Wendestöcke sind geprägt durch isoklinale Falten unterschiedlicher Wellenlänge (Fig. 53 u. 54) und Überschiebungen, die im Kristallin ansetzen, den Sediment/Kristallin-Kontakt überprägen und die gesamte Sedimentabfolge durchsetzen.



Fig. 53: Faltenstrukturen im eozänen Hohgant-Sandstein (Niederhorn-Formation) am Nordhang des Mären (oben rechts); im Hintergrund (Bildmitte) Pfaffenhüt, Gross Wendestock und der teils eisbedeckte Titlis. Foto P. Spillmann, 2016.



Fig. 54: Liegende Synklinale im eozänen Hohgant-Sandstein (Niederhorn-Formation) am Gipfel des Gross Wendestocks (Bildmitte), unterlagert von hellgrau anwitterndem «Öhrlikalk». Am linken Bildrand: Pfaffenhüt; rechts vom Gross Wendestock: Chlyn Wendestock und Titlis (hinten). Foto P. Spillmann, 2016.

Höhere parautochthone Einheiten

Die *Läsistock-Schuppe* bildet den Grat der Engelhörner zwischen dem Burgwald im Nordosten und dem Tennhorn im Südwesten. Weiter westlich zieht sie über den Simelistock gegen das Rosenlauigebiet bis nach Grindelwald. Im Gebiet der Hohjegiburg ist zudem eine weitere Schuppe, die *Hohjäger-Schuppe*, eingeschaltet, welche ebenfalls noch zum Parautochthon gezählt wird (MÜLLER 1938). Die Läsistock-Schuppe wird mit der Doldenhorn-Decke im Westen korreliert (ARBENZ & MÜLLER 1920, HÄNNI 1999). Eine vergleichbare tektonische Stellung weist auch die Hoch-Fulen-Decke im Windgällengebiet östlich des Urner Reusstals auf.

Die Läsistock-Schuppe umfasst Sedimentgesteine in normaler Lagerung vom Späten Jura bis ins Eozän. In den Engelhörnern fällt die Läsistock-Schuppe steil nach Nordwesten ein, bedingt durch die Aufwölbung des südlich angrenzenden Kerns des Aar-Massivs (Taf. II, Profil 9). Entlang von Profil 8 (Taf. II) ist die Läsistock-Schuppe in zwei Teilschuppen zerrissen, die moderat gegen Nordwesten einfallen, bei Biltscher ist die südliche Schuppe verfaltet und streicht steil in die Luft hinaus.

Über der Läsistock-Schuppe folgen mit einem tektonischen Kontakt die Gesteine der *Nordhelvetischen Flysch-Gruppe*. Die stark verfalteten Schichtglieder (Sandstein, Tonstein und Mergel) sind in den Profilen nicht differenziert und die interne Strukturen folglich nicht dargestellt. Die Nordhelvetische Flysch-Gruppe ist an das Auftreten der Läsistock-Schuppe in ihrem Liegenden gebunden. Über den Lauiegg-Schuppen in deren östlicher Fortsetzung fehlt sie, erst zwischen dem Engtlensee und dem Jochpass tritt sie wieder auf (Taf. I, Profil 1).

Die *Lauiegg-Schuppen* lassen sich im Gental bis in das Gebiet Teiflauri verfolgen (Taf. I u. II, Profile 2–4 u. 6–7). Die Schichten sind eng verfaltet. Gegen Osten dominieren zunehmend die jüngeren Schichtglieder, so dass östlich von Chräjeren jurassische Sedimentgesteine nicht mehr auftreten (Taf. II, Profil 7).

Ultrahelvetikum

Mättental-Melange («Wildflysch»)

Als «Wildflysch» bezeichnete Gesteine treten im westlichen Kartengebiet auf (westlich Wüost, Taf. II, Profile 6–9). In den Profilen wurden die parautochthonen Einheiten, welche im Hangenden der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe oder als Schuppen innerhalb des «Wildflyschs» auftreten, dargestellt (Lauiegg-Schuppen, Taf. II, Profile 6–8, sowie die Schuppe im Abhang unterhalb der Engelhörner in Profil 9). Mylonitisierte Kalke in den Lauiegg-Schuppen unmittelbar im Liegenden der helvetischen Hauptüberschiebung wurden von DRÄYER (1999) als Lochsitenskalk angesprochen (s. S. 53). Im hinteren Gental und im Gebiet Jochpass–Trüebsee

sind keine wildfyschartigen Gesteine unter der helvetischen Hauptüberschiebung aufgeschlossen. Erst östlich von Engelberg, im Gebiet Surenen – Uri Rotstock und im Schächental treten diese wieder verbreitet auf.

Oberhelvetikum

Axen-Decke

Laubersgrat-Einheit

Die Laubersgrat-Einheit bildet im Kartengebiet das tiefste Element der Axen-Decke (MENKVELD 1995). Es handelt sich dabei um eine verkehrtliegende Abfolge aus hauptsächlich mittel- bis spätjurassischen Sedimentgesteinen, die vom Laubersgrat über den Trübsee auf den Jochpass zieht. In den Aufschlüssen der Laubersgrat-Einheit zwischen Jochpass und dem Engstlensee (Steinigi Egg, Fig. 55) fehlen die mitteljurassischen Sedimentgesteine, dafür treten kretazische (Zementstein-Formation) und eozäne Sedimentabfolgen (Klimsenhorn- bis Stad-Formation) auf (Taf. I, Profil 1). Die Laubersgrat-Einheit wird als zerrissener und überfahrener Verkehrtchenkel der nördlichsten antiklinalen Grossfalte der Axen-Decke interpretiert (MENKVELD 1995).

Westlich des Engstlensees, entlang des Scharmadbachs und zwischen der Gentalstrasse und der Alp Baumgarten, ist an der Basis der Axen-Decke eine Abfolge aus mitteljurassischen bis kretazischen Sedimentgesteinen aufgeschlossen (Taf. I, Profile 2 u. 3). Diese Abfolge wird aufgrund ihrer tektonischen Lage mit der Laubersgrat-Einheit korreliert. Sie weist jedoch im Gegensatz zu dieser eine Synklinalstruktur auf. Beim normalliegenden Teil könnte es sich um ein Äquivalent der Wyssberg-Scholle handeln, welche östlich von Engelberg aufgeschlossen ist (Fig. 55; MENKVELD 1995).

Trübsee-Antiklinale

Aufschlüsse von triassischen und frühjurassischen Sedimentgesteinen beschränken sich im Kartengebiet auf ein schmales Band, welches vom Jochpass über den Engstlensee in das Gebiet der Alp Scharmad zieht. Im unmittelbar nord-östlich angrenzenden Gebiet des Trübsees (Blätter Melchtal und Engelberg) sind jedoch frühjurassische Sedimentgesteine in einer antiklinalen Falte angehäuft (ARBENZ 1907). Diese Falte (Trübsee-Antiklinale nach MENKVELD 1995) wurde in das Profil 1 (Taf. I) hineinprojiziert beziehungsweise gemäss der Darstellung in MENKVELD (1995, Profil Nr. 9) wiedergegeben. Der Kern der Falte enthält wenig triassische Sedimentgesteine; die frühjurassischen Sedimentgesteine sind in asymmetrischen kleinräumigen Chevronfalten angehäuft. Mitteljurassische Sedi-



Fig. 55: Blick in Richtung Ostnordost über den Engstlensee und den Jochpass. Im Hintergrund ist die Uri-Rotstock-Gruppe zu erkennen. Das Profil 1 in Tafel I verläuft östlich des Engstlensees über den Graustock (G, Quinten-Formation, Falte S1) zur Steinigi Egg (E). L: Laubersgrat (Laubersgrat-Einheit); W: Wyssberg (Wyssberg-Scholle); J: Jochpass (Ausbiss der Rot-Nollen-Antiklinale); R: Rot Nollen (Bommerstein-Formation); S: Schafberg (Hochstollen-Formation). Foto P. Spillmann, 2016.

mentgesteine der Bommerstein-Formation umhüllen den Faltenkern. Der ausgedünnte Normalschenkel bestehend aus früh- bis mitteljurassischen Sedimentgesteinen erreicht am Jochpass gerade noch das Kartengebiet.

Über die Fortsetzung der Trübsee-Antiklinale gegen Westen können keine Aussagen gemacht werden, da entsprechende Aufschlüsse fehlen. Auf eine Darstellung dieser Struktur in den Profilen 2 und 3 (Taf. I) wurde verzichtet. Es ist jedoch möglich, dass frühjurassische Sedimentgesteine in grösserer Tiefe unter dem Gebiet zwischen dem Engstlen- und dem Tannensee vorhanden sind. Möglich ist aber auch eine primäre, stratigraphische Reduktion der Mächtigkeit oder ein tektonisch bedingtes Auskeilen derselben.

Axen-Decke im Gebiet zwischen Jochpass und Melchsee

Die Struktur der Axen-Decke im östlichen Teil des Kartengebiets ist in den Profilen 1 bis 4 (Taf. I) dargestellt. Für die Konstruktion wurden die Ausbisspunkte entlang der Profilsuren, die Strukturdaten im Kartenentwurf von D. Staeger sowie eigene Strukturmessungen und die Daten aus MENKVELD (1995) verwendet. Die Darstellung lehnt sich an die Profile 9 bis 12 in MENKVELD (1995) und an das Profil zwischen Pilatus und Nufenenpass in PFIFFNER (2011). Die dargestellten Strukturen umfassen eine Schichtabfolge von der Trias bis in die Kreide.

Triassische und frühjurassische Sedimentgesteine sind lediglich im Gebiet des Rot Nollen aufgeschlossen (Taf. I, Profile 1 u. 2). Sie bilden dort eine enge, verschuppte Antiklinale (*Rot-Nollen-Antiklinale*, MENKVELD 1995) über der Überschiebungsfläche der Axen-Decke beziehungsweise über dem Lias-Stockwerk der Trübsee-Antiklinale (Fig. 55).

Die markantesten Strukturen in diesem Gebiet bilden zwei Synklinalstrukturen mit Kalk der Quinten-Formation im Kern (S1 u. S2 in Taf. I, Profile 1–4, Fig. 55). MENKVELD (1995) führte für den Normalschenkel der unteren Falte (S2) den Begriff *Graustock-Einheit*, für den Verkehrtchenkel der oberen Falte (S1) die Bezeichnung *Schafband-Einheit* ein. Im Gegensatz zur Darstellung bei MENKVELD (1995) wird die Hochstollen-Formation in der Umbiegung der Antiklinale S2 in den Profilen 2 und 3 bis an die Geländeoberfläche hochgezogen und mit den Aufschlüssen zwischen Schitziboden und Arvenegg verbunden. Die Verfallung der Schichtglieder erfolgte harmonisch, die inkompetenten mitteljurasischen (Erzegg-Formation) und kretazischen Sedimentgesteine (Zementstein- und Palfris-Formation) sind jedoch in den Faltenscharnieren angehäuft. Die Strukturen fallen generell gegen Westsüdwesten ein. Aufgrund dieses Axialgefälles treten gegen Westen zunehmend höhere, ursprünglich weiter südlich situierte tektonische Einheiten auf. Ab Profil 2 (Taf. I) ist als tektonisch höchstes Element die *Barglen-Einheit* (MENKVELD 1995) beziehungsweise *Schratten-Platte* (MÖRI 1995) aufgeschlossen. Profil 4 (Taf. I) zeigt, dass die normalliegende Barglen-Einheit über eine Antiklinale mit der Schafband-Einheit im Verkehrtchenkel der Falte S1 verbunden ist. Die Faltenstrukturen im Liegenden der Barglen-Einheit werden durch gegen Norden einfallende Abschiebungen versetzt (Taf. I, Profile 2–4). Diese Abschiebungen sind Ausdruck einer Dehnung der Deckenstruktur in Nordnordwest-Südsüdost-Richtung (PFIFFNER 2011), also in Richtung der allgemeinen Verkürzung. In den starren Kalkplatten der Quinten-Formation sind ebenfalls Dehnungsstrukturen zu erkennen (Fig. 56), diese weisen jedoch auf eine Dehnung senkrecht zur Verkürzungsrichtung, das heisst parallel zu den Faltenachsen hin und sind wahrscheinlich gleichzeitig mit den Faltenstrukturen entstanden.



Fig. 56: Dehnungsstrukturen (konjugierte Brüche) in der Kalkabfolge der Quinten-Formation am Bonistock (Barglen-Einheit). Die synthetischen, dextralen Brüche versetzen die Schichten gegen Westsüdwesten hinunter (links im Bild). Der Mergel der Schilt-Formation im Liegenden wird flexurartig mitgeschleppt. Foto P. Spillmann, 2017.

Axen-Decke im Gebiet Hochstollen–Glogghüs–Rothorn–Hasliberg

Die Struktur der Axen-Decke im westlichen Teil des Kartengebiets ist in den Profilen 6–8 (Taf. II) dargestellt. Markanteste Strukturen in diesem Gebiet sind die Hochstollen-Antiklinale und die Haupt-Synklinale (S3 in Taf. II, Profile 6–8). Die Hochstollen-Antiklinale ist in der Ostwand des Hochstollens und des Fulenbergs von der Melchsee-Frutt aus anhand der deutlichen Schichtung und Bänderung der Hochstollen-Formation gut erkennbar (Fig. 57, s. a. Fig. 30 auf S. 82). Am Abgschütz und in der Kulisse des Haupts ist die Beziehung der Hochstollen-Formation zur unterliegenden Haupt-Synklinale ersichtlich (Fig. 57).

Bei der Hochstollen-Antiklinale handelt es sich um das höchste aufgeschlossene tektonische Element der Axen-Decke. Sie repräsentiert einen südlichen Faziesbereich, welcher durch deutlich grössere Mächtigkeiten der mitteljurassischen Formationen charakterisiert ist, während die Mächtigkeit der Quinten-Formation eher geringer ist (Fig. 24 auf S. 68). Die Abscherung erfolgte nicht in den triassischen Sedimentgesteinen, sondern an der Basis der mitteljurassischen Bommerstein-Formation. Diese Variation der stratigraphischen Abfolge wirkte sich auf den Deformationsstil der Axen-Decke aus. In den inkompetenten Gesteinen des obe-



Fig. 57: Kulisse zwischen Hochstollen (links) und Murmelkopf/Chli Haupt (rechts); in der Bildmitte die Krete des Leiteren. Ansicht von Nordosten aus dem Gebiet Aastafel. Am Hochstollen ist die frontale Umbiegung der Hochstollen-Antiklinale zu erkennen. Der plattige Kalk der Quinten-Formation in der Krete des Leiteren repräsentiert den Verkehrtshenkel der Haupt-Synklinale. Die Umbiegung der Haupt-Synklinale baut die Südostflanke des Murmelkopfs/Chli Haupts auf (rechts). Die Schichtköpfe am Wandfuss zeigen die normalliegende Quinten-Formation der Stepfen-Schuppe. Im Vordergrund ist der hangparallel einfallende Kalk der Quinten-Formation der Barglen-Einheit aufgeschlossen. Foto P. Spillmann, 2016.

ren Doggers (Erzegg-Formation) bildete sich ein zusätzlicher Abscherhorizont aus. Darüber liegt als sehr kompetentes Schichtglied die Kalkabfolge der Quinten-Formation, die wiederum durch die inkompetente frühkretazische Sedimentabfolge aus Mergel und Tonschiefer (Palfris-Formation) überlagert wird. Dieser Abscherhorizont trennt die Axen-Decke von der darüberliegenden Drusberg-Decke ab, welche einen von der Axen-Decke weitgehend unabhängigen Gebirgsbau aufweist. Der Abscherhorizont unterhalb der Quinten-Formation führte in der südlichen und westlichen Axen-Decke zu einem Übergang von einem Falten- in einen Schuppenbau (Taf. II). Die Haupt-Synklinale weist noch einen relativ ausgedehnten Verkehrtshenkel auf. Im hinteren Melchtal wurde allerdings beobachtet, dass Wellenlängen und Amplituden der Falten gegen Norden abnehmen, die Verkehrtshenkel der Falten reduziert und abgerissen werden bis sich schliesslich ein reiner Schuppenbau einstellt (PIFFNER 1993, MÖRI 1995, HÄNNI et al. 1997).

Die Gesteine der Hochstollen-Formation sind zwischen Abgeschütz und Glogghüs in eine flachliegende isoklinale Falte gelegt. Durch die Verdoppelung

der Schichten mit ausgeprägten Parasitärfa­lten erreicht die Hochstollen-Formation eine Mächtigkeit von rund 500 m (Fig. 30 auf S. 82). Die Schichten sind in diesem Gebiet tektonisch stark überprägt (Fig. 58).

Die nordwestlichen Abschnitte der Profile 6 und 7 (Taf. II) lehnen sich eng an die Konstruktionen in HÄNNI (1995) beziehungsweise HÄNNI et al. (1997) an. Im Gelände sehr gut erkennbar ist die Haupt-Synklinale (S3), deren Umbiegung bei der Melchtalalp im hintersten Kleinen Melchtal das Tal quert. Der Kalk der Quin­ten-Formation ist in den beiden Faltenschenkeln und im Bereich des Faltenschar­niers morphologisch sehr ausgeprägt (Fig. 59).

Unterhalb der Haupt-Synklinale (S3) liegt im Gebiet des Brünigpasses ein ausgeprägter Schuppenbau vor, wobei die *Stepfen-Schuppe* als oberste Schuppe den Wechsel im Deformationsstil markiert (Fig. 57 u. 59). Verkehrtliegende Schichtrei­hen sind selten, wie beispielsweise im Bereich einer synklinalen Umbiegung im Gebiet Hasliberg Wasserwendi-Goldern oder in der Dogger-Antiklinale unter­halb Ober Vorsess (Taf. II, Profil 8; DRÄYER 1999). In den Profilen 6 bis 8 (Taf. II) sind lediglich die obersten Malm-Schuppen dargestellt. Weitere Schuppen im Ge­biet zwischen Lungern, Brünigpass/Hasliberg und dem Talboden des Aaretals äussern sich im Gelände als ausgeprägte Schichtrippenlandschaft.

Bezüglich der kretazischen Gesteine im Faltenkern beträgt der Tiefgang der Haupt-Synklinale (S3) etwa 2 km. Die Fortsetzung der Haupt-Synklinale lässt sich als dünnes Band aus Gesteinen der Erzegg-Formation rund 7 km gegen Süden verfolgen. Die Falte schliesst in den Profilen 6 und 7 (Taf. II) im Gebiet Plan­platten beziehungsweise Gummen in der Luft. Das Band der Erzegg-Formation in der Verlängerung der Haupt-Synklinale (S3) lässt sich von der Planplatten in das Gebiet des Balmeregghorns verfolgen, wo es sich mit dem weiträumigen Vor­kommen der Erzegg-Formation im Gebiet Ärzegg-Distelboden vereinigt. Die Erzegg-Formation bildet dort das Liegende der Barglen-Einheit (Taf. I, Profil 4). Die tiefste in Profil 6 (Taf. II) dargestellte Malm-Schuppe lässt sich folglich mit der Barglen-Einheit korrelieren.

Der Verkehrtchenkel der Hochstollen-Antiklinale zeigt einen teilweise ver­schuppten Parasitärfa­ltenbau. Aufgrund schlechter Aufschlussverhältnisse im Ge­biet oberhalb Hasliberg ist über die Strukturen im Liegenden der Hochstollen-Antiklinale wenig bekannt. Im Hangenden der helvetischen Hauptüberschiebung lassen sich die Gesteine der Bommerstein- und der Hochstollen-Formation bis in den Talboden bei Meiringen verfolgen (Taf. II, Profil 8).

Axen-Decke südwestlich des Aaretals

Die Struktur der Axen-Decke südwestlich des Aaretals ist in Profil 9 (Taf. II) dargestellt. Damit die gesamte Struktur abgebildet werden konnte, wurde das Pro­fil bis Unterbach ins Gebiet von Blatt Brienz verlängert. Die Darstellung lehnt sich an die Arbeit von HÄNNI (1999) beziehungsweise HÄNNI & PFIFFNER (2001). Ob-



Fig. 58: Boudinage, Zerschierung und Verfaltung von kompetenten Kalk- und inkompetenten Mergel- und Tonsteinlagen in einem Sturzblock des Schwarzhorn-Members (Hochstollen-Formation) aus der Nordostwand des Hochstollens. Foto P. Spillmann, 2016.



Fig. 59: Die Fortsetzung der Haupt-Synklinale der Axen-Decke am Chingstuel; Blick in Richtung Westsüdwest. S3: Faltenscharnier der Haupt-Synklinale (Quinten-Formation); hv: Verkehrtshenkel; hn: Normalschenkel. Foto P. Spillmann, 2016.

wohl auch auf dieser Talseite das Gelände durch eine Serie von Felswänden aus Kalk der Quinten-Formation geprägt ist, ist die Struktur nicht durch Schuppen, sondern durch eine regelmässige Abfolge von Falten und deren Parasitärfa­lten charakterisiert. Die Faltenachsebenen sind flach bis leicht gegen Südosten einfallend. Die mächtige, in der Luft gegen Nordwesten schliessende Grossfalte mit Gesteinen der Bommerstein-Formation im Kern dürfte der Hochstollen-Antiklinale nordöstlich des Aaretals entsprechen. In ihrem Liegenden sind die Erze­gg-Formation und die älteren Einheiten des Doggers grossräumig isoklinal ver­faltet. Die Verformung ist hier nicht harmonisch, setzt sich doch die enge Antiklinale mit Bommerstein-Formation im Kern in den jüngeren Formationen nicht fort. Die unterliegenden Falten sind dann wiederum harmonischer mit einer deutlichen Nordwest-Vergenz.

Drusberg-Decke

Die Drusberg-Decke streift gerade noch die nordwestliche Kartengebiets­ecke, allerdings komplett überlagert von den grossräumigen Schwemmfächern bei Lungern. Die internen Strukturen sind wegen der Abscherung in den mergeligen Gesteinen der Palfris-Formation nicht mit den Strukturen in der Axen-Decke kor­relierbar. Es fand einzig eine passive Aufwölbung der Deckengrenze durch die Ver­dickung der Axen-Decke im Liegenden statt. Die Überschiebung der Drusberg-De­cke ist in den Profilen 6 und 7 (Taf. II) dargestellt.

TEKTONOMETAMORPHE ENTWICKLUNG

Kaledonischer Zyklus und ältere Relikte

An Gesteinen des Silberberg-Komplexes im Gebiet des Sustenpasses (Atlasblatt Meiental) konnte die Bildungsgeschichte des Erstfeld-Gneiskomplexes in groben Zügen rekonstruiert werden (SCHALTEGGER 1993, ABRECHT et al. 1995, SCHALTEGGER et al. 2003). Die Protolithe der Gesteine des Erstfeld-Gneiskomplexes wurden im Zeitraum zwischen 620 und 480 Ma als Kontinentalrandsequenz abgelagert (ABRECHT et al. 1991, VON RAUMER et al. 1993). Datierungen an detritischen Zirkonen zeigen proterozoische Alter von 680–589 Ma, deren Kerne weisen jedoch archaische Alter von bis zu 2,5 Ga auf. Die Zirkone werden als Detritus eines panafrikanischen Kontinents gedeutet (SCHALTEGGER & GEBAUER 1999). Mittels U/Pb-Altersbestimmungen an Zirkonen eines Amphibolits wurde ein frühordovizisches Bildungsalter von 478 ± 5 Ma ermittelt (Fig. 60; SCHALTEGGER et al. 2003). Dieser Amphibolit entstand entweder bei der Intrusion eines basischen Magmas oder wurde tektonisch mit der Sedimentabfolge der Kontinentalrandsequenz verschuppt. Nach MERCOLLI et al. (1994) wird diese Verschuppung mit der Bildung eines Akkretionskeils assoziiert. Für die gesamte Gesteinsabfolge wird – in Analogie zur Gotthard-Decke – zunächst eine HP/LT metamorphe Überprägung vor ungefähr 470 Ma angenommen, gefolgt von einer granulitfaziellen Metamorphose mit lokaler Anatexis, die mittels U/Pb-Altersbestimmung auf ein spätordovizisches Alter von 456 ± 2 Ma datiert wurde (SCHALTEGGER 1993, SCHALTEGGER et al. 2003). Das Gefüge des Erstfeld-Gneiskomplexes entstand während dieser spätordovizischen Gebirgsbildung, die zeitlich etwa mit der kaledonischen Gebirgsbildung in Skandinavien und Schottland zusammenfällt.

Auf 445 ± 2 Ma datierte Cordierit führende Pegmatite werden als Produkte isothermaler Dekompression gedeutet und dürften zeitgleich mit der anatexischen Überprägung des Innertkirchen-Migmatits entstanden sein (SCHALTEGGER 1993). Deutlich jüngere, variszische Alter von etwa 300 Ma wurden von OLSEN et al. (2000) und HETTMANN et al. (2009) für die Migmatisierung des Innertkirchen-Migmatits ermittelt. Diese Alter wurden in jüngerer Zeit durch Zirkondatierungen aus dem Lauterbrunnental bestätigt, die variszische Altersmaxima bei 330, 300 und 280 Ma für den Innertkirchen-Migmatit ergaben (LANGENEGGER 2018). Diese neuen Daten weisen auf ein polyzyklisches Aufschmelzen des Innertkirchen-Migmatits hin.

Variszischer Zyklus

Die Wendenjoch- und die Trift-Formation sowie die unmittelbar südlich des Kartengebiets auftretende Diechtergletscher-Formation belegen, dass im Späten Karbon das prävariszische Kristallin des Aar-Massivs zumindest teilweise exhumiert und an der Oberfläche erodiert wurde. Im Rahmen eines dextralen transtensiven geodynamischen Umfelds haben sich Halbgräben geöffnet (PIFFNER 2016), die Riftschultern wurden erodiert und deren Erosionsprodukte in den Halbgräben abgelagert. Zeitgleiche vulkanische Aktivität in der Tscharren-Formation ist auf 303 ± 4 Ma, in der Bifertengrätli-Formation auf 300 ± 2 Ma (Sandalp-Rhyolith) und in der Windgällen-Formation auf 299 ± 2 Ma («Windgällen-Porphyr») datiert worden (SCHALTEGGER 1993, SCHALTEGGER & CORFU 1995), wobei die Schmelzen im Zuge der krustalen Ausdünnung (Grabenbildung) entstanden sein dürften. Nur unwesentlich früher erfolgte die Intrusion des Telltistock-Granits ($304,4 \pm 1,0$ Ma, schriftl. Mitt. U. Schaltegger 2020), der im Kartengebiet mit stratigraphischem Kontakt die vulkanoklastischen Gesteine der Trift-Formation unterlagert. Dies bedeutet, dass die Exhumation und Erosion des Telltistock-Granits an der Oberfläche sowie die anschließende Ablagerung, Deformation (Faltung, Kippung, Einengung) und zeitgleiche Versenkung der Gesteine der Trift-Formation auf die Intrusionstiefe des Zentralen Aare Granits um 297 ± 2 Ma (SCHALTEGGER & CORFU 1992) äusserst schnell, das heisst innerhalb von nur 2 bis 6 Ma passiert sein müssen (Fig. 60). Der genaue geodynamische Rahmen ist immer noch unbekannt. Klar ist, dass solch schnelle Szenarien nur unter Beisein von magmatischer Aktivität stattzufinden scheinen (s. BERGER et al. 2017b und darin aufgeführte Referenzen). Im Anschluss an die Intrusion der Intrusiva der Haslital-Gruppe fand eine signifikante Exhumation statt, deren Ursache nicht gänzlich geklärt ist, aber wohl auf einem Zusammenspiel von isostatischem Auftrieb (variszisches Orogen) und Erosion begründet sein dürfte. Hierbei werden der Erstfeld-Gneiskomplex und der Innertkirchen-Migmatit teilweise freigelegt, ebenso einige der spätkarbonischen Sedimentgesteinsmulden (z.B. Wendenjoch-Formation). Klare Evidenzen für ein präalpines Alter dieser Exhumation sind das diskordante Abschneiden der alten steilen Schieferungen als auch gewisser grosstektonischer Einheitsgrenzen durch die permotriassische Erosionsdiskordanz (z.B. ALB. HEIM 1917, NIBOUREL 2019). Zentral für die folgende mesozoische und alpinktonische Entwicklung ist aber, dass spätestens am Ende der variszischen Orogenese viele lithologische Kontakte und vor allem die Hauptschieferungsflächen in einer steilen, subvertikalen, Nordost-Südwest streichenden Orientierung vorliegen (SCHNEEBERGER et al. 2016, NIBOUREL 2019, HERWEGH et al. 2020).

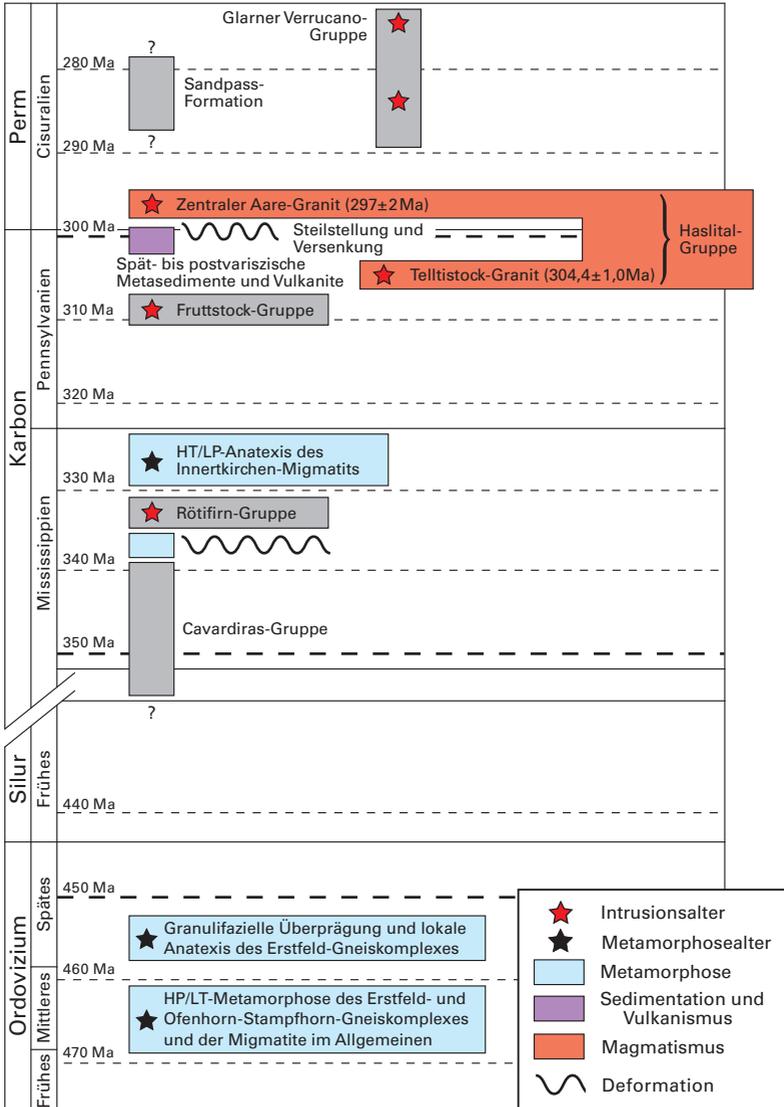


Fig. 60: «Orogener Fahrplan» der prätriassischen Entstehungsgeschichte des Kristallins des Aar-Massivs (modifiziert nach BERGER et al. 2017b). Nicht im Kartengebiet vorkommende Gesteinsgruppen sind in Grau gehalten.

Spätpermische und mesozoische Extensionstektonik

Zum Zeitpunkt des Späten Perms muss bereits ein Teil des Kristallins des Aar-Massivs freigelegt gewesen sein, wie der permische Verwitterungshorizont im Dach des Innertkirchen-Migmatits (s. S. 29) als auch die damit assoziierte Erosionsdiskordanz zu den darüber liegenden mesozoischen Sedimentabfolgen belegen. Eine transtensive postvariszische Dehnungstektonik führte zur Ausbildung von permokarbonischen Grabenstrukturen (ROHR 1926, PFIFFNER 2011, NIBOUREL 2019), welche das gesamte Aar-Massiv entlang seines Nordost-Südwest-Streichens durchziehen. Diese Zonen sind wahrscheinlich auf krustenmassstäbliche Dehnungsbrüche zurückzuführen und resultieren in einer Schwächung der Krustenstruktur für die folgende mesozoische Extension, als auch für die spätere alpine Kompression (ROHR 1926, PFIFFNER 1993, HERWEGH & PFIFFNER 2005, MOCK 2014, PFIFFNER 2016). Die zuvor erwähnten Nordost-Südwest streichenden, steilstehenden Strukturen im Kristallin, wie pervasive Schieferungen oder Störungszonen präalpiner Deformation, wurden zum Teil stark überprägt und in vielen Fällen gar reaktiviert. So wurden sie beispielsweise während der im Frühen Jura einsetzenden Dehnungstektonik teilweise als steilstehende Abschiebungen benutzt. Im Aar-Massiv liegen diese Zonen heute als dünne, oftmals sehr steilstehende Keile mit (1) nur permokarbonischen, (2) permokarbonischen und mesozoischen, oder (3) vor allem mesozoischen Sedimentfüllungen vor (BERGER et al. 2017b). Im Kartengebiet sind dies vor allem die Wendenjoch-Formation im Gebiet der Bänzlouwiesewleni, die Trift-Formation im Gebiet der Trifthütte SAC, der Furtwangsattel und der Pfaffenkopf/Loibstock-Keil. Es wird angenommen, dass es sich hierbei vor allem um sedimentäre Füllungen von Halbgrabenstrukturen handelt (ROHR 1926, MOCK 2014, NIBOUREL 2019, HERWEGH et al. 2020). Für den Bereich des Pfaffenkopf-Keils hat MOCK (2014) eine tektonische Retrodeformation der alpinen Überprägung durchgeführt, deren abgewinkeltes Endbild die Idee der Beckeninversion von Halbgrabenstrukturen untermauert.

Trotz dieser Hinweise auf die mesozoische Dehnungstektonik, bildete der paläogeographische Bereich des heutigen Aar-Massivs den südlichsten Teil des noch nicht stark ausgedünnten passiven europäischen Kontinentalrands. Dies ändert sich jedoch südlich des Aar-Massivs, wo im Bereich der Gotthard-Decke die Krustenmächtigkeit allmählich abnimmt, um im weiter südlich anschliessenden Lepontin dann bereits sehr stark ausgedünnte kontinentale Kruste zu präsentieren. Gegengleich zur Abnahme der kristallinen Krustenmächtigkeit nimmt die Mächtigkeit der mesozoischen Sedimentgesteine von Norden nach Süden stetig zu (s. Fig. 3.3 in GISLER & SPILLMANN 2011)

Alpiner Zyklus

Im Zuge der alpinen Kompression wurden zuerst die Sedimentgesteine der südlichen Ablagerungsbereiche des ehemaligen passiven europäischen Kontinentalrands von ihrem kristallinen Untergrund abgeschert und an die tektonisch darüber liegenden Einheiten des aktiven Akkretionskeils basal amalgamiert (PFIFFNER 2011). In diesem Sinne löste sich als erstes die Drusberg-Decke ab und wurde nach Norden transportiert. In Folge von In-Sequence-Überschiebung entstand danach die Axen-Decke, welche aus dem Bereich der sedimentären Bedeckung des südlichen Aar-Massivs (Ausserberg-Avat-Zone) und der Tavetsch-Decke stammen dürfte. Beide Sedimentdecken werden dem Oberhelvetikum zugeordnet und deren Abscherung und Deckenbildung der Prabé-Phase zugewiesen (Fig. 61; BURKHARD 1988, HERWEGH & PFIFFNER 2005).

Mit fortschreitender Einengung scherten sich die tektonischen Einheiten des Unterhelvetikums ab. Namentlich sind dies die Doldenhorn-Decke im Westen sowie die Läsistock-Schuppe im Kartengebiet. Wobei ein Ablösen von reiner Thinskinned- zu Thick-skinned-Tektonik, das heisst dem Einbezug von kristallinem Grundgebirge in den Deckenbau, stattfand (PFIFFNER 2011, PFIFFNER 2016). BURKHARD (1988) ordnet die Platznahme der Doldenhorn-Decke der Kiental-Phase zu, während das Ausbilden der frühen Sediment/Kristallin-Lamellen am Nordrand des Aar-Massivs nach MOCK (2014), MAIR et al. (2018) und BUSS (2019) als D1 bezeichnet wird (Fig. 61). Im Gegensatz dazu findet NIBOUREL (2019) im östlichen Aar-Massiv zusätzlich noch eine erste Schieferung (seine D1), deren Ausbildung wohl vor der Überschiebung der ultrahelvetischen Einheiten (seine D2) und somit allenfalls mit der Platznahme der oberhelvetischen Decken einhergeht. Beide Deformationsphasen sind entweder prograd oder gerade während der Peakmetamorphose aktiv.

Peakmetamorphe Bedingungen werden durch maximale Versenkung bei der kompletten Überlast durch ostalpine, penninische und helvetische Decken erzeugt (HERWEGH et al. 2017, 2020, NIBOUREL et al. 2018). Hier am Nordrand des Aar-Massivs entspricht dies dem Zeitraum um 22 bis 20 Ma, wobei eine maximale Temperatur von rund 250°C – basierend auf Kalzit-Dolomit-Thermometrie (HERWEGH et al. 2017) und Ungleichgewichtsthermometrie (BERGER et al. 2017c) – bei 2,5 kbar erreicht wird. Diese Temperaturabschätzung wird auch durch das Auftreten der Quarzkristallisations-Isograde mit dem Einsetzen von dynamischer Bulging-Rekristallisation im Bereich von Innertkirchen bestätigt (BAMBAUER et al. 2009, PETERS 2012). Das Alter der Peakmetamorphose kann aus Zirkon-Spaltspurdaten (MICHALSKI & SOOM 1991, WANGENHEIM 2016, HERWEGH et al. 2020) abgeleitet werden. Scheinbare Zirkon-Spaltspuralter von 136,3 bis 88,4 Ma im Talkessel von Innertkirchen als auch im vorderen Gadmertal deuten auf ein nur partielles Verheilen (Annealing) der Zirkon-Spaltspuren hin. Demgegenüber können Werte von 27,5 bis 16,4 Ma aus dem Ürbachtal und dem Gaulgebiet sowie

dem Sustengebiet als tatsächliche Abkühlalter gedeutet werden. Dies bedeutet, dass zu diesen Zeiten der Temperaturbereich von 240 bis 270°C unterschritten wurde. In Analogie zu den konsistenten Altersbestimmungen an Biotiten aus dem Grimselgebiet (CHALLANDES et al. 2008, ROLLAND et al. 2009) werden deshalb die Alterswerte von 22 bis 20 Ma als gute Näherung für die Peakmetamorphose verwendet. Zu dieser Zeit wurden im südlichen Aar-Massiv jedoch Peaktemperaturen von über 450°C bei einem Druck von 6,5 kbar erreicht (CHALLANDES et al. 2008, GONCALVES et al. 2012, HERWEGH et al. 2017, WEHRENS et al. 2017), was einem substantiellen Temperaturanstieg und somit grösseren Versenkungstiefen von Innertkirchen in Richtung Grimselpass entspricht (s. a. FREY & MÄHLMANN 1999, BAMBAUER et al. 2005, NIBOUREL 2019, HERWEGH et al. 2020).

Dieser steile Nord-Süd orientierte Temperaturgradient über eine doch eher kurze horizontale Distanz impliziert, dass differentielle Hebung während der Exhumation des Aar-Massivs eine wichtige Rolle spielte (Fig. 62a; HERWEGH et al. 2017, 2020). Diese Exhumation wurde ursprünglich von GÜNZLER-SEIFFERT (1943) als Grindelwald-Phase bezeichnet (s. a. BURKHARD 1988, HERWEGH & PFIFFNER 2005). Neuere Studien zeigen aber, dass diese Hebungsphase sowohl strukturell, kinematisch als auch geodynamisch weiter unterteilt und aufgeschlüsselt werden kann (Fig. 61; LABHART 1966, STECK 1968, MOCK 2014, SCHNEEBERGER et al. 2016, WEHRENS et al. 2016, 2017, HERWEGH et al. 2017, 2020, MAIR et al. 2018, NIBOUREL et al. 2018, NIBOUREL 2019). Dieser fundamentale Unterschied zwischen Kristallin- und Sedimentgesteinen ist auf rheologische Unterschiede und die räumliche Verteilung der Exhumation zurückzuführen (HERWEGH et al. 2020). An der alpinen Deformation des nördlichen Aar-Massivs sind in erster Linie drei Elemente beteiligt (LABHART 1966, KAMMER 1980, 1985, 1989): eine steilstehende Schieferung, flache Überschiebungen und steilstehende Brüche. Diese drei Strukturelemente wurden in jüngerer Zeit der Handegg-, der Pfaffenchoopf- und der Gaden-Phase zugeordnet (Fig. 61; MOCK 2014, WEHRENS 2015, HERWEGH et al. 2020).

Handegg-Phase

Der zuvor beschriebene Nord-Süd orientierte Metamorphosegradient im Haslital kommt in erster Linie in Folge differentieller Hebung zu Stande. Hierbei treten Nordost-Südwest streichende, steil gegen Süden einfallende Störungszonen mit steilen Linearen präferentiell als Aufschiebungen auf (Fig. 62b). Lokal ist aber auch eine Aktivierung als Abschiebungen erkennbar. Es werden oftmals die bereits steilstehende präalpine Schieferung als auch präexistente Störungszonen als Schwächezonen zur Ausbildung dieser alpinen Störungszonen verwendet. Morphologisch werden diese steilen Störungszonen durch die Erosion deutlich herausmodelliert. Mittels einer Kombination von Fernerkundung und Feldstudien hat BAUMBERGER (2015) in einem ersten Schritt eine Lineamentkarte, gefolgt von einer Scherzonenkarte erstellt, wobei Letztere zu einem 3D-Scherzonenmodell

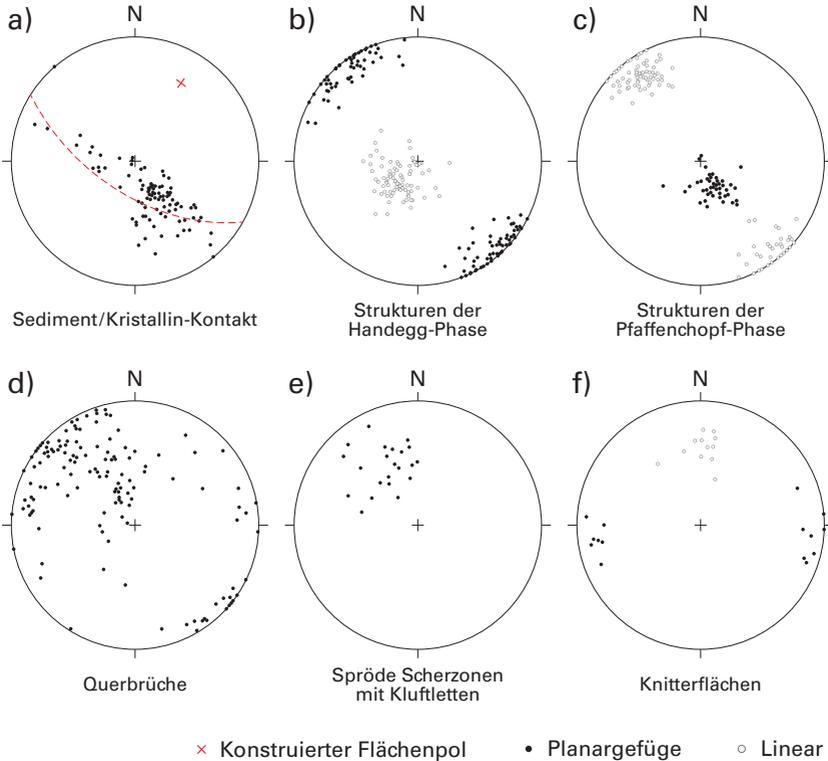


Fig. 62: Orientierung der alpinen Planar- und Lineargefüge im Kristallin und Autochthon am Nordrand des Aar-Massivs (Messungen aus LABHART 1966). Schmidt'sches Netz, untere Halbkugel. Planare Elemente als Flächenpole, lineare als Durchstichpunkte. a) Die Messungen der Orientierungen des Sediment/Kristallin-Kontakts im zentralen Aar-Massiv streuen entlang eines Grosskreises. Der Pol dazu entspricht der Längsausrichtung des Aar-Massivs und widerspiegelt dessen generelle Aufwölbung in Nordwest-Südost Richtung. Das Abtauchen des gesamten Aar-Massivs nach Nordosten beziehungsweise nach Südwesten kommt im zentralen Schnitt nicht zu tragen, da hier eine nahezu horizontale, leicht gewellte, massivparallele Position vorliegt (s. a. KAMMER 1989, NIBOUREL 2019). b) und c) Strukturdaten der Handegg- und Pfaffenkopf-Phase aus den Stollen Trift-Spycherberg und Hopflauenen-Äppigen: Pole der Störungen der Handegg-Phase zeigen ein Nordost-Südwest-Streichen und subvertikales Einfallen der Störungsflächen mit steilen Linearen an (b); Pole der Überschiebungsflächen der Pfaffenkopf-Phase sind demgegenüber flach bis moderat nach Südosten einfallend mit entsprechenden Linearen (c), sie entstanden während eines Nordwestschubs. d-f) Junge Deformationsstrukturen (Querbrüche, spröde Scherzonen mit Kluffletten, Knitterflächen). Die Streuung der Flächenpole widerspiegelt die Orientierung aller vorhergehender Planare, was auf deren Reaktivierung während Scherbewegungen unter spröden Deformationsbedingungen hindeutet. Somit wird das Aar-Massiv durch Spröddeformation entlang diskreter Bewegungsflächen pervasiv durchzogen.

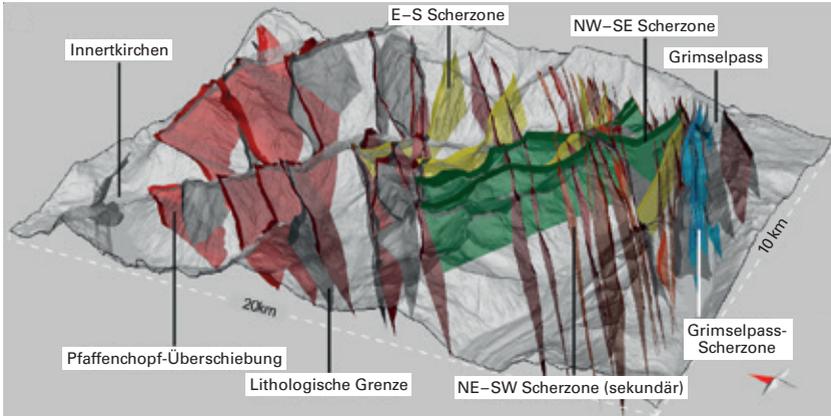


Fig. 63: Blockmodell mit 3D-Störungszonen im Gebiet des Haslitals (BAUMBERGER 2015, BAUMBERGER et al. im Druck). Es wurden nur Störungszonen mit Mächtigkeiten von mehr als 0,5 m verwendet. Während die Störungszonen im Bereich des Kartengebiets mit 50–60° gegen Südosten einfallen, zeichnen sie sich im zentralen und südlichen Haslital durch eine subvertikale Orientierung aus. Gleichzeitig nehmen in diesem Bereich die Abstände zwischen den Scherzonen ab. Während das Gebiet im Norden durch die Pfaffenkopf-Phase beeinflusst wird, werden im Bereich des zentralen und südlichen Haslitals die Deformationen entlang der steilen Störungszonen von der Handegg-Phase dominiert. Im Bereich des Grimselpasses werden die alten Störungszonen während der dextralen Scherung der Oberaar-Phase reaktiviert (BAUMBERGER 2015, WEHRENS et al. 2016, 2017).

weiterentwickelt wurde (Fig. 63). Es zeigte sich, dass das Aar-Massiv pervasiv von diesen Hebungsstrukturen der Handegg-Phase durchsetzt ist. Dies erklärt, wie mit relativ geringen Aufschubbeträgen entlang der einzelnen Störungen, akkumuliert über das gesamte Haslital, eine beträchtliche vertikale Hebungskomponente aufgenommen werden kann. Die bis tief in die Kruste, das heisst mindestens 20 km tief, reichenden steilen Störungszonen sind kinematisch in ungünstiger Orientierung für eine Aktivierung beziehungsweise Bildung bei horizontaler alpiner Nordwest-Südost-Kompression.

Im Vergleich zur vorhergehenden Phase der Deckenbildung (horizontale Tektonik) findet während der Handegg-Phase somit ein wichtiges geodynamisches Ablösen zu einer Vertikaltektonik statt. Das Resultat dieser Vertikaltektonik beeinflusst sehr stark die Oberflächenerosion, was sich auch in den Geröllen der Molasseablagerungen nachweisen lässt, die die Erosionsprodukte der sich über dem hebenden Aar-Massiv befindlichen ostalpinen, penninischen und helvetischen Decken darstellen (SCHLUNEGGER & KISSLING 2015).

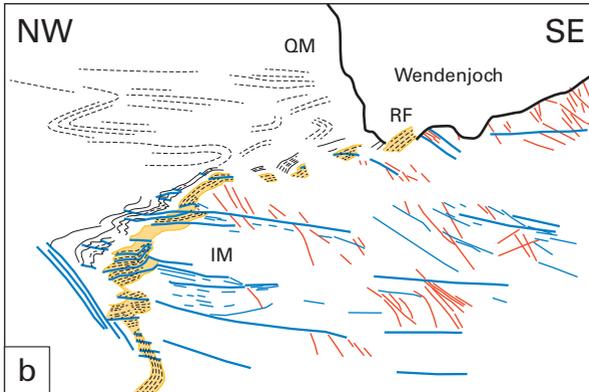
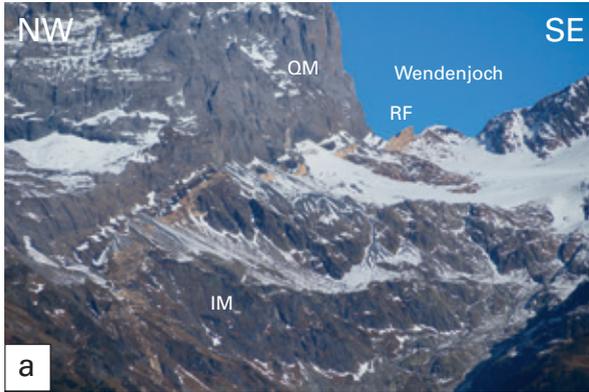
Die differentiellen Bewegungen sind auch für die Entstehung beziehungsweise Überprägung der Sedimentkeile (z.B. Trift, Furtwangsattel, Bänzlouwisewleni,

Pfaffenhopf und Loibstock) des Aar-Massivs verantwortlich. Bereits im Späten Karbon bis Frühen Perm angelegte Grabenstrukturen werden hierbei weiter eingengt und partiell als steile Handegg-Störungszonen überprägt.

Pfaffenhopf-/Oberaar-Phase

Mit abklingender Kontinent/Kontinent-Kollision und deren progressiven Einengung findet graduell ein weiterer Wechsel von der zuvor beschriebenen Vertikaltektonik zu einer erneuten Phase der Horizontaltektonik statt. Die vormals aktiven steilen Störungszonen werden nun entlang des Nordrands des Aar-Massivs von den flach bis moderat gegen Südosten einfallenden Scherbahnen und Überschiebungsflächen der Pfaffenhopf-Phase durchsetzt (Fig. 62c, 64, 65; LABHART 1966, KAMMER 1985, MOCK 2014, BERGER et al. 2017b, c, HERWEGH et al. 2017, 2018, MAIR et al. 2018, NIBOUREL et al. 2018, NIBOUREL 2019). Wie bereits LABHART (1966) erkannte, zeichnen sie sich durch eine gegen Nordwesten gerichtete Überschiebungskomponente aus. Dem Gebiet von Atlasblatt Innertkirchen kommt bei ihrer Interpretation eine zentrale Bedeutung zu, sehen doch HERWEGH et al. (2020) hier eine über 1,5 km mächtige Überschiebungsdomäne, welche durch ein im Meter- bis Dekameterbereich repetitives Auftreten von millimeter- bis dezimetermächtigen Scherbahnen charakterisiert wird. Diese Zone stellt somit eine krustenmassstäbliche Grossestruktur am Nordrand des Aar-Massivs dar, die sich vom Erstfeldertal (NÜESCH 1981, LEHMANN 2008) ins Gadmertal (MOCK 2014, BERGER et al. 2017b, HERWEGH et al. 2020) über das Ürbachtal (BUSS 2019) und Eiger-Mönch-Jungfraugebiet (MAIR et al. 2018) bis zum Ostende der Doldenhorn-Decke verfolgen lässt. Aufgrund der Seismik aus dem NFP20- Projekt (PIFFNER et al. 1997), können in der Tiefe unterhalb des Kartengebiets weitere solcher Überschiebungsdomänen postuliert werden (HERWEGH et al. 2020).

Fig. 64: Deformation des Sediment/Kristallin-Kontakts am Nordrand des Aar-Massivs. a) Foto und b) schematische Skizze des Sediment/Kristallin-Kontakts mit beige anwitterndem Dolomit der Röti-Formation (RF) als gut sichtbarem Marker im hinteren Wendental (Koord. 2674.400/1179.600). Generell entsteht der Eindruck eines gebogenen Sediment/Kristallin-Kontakts, welcher allerdings durch ein mehrphasiges Zusammenspiel von steilstehenden Handegg-Scherbahnen (rot) gefolgt von Nordwest gerichteter Scherung entlang moderat gegen Süden einfallenden Pfaffenhopf-Scherbahnen (blau) im Innertkirchen-Migmatit (IM) und ein Zerbrecchen/Rotieren des spröden Dolomits zustande kommt. In den mesozoischen Kalkabfolgen (z.B. Quinten-Formation QF) wird die Verformung durch duktile Faltung aufgenommen (modifiziert nach HERWEGH et al. 2020; Foto M. Herwegh). c) Sediment/Kristallin-Kontakt oberhalb von Gadmern (Koord. 2670.900/1178.300). Ein scheinbar isoklinal verfalteter Kontakt entsteht durch Nordwest gerichtete Überschiebungen von Lamellen des Innertkirchen-Migmatits während der Pfaffenhopf-Phase (blau). Hierbei wird der rigide Dolomit der Röti-Formation mitgeschleppt, zum Teil spröde zerbrochen und an der Front der Kristallinlamellen passiv rotiert. Der graue Kalk der Quinten-Formation nimmt diese Spröddeformation des Kristallins durch duktile Verfaltung auf. Foto M. Herwegh.



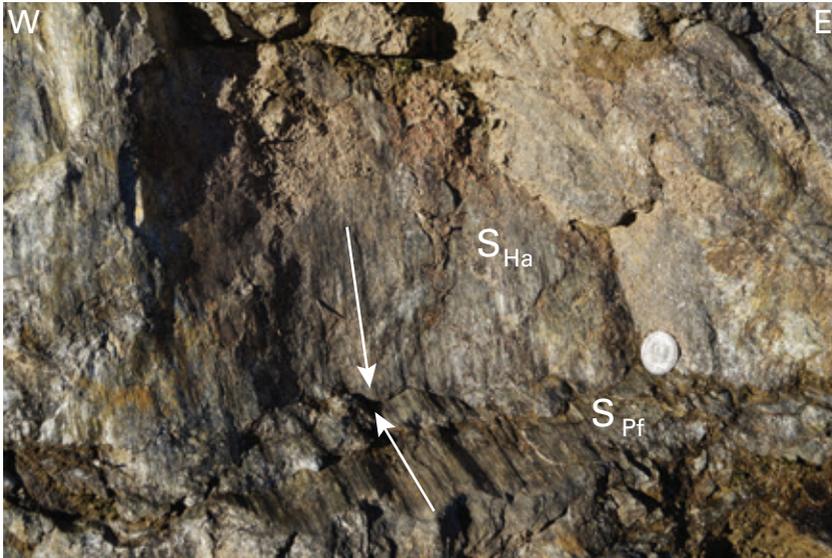


Fig. 65: Steilstehende südostfallende Scherbahnen der Handegg-Phase (S_{Ha}) werden zeitgleich mit den neugebildeten moderat nach südostfallenden Pfaffenchofp-Scherbahnen (S_{Pf}) reaktiviert. Zu beachten ist die identische Azimuthrichtung der Streckungslineare auf beiden Scherebenen (Pfeile); allerdings mit einer nach Südosten abschließenden Scherkomponente im Falle von S_{Ha} , beziehungsweise einer nach Nordwesten überschiebenden Scherkomponente bei S_{Pf} .
Foto M. Herwegh.

Die Pfaffenchofp-Phase hat zur Ausbildung eines weiteren, für das Kartengebiet charakteristischen Elements geführt: den Pfaffenchofp/Loibstock-Keil (ROHR 1926, MÜLLER 1938, LABHART 1966, MOCK 2014, HERWEGH et al. 2020). Wie aus der Abwicklung von MOCK (2014) ersichtlich ist (Fig. 66), ist auch die Ausbildung dieser Struktur auf mehrphasige Deformation zurückzuführen (s. S. 127 ff.).

Zeitgleich zu den Überschiebungen der Pfaffenchofp-Phase dokumentieren am Südrand des Aar-Massivs dextrale Scherbewegungen entlang der Grimselpass-Scherzone (Oberaar-Phase; WEHRENS et al. 2017) nicht koaxiale Deformationen, welche ab 12 Ma einsetzen (Fig. 61; ROLLAND et al. 2009, BERGER et al. 2017c).

Gadmen-Phase

Die Strukturen der Handegg- und der Pfaffenchofp-Phase werden durch lokale Nordost-Südwest verlaufende, steile Bruchstrukturen überprägt (Fig. 62d-f). Diese spröden Bruchstrukturen hat bereits LABHART (1966) erkannt und als D3 be-

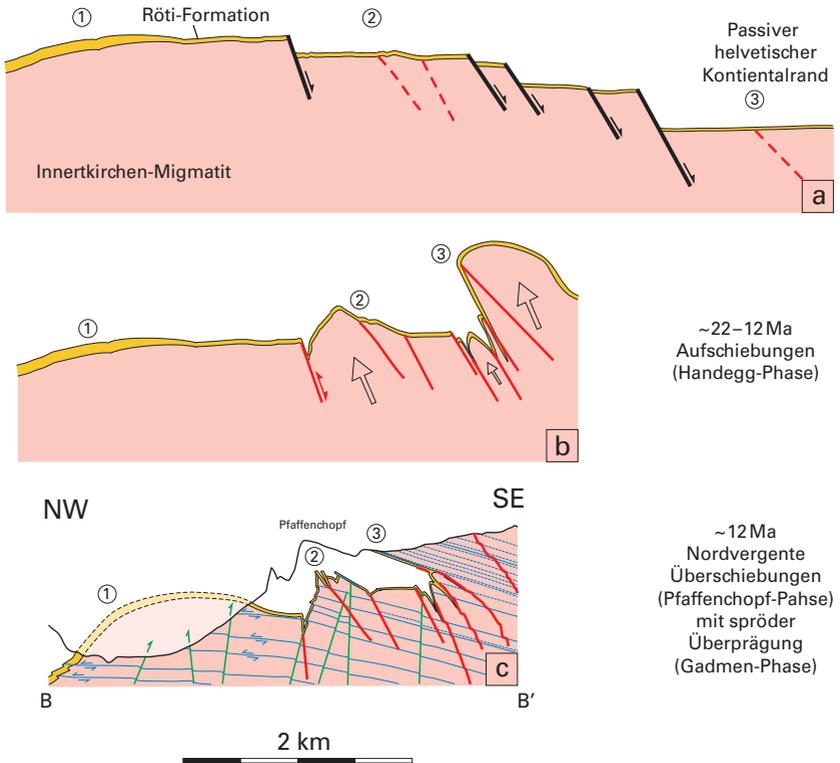


Fig. 66: Tektonische Abwicklung des Pfaffenchof/Loibstock-Keils. Es sind nur der Innertkirchen-Migmatit und die Sedimentgesteine der Röti-Formation dargestellt. Die Abwicklung wurde von der Vorlage aus MOCK (2014) leicht modifiziert. a) Bildung eines Halbgrabens bei maximaler mesozoischer Dehnung des europäischen passiven Kontinentalrands. b) Halbgrabenstrukturen werden während der Handegg-Phase invertiert, unter teilweiser Reaktivierung von mesozoischen Abschiebungen als Aufschiebungen. Dies resultiert in steilstehenden Sedimentkeilen, wie sie an vielen Orten im Aar-Massiv anzutreffen sind. c) Im Falle des Pfaffenchof/Loibstock-Keils, wird durch Ausbildung der Pfaffenchof-Scherbahnen der gesamte Sedimentkeil nach Norden zerschert. Dies ergibt den heutigen Anschein einer liegenden Synklinalstruktur.

zeichnet. In diesen Strukturen ist jeweils der Südblock abgeschoben. Basierend auf Fernerkundung kombiniert mit Aufnahmen im neuen Flach- und Steilstollen Handeck–Innertkirchen der Kraftwerke Oberhasli AG (KWO) hat MOCK (2014) zusätzlich noch ein weiteres Nordwest–Südost verlaufendes Bruchsystem erkannt. Beide Systeme zeigen unter Tage das Auftreten von Kakiriten, was eine Sprödentstehung bei relativ kalten Bedingungen impliziert. HERWEGH et al. (2020) interpretieren diese Strukturen als steilstehende Sekundärstrukturen, welche oberflächennah Bewegungen der tiefer gelegenen Pfaffenchofpf-Überschiebungsdomänen abbilden. Das Alter dieser Strukturen ist unklar. Unter Annahme der kontinuierlichen Hebung und Einengung des Aar-Massivs können sie zum Teil bis zum heutigen Tage eine gewisse Rolle spielen und gehören somit zu den jungen Strukturen des Aar-Massivs, die im folgenden Kapitel erläutert werden.

Junge Strukturen

Als junge Strukturen werden all jene Strukturen zusammengefasst, welche subrezente bis rezente Bewegungen aufnehmen. Zum einen sind dies Entlastungsklüfte, welche in Folge des Abschmelzens der letzteiszeitlichen Gletscher entstanden und vor allem in den Intrusiva des zentralen und südlichen Aar-Massivs ausgebildet sind (ZIEGLER et al. 2013, 2014). Zum anderen betreffen dies Sprödzone, welche mit Kakiriten (fault gouges der Gadenen-Phase) assoziiert sind (BERGER et al. 2017c). Letztere haben Scherbewegungen unter kalten Deformationsbedingungen aufgenommen, da K/Ar-Untersuchungen ein Ererben von alten mylonitischen Signaturen aufzeigen. Basierend auf der Darstellung der jungen Bruchsysteme in Figur 63 wird klar, dass das Aar-Massiv pervasiv von Sprödflächen durchzogen ist. Diese resultieren von einer Versprödung der Deformation mit kontinuierlicher Hebung und zeigen auf, dass die aarmassivischen Gesteine nicht als intakter Gesteinsverbund, sondern oberflächennah als ineinander verkeilte Gesteinspakete vorliegen. Es ist dieses Netzwerk von Sprödstrukturen, welches die Hydrodynamik von infiltrierendem meteorischem Wasser kontrolliert (SCHNEEBERGER et al. 2016), aber auch aktive Erosionsprozesse wie Frost-Tau-Sprengung begünstigen. Die langzeitliche Entwicklung dieser mechanischen Anisotropien (Sprödzone-Netzwerk) reduzieren die Erosionsbeständigkeit der Gesteine des Aar-Massivs. Zusammen mit den glazial übersteilten Talflanken führt diese tektonisch begünstigte Erosion zu gravitativen Massenbewegungen in den aarmassivischen Kristallingesteinen. Sie sind somit im Wesentlichen für aktuelle Naturgefahren wie Hanginstabilitäten, Murgang-, Steinschlag- und Bergsturzereignisse verantwortlich.

Alpine Geodynamik

Das Kartengebiet beinhaltet eine interaktive Tektonik mit dominant flachen (subhorizontalen) und vertikalen Bewegungen (HERWEGH et al. 2017, 2020). In einem ersten Schritt scheren helvetische Sedimentgesteine von ihrer Unterlage ab und bilden reine Sedimentdecken (Fig. 61). Diese Decken formen eine Internstruktur, die mit diesem Transport zusammenhängt. Danach wird der Stapel von einer lokalen Vertikaltektonik erfasst, die sich dominant in steilstehenden Strukturen der Handegg-Phase manifestiert und mindestens 20 km tief in die Kruste reicht. Diese Handegg-Strukturen sind begrenzt auf das Kristallin des Aar-Massivs. Basierend auf strukturell-kinematischen Argumenten, dem beobachteten Nord-Süd-Metamorphosegradienten als auch einer Anreicherung von Unterkrustenmaterial unter dem Aar-Massiv (seismische Tomographie, DIEHL et al. 2009) schlagen HERWEGH et al. (2017) ein neues geodynamisches Entstehungsszenario für die Hebung des Aar-Massivs vor, welches sich an ein orogenes Slab-Rollback-Modell (KISSLING 2008, FRY et al. 2010, SCHLUNEGGER & KISSLING 2015, KISSLING & SCHLUNEGGER 2018) anlehnt. Das Aar-Massiv ist aufgrund der faziellen Ausbildung der Sedimentabfolge paläogeographisch am proximalen Kontinentalrand situiert. Deshalb ist die kontinentale Kruste nur geringfügig ausgedünnt und es wird eine mächtige kontinentale Krustensequenz bei der Kollision von Europa mit Adria in die Subduktionszone miteinbezogen. Die unter die adriatische Kruste abtauchende, rund hundert Kilometer mächtige europäische Lithosphäre zieht hierbei das Aar-Massiv in die Tiefe, was mit den auf Seite 147ff. erwähnten peak-metamorphen Bedingungen dokumentiert ist. Diese Zugkräfte spielen vor allem deshalb, weil die dichten lithosphärischen Mantelgesteine die weniger dichten kontinentalen Krustengesteine in die Tiefe ziehen (Slab-Pull-Kräfte). Mit der Zeit heizen sich die ursprünglich kalten Krustengesteine auf und werden duktil verformbar. Infolgedessen findet eine Entkopplung zwischen der Mantellithosphäre und der Mittel- und Oberkruste im Bereich der europäischen Unterkruste statt. Diese Entkopplung führt zu einer drastischen Reduktion der gravitativ in die Tiefe ziehenden mantellithosphärischen Kraftkomponente auf die Mittel- und Oberkruste und begünstigt deshalb deren vertikalen auftriebsbedingten Aufstieg in seichtere Krustenniveaus. Dieser Aufstieg setzt zuerst im südlichen Aar-Massiv ein und propagiert dann kontinuierlich entlang der steilen Handegg-Strukturen von Süden nach Norden, was zu oben erwähnter differentieller Hebung und Exhumation führt.

Mit abklingender Kontinent/Kontinent-Kollision und deren progressiven Einengung findet graduell ein weiterer Wechsel von der Vertikaltektonik zu einer erneuten Phase der Horizontaltektonik statt. Die vormals aktiven steilen Störungszonen werden nun entlang des Nordrands des Aar-Massivs von den flach bis moderat gegen Südosten einfallenden Scherbahnen und Überschiebungsflächen der Pfaffenchof-Phase durchsetzt (Fig. 62b–c, 64, 65; LABHART 1966, KAMMER 1985,

MOCK 2014, BERGER et al. 2017b, c, HERWEGH et al. 2017, 2020, MAIR et al. 2018, NIBOUREL et al. 2018, NIBOUREL 2019).

Auch die Pfaffenchofp-Phase hat mit ihren Nordwest-vergenten Überschiebungsbahnen entlang der mit $20\text{--}30^\circ$ gegen Südosten einfallenden Scherflächen einen wichtigen Beitrag zur Hebung der Gesteine im Aar-Massiv geleistet. Zirkon-Spaltspurdaten aus dem zentralen bis südlichen Haslital, im Hangenden der Pfaffenchofp-Überschiebungsdomäne, zeigen ein plateauartiges isochrones Altersspektrum von $13\text{--}12$ Ma (MICHALSKI & SOOM 1990, HERWEGH et al. 2020), welches im Bereich von Innertkirchen gestört wird. HERWEGH et al. (2020) schliessen daraus, dass die Pfaffenchofp-Überschiebungsdomäne ab etwa 12 Ma aktiv war und das ganze zentrale bis südliche Aar-Massiv oberhalb dieser Überschiebungsbahnen als zusammenhängender Block gehoben wurde. Die von HERWEGH et al. (2020) postulierten und oben beschriebenen tieferen Pfaffenchofp-Überschiebungen (arays 2 u. 3 in HERWEGH et al. 2020) haben diesen Prozess fortgesetzt, was auch in der weiteren Steilstellung, als auch der Hebung und Exhumation des Nordrands des Aar-Massivs resultierte. Nördlich anschliessend haben sich zeitgleich als Ausläufer dieser späten Überschiebungstektonik die Schuppen der subalpinen Molasse gebildet (VON HAGKE et al. 2012, 2014, MOCK 2014).

HYDROGEOLOGIE

Lockergesteinsgrundwasserleiter

Westlich der Aareschlucht zirkuliert in den jungen Ablagerungen des flachen Talbodens ein Grundwasservorkommen mit einem hohen Nutzungspotential (K+H 1994). Der Grundwasserleiter besteht aus rund 30m mächtigem, kiesig-sandigem Aareschotter und leicht siltigem Deltaschotter. Den Stauer des Grundwassers bilden schlecht durchlässige Moränenablagerungen. Das Grundwasser fliesst mit einem Gefälle von etwa 1‰ talparallel gegen Nordwesten. Der mittlere Flurabstand beträgt 8 bis 11 m bei einer Schwankung des Grundwasserspiegels von 4 bis 5 m. Das Grundwasser wird mittels zahlreicher Brauchwasserfassungen genutzt.

Auch im Talkessel bei Innertkirchen existiert ein vermutlich mächtiges Grundwasservorkommen und im Talgrund des Gadmertals zwischen dem Elektrizitätswerk Hopflauenen und Schwendi befindet sich ein kleinräumiges, aber mächtiges Grundwasservorkommen, welches für die Gewinnung von Trinkwasser mittels Vertikalfilterbrunnen erschlossen ist. Auch in den quartären Ablagerungen im Urbachtal ist mit einer Grundwasserzirkulation in durchlässigen Lockergesteinen zu rechnen.

Weitere kleinere Vorkommen von Talgrundwasser werden im Gadmertal bei Furen und Gadmen, im unteren Gental und südlich des Melchsees vermutet.

Grundwasserhemmer

Als Grundwasserhemmer wirken in erster Linie die mitteljurassischen Sedimentgesteine, insbesondere die mergeligen und tonigen Abfolgen der Erzegg-Formation, sowie diejenigen der spätjurassischen Schilt-Formation. Allfällige unterirdische Wasserwegsamkeiten in diesen Gesteinen sind ausschliesslich an Klüfte gebunden. Sind diese Gesteine an der Oberfläche aufgeschlossen, bilden sich Oberflächengewässer. Der Melchsee und der Tannensee, die bereits vor ihrem künstlichen Aufstau bestanden hatten, und ihr vernässstes Umfeld befinden sich über Gesteinen der Erzegg-Formation (Fig. 67). Der Engtlensee bildete sich über schlechtdurchlässigen Gesteinen des Doggers (Hochstollen- und Bommerstein-Formation). Auch die zahlreichen Bäche, Vernässungen, Sumpfbgebiete und Torfmoore im Gebiet des Haslibergs und bei Turen auf der gegenüberliegenden Talseite des Haslitals sind auf die Vorkommen von undurchlässigen Doggergesteinen im Untergrund zurückzuführen.

Der Seefeldsee nördlich des Abgschütz (Blatt Melchtal) bildete sich über wenig durchlässigen kretazischen Sedimentgesteinen der Palfris-Formation.



Fig. 67: Luftaufnahme des Gebiets Schratzen–Bonistock–Müllerenhütte. Am unteren Bildrand stehen die wenig durchlässigen Sedimentgesteine der Erzegg-Formation an, welche auch die Unterlage des Melchsees (unten links) bilden. Darüber folgt die Felswand am Bonistock mit südlich vorgelagertem Hangschutt. Im oberen Bildteil steht im Gebiet Schratzen mehrheitlich vegetationsfreie, oberflächlich verkarstete Quinten-Formation der Barglen-Einheit an.

Karst und Höhlen

Verkarstung

Karsterscheinungen mit entsprechender Oberflächenmorphologie wie Karren und Dolinen sowie mit zum Teil weitläufigen Höhlensystemen und unterirdischen Wasserläufen samt Karstquellen mit rasch schwankenden Schüttungen kommen im Gebiet von Atlasblatt Innertkirchen mehrfach vor. Den Schwerpunkt bilden die Kalkabfolgen der Quinten-Formation und des darunter anschliessenden Mürtschen-Members (Schilt-Formation) der Axen-Decke, welche vor allem im Gebiet der Melchsee-Frutt anzutreffen sind. Weitere Karstgebiete der Axen-Decke befinden sich im hinteren Kleinen Melchtal, in den Falten und deren Parasitär-falten auf der Südseite des Haslitals südwestlich von Meiringen und schliesslich in der Laubersgrat-Einheit zwischen dem Engstlensee und dem Jochpass. Karst und Höhlen treten zudem in der Quinten- und der Öhrli-Formation am Kontakt zum Siderolithikum im Parautochthon nördlich des unteren Gentals sowie im Autochthon in den Bergflanken des südseitigen Gentals auf.



Fig. 68: Blick vom glazial überprägten Graustockkarst auf 2400 m ü.M. in Richtung Berner Hochalpen mit dem Gental in der Bildmitte, rechts davon die Hochebene der Melchsee-Frutt mit dem Tannensee. Die Karstgebiete der Melchsee-Frutt sind als Geotop von nationaler Bedeutung eingestuft. Foto M. Trüssel, 2005.

Melchsee-Frutt

Im Gebiet der Melchsee-Frutt gibt es mehrere, durch wasserstauende Formationen (v.a. Schilt-Formation) getrennte Karstgebiete und Karstzellen. Am meisten Höhlen wurden im Schrattenkarst, Graustockkarst und Tannenstockkarst gefunden. Die Melchsee-Frutt ist ein (Karst-)Geotop von nationaler Bedeutung (Nr. 32; Fig. 68). Es erstreckt sich vom Graustock (2662 m ü.M.) im Osten bis zur 7 km entfernten und 1600 m tiefer liegenden Stöckalp (1071 m ü.M.) im Nordwesten ausserhalb des Kartengebiets. Insbesondere im Schrattenkarst – gemäss MENKVELD (1995) zur Barglen-Einheit beziehungsweise MÖRI (1995) zur Schrattenplatte gehörend (s. S. 137) – haben sich ausgedehnte Höhlensysteme gebildet. Die Bettenhöhle und die Schrattenhöhle zählen zu den zehn längsten Höhlen der Schweiz. Im Kartengebiet vorkommende Höhlen mit über 1 km Länge sind:

	<i>Länge</i>	<i>Tiefe</i>
Bettenhöhle	30,1 km	804 m
Schrattenhöhle	19,7 km	573 m
Neotektonikhöhle	2,1 km	187 m
Frutthöhle (M2)	1,3 km	160 m



Fig. 69: Der phreatisch entstandene «Wanderweg» in der knapp 20 km langen Schratthöhle als ehemaliger Hauptwasserleiter im Karstniveau auf 1750 mü.M. Foto A. Lauber, 2017.

Das 100 m tiefe Stäubiloch (Koord. 2663.270/1180.600) war bis zur Aufstauung des Melchsees der natürliche Abfluss des auf der wasserstauenden Erzegg-Formation entstandenen Seen- und Flachmoorgebiets südlich des Schrattenkarsts. Der Stäubiloch-Ponor hatte ausserhalb des Schrattenkarsts ein zusätzliches Einzugsgebiet von 5 km². Es ist davon auszugehen, dass bereits in den Kaltzeiten das Gletschereis auf den querverlaufenden Felsriegel des Schrattenkarsts gestossen ist und zum Aufbrechen des Gletscherstroms geführt hat. Hier konnten die aus südlicher Richtung zufließenden Gletscherbäche – mit einem Einzugsgebiet von 8 bis 10 km² – zu einem massgeblichen Teil im Schratzenkarst unterirdisch abfliessen. Nur so lässt sich erklären, dass die vados entstandenen Höhlengänge im obersten Teil des Karsts bereits gleich gross sind wie jene in den tieferen Lagen.

Allein im Kerngebiet des Schratzenkarsts, das sich im Dreieck Bonistock-Melchsee-Frutt-Stöckalp befindet, wurden über 120 Höhleneingänge inventarisiert und insgesamt 58 km labyrinthisch verlaufende Höhlengänge vermessen (Fig. 69). Dies entspricht über 80% aller Karsthöhlen im Gebiet von Atlasblatt Innerktirchen. Die meisten dieser phreatisch und vados entstandenen Höhlengänge haben sich auf einer Grundfläche von lediglich 3 km² entwickelt. Das ergibt eine «Höhlendichte» von 19 km Gänge pro Quadratkilometer (TRÜSSEL 2013).

Diese ausgeprägte dreidimensionale Ausdehnung samt phasenweiser Stockwerkbildung (Fig. 70) im Laufe des Quartärs und die über weite Strecken im Untergrund verfolgbaren ehemaligen Karstwasserläufe geben einen wertvollen Aufschluss

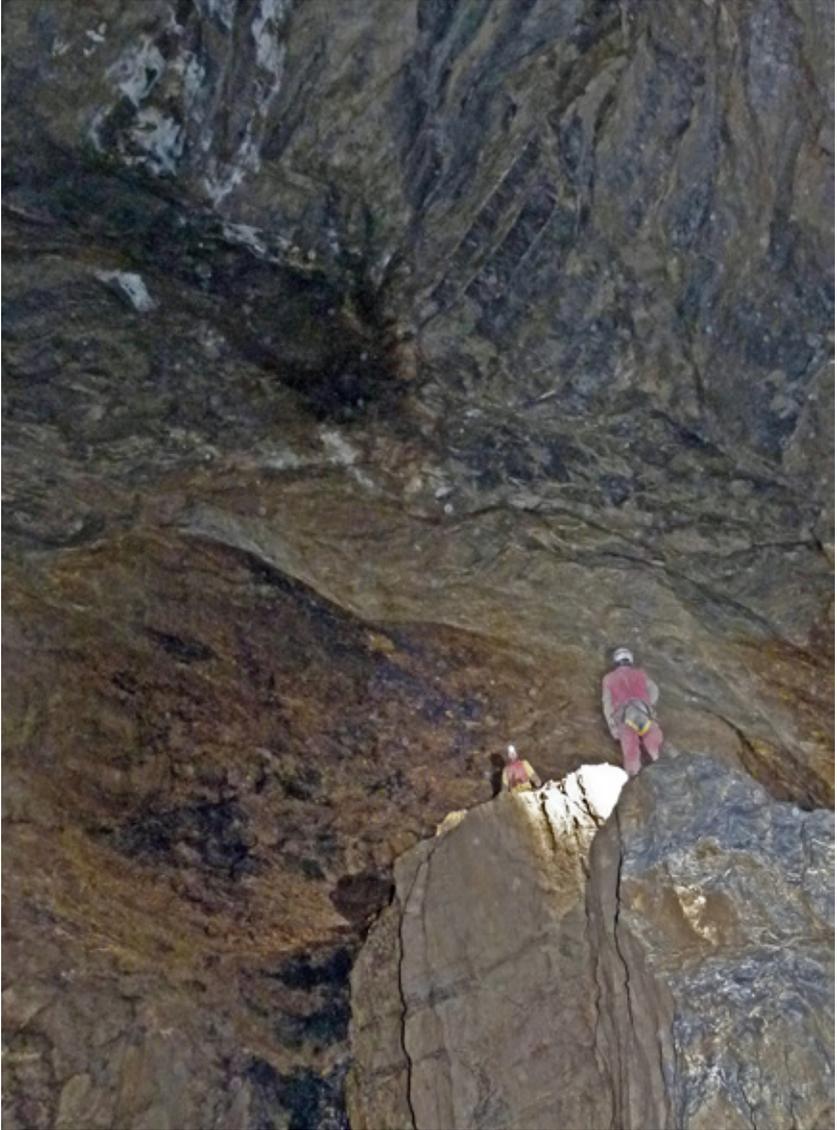


Fig. 70: Eine riesige Halle hat sich in der 30 km langen Bettenhöhle der Melchsee-Frutt zwischen dem zweituntersten und dem untersten Karstniveau gebildet. Foto M. Trüssel, 2011.

über die Höhlengeneese in direktem Zusammenhang mit der alpinen Talbildung. Hier lassen sich auch ehemals unterschiedliche Fließrichtungen in den Karströhren nachweisen (TRÜSSEL 2014). Die Karstniveaus entwickelten sich phasenweise zwischen:

<i>Höhenlage</i>	<i>Fließrichtung</i>	<i>Karstgebiet</i>
2200–2450 m ü. M.	von Osten nach Westen	Graustockkarst
1900–2050 m ü. M.	von Osten nach Westen	Schrattenkarst
1580–1750 m ü. M.	von Südwesten nach Nordosten	Schrattenkarst
1300–1380 m ü. M.	von Südosten nach Nordwesten	Schrattenkarst

Im Rahmen verschiedener wissenschaftlicher Forschungsprojekte mit Schwerpunkt Paläoklima wurde in den letzten Jahren aus den verschiedenen Höhlen-niveaus Speläothem – vor allem Stalagmiten, aber auch Sinterböden – mittels der U/Th-Methode untersucht. Weil die Speläotheme für die U/Th-Datierung im Graustockkarst (höchstes Karstniveau) zu alt sind, wurden in der Kraterhöhle auf 2400 m ü. M., im ins Gebiet von Blatt Melchtal überlaufenden Karst, Höhlenkonglomerate mit allochthonen Komponenten anhand von kosmogenen Radionukliden in quarzhaltigen Geröllen datiert ($^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ burial dating). Demnach dürften die Gerölle vor $1,42 \pm 0,32$ Ma ins phreatisch entstandene Karströhrensystem eingetragen worden sein. Heute sind von diesem auf der Melchsee-Frutt wahrscheinlich ältesten Karstniveau nur noch Reste eines ehemals zusammenhängenden Karströhrennetzwerks vorhanden. Einzelne Höhlen – wie der obere Teil der Gwärtlerhöhle (Koord. 2670.670/1181.910) fallen bereits in die Kategorie «Höhlenruine».

In den drei Karstniveaus beziehungsweise Höhlenstockwerken des Schrattenkarsts, die dank der grossen Ausdehnung der Höhlensysteme miteinander verbunden sind, konnten sowohl über weite Strecken die einzelnen Niveaus als auch die Verbindungen zwischen den Stockwerken untersucht werden. In den höchstgelegenen Höhlengängen auf 2050 m ü. M. kommen – wie im Graustockkarst – Höhlensinterablagerungen vor, die ausserhalb des datierbaren Bereichs der U/Th-Methode liegen. Der älteste noch verifizierbare U/Th-Wert von einem Stalagmiten in der Bettenhöhle ergab ein Alter von 543 ± 16 ka. Mit weiteren Stalagmiten aus den drei Karstniveaus konnten eine ganze Reihe von Zeitabschnitten der verschiedenen Kalt- und Warmzeiten (marine Sauerstoff-Isotopenstufen 1 bis 12) nachgewiesen werden. Bereits gut untersucht ist die Speläothem der letzten 200 ka. Das Sinterwachstum erfolgte dabei sowohl in den Warm-, als auch explizit in den Kaltzeiten. Das bedeutet, dass trotz der zeitweise sehr kalten klimatischen Bedingungen Tropfwasser in flüssigem Aggregatzustand in die Karsthohlräume gelangt ist. Beachtenswert ist zudem, dass es in den Höhlen der Melchsee-Frutt auffallend wenig Stalagmitenwachstum während der Letzten Warmzeit gab (FOHLMEISTER & TRÜSSEL 2019). Aus dem Tiefsystem der Schrattenhöhle (1360 m ü. M.), dem jüngsten Karstniveau der Melchsee-Frutt, stammt ein weiterer, knapp 60 cm langer Stalagmit, der am Ende der Jüngerer Dryas zu wachsen begonnen hat (Fig. 71). Er weist eine ge-



Fig. 71: Der eine dieser beiden Stalagmiten wurde mit der U/Th-Methode datiert. Seine geschlossene Chronologie deckt das gesamte Holozän ab. Foto K. Schuster, 2011.

schlossene Chronologie, das heisst ein konstantes Wachstum über einen gewissen Zeitraum ohne die typischerweise vorkommenden Wachstumsunterbrüche, von $11,38 \pm 0,18$ bis $0,148 \pm 0,020$ ka auf und deckt somit das gesamte Holozän ab (LEUTZ 2014).

In den Höhlen des Schratzenkarsts wurden Tierknochen aus einem Interstital der Letzten Eiszeit entdeckt. Die beiden Funde stammen aus der Bettenhöhle und der benachbarten Neotektonikhöhle. Sie befanden sich auf der gleichen Höhenlage von 1800 mü.M. jeweils einige Dutzend Meter unter Boden. Der durch Gletschereinschub eingetragene Streufund eines Alpensteinbockknochens wurde mit der ^{14}C -Methode auf $36,54 \pm 0,52$ ka BP datiert (ETH-23455). Beim zweiten Fund handelt es sich um ein nahezu vollständiges Skelett eines noch sehr jungen Braunbären («Frutt-Bärli»), der sich in die Tiefen der Höhle verirrt hatte und dort starb. Das ^{14}C -Alter beträgt $33,14 \pm 0,42$ ka BP (ETH-11357). Dass sich zu dieser Zeit eine Bärenmutter mit ihrem Jungen im Gebiet der Melchsee-Frutt aufgehalten hat, dürfte auf eine nicht nur eisfreie, sondern bewachsene Landschaft mit zumindest offener Vegetation hinweisen (MOREL et al. 1997).

Klein Melchtal

Im hinteren Abschnitt des Kleinen Melchtals gibt es im Kalk der Quinten-Formation im Normalschenkel der Haupt-Synklinale der Axen-Decke auf beiden Talseiten Karsthöhlen. Es sind markante Überlaufquellhöhlen zwischen 1500 und 1550 mü.M. Die Austritte befinden sich in der Quinten-Formation nur wenig über dem jeweiligen Wasserstauer. Durch die Riedschwandhöhle (Koord. 2659.310/1182.000) mit mehreren Siphonstrecken gelangt der unterirdische Abfluss des Seefeldsees in wenigen Stunden zum Quellaustritt im Kleinen Melchtal.

Jochpass

In der verkehrtliegenden Abfolge der Quinten-Formation der Laubersgrat-Einheit zwischen der Engstlenalp und dem Jochpass konnte sich eine Karstzelle entwickeln. Die längste Höhle ist die Jochpasshöhle (Koord. 2672.200/1181.030) mit 460 m Länge und 70 m Tiefe. Sie stellt einen Ponor dar, in dem sie das angrenzende Umfeld mit einem kleinen See entwässert. In den Höhlen sind auf ungefähr 2100 mü.M. auch ausgeprägte phreatische Karströhren anzutreffen.

Parautochthon und Autochthon des Aar-Massivs

Die am Südhang im Übergang vom Haslital ins Gadmertal und Gental bekannten Karsthöhlen sind alle im Parautochthon des Aar-Massivs entstanden. Trotz der in diesem Gebiet über weite Strecken vorhandenen verkarstungsfähigen Gesteine – insbesondere der Öhrli- und der Quinten-Formation – konnten nur we-

nige Karsthöhlen gefunden werden. Die tektonische Überprägung der Kalkabfolgen, hauptsächlich die Schieferung im Kalk, scheint hemmend auf die Entwicklung von Karströhrensystemen zu wirken. Vergleichbare speläologische Beobachtungen liegen aus dem Parautochthon im Titlisgebiet vor.

Mit einer Gesamtlänge von 160 m ist das Arniloch (Koord. 2662.130/1174.960) die längste bekannte Karsthöhle im Parautochthon des Aar-Massivs zwischen dem Haslital und dem Urner Reusstal (Fig. 72). Der Eingang liegt auf 1430 m ü. M. Es ist eine klassische Horizontalhöhle. Das Sytenbalmloch liegt 200 Höhenmeter tiefer. Es ist ebenfalls eine Horizontalhöhle mit phreatischer Entstehung und vadoser Überprägung. Bei einer archäologischen Sondierung kamen zwei Kulturschichten zum Vorschein. Die Holzkohle aus der unteren Schicht konnte mit der ¹⁴C-Methode auf die Jahrhunderte um Christi Geburt datiert werden. Damit ist eine eisen- oder römische Nutzung dieser Höhle belegt (EBERSBACH 2008). In beiden Höhlen sind in den abgelagerten Sedimenten rötliche Auswaschungen aus dem Siderolithikum zu finden, die aus dem unterirdischen Zuflussbereich stammen. Im Sytenbalmloch ist 25 m im Höhleninnern eine Raumerweiterung mit einer Brekzie mit auffälligen Gesteinsbruchstücken vorhanden, bei der es sich um eine teilweise ausgeräumte Paläokarsttasche handeln könnte (Fig. 73).

Erst punktuelle speläologische Prospektionen fanden auf der Nordabdachung des Gentals zwischen Tällistock und Wendenstock statt, wo im Autochthon und Parautochthon des Aar-Massivs über weite Strecken die Kalkabfolgen der Öhli-Formation und abschnittsweise der Quinten-Formation verkarstet sind. Im vordersten Teil des Gentals wurden am Tällistock zahlreiche Schächte entdeckt (VHBO 1992). Die im mittleren Abschnitt des Gentals am Schwarzenberg weitherum sichtbaren Jungibachfälle (Fig. 74, Koord. 2667.340/1178.980), die einige Dutzend Meter über dem Talgrund aus Spalten der Quinten-Formation entspringen, sind ein augenfälliges Indiz für die unterirdische Entwässerung.

Karstphänomene waren auch an der Bildung der Aareschlucht und der epigenetischen, mit Moränenmaterial verfüllten Schluchten (subglaziale Schmelzwasserrinnen, s. S. 101 ff.) im Felsriegel des Kirchets beteiligt.

Spaltenhöhlen

Im Gebiet Meiringen–Hasliberg gibt es zwei grosse Spaltenhöhlen, jedoch in unterschiedlichem Umfeld und Gestein. Die Klufthöhle Hasliberg – auch als Eishöhle Hasliberg bezeichnet – ist hauptsächlich parallel zum Aaretal entlang von Entlastungsbrüchen nach dem Rückzug des letzteiszeitlichen Aaregletschers entstanden. Die über 100 m mächtige Kalkabfolge der Quinten-Formation der Axen-Decke gleitete auf den inkompetenten mergeligen Gesteinen der Schilt-Formation lokal um einige Meter talwärts. Es entstand ein chaotisch angeordnetes Spaltensystem, zum Teil mit akuter Einsturzgefahr. Mit einer Gesamtlänge von 3 km und etwas über 100 m Tiefe ist die Klufthöhle Hasliberg die mit Abstand



Fig. 72: Das Eingangsprofil des Arnilochs, das sich im Kalk der Quinten-Formation des Parautochthons gebildet hat. Im Bildhintergrund das Gadmertal. An der rechten Wand sind Fließfacetten zu erkennen, die in der vadosen Phase der Höhlenentstehung durch turbulentes, korrosives Wasser entstanden sind. Foto M. Trüssel, 2017.



Fig. 73: In einer Raumerweiterung des Sytenbalmlochs wurde eine Brekzie teilweise ausgeräumt. Die rötliche Färbung der Sedimente ist durch Auswaschungen aus dem Siderolithikum entstanden. Foto M. Trüssel, 2017.

längste Spaltenhöhle der Schweiz und wird als Geotop von nationaler Bedeutung (Nr. 128) eingestuft. Die Höhlenbewetterung des südlichen Höhlenteils (ca. zwei Drittel der Höhlenausdehnung) steht im Zusammenhang mit benachbarten, etwas höher gelegenen Spaltenhöhlen. Durch die zahlreich vorhandenen, sekundären Tagöffnungen fließt im Winter Kaltluft ins Spaltensystem. Im nördlichsten und zugleich tiefsten Teil der Höhle, der bis zu fünfzig Höhenmeter unter dem nächsten bewetterten Höhleneingang liegt, besteht ein unterirdischer Kaltluftsee, der zur ausgeprägten Eishöhle geführt hat. Fotos aus der Mitte des 20. Jahrhunderts zeigen durchgehende Eiswände und Eiskaskaden. Doch bereits 1989 vermerkten die Höhlenforscher (AMACHER 1989): «Die Höhle erreicht einen Eistiefstand». Seither ist das Eis weiter zurückgegangen. Ende 2016 konnten die Reste des Eisvorkommens wohl noch kurz vor dem definitiven Verschwinden photographisch dokumentiert werden (Fig. 75). In der noch schätzungsweise 20 m³ grossen Eismasse waren lagenweise Sturzblöcke eingeschlossen. Eine ¹⁴C-Datierung eines Fichtenholzes, das bereits in den 1990er-Jahren im Eis gefunden worden ist, ergab ein



Fig. 74: Jungibachfälle am Schwarzenberg, Gental. Foto M. Trüssel, 2019.

Alter von rund 1,6 ka (AMACHER 1989). Das Eis selbst wurde damals auf ein Alter von nur einigen Jahrzehnten datiert. Dies entspricht der meteorologischen Dynamik der Höhle, die wohl – wie viele andere Eishöhlen auch – einen schnelleren Eisbildungsumschlag haben als hinlänglich angenommen.

Etwa 100 m über dem Talboden des Haslitals befindet sich die über 0,5 km lange Totenhöhle (Koord. 2658.340/1175.160) mit sechs Eingängen und weiteren kleinen Tagöffnungen. Die nur zum Teil schließbaren zusammenhängenden Höhlenspalten sind beim Versacken eines rund 150 m langen und maximal 50 m breiten Felspakets entstanden. Dieses hat sich von der 70 bis 100 m entfernt anstehenden Felswand gelöst. Die Sackungsmasse besteht aus Ton- und Sandstein des Glockhaus-Members. Im unteren Höhlenteil haben sich grosse, zum Teil mehrstöckig angelegte Hohlräume mit nur wenig Bewetterung und ohne Auskühlung wie in der Kluflöhle Hasliberg gebildet. Die grossen, tropfwasserfeuchten Hohlräume dienen als Überwinterungsquartier, insbesondere für verschiedene Fledermausarten. Es dürfte eines der bedeutendsten Winterquartiere der in der Schweiz vom Aussterben bedrohten Kleinen Hufeisennasen sein.



Fig. 75: Im tiefsten Teil der Klufthöhle Hasliberg befindet sich der letzte Rest eines ehemals grossen Eisvorkommens. Foto A. Lauber, 2016.

Quellen

Gemäss den Geodatenportalen der Kantone Bern und Obwalden befinden sich im Kartengebiet zahlreiche Quellen und Quellfassungen. Die wichtigsten, für die öffentliche Trinkwasserversorgung genutzten Quellen befinden sich am Eibach, bei Fluematt und Schwendi oberhalb Lungern, bei Louwenen, Bidmi, Reuti und Gummen auf dem Hasliberg, beim Geissholz bei Willigen, bei Wyler in Innerschönenbuch, bei Hopflauenen, im Talwald, bei Mühlestalden, Horlai und Schafelouwi im Gadmertal.

Karstquellen

Die einzelnen Karstgebiete haben in der Regel regionale Entwässerungsverhältnisse. Wiederholt untersucht wurde der Abfluss des Schratzenkarsts der

Melchsee-Frutt. Der bedeutendste Quellaustritt ist die Hugschwendiquelle (Blatt Melchtal). Im Tannenstockkarst ist es die Hänglibachquelle (Koord. 2667.770/1182.310) direkt am Fuss des Karsts. Unbekannt sind hingegen die Quellaustritte des Graustockkarsts. Bei einem Markierversuch im Frühsommer 2008 mit Eingabestelle wenig nördlich des Gwärtlers konnte der Tracer nirgends nachgewiesen werden, auch nicht in der grossen, in Sichtweite befindlichen Jentiquelle (Koord. 2668.610/1181.320) am Fuss des Graustockkarsts an der Nordflanke des Gental. Der Graustockkarst unterläuft westwärts beim Vogelbüel die anstehenden wasserstauenden Gesteine des Doggers der Tannalp. Dort befindet sich nur 40 m vom Gental-Einschnitt entfernt der Jäntloch-Ponor (Koord. 2668.240/1181.420), in den das Vogelbüelseeli ins unterirdische Entwässerungssystem des Graustockkarsts abfliesst. Aufgrund von Isotopenmessungen könnte das Karstwasser der über 15 km entfernten Funtenenquelle (Koord. 2654.360/1177.230) am ostseitigen Fuss des Haslitals zufließen (WILDBERGER 1997). Erfolgreich untersucht wurde die Entwässerung des Schaftals. Der Farbstoff trat sowohl im Engstlensee als auch im Wunderbrunnen (Fig. 76, Koord. 2669.140/1181.010) auf. Der Markierversuch belegt eine hohe Fliessgeschwindigkeit und somit gut ausgebildete Karstsysteme, auch wenn bislang keine Höhlen gefunden werden konnten.

Wenig ausserhalb des Kartengebiets befindet sich die zuvor erwähnte Funtenenquelle. Ihr Einzugsgebiet wird auf 30 bis 40 km² geschätzt. Ein klar umrissenes Einzugsgebiet liess sich bislang nicht zuordnen, beinhaltet aber wahrscheinlich die Kalkabfolgen der Axen-Decke östlich des Haslitals (WILDBERGER 1997). Die mittlere Quellschüttung beträgt 400 l/s (NAQUA-Monitoring). Bei allen bislang in den potenziellen Einzugsgebieten durchgeführten Markierversuchen liess sich noch nie ein Farbstoffnachweis erbringen. Das Wasser tritt mit einem mittleren Alter von 10 bis 15 Jahren zutage.

Ein weiteres weiträumiges Karstentwässerungssystem mit einer Reihe von Überlaufquellen befindet sich auf der gegenüberliegenden Talseite zwischen Balm und weiter südwestwärts bis Züünwald und Underheidwald knapp ausserhalb des Kartengebiets. Durch Markierversuche liess sich eine Verbindung zum 7 km und 900 m höher liegenden und ausschliesslich unterirdisch entwässerten Hinterburgseeli (Blatt Brienz) nachweisen (VHBO 1989). Der Hauptabfluss des Karstwassers dürfte direkt dem Grundwasser des Haslitals zufließen. Zum Basisabfluss gehören die Quellaustritte bei Balm am Übergang der Quinten- und der Schilt-Formation zum alluvialen Talboden (Koord. 2655.090/1175.330). Nach stärkeren Niederschlägen und bei Schneeschmelze springt in den ansteigenden Felsbändern nach und nach eine Überlaufquelle um die andere an.



Fig. 76: Uranin-Austritt aus dem Wunderbrunnen mitten im Alpgebiet der Engstlenalp. Blick in Richtung Gental und weiter zu den Berner Hochalpen. Links im Bild der Tällistock und rechts Hasliberg mit Glogghüs. Foto M. Trüssel, 2008.

Thermalquellen

Auf dem Areal der Klinik Meiringen in Willigen entspringt eine Thermalquelle, welche ab dem 17. Jahrhundert als Heilquelle genutzt wurde. Nachdem die Quelle im 19. Jahrhundert versiegt, wurde sie in den 1980er-Jahren mittels eines Vertikalfilterbrunnens neu gefasst (K+H 2001). Das geförderte 21–22°C warme, nicht stark mineralisierte Wasser wird seither als Trink- und Badewasser genutzt.

Das Thermalwasser tritt auch in den Talgrundwasserleiter aus und beeinflusst lokal die Grundwassertemperatur, es wird in einem weiteren Brunnen im Abstrom der Quelle als subthermales Grundwasser für Wärmezwecke gewonnen. Sauerstoffisotope weisen auf eine mittlere Höhe des Einzugsgebiets von 1400 bis 1800 m ü.M. hin. Es wird eine Herkunft aus dem Rosenlaugebiet vermutet.

MINERALISCHE ROHSTOFFE

Hartstein, Kies und Sand

In der Gemeinde Schattenhalb wird im Steinbruch Lammi auf dem Kirchet unweit der Aareschlucht Kalk der Quinten- und der Öhrli-Formation gewonnen.

Ein ehemaliger Steinbruch, in welchem Röti-Dolomit abgebaut wurde, befindet sich bei Unterwasser östlich von Innertkirchen beim Zufluss des Gadmerwassers in die Aare.

An verschiedenen Stellen wird im Rahmen von wasserbaulichen Massnahmen Bach- und Flussgeschiebe entnommen und verwertet: unter anderem an der Aare südlich von Innertkirchen, am Gadmerwasser im Gebiet Eyelti oder aus dem Geschieberückhaltebecken an der Geissholzlouenen in Schattenhalb.

Im Gebiet Blänggen und Achenlauri südöstlich von Innertkirchen wird am Hangfuss Hangschutt abgebaut und westlich des Rychenbachs bei Willigen wird in einer Kiesgrube Aareschotter gewonnen. Südlich der Aare zwischen Willigen und Balm wurde in mehreren, heute wieder komplett verfüllten Kiesgruben Aareschotter zur Gewinnung von Schotter und Sand abgebaut. Die grösste dieser Abbaustelle befand sich bei Balmgüter, kleinere in der Umgebung von Balm.

Auf der Melchsee-Frutt wurden im Gebiet Müllerenhütte einst Bausteine im Hangschutt unterhalb der Felswand des Bonistocks (Kalk der Quinten-Formation) gewonnen; hauptsächlich für die 1958 erbauten Dämme zum Aufstau des Melchsees und des Tannensees, aber auch für den Bau der Kapelle und des mittlerweile abgebrochenen Hotels Reinhard auf der Melchsee-Frutt. Bis in die heutige Zeit wird in den versackten Felsmassen unterhalb der Gross Hohmad kalkiger Hangschutt der Quinten-Formation abgebaut und aufbereitet.

«Schaftelen-Marmor»

Der grösste bekannte Marmor-Schollenkomplex im Innertkirchen-Migmatit ist anfangs des 17. Jahrhunderts entdeckt und anschliessend bis ins erste Drittel des 20. Jahrhunderts im Kleinbetrieb abgebaut worden. Unter dem Namen «Marbre d'Oberhasli» (s. unten) ist dieses weisse, äusserst reine, sehr feinkörnige, dem Carrara-Marmor nicht unähnliche Gestein in die bernische und europäische Kunstgeschichte eingegangen.

Im Manual des bernischen Grossen Rats vom 30. November 1604 (A II S. 275) findet sich folgende Notiz: «Hassle wegen Vertigung dess Wyssen Marmelst dass sie sich anerbotten best und wegst zethund, bedancken undt begeren sollich anerbitten alle fürderlich ist in dass Werk zerichten»; im Register des Manuals folgt

der knappe Vermerk «Marmel, Weissen, sollen die von Hassle herferggen» (mündl. Mitt. A. Moser).

Die grösste Abbaustelle ist heute noch erkennbar. Sie liegt als eine von den Anwohnern mit Dornestrüpp bewusst schwer zugänglich gemachten Nische von etwa 4x5x50 m bei Koord. 2667.520/1174.570 am alten Sustenweg unterhalb des Weilers Schaftelen. Die gesamte Abbaumenge kann nur grob abgeschätzt werden und dürfte 100 m³ nicht überschritten haben.

Die Grobverarbeitung zu Blöcken und Platten erfolgte in einfachen Anlagen unweit der Abbaustellen. Eine davon befand sich bei der Einmündung des Blattenbachs in den Triftbach. Eine zweite Anlage befand sich am Gadmerwasser oberhalb von Nessental in der Nähe der heutigen Postautohaltestelle Marmorsäge. Sie wurde 1926 abgebrochen. Ein betagter Nessentaler erinnerte sich 1988 noch an einen Blasbalg von drei Metern Länge und eine Kiste, aus der Sand als Schleifmaterial zugeführt wurde.

Dieses vergleichsweise winzige Vorkommen eines auf der Alpennordseite seltenen weissen Marmors hat von Anfang an eine erstaunliche Beachtung gefunden. Bereits im Jahr der Entdeckung hat ihm J.-H. Rebmann (1605–1606 und 1620 von seinem Schwiegersohn «verbessert») ein Gedicht gewidmet:

*Auf Schafftelen schön Marmelstein
Findt man im Birg, ganz weiss und rein
Darumb die Birg man lobet sehr
Diess Gestein wird geführt in Frankreich fern
Zu grosser Herren Zierd und Gräbt
Zu Mausoleis hoch erhebt.*

Viele weitere Alpenreisende haben in den folgenden Jahrhunderten die Abbaustelle(n) besucht.

In der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts hat die renommierte Werkstätte Funk in Bern neben anderen einheimischen Dekorationsgesteinen auch den «Schaftelen-Marmor» verarbeitet, wenn auch der beschränkten Verfügbarkeit wegen nie für grössere Werkstücke, sondern nur für Applikationen an Kamineinfassungen und Epitaphen (Fig. 77). J.F. Funk sorgte für eine gewisse Konfusion, indem er den «Schaftelen-Marmor» als «Marbre d'Oberhasli» bezeichnete, gleich wie der völlig anders geartete und viel bedeutendere Rosenloui-Marmor. Dieser irreführende Name erscheint beispielsweise in der Beschriftung eines petrographisch eindeutig identifizierbaren Musterplättchens aus der Werkstätte Funk, und ist in der Folge auch von WIRSING (1775, Tafel IV, Nr. 14) in sein Verzeichnis der europäischen Marmore übernommen worden.



Fig. 77: Kaminumrahmung von J.F.Funk II im Erlacherhof Bern aus braungrauem Merliger Marmor mit Rosette aus «Schaftelen-Marmor» (Ende 18. Jh.). Foto T. Labhart.

Bausteingewinnung aus Findlingen (Zentraler Aare-Granit)

Bei der Planung der Nydeggbücke (Fig. 78), der ersten Hochbrücke in Bern, in den Vierzigerjahren des 19. Jahrhunderts spielten die Art und die Beschaffungsmöglichkeiten beziehungsweise die Verfügbarkeit des Natursteinbaumaterials eine zentrale, viel diskutierte Rolle. Designerter Baumeister war der Urner Karl Emanuel Müller, Erbauer der neuen Gotthardstrasse durch die Schöllenen und der Teufelsbrücke, späterer Urner Landammann und Kommandant der Urner Trup-



Fig. 78: Nydeggbrücke, Bern. Tragkonstruktion am grossen Bogen und Balustrade aus Findlingsgesteinen (Zentraler Aare-Granit) vom Kirchet. Foto T. Labhart.

pen im Sonderbundskrieg. In der Diskussion um das Baumaterial – Sandstein, Kalkstein oder Granit? – bevorzugte er den Granit: «[...] aus entschiedener Vorliebe für den Granit, aus dem er von Jugend auf viele Werke herzustellen im Falle war» (MÜLLER 1848). Seine detaillierte Suche im Grossraum Bern nach Granitfindlingen des ehemaligen Aaregletschers verlief unbefriedigend, war doch ein Grossteil dieser Blöcke im 17., 18. und 19. Jahrhundert längst aufgearbeitet worden. Schliesslich entschied er sich für die mächtigen, blockigen granitreichen Moränen auf dem Kirchet zwischen Meiringen und Innertkirchen, trotz der grossen Distanz von Bern und den sich abzeichnenden Transportproblemen. 1842 eröffnete K.E. Müller auf dem Kirchet einen Grossbetrieb, in dem über 50 spezialisierte italienische Graniteure unter der Leitung eines Meisters Giobbi aus Schignano am Comersee mit der Grobzurichtung der Werkstücke befasst waren. Der Transport der meist mehrere Tonnen schweren Blöcke nach Bern mit mehrmaligem Umladen von Fuhrwerken auf Brienersee-, Thunersee- und Aareschiffe und die zeitgerechte Ablieferung der Bauteile zur Feinabrichtung und zum Einbau stellte eine logistische Meisterleistung dar, basierend auf «gehörige prompte Bezahlung, sehr

bindenden Verträgen, genaue Kontrolle [...] in Verbindung mit angemessenen Trinkgeldern» (MÜLLER 1848). Insgesamt wurden für die tragenden Elemente der drei Bogen und die Balustraden der Nydeggbücke etwa 2300 m³ Granit verbaut (Fig. 78). Dies ist die grösste Menge an Findlingsmaterial, welches in der Schweiz jemals an einem Bauwerk verwendet worden ist. Die komplizierte und umständliche Beschaffung des Granits schlug sich im Preis nieder; im Vergleich zu Sandstein und Kalkstein kostete der Kubikmeter Granit bis das Zweieinhalbfache. Ein beträchtlicher Teil dieser Preisdifferenz dürfte nach einigen Restaurationen inzwischen durch die enorme Beständigkeit des Granits aufgewogen worden sein.

Braunkohle

Abbaustellen von Braunkohle im eoänen Cerithien führenden Kalk und Mergel der Niederhorn-Formation sind aus dem Gebiet Gadmerflüö–Breitlaur im Gental und auf der Burg ausgangs des Ürbachtals bekannt (BALTZER 1888, WEHRLI 1919).

Eisenerz

Vorkommen Planplatten und Ärzegg

Eingelagert in die Erzegg-Formation treten im Gebiet Planplatten–Gummenhubel–Ärzegg bis 6 m mächtige eisenoolithische Linsen auf, die als Planplatte-Eisenoolith bezeichnet werden (s. S. 87f.). Die Stratigraphie und Petrographie der Eisenerzvorkommen sind in TRÖHLER (1966) detailliert beschrieben. Über den historischen Eisenerzabbau im Gental (Gebiet Planplatten–Ärzegg) existiert eine reiche und umfassende Literatur; besonders erwähnenswert ist das Schwerpunktheft «Erzbergbau im Gental» der *Minaria Helvetica* (WENGER et al. 2016) und die Publikation zum Eisenbergwerk Mühletal von ZAHN (2001).

Die Eisenerzvorkommen im Gental sind während mindestens vier Jahrhunderten, wahrscheinlich aber wesentlich länger, abgebaut worden. Urkundlich belegt ist der Abbau im Grenzgebiet zwischen dem bernischen Oberhasli und Obwalden erstmals 1416. Die Blütezeit der Eisenschmelzen auf Berner und Obwaldner Seite war im 17. Jahrhundert. Anfangs des 19. Jahrhunderts erlosch die Bergbautätigkeit, ohne je wirklich rentabel gewesen zu sein. Verantwortlich waren die geringe Ausdehnung der Vorkommen, die Höhenlage (ca. 2300 mü.M.), die langen Transportwege in schwierigem Gelände zu den Verhüttungsanlagen im Aaretal und später bei Mühletal am Weg zum Sustenpass, die mangelnde Qualität des gewonnenen Metalls sowie der riesige Holzbedarf. Dass dieser unrentable Bergbau

trotzdem über Jahrhunderte hinweg vom Stadtstaat Bern getragen wurde, war in der Rohstoffarmut des Kantons Bern begründet. Die militärisch-strategische Bedeutung äusserte sich beispielsweise darin, dass der Pachtzins oft in Form von Kanonenkugeln direkt ans Zeughaus entrichtet werden musste (Fig. 79).

Die Verhüttung erfolgte zunächst bei Birglen (früher Bürglen) nordwestlich von Meiringen, dann bei Unterwasser (früher Untercheisten) nordwestlich von Inertkirchen, bei der Einmündung des Gadmerwassers in die Aare, und schliesslich bei Innermühletal (früher Mühletal) am Weg zum Sustenpass bei der Einmündung des Gentals in das Gadmertal. Im 15. und 16. Jahrhundert wurde das Erz hauptsächlich gesäimt, ab dem späten 18. Jahrhundert mit 300 bis 450 kg fassenden Handschlitzen die steilen Wege hinunter zum Eisenwerk geführt (Fig. 80; DOSWALD 2012). Die Verlegung der Verhüttungsanlagen nach Innermühletal am Sustenweg beim Zusammenfluss von Gentalwasser und Gadmerwasser erfolgte 1562–1567. Gründe für diese Verlegung waren die Verkürzung der Transportwege und vor allem der Waldreichtum des Gadmertals. Wegen der Übernutzung der Wälder – die Rede ist von tausend Klaufnern jährlich – ergaben sich dauernd Differenzen zwischen den Pächtern, das heisst den von Bern bestellten und protegierten «Bergherren» und den Einheimischen. 1629 wurde das Hüttendorf von aufgebrauchten jungen Haslern niedergebrannt. Bern reagierte – anders als in ähnlichen früheren Fällen – staatsmännisch, liess die Anlagen wieder aufbauen und drohte lediglich im Wiederholungsfall mit Sanktionen. Wohl als Reaktion auf diese Vorkommnisse liess Bern 1630 ein umfassendes mehrseitiges «Bergwerksslibell» erarbeiten, welches den Bergwerksbetrieb und insbesondere den Umgang mit den Wäldern verbindlich regelte. Es ist heute im Staatsarchiv Bern im Original erhalten. Genaue Zahlen zu Produktion und Kosten sind keine überliefert.

Ähnlich wie auf Berner Boden lagen die Verhältnisse in Obwalden, wo das Erz in kleinen Abbaustellen längs der Krete Balmeregghorn–Ärzegg gewonnen wurde. Wegen der Lage an der lange nicht klar definierten Grenze zwischen Bern und Obwalden kam es mehrfach zu Auseinandersetzungen. Die Verhüttung des Obwaldner Erzes erfolgte anfänglich auf der Tannalp bei der Melchsee-Frutt, nach der bis heute nachwirkenden totalen Entwaldung des Gebiets unterhalb von Melchtal, später sogar im Entlebuch (WALLIMANN 2015).

Im 20. Jahrhundert wurden die Erzvorkommen im Gebiet Planplatten–Ärzegg im Zusammenhang mit den beiden Weltkriegen mit neuzeitlichen Methoden näher untersucht, so im Auftrag der «Studiengesellschaft zur Nutzbarmachung schweizerischer Erzlagerstätten», und um 1940 im Rahmen einer Inventaraufnahme durch das «Bergbaubüro» (ROTH 1940). Beide Kampagnen bestätigten, dass die Vorkommen trotz eines Eisengehalts von 39% aufgrund ihres Volumens, ihrer topographischen Lage und ihrer Beschaffenheit weit von der Abbauwürdigkeit entfernt seien.



Fig. 79: Im Hüttenwerk Mühletal hergestellte Kanonenkugeln. Museum der Landschaft Hasli.
Foto R. Widmer, 2016 (aus WENGER et al. 2016).



Fig. 80: Erhalten gebliebener originaler Erzschlitten aus dem Museum der Landschaft Hasli. Mit solchen Erzschlitten wurde das Eisenerz von den Gruben (Planplatten, Balmeregghorn, Ärzegg) über die steilen Wege hinunter ins Gental transportiert, wo es nach dem Rösten mit Pferdewagen bis zum Ausgang des Gentals geführt und anschliessend nochmals mittels Schlitten zum Hüttenwerk Mühletal geschlittelt wurde. Foto R. Widmer, 2016 (aus WENGER et al. 2016).

Vorkommen Rote Flue (Ürbachtal)

Ausgangs des Ürbachtals, linksseitig am Fuss der Südostwand der Burg, ist die Basis der autochthonen Sedimentbedeckung des Aar-Massivs aufgeschlossen. In einem 2 bis 3 m mächtigen Band wurde dort der mitteljurassische Blegi-Eisenoolith der Reischiben-Formation abgebaut und bei Unterwasser nordwestlich von Innertkirchen verhüttet. In unmittelbarer Nähe des dortigen Hochofens finden sich kleinräumige Aufschlüsse von eisenhaltigem Kalk mit Abbauspuren (WENGER 2013).

TECHNISCHE GEOLOGIE

Stollen und Tunnel

Stollen der Kraftwerke Oberhasli AG (KWO)

Die im Kartengebiet vorkommenden Stollen- und Tunnelbauten wurden hauptsächlich für die Nutzung der Wasserkraft zur Stromgewinnung gebaut; mehrheitlich von den Kraftwerken Oberhasli AG (KWO). Die meisten Stollen wurden geologisch aufgenommen (u.a. HÜGI 1955, LABHART 1966). Die Stollenaufnahmen sind nach Rücksprache mit der KWO einsehbar.

Dass sich das Grimsel- und das Sustengebiet zur Nutzung der Wasserkraft eignet – hohe Niederschlagsmengen, grosse Höhenunterschiede auf kurzer Distanz, weitläufige Geländekammern für die Errichtung von Stauseen, mehrheitlich aus Granit bestehender stabiler Untergrund – wurde bereits Ende des 19. Jahrhunderts erkannt. Im März 1906 erhielten die Vereinigten Kander- und Hagneck-Werke, eine Vorgängergesellschaft der Bernischen Kraftwerke (BKW), das Recht zur Nutzung der Wasserkraft der Aare und ihrer Zuflüsse vom Grimselpass bis nach Innertkirchen. Die KWO, mit Sitz in Innertkirchen, wurden am 20. Juni 1925 von der BKW gegründet.

In der ersten Ausbautappe (1925–1954) wurde das Grimselgebiet erschlossen (FANKHAUSER 1979). Dies umfasste den Aufstau der Speicherseen Grimsel-, Oberaar-, Räterichsboden- und Gelmersee sowie des Mattenalpsees im Gauligebiet und den Bau der Kraftwerke Grimsel 1, Handeck 1 und Innertkirchen 1 (Fig. 81). Das Kraftwerk Innertkirchen 1 wurde als zweite Stufe der Kraftwerksgruppe 1939–1943 erstmalig in der Schweiz als eine komplett im Berg gelegene Kavernenzentrale gebaut und diente als Vorbild für weitere Anlagen dieser Bauweise (JEGHER 1942). Vom Ausgleichbecken Handeck gelangt das Wasser über einen 10 km langen Zulaufstollen zum Wasserschloss Chapf (Fahrnersegg) und von da über einen 1,9 km langen Druckschacht mit einer Höhendifferenz von etwa 670 m zum Kraftwerk Innertkirchen 1 (Fig. 81). Dieser Stollen durchfährt senkrecht zum alpinen Streichen ein vollständiges geologisches Profil entlang des oberen Haslitals vom Zentralen Aare-Granit durch den Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex, den Mittagflue-Granit, den Guttannen- und den Erstfeld-Gneiskomplex bis zum Innertkirchen-Migmatit. Über einen 1,3 km langen Zulaufstollen wird das Triebwasser nördlich von Innertkirchen, kurz vor der Einmündung des Gadmerwassers in die Aare, zurückgegeben. Der Stollen führt mehrheitlich durch den Innertkirchen-Migmatit, durchquert aber an seinem nordwestlichen Ende gerade noch die basalen triassischen und jurassischen Sedimentgesteine des Autochthons des Aar-Massivs (K+H 2015).

In der zweiten Ausbautappe (1952–1979) wurde, nebst Ausbauarbeiten im Grimselgebiet, vor allem das Gadmertal erschlossen (Fig. 81; FANKHAUSER 1979).



Fig. 81: Bestehende und geplante Anlagen der Kraftwerke Oberhasli AG (KWO) im Susten- und Grimselgebiet.

Der Triftstollen wurde 1952–1954 erbaut, um das Wendenwasser, das Steiwasser und das Triftwasser zu fassen und über einen 12,5 km langen Stollen durch den Erstfeld- und den Guttannen-Gneiskomplex beim Fenster Rotloui in den Zulaufstollen Handeck–Innertkirchen zu leiten (HÜGI 1955, JUILLARD 1958). Um das Wasser aus dem Gental für die Stromproduktion zu nutzen, wurde 1958–1960 im Gadmertal das Kraftwerk Fuhren inklusive eines Ausgleichbeckens erbaut (Fig. 81; JUILLARD 1961). Damit der Engstlensee im Winter bis zu 5 m abgesenkt werden kann, wurde er mit einem unterirdischen Seeanstich versehen und sein natürlicher Auslauf mit einer kleinen Sperre gestaut. Über den Stollen des Seeanstichs wird das Wasser nach etwa 250 m in das Gäntelwasser geleitet, um dieses anschliessend, zusammen mit dem Wasser weiterer zugeführter Bäche, über einen Stollen in das Ausgleichbecken Teilflau zu führen. Über einen 2,6 km langen Zulaufstollen durch das Autochthon des Aar-Massivs wird das Wasser anschliessend zum Wasserschloss Birchloui im benachbarten Gadmertal geleitet und von dort über einen 1,9 km langen Druckschacht mit einer Fallhöhe von 550 m dem Kraftwerk Fuhren zugeführt. Anschliessend wird das Wasser über einen Gegendruckstollen beim Stollenfenster Schaftelen in den Zulaufstollen Steiwasser–Trift geleitet.

1962–1967 wurde bei Hopflauen ein weiteres Kraftwerk im Gadmertal errichtet (Fig. 81), damit die hohen Abflussmengen in den Sommermonaten besser genutzt werden können. Dazu wurden bei der Wasserfassung Trift zwei unterirdische Reservoirkammern gebaut, von welchen das Wasser über einen etwa 4 km langen Zulaufstollen zum Wasserschloss Spycherberg (LABHART 1966) und anschliessend über einen 600 m langen Druckschacht mit einer Fallhöhe von 450 m dem Kraftwerk Hopflauen zugeführt wird. Von der anderen Talseite wird das Wasser aus dem Ausgleichbecken Leimboden im unteren Gental über einen 1,3 km langen Druckschacht (Fallhöhe 320 m) zum Kraftwerk Hopflauen befördert. Anschliessend wird das Wasser beider Stufen über das Ausgleichbecken und den anschliessenden fast 4 km langen Zulaufstollen Hopflauen–Äppigen ins Wasserschloss nördlich von Innertkirchen geführt und dort über einen 600 m langen Druckschacht mit einer Fallhöhe von 225 m dem 1964–1968 erbauten Kraftwerk Innertkirchen 2 zugeleitet (Fig. 81).

In der dritten Ausbaustufe ab 2002 sollte vor allem eine Erhöhung der Spitzenenergieproduktion ermöglicht werden. So erfolgte 2002–2007 eine Aufwertung des Kraftwerks Innertkirchen 1 indem ein zweiter Zulaufstollen parallel zum bestehenden von der Handeck zum Wasserschloss Chapf gebaut wurde. 2011–2016 wurde das gesamte Triebwasserstollensystem zwischen dem Räterichsbodensee und dem Kraftwerk Innertkirchen 1 verdoppelt. Dazu wurden zusätzliche 19 km Stollen neu gebaut und die Zentrale Innertkirchen 1 mit einer zusätzlichen Kaverne (Innertkirchen 1E) ergänzt (K+H 2015). Zudem wurde nördlich von Innertkirchen, bei der Einmündung des Gadmerwassers in die Aare, ein neues Ausgleichbecken gebaut, damit die wegen der Rückgabe des Triebwassers stark schwankenden Pegelstände im Unterlauf der Aare ausgeglichen werden können.

Das Kraftwerk Innertkirchen 3 wurde 2015–2016 erbaut und nutzt über einen etwa 550 m langen Druckschacht mit einer Fallhöhe von 131 m das Ürbachwasser zur Stromproduktion (Fig. 81; K+H 2015).

Stollen des Elektrizitätswerks Obwalden

Das Projekt «Kraftwerk Melchsee-Frutt» des damaligen Elektrizitätswerks Kerns, aus welchem später das Elektrizitätswerk Obwalden hervorging, wurde 1955 durch die Obwaldner Bevölkerung genehmigt. Im Rahmen des Projekts wurden 1958 der Melchsee und der Tannensee durch einen Erddamm aufgestaut und die Zuflüsse des Henglibachs und der Tannenbäche, die ursprünglich über den Zylfluchtbach ins Gäntelwasser und anschliessend in die Aare entwässerten, gefasst und dem Tannensee zugeführt. Zusätzlich wurde das Wasser des Blauseebachs gefasst und in den Melchsee geleitet. Sowohl der Melchsee als auch der Tannensee existierten dank der wasserstauenden tonig-mergeligen Sedimentabfolge der Erzegg-Formation bereits vor ihrem künstlichen Aufstau, wobei Letzterer deutlich kleiner war und mehrere kleine Seen umfasste. Durch den Aufstau wurde die Seeoberfläche des Melchsees von 200 000 m² auf 540 000 m² mehr als verdoppelt. Beim Ausfluss des Melchsees wird das Wasser über einen 1,45 km langen Rohrstollen zur Druckleitung des Kraftwerks Hugschwendi bei der Stöckalp geleitet. Der Stollen verläuft vollständig im Kalk der Quinten-Formation der Barglen-Einheit; ebenso die neueren begehbaren Stollen zwischen der neuen und der alten Bergstation der Gondelbahn beziehungsweise zu den neuen Hotelanlagen auf der Melchsee-Frutt.

Stollen des Elektrizitätswerks Schattenhalb

Vor der Eröffnung der elektrisch betriebenen Reichenbachfall-Bahn 1899 wurde 1898 ein provisorisches Kleinkraftwerk zur Stromproduktion errichtet. Ab 1900 wurde mit dem Bau des Kraftwerks Schattenhalb 1 begonnen, das ab 1909 ans Netz ging (Elektrowerke Reichenbach AG, ab 2000 eine Tochtergesellschaft der BKW-Gruppe). Von der Wasserfassung unterhalb des Reichenbachfalls wird das Wasser in einer 570 m langen Druckleitung mit einer Fallhöhe von 216 m zum Kraftwerk Schattenhalb 1 geleitet. Die Anlage wurde 2014 vorzeitig ausser Betrieb genommen und während einer zweijährigen Bauzeit gesamthaft erneuert und 2017 wiedereröffnet. Das Kraftwerk Schattenhalb 1 ist nur in den Sommermonaten in Betrieb, um das Kraftwerk Schattenhalb 3 zu unterstützen, da dieses für den Tourismus genügend Restwasser über den Reichenbachfall fliessen lassen muss.

Etwa 70 m Unterhalb der Bergstation der Reichenbachfall-Bahn wurde 1926 das Kraftwerk Schattenhalb 2 in Betrieb genommen. Das Wasser des Rychenbachs wurde dazu im Ausgleichbecken Zwirgi oberhalb der Reichenbachfälle gefasst und über einen etwa 450 m langen Druckschacht mit einer Fallhöhe von 180 m dem

Kraftwerk zugeführt. 2010 wurde das Kraftwerk Schattenhalb 2 ausser Betrieb genommen und soll als Kulturdenkmal erhalten bleiben und touristisch genutzt werden.

Nach zweijähriger Bauzeit konnte 2010 das Kraftwerk Schattenhalb 3 eröffnet werden. Das Wasser wird im Ausgleichbecken Zwirgi gefasst und über einen etwa 940 m langen Druckschacht mit einer Höhendifferenz von rund 400 m dem Kraftwerk zugeleitet (K+H 2004, 2010).

Ein Erweiterungsprojekt zum Bau eines Stauwehrs im Rychenbach ausgangs Gschwandenmad steckt seit 2007 noch in der Planungs- und Konzessionsbewilligungsphase. Zudem macht sich breiter Widerstand aus der Bevölkerung in Form von zahlreichen Einsprachen bemerkbar. Das Projekt sieht vor, dass das beim Stauwehr Gschwandenmad gefasste Wasser über einen mehr als 2,5 km langen Zulaufstollen zum Druckschacht unterhalb der Seilialp geführt und von dort dem geplanten Kraftwerk Schattenhalb 4, bei der bestehenden Staustufe Zwirgi oberhalb der Reichenbachfälle, zugeleitet werden soll.

Stollen des Elektrizitätswerks Meiringen (Alpen Energie)

Die Dorfgemeinde Meiringen betreibt in ihrem Versorgungsgebiet seit 1888 zwei Hockdruck-Laufwasserkraftwerke für die Stromproduktion. In der oberen Stufe wird das im Weiher Bidmi gespeicherte Wasser der Fassungen des Bidmibachs und des oberen Alpbachs über einen 2,1 km langen Druckleitungsstollen mit einer Fallhöhe von 580 m in der 1950 in Betrieb genommenen Zentrale Meiringen 2 im Haselholz für die Stromproduktion genutzt. In der Zentrale Meiringen 1 bei der Talstation der Seilbahn Meiringen – Hasliberg Reuti wird seit 1888 vom Weiher Haselholz über einen 540 m langen Druckleitungsstollen mit einer Fallhöhe von 210 m zusätzlich zum Wasser aus der oberen Stufe dasjenige aus den Fassungen des unteren Alpbachs und des Milibachs zur Gewinnung elektrischer Energie genutzt. Das 1918 erbaute Trinkwasserwerk Reutiberg nutzt das Wasser der Quellfassungen Brünigstein vor der Zuleitung ins Trinkwasserreservoir für die Stromproduktion.

Stollen der Transigas AG

Als Teilabschnitt der von Holland nach Italien führenden Gastransportleitung führt die Transigasleitung vom Aaretal herkommend durch das Oberhasli über den Grimspass nach Süden zum Griespass und dann nach Italien. Für die Durchquerung der Alpen wurden anfangs der 70er Jahre des vergangenen Jahrhunderts 14 begehbare Stollen mit einer Gesamtlänge von 37,4 km erbaut, wovon drei das Kartengebiet tangieren. Der 2,75 km lange Kirchetstollen verläuft südlich der Aareschlucht zwischen dem Kraftwerk Schattenhalb 1 westlich von Willigen und Wychel nordwestlich von Innertkirchen. Er durchfährt ausschliesslich Sedi-

mentgesteine der Quinten-, der Öhrli- und der Niederhorn-Formation der autochthonen und parautochthonen Schuppen des Aar-Massivs (SCHNEIDER AG 1973). Der nur etwa 700 m lange Unterstockstollen durch den Felsriegel am Südostende des Beckens von Innertkirchen und der nordöstliche Teil des Urweidstollens, der sich von der Ausserurweid bis kurz vor Guttannen im Gebiet von Blatt Guttannen fortsetzt, verlaufen vollumfänglich im Innertkirchen-Migmatit.

Umfahrungstunnel Lungern der Autobahn A8

Der 3,57 km lange Tunnel Lungern ist das Hauptbauwerk der Umfahrung Lungern der Autobahn A8 zwischen Spiez im Berner Oberland und der Verzweigung Lopper in der Zentralschweiz. Am Süden wäre theoretisch eine Verbindung zum projektierten etwa 3,5 km langen Brünigscheiteltunnel möglich gewesen. Das Bundesamt für Strassen (Astra) hat diesen allerdings anfangs 2017 auf unbestimmte Zeit sistiert, mit der Begründung, dass sich der Bau des Scheiteltunnels volkswirtschaftlich nicht auszahle.

Der von 2006 bis 2012 erbaute Umfahrungstunnel Lungern durchfährt von Norden nach Süden die Sedimentabfolgen des Helvetischen Kieselkalks, der Bellis-Formation, des Diphyoides-Kalks sowie der Palfris- und Zementstein-Formation der Drusberg-Decke und der Palfris-, Zementstein- und Quinten-Formation der Axen-Decke. Zudem wird im Gebiet Hinti unweit des Südportals eine rund 100 m lange Lockergesteinsstrecke durchörtert. Von dem rund 600 000 m³ anfallenden Ausbruchmaterial wurden etwa 500 000 m³ im Hinti, einer langgezogenen Mulde östlich der Kirche von Lungern, deponiert. Das restliche Material konnte als Hinterfüllungen und als Koffermaterial direkt vor Ort wieder verwendet werden.

Zwecks Klärung der geologischen Unsicherheiten wurde zwischen 2001 und 2003 von Norden in Richtung Süden ein Erkundungsstollen vorangetrieben. In diesem traten zwischen Stollenmeter 900 und 1300 erhebliche geologische Probleme durch nachbrechenden und -drückenden Fels auf, die den mechanischen Vortrieb massiv behinderten. Die Linienführung des Haupttunnels wurde aufgrund dieser Erkenntnisse optimiert und weiter bergwärts verlegt.

Tunnels der Meiringen-Innertkirchen-Bahn

Die 1923 gegründete Kraftwerke Oberhasli AG (KWO) baute zur Versorgung der Kraftwerksbaustellen und zur Beförderung der Arbeiter eine Schmalspurbahn zwischen Meiringen und Innertkirchen, die 1926 den Betrieb aufnahm und seit 1946 mit der Konzession für den öffentlichen Verkehr den Namen Meiringen-Innertkirchen-Bahn bekam. Auf der knapp 5 km langen Strecke werden zwei Tunnels durchfahren. Der Felsriegel des Kirchets zwischen Meiringen und Innertkirchen wird nördlich der Aareschlucht vom 1502 m langen Kirchettunnel durchfahren. Im Tunnelprofil ist eine intensiv verschuppte Abfolge von kalkigen Gesteinen der

Quinten- und der Öhrli-Formation, häufig getrennt durch brekziöse tonig-kalkige Gesteine der Niederhorn-Formation, der autochthonen und parautochthonen Sedimentbedeckung des Aar-Massivs angetroffen worden. Die Haltestelle Aareschlucht Ost kurz vor dem südöstlichen Tunnelportal wurde 2003 in Betrieb genommen.

Im nur 63 m langen Cheistentunnel wird von Norden herkommend eine Wechsellagerung von Dolomit und schiefrigem Tonstein (Quarten-Formation), die etwa in der Tunnelmitte in gut gebankten Dolomit (Röti-Formation) übergeht, durchfahren.

Stauseeprojekt Trift

Durch das Zurückschmelzen des Triftgletschers wurde ab den 80er Jahren des vergangenen Jahrhunderts das Geländebecken des heutigen Triftsees, gegen Norden abgeschlossen von einem Felsriegel mit einer engen Schlucht, freigelegt. Im Stauseeprojekt Trift der Kraftwerke Oberhasli AG (KWO) ist die Anlage eines Speichersees geplant, der durch den Bau einer 330 m langen und maximal 177 m hohen Staumauer im Bereich der Hängebrücke am Ende des Triftsees auf eine Stauhöhe von 1767 m ü.M. aufgestaut werden soll (Fig. 81). Dies entspricht einem nutzbaren Wasserinhalt von 85 Mio. Kubikmeter. Über einen ungefähr 2 km langen Druckschacht soll das Wasser über eine Fallhöhe von etwa 425 m dem geplanten Kraftwerk Trift im Bereich der bestehenden Wasserfassung Underi Trift unterhalb der Bergstation der Seilbahn zugeführt werden. Danach kann das Wasser in bestehenden Stollen entweder dem Kraftwerk Hopflauenen oder dem Kraftwerk Handeck zugeführt und in einer weiteren Stufe zur Stromproduktion genutzt werden. Zusätzlich zum Staudamm umfasst das geplante Stauseeprojekt einen Zufahrtsstollen zwischen dem bestehenden Kraftwerk Führen im oberen Gadmertal und dem neuen Kraftwerk Trift sowie einen Zulaufstollen Steingletscher-Trift, in welchem das Wasser von der neuen Wasserfassung unterhalb des Restaurants Steingletscher im Gebiet In Miseren dem Stausee Trift zugeführt werden soll (Fig. 81).

Das Konzessionsgesuch für das Stauseeprojekt Trift wurde am 12. September 2017 von der KWO bei der Bau-, Verkehrs- und Energiedirektion des Kantons Bern eingereicht. Am 20. März 2020 hat der Bundesrat die Schutz- und Nutzungsplanung für die Wasserkraftnutzung im oberen Gental genehmigt. Es wird mit einer Bauzeit von 8 Jahren und Kosten von rund 387 Millionen Franken ausgegangen.

Sustenpassstrasse

Die Sustenpassstrasse verbindet als inneralpine Längsverbindung von 45 km Länge Innertkirchen im Kanton Bern mit Wassen im Kanton Uri. Davon liegen 17 km auf Urner und 28 km auf Berner Boden. Die Kantonsgrenze befindet sich auf der Passhöhe im 325 m langen, auf 2224 m ü.M. gelegenen Scheiteltunnel.

Gebaut worden ist die Sustenpassstrasse zwischen September 1938 und Herbst 1946, also während des Zweiten Weltkriegs, unter wesentlicher Beteiligung internierter ausländischer Soldaten. Der Sustenpass ist bewusst als «touristische Alpenstrasse» erstellt worden, und diese Aufgabe erfüllt er heute noch. Er gilt als landschaftlich attraktiv, nicht zuletzt wegen der Nähe zur Hochgebirgslandschaft beim Steingletscher und auch dank der zahlreichen Ausstell- und Aussichtsplätze. In neuerer Zeit hat er bei Schliessungen der Gotthardachse eine nicht unwichtige verkehrstechnische Bypassfunktion übernommen.

Während der in der Regel recht langen Wintersperre werden die Teilstrecken zu den ganzjährig bewohnten Ortschaften (Innertkirchen–Gadmen und Wassen–Meien) offengehalten.

Die Sustenpassstrasse ist die erste und bis heute die einzige schweizerische Alpenpassstrasse, welche von Grund auf nach einheitlichen Normen geplant und gebaut worden ist. Bemerkenswert sind die ausgeglichenen Steigungen von höchstens 8% (ausnahmsweise bis 9,6%) und die durchgehend einheitliche Strassenbreite von 6 m beziehungsweise 9 m in den Haarnadelkurven, deren Anzahl bewusst klein gehalten wurde. Der Sustenpass ist aus diesem Grunde angenehm und flüssig zu befahren.

Der Gesamtaushub betrug 940 000 m³, davon 530 000 m³ Festgestein. Wie zu dieser Zeit üblich, wurde das Material an Ort und Stelle deponiert. In den höheren Passregionen, im oberen Meiental und oberhalb der Alp Steingletscher (Atlasblatt Meiental) sind diese Deponien noch heute in Form langgestreckter, mehr oder weniger bewachsener anthropogener Schutthalden erkennbar. Für Mauern, Brücken und beim Strassenbau sind insgesamt 98 800 m³ Naturstein verwendet worden.

Bohrungen

In den vergangenen Jahrzehnten wurden im Kartengebiet mehrere hundert Bohrungen abgeteuft. Auf der Karte ist nur eine Auswahl davon dargestellt, vor allem solche, die besonders interessante Erkenntnisse über den Aufbau des geologischen Untergrunds geliefert haben.

Die meisten im Kartengebiet ausgeführten Bohrungen liegen im Siedlungsgebiet von Meiringen und Innertkirchen. Sie wurden überwiegend für die Nutzung der Erdwärme oder für geotechnische Untersuchungen erstellt. In der Regel wur-

den durch die Bohrungen nur die obersten 10 bis 20 m des Untergrunds erschlossen. Eine grössere Tiefe von 47 m erreichte eine vom Wasser- und Energiewirtschaftsamt des Kantons Bern bei Sand östlich von Meiringen abgeteufte Bohrung (Koord. 2658.275/1174.855, K+H 1994). Der Fels wurde jedoch nicht erreicht. Die Bohrung brachte aber neue Informationen über den Aufbau der Talfüllung. Zum selben Zweck wurde eine 52 m lange Bohrung bei Grund südlich von Innertkirchen erstellt (Koord. 2660.545/1172.465, K+H 1994). Auch bei dieser wurde die Felsoberfläche nicht erreicht.

Ausserhalb der Siedlungsgebiete wurden Bohrungen vor allem für grössere Bauprojekte, mehrheitlich für Wasserkraftwerke, ausgeführt. So wurden bei der Projektierung für den Druckleitungsstollen des Kraftwerks Schattenhalb 3 drei vertikale Sondierbohrungen ausgeführt. Diese haben zusammen ein fast vollständiges Profil durch eine in diesem Bereich relativ flach gelagerte Abfolge von der Läsistock-Schuppe bis in die Axen-Decke aufgeschlossen (K+H 2004, Geoportal des Kantons Bern; s. S. 63 ff.).

Die bei Lungern dargestellten Bohrungen erfolgten im Zusammenhang mit der geologischen Erkundung im Gebiet des Umfahrungstunnels Lungern. Die Felstiefe variiert zwischen 17 und 55 m.

Sicherheitssprengungen im Felssturzgebiet Üssri Urweid (Chapf)

Wenige Kilometer südlich von Innertkirchen erreicht die Grimselpasstrasse hart am Südrand des Kartengebiets den Raum Üssri Urweid (Äussere Urweid). Hier verengt sich das Tal; Schutthalden und -couloirs am östlichen Talhang aus dem Raum Blattenalp zeugen von langandauernder Erosion und Umlagerung. Besonders auffällig ist ein Schuttcouloir, das an einer markanten, vom Tal aus gut sichtbaren, 140 m hohen, praktisch senkrechten stark zerklüfteten Felswand aus Kalk der Quinten-Formation unterhalb der Blattenalp ansetzt; sie entspricht dem rückwärtigen, horizontal gelagerten Teil des Pfaffenhopf-Keils und trägt den Namen Chapf (Bezeichnung ist auf der aktuellen topographischen Kartengrundlage nicht angegeben). Eine sehr anschauliche, reich bebilderte Publikation gibt einen chronologischen Überblick zu den Ereignissen im Rahmen der Sicherheitssprengungen am Chapf (TBA BE 2004). Die nachfolgende Zusammenfassung basiert im Wesentlichen auf der genannten Publikation.

Aus der instabilen Wand unterhalb der Blattenalp lösten sich in der Vergangenheit immer wieder Felsmassen, beispielsweise im Februar 1951, als nach einem schneereichen Winter 150 m³ Fels auf die Grimselpasstrasse stürzten. Seit jenem Zeitpunkt wurde die unruhige Felswand überwacht, vorerst mit einfachen Handmessungen, später mit Lasermessgeräten. Es zeigte sich, dass sich hier Felsmassen in der Grössenordnung von 300 000 m³ talwärts bewegten, die bei einem Absturz

die Grimselpassstrasse und Stromleitungen zu kappen und die Aare aufzustauen drohten. Schon damals spielte man mit dem Gedanken an eine vorsorgliche Sprengung. Geologen befürchteten allerdings, dass eine Sprengung weitere Felsbereiche destabilisieren könnte.

1999 beschleunigten sich die Bewegungen als Folge der Starkniederschläge im Lawinenwinter. Man reagierte mit umfassenden Sicherungs- und Überwachungsmassnahmen in der Hoffnung auf natürliche Felsabstürze. Dieses Vorgehen bewährte sich anfänglich, als im September 2000 und am 28. April 2001 zwei natürliche Abbrüche mit einem Gesamtvolumen von rund 10 000 m³ erfolgten. Danach zeigte sich aber, dass das dauernde Warten auf natürliche Vorgänge keine Dauerlösung sein konnte, und insbesondere von der einheimischen Bevölkerung nicht akzeptiert wurde. So fiel am 23. Mai 2001 im Gremium der Grundsatzentscheid zugunsten technischer Interventionen, welche in den Jahren 2001 und 2002 umgesetzt wurden. Beobachtungen der Vorjahre hatten gezeigt, dass starke Regenfälle und die Schneeschmelze die Felsbewegungen markant verstärkten. So setzte man vorerst, diese natürlichen Vorgänge imitierend, auf künstliche Wasserinfiltrationen. Dank Wasserzufuhr des etwa 3 km entfernten Bänzlauibachs, was nur dank der Hilfe der Armee möglich war, wurden ab dem 11. Juni 2001 zwischen 6000 und 10 000 l/min. in die verschiedenen Anrisspalten auf der Blattenalp geleitet. Ein solcher Grossversuch zur Erhöhung des hydrostatischen Drucks in einer potentiellen Sturzmasse war in dieser Grösse nie zuvor gewagt worden. Wegen der unvorhersehbaren Reaktion der Felsmassen am Chapf wurde die Grimselpassstrasse vom 11. bis zum 29. Juni 2001 gesperrt. In dieser Zeit konnten Fahrzeuge bis 3,5 Tonnen nur auf einer provisorisch ausgebauten Strasse über den Weiler Unterstock zirkulieren, einspurig und lediglich im Stundentakt. Die Infiltrationen zeigten Teilerfolge, was sich beispielsweise am 28. Juni in einem Abbruch von gegen 2000 m³ äusserte. Eine Lagebeurteilung durch die Expertengruppe am 29. Juni 2001 kam aber zum Schluss, den Wässerungsversuch abubrechen. Für eine abschliessende Beurteilung – bestenfalls mit einem Abbruch der verbleibenden rund 250 000 m³ Fels – hätte der Versuch 1 bis 2 Monate weitergeführt werden müssen, mit hohen Wassermengen, die nach der Schneeschmelze nicht mehr aus dem Bänzlauibach hätten bezogen und nur mit enormem Aufwand beschafft werden können. Zudem nahm der politische Druck aus der Talschaft zu, welche eine monatelange Sperrung der Grimselpassstrasse während der Hauptreisezeit befürchtete. So fiel der Entscheid für ein traditionelles Vorgehen mittels Sprengungen.

Für die Sprengung der riesigen, ungleichmässig zerklüfteten, labilen Felsmassen des Chapfs wurden zwei Sprengberater ernannt. Die Hauptsorge bestand darin, dass die Sprengungen die rückwärtige stabile Felswand nicht tangieren durften. Aus diesem Grunde wurde ein stufenweises Vorgehen gewählt. Für eine erste Grosssprengung wurden durch ausgewählte Unternehmungen mit alpentüchtigen Spezialisten im heiklen, exponierte Gelände mit mobilen Bohrgeräten 156 Bohrlöcher in einer Gesamtlänge von 7800 m gebohrt und mit 21 Tonnen Spreng-



Fig. 82: Zweite Grosssprengung am Chapf, 20. August 2002 (TBA BE 2004).

stoff versehen. Material und Mensch mussten dabei per Helikopter auf die Blattenalp geflogen werden. Im Bereich des Sturzraums wurden neue Auffangdämme errichtet, die Grimselpasstrasse auf einer Länge von 450 m gegen Westen in Richtung der Aare verlegt. Die erste Sprengung erfolgte am 4. Oktober 2001; rund 125 000 m³ Fels donnerten zu Tal, aus sicherer Distanz verfolgt von 300 geladenen und gegen 1000 weiteren Zuschauern. Durch eine Nachsprengung am 8. Oktober 2001 und natürliche Folgeabbrüche gingen weitere 25 000 m³ Fels nieder.

Im mittleren Teil des Chapfs war eine Felspyramide von rund 100 m Höhe, 50 m Breite und 100 000 m³ Inhalt stehen geblieben. Diese wurde am 20. August 2002 nach aufwendiger Vorbereitung gesprengt (Fig. 82), wobei bei der Anlage der Bohrlöcher grösste Sorgfalt darauf verwendet wurde, die rückwärtige stabile Partie des Felsen nicht zu tangieren beziehungsweise zu destabilisieren.

Das vorsichtige – realistische – Fazit des verantwortlichen Gremiums, welches auch eine Kurzantwort auf die zahlreichen Journalistenfragen war, lautete «[...] die Sprengung ist vollumfänglich gelungen. Am Chapf kehrt wieder Ruhe ein. Nun steht eine recht stabile Felswand über dem Tal, und die Gefahr grösserer Abbrüche ist für die nächsten Jahrzehnte gebannt».

LITERATURVERZEICHNIS

- ABRECHT, J. (1980): Zur Bildung migmatitischer Schollenamphibolite aus dem Altkristallin des Aarmassivs (Haslital, Schweiz). – Geol. Rdsch. 69/3, 695–725.
- (1994): Geologic units of the Aar massif and their pre-Alpine rock associations: a critical review. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 74/1, 5–27.
- (in Vorb.): Blatt 1230 Guttannen. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 174.
- 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., BIINO, G.G. & SCHALTEGGER, U. (1995): Building the European continent: late Proterozoic – early Palaeozoic accretion in the central Alps of Switzerland. – Terra Abstr. 7, 105.
- ABRECHT, J. & SCHALTEGGER, U. (1988): Aplitic intrusions in the central Aar Massif basement: Geology, petrography and Rb/Sr data. – Eclogae geol. Helv. 81/1, 277–239.
- ABRECHT, J., SCHENKER, F., CADUFF, R., MÜLLER, F. & WYSS, R. (in Vorb.): Blatt 1230 Guttannen. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 174.
- AKÇAR, N., IVY-OCHS, S., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, C. (2011): Post-depositional impacts on «Findlinge» (erratic boulders) and their implications for surface-exposure dating. – Swiss J. Geosci. 104/2, 445–453.
- AMACHER, G. (1989): Klufthöhle Hasliberg – Forschung 1988–1989. – Der Oberländer Höhlenforscher 3, 20–44.
- ARBENZ, P. (1907): Zur Geologie des Gebietes zwischen Engelberg und Meiringen. – Eclogae geol. Helv. 9/4, 464–483.
- (1910): Zur Kenntnis der Bohnerzformation in den Schweizeralpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 24.
- (1913): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in die Obwaldner Alpen vom 10. bis 13. September 1913. – Eclogae geol. Helv. 12/5, 689–712.
- (1925): Fossilführendes Rhät bei der Engstlenalp (Kt. Bern). – Eclogae geol. Helv. 19/1, 139–140.
- (1934): Exkursion Nr. 60: Engelberg–Jochpass–Engstlenalp–Frutt–Melchtal–Sarnen. – Geologischer Führer der Schweiz, H. 10: Centralschweiz (S. 776–789). – Wepf, Basel.
- ARBENZ, P. & MÜLLER, F. (1920): Über die Tektonik der Engelhörner bei Meiringen und den Bau der parautochthonen Zone zwischen Grindelwald und Engelberg. – Eclogae geol. Helv. 16/1, 111–116.
- (1924): Das Profil des Kirchetriegels bei Meiringen. – Eclogae geol. Helv. 20/2, 236–241.
- (1926): Das Profil des Kirchetriegels bei Meiringen. – Zur Kenntnis der Bohnerzformation in den Schweizeralpen. – Eclogae geol. Helv. 20/1, 236–241.
- (1934): Exkursion Nr. 49A: Die Aareschlucht des Kirchet (Meiringen–Innertkirchen). – Geologischer Führer der Schweiz, H. 9: Centralschweiz (S. 668–671). – Wepf, Basel.
- BALTZER, A. (1880): Der mechanische Contact von Gneiss und Kalk im Berner-Oberland. – Beitr. geol. Karte Schweiz 20.
- (1888): Das Aarmassiv (Mittlerer Theil) nebst einem Abschnitt des Gotthardmassivs. – Beitr. geol. Karte Schweiz 24/4.
- BAMBAUER, H.-U., BERNOTAT, W., BREIT, U. & KROLL, H. (2005): Perthitic alkali feldspar as indicator mineral in the Central Swiss Alps. Dip and extension of the surface of the microcline/sanidine transition isograd. – Europ. J. Mineral. 17/1, 69–80.

- BAMBAUER, H.-U., HERWEGH, M. & KROLL, H. (2009): Quartz as indicator mineral in the Central Swiss Alps: the quartz recrystallisation isograd in the rock series of the northern Aar Massif. – *Swiss J. Geosci.* 102/2, 345–351.
- BARONI, C. & OROMBELLI, G. (1996): The Alpine «Ice-man» and holocene climatic change. – *Quatern. Res.* 46/1, 78–83.
- 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.
- BAUMBERGER, R., HERWEGH, M. & KISSLING, E. (im Druck): Remote sensing and field data based structural 3D modelling (Haslital, Switzerland) in combination with uncertainty estimation and verification by underground data. – AGU Monographs.
- BERGER, A., MERCOLLI, I., HERWEGH, M. & GNOS, E. (2017a): Geological map of the Aar Massif, Tavetsch and Gotthard Nappes. – *Geol. spec. Map* 1:100 000, map sheet 129.
- (2017b): Geological Map of the Aar Massif, Tavetsch and Gotthard Nappes. – *Geol. spec. Map* 1:100 000, explan. notes 129.
- BERGER, A., WEHRENS, P., LANARI, P., ZWINGMANN, H. & HERWEGH, M. (2017c): 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.
- BIERI, B. (1978): Sedimentologisch-stratigraphische Untersuchungen im helvetischen Tertiär zwischen Vierwaldstätter- und Thunersee. – Diss. Univ. Bern.
- BODMER, R. (1976): Pollenanalytische Untersuchungen im Briener See und im Bödeli bei Interlaken. – *Mitt. natf. Ges. Bern* [N.F.] 33, 3–20.
- BOXLEITNER, M., IVY-OCHS, S., BRANDOVÁ, D., CHRISTL, M., EGLI, M. & MAISCH, M. (2018): Piecing together the Lateglacial advance phases of the Reussgletscher (central Swiss Alps). – *Geogr. Helv.* 73/3, 241–252.
- BOXLEITNER, M., IVY-OCHS, S., EGLI, M., BRANDOVÁ, D., CHRISTL, M., DAHMS, D. & MAISCH, M. (2019a): The ¹⁰Be deglaciation chronology of the Göschenertal, central Swiss Alps, and new insights into the Göschenen Cold Phases. – *Boreas* 48/4, 867–878.
- BOXLEITNER, M., IVY-OCHS, S., EGLI, M., BRANDOVÁ, D., CHRISTL, M. & MAISCH, M. (2019b): Lateglacial and Early Holocene glacier stages – New dating evidence from the Meiental in central Switzerland. – *Geomorphology* 340, 15–41.
- BOXLEITNER, M., MUSSO, A., WAROSZEWSKI, J., MALKIEWICZ, M., MAISCH, M., DAHMS, D., BRANDOVÁ, D., CHRISTL, M., CASTRO PORTES, R. DE & EGLI, M. (2017): Late Pleistocene – Holocene surface processes and landscape evolution in the central Swiss Alps. – *Geomorphology* 295, 306–322.
- BRUDERER, W. (1924): Les sédiments du bord septentrional du Massif de l'Aar. – Diss. Univ. Lausanne.
- BRUNNER, B. (1999): Geologische Untersuchungen im Gebiet Tannalp–Rotsandnollen–Jochpass–Engstlenalp (Kanton Obwalden). – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- (2002): Sedimentologie, Stratigraphie und Paläogeographie des Doggers im Gebiet des Graustocks westlich von Engelberg. – *Mitt. natf. Ges. Luzern* 37, 51–62.
- BRUNNSCHWEILER, R. (1948): Beiträge zur Kenntnis der helvetischen Trias östlich des Klausenpasses. – Diss. Univ. Zürich. 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.).
- BURKHARD, M. (1981): Deformation des kristallinen Sockels und der Sedimente im Autochthon des hinteren Engelbergtales. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).

- BURKHARD, M. (1988): L'Helvétique de la bordure occidentale du massif de l'Aar (évolution tectonique et métamorphique). – *Ecolgae geol. Helv.* 81/1, 63–114.
- CADISCH, J. (1953): *Geologie der Schweizer Alpen* (2. Aufl., unter Mitarb. v. E. Niggli). – Wepf, Basel.
- CANASSY, P.D., BAUDER, A., DOST, M., FÄH, R., FUNK, M., MARGRETH, S., MÜLLER, B. & SUGIYAMA, S. (2011): Hazard assessment investigations due to recent changes in Triftgletscher, Bernese Alps, Switzerland. – *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 11/8, 2149–2162.
- CANASSY, P.D., FAILLETTAZ, J., WALTER, F. & HUSS, M. (2012): Seismic activity and surface motion of a steep temperate glacier: a study on Triftgletscher, Switzerland. – *J. Glaciol.* 58/209, doi: 10.3189/2012JoG11J104.
- CANASSY, P.D., WALTER, F., HUSEN, S., MAURER, H., FAILLETTAZ, J. & FARINOTTI, D. (2013): Investigating the dynamics of an Alpine glacier using probabilistic icequake locations: Triftgletscher, Switzerland. – *J. geophys. Res.: Earth Surface* 118/4, 2003–2018.
- CHALLANDES, N., MARQUER, D. & VILLA, I.M. (2008): P-T-t modelling, fluid circulation, and ³⁹Ar-⁴⁰Ar and Rb-Sr mica ages in the Aar Massif shear zones (Swiss Alps). – *Swiss J. Geosci.* 101, Suppl. 1, 269–288.
- CLARK, P.U., DYKE, A.S., SHAKUN, J.D., CARLSON, A.E., CLARK, J., WOHLFARTH, B., MITROVICA, J.X., HOSTETLER, S.W. & MCCABE, A.M. (2009): The last glacial maximum. – *Science* 325, 710–713.
- COLLET, L. & PARÉJAS, E. (1931): *Géologie de la Chaîne de la Jungfrau*. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 63.
- DÉVERIN, L. (1945): Etude pétrographique des minerais de fer oolithiques du Dogger des Alpes suisses. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 13/2.
- DIEHL, T., HUSEN, S., KISSLING, E. & DEICHMANN, N. (2009): High-resolution 3-D P-wave model of the Alpine crust. – *Geophys. J. Int.* 179/2, 1133–1147.
- DIELFORDER, A. & HETZEL, R. (2014): The deglaciation history of the Simplon region (southern Swiss Alps) constrained by ¹⁰Be exposure dating of ice-molded bedrock surfaces. – *Quatern. Sci. Rev.* 84, 26–38.
- DOLLFUS, S. (1965): Über den helvetischen Dogger zwischen Linth und Rhein. – *Ecolgae geol. Helv.* 58/1, 453–554.
- DOLLFUS, S. & TRÜMPY, R. (1966): Unterer Eisenoolith. In: RUTSCH, R.F. (Ed.): *Internationales stratigraphisches Lexikon, Bd. I: Europa, Fasz. 7 Schweiz, 7c Schweizer Alpen und Südtessin*. – Congr. géol. int. Comm. Stratigr.
- DOSWALD, C. (2012): «Erzwege» – Eisenerztransport in der vorindustriellen Schweiz. – *Berg-knappe* 121/2, 3–16.
- DRÄYER, B. (1999): *Geologische Untersuchungen am Hasliberg (Helvetikum des Berner Oberlandes)*. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- DÜRST STUCKI, M. & SCHLUNEGGER, F. (2013): Identification of erosional mechanisms during past glaciations based on a bedrock surface model of the central European Alps. – *Earth and planet. Sci. Lett.* 384, 57–70.
- DÜRST STUCKI, M., SCHLUNEGGER, F., CHRISTENER, F., OTTO, J.-C. & GÖTZ, J. (2012): Deepening of inner gorges through subglacial meltwater – An example from the UNESCO Entlebuch area, Switzerland. – *Geomorphology* 139–140, 506–517.
- EBERSBACH, R. (2008): Prospektion in den Berner Alpen. – *Archäol. Schweiz* 31/3, 19.
- ESCHER, B.G. (1911): Über die prätriassische Faltung in den Westalpen mit besonderer Untersuchung des Carbons an der Nordseite des Tödi (Bifertengrätli). – Diss. Univ. Zürich.

- ESCHER VON DER LINTH, H.C. (1808): Profilvereis vom Fuss der Gotthardstrasse bis ins Urselerthal. – *Alpina* 2.
- FANKHAUSER, H. (1979): Der etappenweise Ausbau der Wasserkräfte des Oberhasli vor 1970. – *Schweiz. Ing. Arch.* 97/14, 230–233.
- FELLENBERG, E. VON (1887): Granit und Gneiss in den Berner Alpen. – *Mitt. natf. Ges. Bern* 1887, 89–110.
- FERRAZZINI, B. & SCHULER, P. (1979): Eine Abwicklungskarte des Helvetikums zwischen Rhone und Rhein. – *Eclogae geol. Helv.* 72/2, 439–454.
- FISCHER, O. (1905): Ueber einige Intrusivgesteine der Schieferzone am Nordrand des zentralen Granites aus der Umgebung der Sustenhörner (mittleres Aarmassiv). – *Tscherm. mineral. petrogr. Mitt.* 24/1–2, 1–68.
- 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.
- FOHLMEISTER, J. & TRÜSSEL, M. (2019): Stalagmitenwachstum der letzten 200 000 Jahre in den Karsthöhlen der Melchsee-Frutt. In: *Kongressakten des Nationalen Höhlenforscherkongresses 2019*. – Schweizerische Gesellschaft für Höhlenforschung (SGH).
- FÖLMI, 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.
- FREY, F. (1966): Scheidegg-Tertiär. In: RUTSCH, R.F. (Ed.): *Internationales stratigraphisches Lexikon*, Bd. I: Europa, Fasz. 7 Schweiz, 7c Schweizer Alpen und Südtessin. – *Congr. géol. int. Comm. Stratigr.*
- FREY, M. & FERREIRO MÄHLMANN, R. (1999): Alpine metamorphism of the Central Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 79/1, 135–154.
- FRY, B., DESCHAMPS, F., KISSLING, E., STEHLY, L. & GIARDINI, D. (2010): Layered azimuthal anisotropy of Rayleigh wave phase velocities in the European Alpine lithosphere inferred from ambient noise. – *Earth and planet. Sci. Lett.* 297/1–2, 95–102.
- GANDER, P. (2007): Altersbestimmung des Bergsturzes von Balm, Meiringen BE – Radiokarbon-Datierung an Holzproben und Bestimmung von aktuellen Sedimentationsraten. – *Bull. angew. Geol.* 12/2, 63–71.
- GERBER, M. (1930): Beiträge zur Stratigraphie der Jura-Kreidegrenze in der Zentralschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 23/2, 497–547.
- GIBA, M.O. (2006): Strukturelle Kartierung am Nordrand des Aarmassivs, Berner Oberland (Schweiz). – *Ber. Diplomkart. Univ. Freiburg i.Br.*
- GISLER, C. (2003): Die basale Trias am Nordrand des Aarmassivs zwischen Titlis und Reusstal. – *Diplomarb. Univ. Bern* (unpubl.).
- (2018): Blatt 1212 Amsteg. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Erläut. 160.
- GISLER, C., HOCHULI, P., RAMSEYER, K., BLÄSI, H. & SCHLUNEGGER, F. (2007): Sedimentological and palynological constraints on the basal Triassic sequence in Central Switzerland. – *Swiss J. Geosci.* 100/2, 263–272.
- 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. & SPILLMANN P. (2011): Die Mesozoisch-Alttertiäre Sedimentbedeckung. In: SPILLMANN, P., LABHART, T., BRÜCKER, W., RENNER, F., GISLER, C. & ZGRAGGEN, A. (Hrsg.): *Geologie des Kantons Uri* (S. 49–78). – *Ber. natf. Ges. Uri* 24.

- GLAMOS [Glacier Monitoring Switzerland] (1881–2019): The Swiss Glaciers 1880–2016/17. – Glaciological Reports 1–138, Yearbooks Of The Cryospheric Commission Of The Swiss Academy Of Sciences (SCNAT), VAW/ETH Zurich, Doi:10.18752/glrep_series (www.glamos.ch).
- GONCALVES, P., OLIOT, E.D., MARQUER, D. & CONNOLLY, J.A.D. (2012): Role of chemical processes on shear zone formation: an example from the Grimsel metagranodiorite (Aar Massif, Central Alps). – *J. metamorph. Geol.* 30/7, 703–722.
- GRAF, H.R., BITTERLI-DREHER, P., BURGER, H., BITTERLI, T., DIEBOLD, P. & NAEF, H. (2006): Blatt 1070 Baden (mit Beiträgen von R. SCHÜRCH). – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Erläut. 120.
- GRISCHOTT, R., ANSELMETTI, F. & FUNK, M. (2010): Seismic survey lake Trift. – *Tech. rep. EAWAG Dübendorf u. VAW Zürich* (unpubl.).
- GÜNZLER-SEIFFERT, H. (1943): Beweise für passive Tektonik im Berner Oberland. – *Eclogae geol. Helv.* 36/2, 219–223.
- GÜNZLER-SEIFFERT, H. & WYSS, R. (1938): Blatt 1229 Grindelwald. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Erläut. 13.
- HAEBERLI, W. (1985): Creep of mountain permafrost: Internal structure and flow of alpine rock-glaciers. – *Mitt. VAW Zürich* 77, 142.
- HAGKE, C. VON, CEDERBOM, C.E., ONCKEN, O., STÖCKLI, D., RAHN, M. & SCHLUNEGGER, F. (2012): Linking the northern Alps with their foreland: The latest exhumation history resolved by low temperature thermochronology. – *Tectonics* 31/5, doi:10.1029/2011TC003078.
- HAGKE, C. VON, ONCKEN, O. & EVSEEV, S. (2014): Critical taper analysis reveals lithological control of variations in detachment strength: An analysis of the Alpine basal detachment (Swiss Alps). – *Geochem., Geophys., Geosyst.* 15/1, 176–191.
- HÄNNI, R. (1995): Geologische Untersuchungen im Kleinen Melchtal (OW). – *Diplomarb. Univ. Bern* (unpubl.).
– (1999): Der geologische Bau des Helvetikums im Berner Oberland. – *Diss. Univ. Bern*.
- HÄNNI, R., MÖRI, A. & PFIFFNER, O.A. (1997): Die helvetischen Decken zwischen Melchtal und Brünig. – *Mitt. natf. Ges. Luzern* 35, 197–207.
- HÄNNI, R. & PFIFFNER O.A. (2001): Evolution and internal structure of the Helvetic nappes in the Bernese Oberland. – *Eclogae geol. Helv.* 94/2, 161–171.
- HANTKE, R. (1980): Eiszeitalter (Bd. 2). Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. – *Ott, Thun*.
- HANTKE, R., PFIFFNER, O.A. & GOUFFON, Y. (2013): Blatt 1172 Muotathal, mit Ostteil von Blatt 1171 Beckenried. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Erläut. 127.
- 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.
- HEIM, ALB. (1917): der Kontakt von Gneiss und Mesozoikum am Nordrand des Aarmassivs bei Erstfeld. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 62/1–2, 423–451.
– (1921): *Geologie der Schweiz* (Bd. 2). – *Tauchnitz, Leipzig*.
- HERB, R. (1988): Eocäne Paläogeographie und Paläotektonik des Helvetikums. – *Eclogae geol. Helv.* 81/3, 611–657.
– (1991): Stratigraphie und paläogeographische Entwicklung des aarmassivischen Mesozoikums der Zentralschweiz. – *Arch. Landesgeologie, swisstopo, Wabern*, Nr. 42801 (unpubl.)
- HERWEGH, M., BERGER, A., BAUMBERGER, R., WEHRENS, P. & KISSLING, E. (2017): Large-scale crustal-block-extrusion during late Alpine collision. – *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. & KISLING, 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, O.A. (2005): Tectono-metamorphic evolution of a nappe stack: A case study of the Swiss Alps. – *Tectonophysics* 404/1–2, 55–76.
- HESS, P. (1940): Zur Stratigraphie des Doggers und der Dogger-Malmgrenze von Engelberg. – Diss. Univ. Bern.
- 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.
- HIPPE, K., IVY-OCHS, S., KOBER, F., ZASADNI, J., WIELER, R., WACKER, L., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, C. (2014): Chronology of Lateglacial ice flow reorganization and deglaciation in the Gotthard Pass area, Central Swiss Alps, based on cosmogenic ¹⁰Be and in situ ¹⁴C. – *Quatern. Geochr.* 19, 14–26.
- 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.
- HORMES, A., SCHLÜCHTER, C. & STOCKER, T.F. (1998): Minimal extension phases of Unteraar-glacier (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*. – *Radio-carbon* 40/2, 809–817.
- HOTZ, B. (1989): Zur Geologie zwischen Jochpass und Titlis. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- HUBER, M. (1922): Intrusions- und Kontakterscheinungen im Oberhasle. Beitrag zur Petrographie und Geologie des mittleren Aarmassivs. – Diss. Univ. Bern.
- HUGI, E. (1907): Vorläufige Mitteilungen über Untersuchungen in der nördlichen Gneiszone des zentralen Aarmassivs. – *Eclogae geol. Helv.* 9/4, 441–464.
- (1922): Das Aarmassiv, ein Beispiel alpiner Granitintrusion. – *Verh. schweiz. natf. Ges.* 103/2, 86–109.
- (1934): Das Aarmassiv. – *Geologischer Führer der Schweiz*, H. 2: Allgemeine Einführungen (S. 130–138). – Wepf, Basel.
- HUGI, F.J. (1830): *Naturhistorische Alpenreise*. – Amiet-Lutiger, Solothurn.
- HÜGLI, T. (1955): Petrographische Beobachtungen im Zuleitungsstollen Gadmalen–Rotlauhütte der Kraftwerke Oberhasli AG. – *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.
- HÜGLY, W. (1927a): Petrographisch-geologische Untersuchungen im östlichen Aar-Massiv zwischen Wendenjoch–Wassen–Erstfeld. – Diss. Univ. Bern.
- (1927b): Petrographisch-geologische Untersuchungen im östlichen Aar-Massiv zwischen Wendenjoch–Wassen–Erstfeld. – *Jb. phil. Fak. Bern* 7, 91–97.
- HUSEN, D. VAN (1997): LGM and Late-glacial fluctuations in the Eastern Alps. – *Quatern. Int.* 38–39, 109–118.
- HUTTENLOCHER, H. (1947): Über Verschiedenheiten im Verlaufe magmatischer und metamorpher Prozesse, erläutert an Beispielen aus dem Aarmassiv. – *Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.]* 4, 85–116.
- ISCHI, H. (1978): Das Berriasien-Valanginien in der Wildhorn-Drusberg-Decke zwischen Thuner- und Vierwaldstättersee. – Diss. Univ. Bern.

- IVY-OCHS, S. (1996): The dating of rock surfaces using in situ produced ^{10}Be , ^{26}Al and ^{36}Cl , with examples from Antarctica and the Swiss Alps. – PhD thesis ETH Zürich.
- (2015): Glacier variations in the European Alps at the end of the Last Glaciation. – *Cuad. Invest. geogr.* 41/2, 295–315.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, C. (2006a): Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: the Gschnitz stadial. – *J. Quatern. Sci.* 21/2, 115–130.
- 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. – *Quatern. Sci. Rev.* 28/21–22, 2137–2149.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., REUTHER, A., MAISCH, M., SAILER, R., SCHAEFER, J., KUBIK, P.W., SYNAL, H.-A. & SCHLÜCHTER, C. (2006b): The timing of glacier advances in the northern European Alps based on surface exposure dating with cosmogenic ^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl , and ^{21}Ne . In: SIAME, L.L., BOURLÈS, D.L. & BROWN E.T. (eds.): In situ-produced cosmogenic nuclides and quantification of geological processes. – *Spec. Pap. geol. Soc. Amer.* 415, 43–60.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., REUTHER, A., PREUSSER, F., HEINE, K., MAISCH, M., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, C. (2008): Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. – *J. Quatern. Sci.* 23/6–7, 559–573.
- 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.
- JÄCKLI, H. (1962): Die Vergletscherung der Schweiz im Würmmaximum. – *Eclogae geol. Helv.* 55/2, 285–294.
- JEGHER, W. (1942): Das Kraftwerk Innertkirchen, die zweite Stufe der Oberhasliwerke. – *Schweiz. Bauztg.* 120/3, 25–30.
- JOERIN, U.E., STOCKER, T.F. & SCHLÜCHTER, C. (2006): Multicentury glacier fluctuations in the Swiss Alps during the Holocene. – *Holocene* 16/5, 697–704.
- JUILLARD, H. (1942): Die Wasserfassungen der Zuleitung Gadenen zum Kraftwerk Innertkirchen. – *Schweiz. Bauztg.* 76/9, 119–124.
- (1961): Der Ausbau der Wasserkräfte im Gental und Gadmental mit Kraftwerk Führen. – *Schweiz. Bauztg.* 79/44, 755–761.
- K+H [Kellerhals + Haefeli AG] (1994): Hydrogeologie Haslital, zwischen Innertkirchen und Briener See – Grundlagen für Schutz und Bewirtschaftung der Grundwasser des Kantons Bern. – *Wasser- und Energiewirtschaftsamt des Kantons Bern, Bern.*
- (2001): Thermalwasser. – *Georama* 4, 3–4.
- (2004): Kraftwerk Schattenhalb 3, neuer Stollen für die Druckleitung, geologisch-geotechnischer Bericht. – *Ber. Nr. 4323 z.H. EWR Energie AG, 26. 3. 2004 (unpubl.)*
- (2010): Kraftwerk Schattenhalb 3, Druckleitungsstollen, geologischer Schlussbericht. – *Ber. Nr. 6090 z.H. EWR Energie AG, 2. 9. 2010 (unpubl.)*
- (2015): Erweiterung Kraftwerk Innertkirchen 1 INN1S/INN1E, geologischer Schlussbericht. – *Ber. Nr. 8035 z.H. Kraftwerke Oberhasli AG, 23. 12. 2015 (unpubl.)*
- KAJEL, L. (1973): Geologisch-mineralogische Untersuchungen an Karbonvorkommen im westlichen und nördlichen Aarmassiv. – *Diss. Univ. Bern.*

- KAMMER, A. (1980): Geologie des Wendentales (östliches Berner Oberland). – Lizarb. Univ. Bern (unpubl).
- (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.
- KEHEW, A.E., PIOTROWSKI, J.A. & JØRGENSEN, F. (2012): Tunnel valleys: concepts and controversies – a review. – *Earth-Sci. Rev.* 113/1–2, 33–58.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (2005): Der Rhein-Linth-Gletscher im letzten Hochglazial. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 150/3–4, 69–85.
- KELLY, M.A., IVY-OCHS, S., KUBIK, P.W., BLANCKENBURG, F. VON & SCHLÜCHTER, C. (2006): Chronology of deglaciation based on ¹⁰Be dates of glacial erosional features in the Grimsel Pass region, central Swiss Alps. – *Boreas* 35/4, 634–643.
- KEMPF, O. & PFIFFNER, O.A. (2004): Early Tertiary evolution of the North Alpine Foreland Basin of the Swiss Alps and adjoining areas. – *Basin Res.* 16, 549–567.
- KERSCHNER, H. (2009): Gletscher und Klima im Alpenen Spätglazial und frühen Holozän. In: SCHMIDT, R., MATULLA, C. & PSENNER, R. (Hrsg.): Klimawandel in Österreich. Die letzten 20 000 Jahre und ein Blick voraus (S. 5–26). – University Press, Innsbruck.
- KING, L. (1974): Studien zur postglazialen Gletscher- und Vegetationsgeschichte des Sustenpassgebietes. – *Basler Beitr. Geogr.* 18.
- (1987): Studien zur postglazialen Gletscher- und Vegetationsgeschichte des Sustenpassgebietes. Mit einer Einführung zum Thema Gletscherschwankungen und Moränen. – Selbstverlag Giessener Geographische Schriften, Giessen.
- KISSLING, E. (2008): Deep structure and tectonics of the Valais – and the rest of the Alps. – *Bull. angew. Geol.* 13/2, 3–10.
- KISSLING, E. & SCHLUNEGGER, F. (2018): Rollback Orogeny Model for the Evolution of the Swiss Alps. – *Tectonics* 37/4, 1097–1115.
- KOENIGSBERGER, J. (1909): Einige Folgerungen aus geologischen Beobachtungen im Aare-, Gotthard- und Tessinermassiv. – *Ecolgae geol. Helv.* 10/6, 852–896.
- (1910a): Erläuterungen zur Geologischen und Mineralogischen Karte des östlichen Aarmassivs von Disentis bis zum Spannort. – Speyer & Kaerner, Freiburg i.Br.
 - (1910b): Die kristallinen Schiefer der zentralschweizerischen Massive und der Versuch einer Einteilung der kristallinen Schiefer. – *C.R. Congr. geol. internat. Stockholm* 11, 639–671.
- KUGLER, C. (1987): Die Wildeggen-Formation im Ostjura und die Schilt-Formation im östlichen Helvetikum; ein Vergleich. – Diss. ETH Zürich.
- LABHART, T.[P.] (1966): Mehrphasige alpine Tektonik am Nordrand des Aarmassivs – Beobachtungen im Druckstollen Trift-Speicherberg (Gadmental) der Kraftwerke Oberhasli AG. – *Ecolgae geol. Helv.* 59/2, 803–830.
- (1977): Aarmassiv und Gotthardmassiv. Sammlung geologischer Führer 63. – Bornträger, Berlin/Stuttgart.
- LABHART, T.[P.], 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.[P.] & RENNER, F. (2012): Blatt 1231 Urseren. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Erläut. 133.
- LABHART, T.[P.] & SCHALTEGGER, U. (2012): Petrographie und Tektonik des Aar-Massivs im Gebiet Sustenpass. – *Mskr.* (unpubl.).

- LABHART, T.[P.], SCHWIZER, B., GISLER, C. & RENNER, F. (2015b): Blatt 1211 Meiental, mit Südostteil von Blatt 1191 Engelberg. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 146.
- 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.).
- LEHMANN, A. (2008): Geologie des hinteren Erstfeldertals. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- LEUTZ, K. (2014): Sauerstoffisotopische und mineralogische Untersuchungen an Stalagmit M39_764/1 – ein Paläoklimaarchiv für das Holozän der Zentralschweiz. – Masterarb. Univ. Heidelberg (unpubl.).
- 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.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.
- (1987): Zur Gletschergeschichte des alpinen Spätglazials: Analyse und Interpretation von Schneegrenzdaten. – Geogr. Helv. 42/2, 63–71.
- (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.
- MASSAAD, M. (1973a): Les concrétions de «l'Aalénien». – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 53/3, 405–459.
- (1973b): Pétrographie de quelques shales de l'Aalénien de l'Helvétique et de l'Ultraschévétique. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 71/341, 373–383.
- MAYNC, W. (1938): Die Grenzschichten von Jura und Kreide in der Titliskette. – Eclogae geol. Helv. 31/1, 21–70.
- MENKVELD, J.W. (1995): Der geologische Bau des Helvetikums der Innerschweiz. – Diss. Univ. Bern.
- 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.
- MERCOLLI, I., BIINO, G.G. & ABRECHT, J. (1994): The lithostratigraphy of the pre-Mesozoic basement of the Gotthard massif: a review. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 74/1, 29–40.
- MICHALSKI, I. & SOOM, M. (1990): The Alpine thermo-tectonic evolution of the Aar and Gotthard massifs, Central Switzerland: fission track ages on zircon and apatite and K-Ar mica ages. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 70/3, 373–387.

- MOCK, S. (2014): Deformation of the sediment–crystalline contact in the northern Aar massif (Innertkirchen, Bernese Oberland). – MSc Thesis Univ. Bern (unpubl.).
- MOESCH, C. (1894): Geologische Beschreibung der Kalk- und Schiefergebirge zwischen dem Reuss- und dem Kienthal. – Beitr. geol. Karte Schweiz 24.
- MOHR, H. (1992): Der Helvetische Schelf der Ostschweiz am Übergang vom Späten Jura zur Frühen Kreide. – Diss. ETH Zürich.
- MONEGATO, G., RAVAZZI, C., DONEGANA, M., PINI, R., CALDERONI, G. & WICK, L. (2007): Evidence of a two-fold glacial advance during the last glacial maximum in the Tagliamento end moraine system (eastern Alps). – Quatern. Res. 68/2, 284–302.
- MOREL, P., GUBLER, T., SCHLÜCHTER, C. & TRÜSSEL, M. (1997): Entdeckung eines jungpleistozänen Braunbären auf 1800 mü.M. in einer Höhle der Obwaldner Voralpen, Melchsee-Frutt. In: Karst- und Höhlenforschung in Ob- und Nidwalden (S. 116–125). – Ber. natf. Ges. Ob- u. Nidwalden 1.
- MORGENTHALER, H. (1921): Petrographisch-tektonische Untersuchungen am Nordrand des Aarmassivs. – Eclogae geol. Helv. 16/2, 179–217.
- MÖRI, A. (1995): Geologische Untersuchungen im Melchtal (OW). – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- MÜLLER, F. (1938): Geologie der Engelhörner, der Aareschlucht und der Kalkkeile bei Innertkirchen. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 74.
– (1941): Die Tektonik der autochthonen und parautochthonen Schuppenregion östlich des Aaretals, besonders im Gental. – Eclogae geol. Helv. 34/1, 107–116.
- MÜLLER, K.E. (1848): Geschichte der Erbauung der Nydeggbücke. – Staatsarchiv des Kantons Bern (BB X 1816), unpubl. Ber.
- MÜLLER-LANDSMANN, J.R. (1900): Das Eisenbergwerk im Oberhasle, Kanton Bern (Schweiz). – J. Frey, Zürich.
- NEIGER, H. (1978): Bergstürze im Haslital. – Pauli Schnelldruck, Meiringen.
- 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., LUENS DORF, N.K. & HERWEGH, M. (2018): Large vertical displacement of a crystalline massif recorded by Raman thermometry. – Geology 46/10, 879–882.
- NÜESCH, R. (1981): Strukturelle Beziehungen zwischen dem kristallinen Grundgebirge und der darüberliegenden Sedimenthülle im Gebiet von Erstfeld. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- OBERHOLZER, J. (1933): Geologie der Glarneralpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 28.
- OBERHÄNSLI, R., SCHENKER, F. & MERCOLLI, I. (1988): Indications of Variscan nappe tectonics in the Aar Massif. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 68/3, 509–520.
- OLSEN, S.N., JOHNSON, C.M., BEARD, B.L. & BAUMGARTNER, L.M. (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.
- PAULCKE, W. (1911): Fossilführender «Röti-Dolomit». – Cbl. Mineral. Geol. Paläont. 1.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901–1909): Die Alpen im Eiszeitalter (3 Bde.). – Tauchnitz, Leipzig.
- PETERS, M. (2012): Spatial distribution of quartz recrystallization microstructures in the Aar massif (Swiss Central Alps). – MSc Thesis Univ. Bern (unpubl.).
- PIFFNER, O.A. (1978): Der Falten- und Kleindeckenbau im Infrahelvetikum der Ostschweiz. – Eclogae geol. Helv. 71/1, 61–84.

- PIFFNER, O.A. (1993): The structure of the Helvetic nappes and its relation to the mechanical stratigraphy. – *J. struct. Geol.* 15/3–5, 511–521.
- (2009): *Geologie der Alpen*. – Haupt, Bern.
 - (2011): Structural map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France), 1:100 000. – *Geol. Spec. Map, explan. notes 128*.
 - (2016): Basement-involved thin-skinned and thick-skinned tectonics in the Alps. – *Geol. Mag.* 153/5–6, 1085–1109.
- PIFFNER, O.A., BURKHARD, M., HÄNNI, R., KAMMER, A., KLIGFIELD, R., MANCKTELOW, N.S., MENKVELD, J.-W., RAMSAY, J.G., SCHMID, S.M. & ZURBRIGGEN, R. (2010): Structural Map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France), 1: 100 000. – *Geol. spec. Map 128*.
- PIFFNER, O.A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. (1997): Deep structure of the Swiss Alps: results of NFP 20. – Birkhäuser, Basel.
- PILLOUD, A. (1982): *Geologie im Gebiet der Axalp*. – Lizarb. Univ. Bern (unpubl.).
- (1990): Bau und jurassische präorogene Tektonik der Helvetischen Hauptschubmasse im Berner Oberland. – Diss. Univ. Bern.
- PLOEG, P. VAN DER (1912): Geologische Beschreibung der Schlossberg-Spannortgruppe. – *Eclogae geol. Helv.* 12/2, 194–245.
- PORTER, S.C. & DENTON, G.H. (1967): Chronology of neoglaciation in the North American cordillera. – *Amer. J. Sci.* 265/3, 177–210.
- RAUMER, J.F. VON, MENOT, R.-P., ABRECHT, J. & BIINO, G.G. (1993): The Pre-Alpine evolution of the External Massifs. In: RAUMER, J.F. VON & NEUBAUER, F. (eds.): *The Pre-Mesozoic Geology in the Alps* (p. 221–240). – Springer, Berlin/Heidelberg.
- REBER, R., AKÇAR, N., IVY-OCHS, S., TIKHOMIROV, D., BURKHALTER, R., ZAHNO, C., LÜTHOLD, A., KUBIK, P.W., VOCKENHUBER, C. & SCHLÜCHTER, C. (2014): Timing of retreat of the Reuss Glacier (Switzerland) at the end of the Last Glacial Maximum. – *Swiss J. Geosci.* 107/2, 293–307.
- RENNER, F. (1982): Beiträge zur Gletschergeschichte des Gotthardgebietes und dendroklimatologische Analysen an fossilen Hölzern. – *Phys. Geogr.* 8.
- RENNER, F. & ZGRAGGEN, A. (2011): Auf den Spuren des Reussgletschers von der Eiszeit bis zur Gegenwart. In: SPILLMANN, P., LABHART, T., BRÜCKER, W., RENNER, F., GISLER, C. & ZGRAGGEN, A. (Hrsg.): *Geologie des Kantons Uri* (S. 97–134). – *Ber. natf. Ges. Uri* 24.
- RICOUR, J. (1952): Faune du Trias de la couverture des massifs cristallins externes des Alpes (Suisse et France). – *C. R. Soc. géol. France* 1952, 301–304.
- ROD, E. (1937): Stratigraphie des Malm der Graustock-Hutstock-Gruppe (Melchtal, Kanton Obwalden). – Diss. Univ. Bern.
- ROHR, K. (1926): Stratigraphische und tektonische Untersuchungen der Zwischenbildungen am Nordrand des Aarmassivs (zwischen Wendenjoch und Wetterhorn). – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 57.
- ROLLAND, Y., COX, S.F. & CORSINI, M. (2009): Constraining deformation stages in brittle–ductile shear zones from combined field mapping and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating: the structural evolution of the Grimsel Pass area (Aar Massif, Swiss Alps). – *J. struct. Geol.* 31/11, 1377–1394.
- ROTH, H. (1940): Bericht über die Erzlagerstätte Planplatten–Erzegg. – *Ber. Arbeitsausschuss für Atombrennstoffe* (unpubl.).
- RÖTHLISBERGER, P. (1922): Beitrag zur Kenntnis der siderolithischen Bildungen in den Schweizeralpen. – Diss. Univ. Bern.
- RUTISHAUSER, H. (1972): Die quantitative Erfassung von Migmatiten im Aufschlussbereich (Erläuterungen am Beispiel des Lauterbrunner-Kristallins). – Diss. Univ. Bern.

- SAC [Schweizer Alpen-Club] (2013): Festschrift zum 150-jährigen Bestehen der Sektion Bern des Schweizer Alpen-Clubs. – Rub Media AG, Wabern.
- SCABELL, W. (1923): Beiträge zur geologischen Kenntnis der Wetterhorn-Schreckhorn-Gruppe. – Jb. phil. Fak. II Univ. Bern 3.
- (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. – Lizarb. Univ. Bern (unpubl.).
- (1989): Geochemische und isotopengeochemische Untersuchungen am Zentralen Aaregranit und seinen assoziierten Gesteinen zwischen Aare und Reuss. – Diss. Univ. Bern.
- (1992): Die polymetamorphe Geschichte des Aarmassivs – neue U-Pb-Resultate. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 72/1, 148–149.
- (1993): The evolution of the polymetamorphic basement in the Central Alps unravelled by precise U-Pb zircon dating. – Contr. Mineral. 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.
- SCHALTEGGER, U., ABRECHT, J. & CORFU, F. (2003): An Ordovician orogeny in the Alpine basement: constraints from geochronology and geochemistry (Aar massif, Central Alps). – Schweiz mineral. petrogr. Mitt. 83/2, 183–195.
- 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. – Contr. 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, 82–89.
- SCHALTEGGER, U. & GEBAUER, D. (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 Aar-Massiv unter kompressiver Tektonik. – Diss. Univ. Bern.
- (1987): Hinweise für kompressive Tektonik während der Ablagerung von oberpaläozoischen Sedimenten und Vulkaniten im Aar-Massiv. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 53/124, 45–57.
- SCHENKER, F. & ABRECHT, J. (1987): Prä-aargranitische, variszische Kontaktmetamorphose und alpidische Regionalmetamorphose im Oberhasli (zentrales Aarmassiv, Schweiz). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 67/1, 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 swisstopo, Wabern.
- SCHLUNEGGER, F. & KISSLING, E. (2015): Slab rollback orogeny in the Alps and evolution of the Swiss Molasse basin. – Nature Communic. 6, 8605, doi.10.1038/ncomms9605.
- SCHMALHOLZ, S.M. (1997): Sediment wedges: Geometry, kinematics and dynamics of the basement-cover contact at the northern Aar massif, Central Switzerland. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- SCHMID, S.M., PFIFFNER, O.A., FROITZHEIM, N., SCHÖNBORN, G. & KISSLING, E. (1996): Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss–Italian Alps. – Tectonics 15/5, 1036–1064.

- SCHNEEBERGER, R., BERGER, A., HERWEGH, M., EUGSTER, A., KOBER, F., SPILLMANN, T. & BLECHSCHMIDT, I. (2016): GTS-Phase VI – LASMO: Geology and structures of the GTS and Grimsel region. – NAGRA Arbeitsber. NAB 16–27.
- SCHNEEBERGER, R., VARGA, M. DE LA, EGLI, D., BERGER, A., KOBER, F., WELLMANN, F. & HERWEGH, M. (2017): Methods and uncertainty estimations of 3-D structural modelling in crystalline rocks: a case study. – *Solid Earth* 8/5, 987–1002.
- SCHNEIDER, S. (1998): Sedimentologie des helvetischen Dogger und Malm sowie C-Isotopenstratigraphie des Quintnerkalks im Gebiet der Melchsee-Frutt (OW). – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- SCHNEIDER AG [Dr. T.R. Schneider AG] (1973): Transitgas AG, Kirchetstollen, geologische und technische Aufnahmen. – Ber. Nr.313. z.H. Elektro-Watt AG Zürich (unpubl.).
- SCHUMACHER, J. (1948): Zur Gliederung des marinen Lutétien und basalen Priabonien der Schweizer Alpen. – *Eclogae geol. Helv.* 41/1, 79–88.
- (1950): Die Flysch- und Parautochthonzone des oberen Engelbergertales (Zentralschweiz). Mit einem Anhang: Zur Herkunft der Gerölle im Gruontalkonglomerat (Zentralschweiz). – *Mitt. natf. Ges. Bern* [N.F.] 7, 1–56.
- SCHWARZ, H. (1969a): Geologische Untersuchungen des Helvetikums im oberen Gental und am Jochpass. – Diss Univ. Bern.
- (1969b): Geologische Untersuchungen des Helvetikums im oberen Gental und am Jochpass, gekürzte Fassung. – Diss Univ. Bern.
- SPILLMANN, P. (2011): Der Bau des Gebriges und die Entwicklung der Landschaft des Kantons Uri. In: SPILLMANN, P., LABHART, T., BRÜCKER, W., RENNER, F., GISLER, C. & ZGRAGEN, A. (Hrsg.): *Geologie des Kantons Uri* (S. 79–96). – *Ber. natf. Ges. Uri* 24.
- SPÖRLI, B. (1966): Geologie der östlichen und südlichen Urirotstock-Gruppe. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich* [N.F.] 62.
- STAEGER, D. (1944): Geologie der Wilerhorngruppe zwischen Brienz und Lungern (Kantone Bern und Unterwalden). – *Eclogae geol. Helv.* 37/1, 99–188.
- STAENDER, G. (1943): Stratigraphie und Tektonik des helvetischen Malm zwischen Kiental und Lüttschental (Berner Oberland). – Diss. Univ. Bern.
- STECK, A. (1968): Die alpidischen Strukturen in den Zentralen Aaregraniten des westlichen Aarmassivs. – *Eclogae geol. Helv.* 61/1, 19–48.
- STUTZ, U. (1879): Geologische Notizen aus den Alpen. Über das Erstfeldertal. – *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont.* 1879, 842–849.
- TAVEL, H. VON (1936): Stratigraphie der Balmhorngruppe mit Einschluss des Gemmipasses (Berner Oberland). – *Mitt. natf. Ges. Bern* 1936/2, 43–120.
- TBA BE [Tiefbauamt des Kantons Bern, Oberingenieurkreis I] (2004): *Donnergrollen am Chapf – Chronik der Sicherheitsprestungen im Felssturzgebiet Üssri Urweid (Oberes Haslital – Berner Oberland)*. – Schläfli & Maurer AG, Interlaken.
- TOBLER, A. (1897): Über die Gliederung der mesozoischen Sedimente am Nordrand des Aarmassivs. – *Verh. natf. Ges. Basel* 12, 25–107.
- TRÖHLER, B. (1966): Geologie der Glockhaus-Gruppe, mit besonderer Berücksichtigung des Eisenoolithes der Erzeegg-Planplatte. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 13/10.
- TRÜMPY, R. (1966a): Schiltschichten. In: RUTSCH, R.F. (Ed.): *Internationales stratigraphisches Lexikon, Bd. I: Europa, Fasz. 7 Schweiz, 7c Schweizer Alpen und Südtessin*. – *Congr. géol. int. Comm. Stratigr.*
- (1966b): Troskalk. In: RUTSCH, R.F. (Ed.): *Internationales stratigraphisches Lexikon, Bd. I: Europa, Fasz. 7 Schweiz, 7c Schweizer Alpen und Südtessin*. – *Congr. géol. int. Comm. Stratigr.*

- TRÜMPY, R. (1966c): Quintnerkalk. In: RUTSCH, R.F. (Ed.): Internationales stratigraphisches Lexikon, Bd. I: Europa, Fasz. 7 Schweiz, 7c Schweizer Alpen und Südessin. – Congr. géol. int. Comm. Stratigr.
- (1969): Die helvetischen Decken der Ostschweiz – Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. – *Eclogae geol. Helv.* 62/1, 105–142.
- TRÜSSEL, M. (2014): Nachweis von fünf Karstniveaus in Obwalden und Nidwalden mit ersten radiometrischen U/Th-Datierungen von Stalagmiten in den beiden jüngsten fossilen Karstniveaus. – NAGRA Arbeitsber. NAB 14–73.
- (2013): Vom Fuchsloch zur Schratzenhöhle – Obwaldner Karst- und Höhlenforschung von 2003 bis 2012 (Bd. VI u. V). – HGT-Verlag, Alpnach.
- VHBO [Verein für Höhlenforschung Berner Oberland] (1989): Hydrologie. – *Der Oberländer Höhlenforscher* 2, 8–9.
- (1992): VHBO-Tätigkeitsbericht 1990. – *Der Oberländer Höhlenforscher* 6, 58–63.
- WALLIMANN, L. (2015): Melchtal–Melchse-Frutt–Jochpass. In: SAUTER, M. (Hrsg.): Ausflug in die Vergangenheit. Archäologische Streifzüge durch die Urschweiz (S. 82–87). – Librum, Hochwald.
- WANGENHEIM, C. (2016): Quantifying fluvial and glacial erosion using (detrital) thermochronology, cosmogenic nuclides and numerical modelling: A case study in the European Alps. – PhD Thesis Univ. Hannover.
- 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. (2016): Deformation at the frictional-viscous transition: Evidence for cycles of fluid-assisted embrittlement and ductile deformation in the granitoid crust. – *Tectonophysics* 693/A, 66–84.
- (2017): How is strain localised in a mid-crustal basement section? Spatial distribution of deformation in the Aar massif (Switzerland). – *J. struct. Geol.* 94, 47–67.
- WEHRLI, L. (1919): Die postkarbonischen Kohlen der Schweizeralpen. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 7.
- WEIDMANN, M. (1984): Paléokarst éocène dans l'autochtone Chablaisien (VS et VD). – *Bull. Murithienne, Soc. valais. Sci. nat.* 10, 119–127.
- WEIDMANN, M., FRANZEN, J. & BERGER, J.-P. (1991): Sur l'âge des Couches à Cérithes ou Couches des Diablerets de l'Eocène alpin. – *Eclogae geol. Helv.* 84/3, 893–919.
- WENGER, U. (2013): Das Eisenwerk im Müllital, Innertkirchen. Geschichte zum Erzabbau Planplatten, Erzegg. – Schweizerische Gesellschaft für historische Bergbauerschung.
- WENGER, U., WIDMER, R. & ZOGRAPPOS, G. (2016): Erzbergbau im Gental. – *Min. Helv.* 37.
- WIELAND, B. (1976): Petrographie eocäner siderolithischer Gesteine des Helvetikums der Schweiz. Ihre Diagenese und schwache Metamorphose. – *Diss. Univ. Bern.*
- WILDBERGER, A. (1997): Karst im Brüniggebiet. In: Karst- und Höhlenforschung in Ob- und Nidwalden (S. 36–47). – *Ber. natf. Ges. Ob- u. Nidwalden* 1.
- WIRSIG, C., IVY-OCHS, S., AKÇAR, N., LUPKER, M., HIPPE, K., WACKER, L., VOCKENHUBER, C. & SCHLÜCHTER, C. (2016a): Combined cosmogenic ¹⁰Be, in situ ¹⁴C and ³⁶Cl 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.
- WIRSING A.L. (1775): Marmora et adfines aliquos lapides coloribus suis. Abbildungen der Marmor-Arten und einiger verwandten Steine nach der Natur auf das sorgfältigste mit Farben erleuchtet. – Nürnberg.

- WÜRGLER, A. (1979): Geschichte der Landschaft Hasli. – Brügger, Meiringen.
- ZAHN, U. (2001): Eisenbergwerk Mühletal. – Gemeinnütziger Verein, Meiringen.
- 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.
- ZIEGLER, M., LOEW, S. & MOORE, J.R. (2013): Distribution and inferred age of exfoliation joints in the Aar Granite of the central Swiss Alps and relationship to Quaternary landscape evolution. – *Geomorphology* 201, 344–362.

PUBLIZIERTE GEOLOGISCHE KARTEN

Geologische Karte der Schweiz 1:500 000

Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

Tektonische Karte der Schweiz 1:500 000

Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM) 1:500 000

Bundesamt für Landestopografie swisstopo, Landesgeologie, 2009.

Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200 000

- Blatt 2 Basel–Bern, von P. CHRIST, 1942.
- Blatt 3 Zürich–Glarus, von P. CHRIST & W. NABHOLZ, 1950.
- Blatt 6 Sion, von P. CHRIST, 1942.
- Blatt 7 Ticino, von P. CHRIST & W. NABHOLZ, 1955.

Geologische Karte der Schweiz 1:100 000

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

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000

- Nr. 13 Grindelwald (LK 1229), von H. GÜNZLER-SEIFFERT, L. W. COLLET, K. LOUIS, F. MÜLLER, E. PARÉJAS, W. SCABELL & R. WYSS, 1938.
- Nr. 133 Urseren (LK 1231), von T. LABHART, 2012.
- Nr. 146 Meiental (LK 1211), von T. LABHART, B. SCHWIZER, C. GISLER & F. RENNER, 2015.

Geologische Spezialkarten

- Nr. 6 Geognostische Karte des Sanct Gotthard, 1:50 000, von K. VON FRITSCH, 1873.
- Nr. 8 Geologische Kartenskizze der mechanischen Contactzone von krystallinischem und Kalk-Gebirge zwischen Lauterbrunnen- und Reuss-Thal, 1:50 000, von A. BALTZER, 1880.
- Nr. 55 Geologische Karte des Gebirges zwischen Engelberg und Meiringen, 1:50 000, von P. ARBENZ, 1911.
- Nr. 84 Geologische Karte der Urirotstockgruppe, 1:50 000, von P. ARBENZ, 1918.
- Nr. 95 Geologische Karte und Profile des Brienzergates, 1:50 000, von F. L. MICHEL, 1921.
- Nr. 128/3 Structural Map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France), 1:100 000, Blatt 42 Oberwallis, von O. A. PFIFFNER, M. BURKHARD, R. HÄNNI, A. KAMMER, R. KLIGFIELD, N. MANCKTELOW, J. G. RAMSAY & R. ZURBRIGGEN, 2010.
- Nr. 128/4 Structural Map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France), 1:100 000, 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, 1:100 000, von A. BERGER, I. MERCOLLI, M. HERWEGH & E. GNOS, 2017.

Weitere geologische Karten mit z.T. vereinfachter topografischer Grundlage (Auswahl)

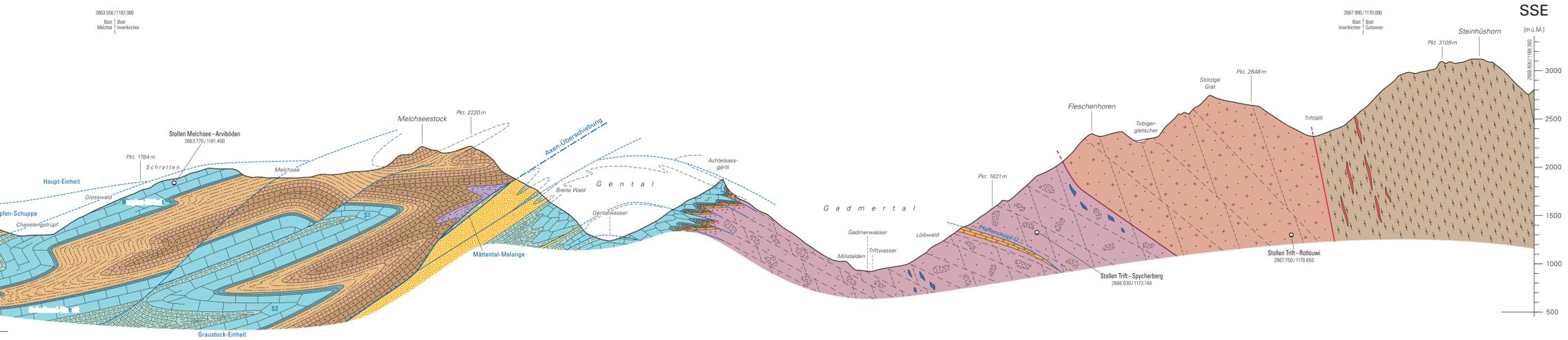
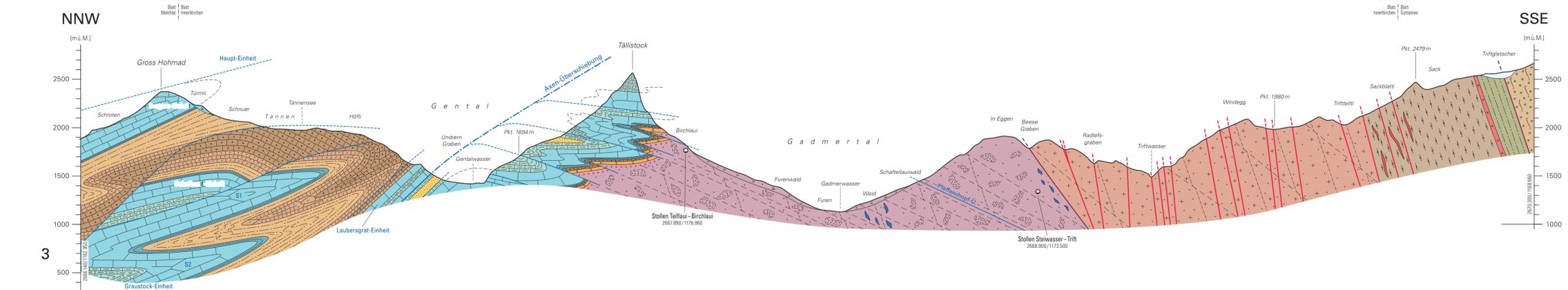
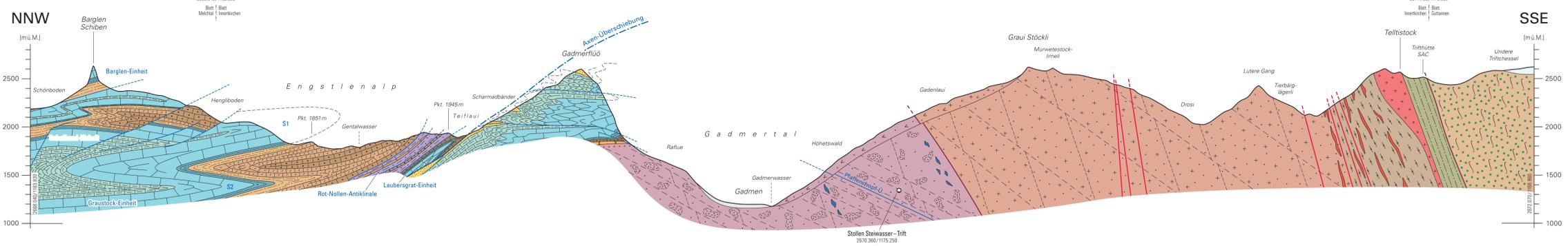
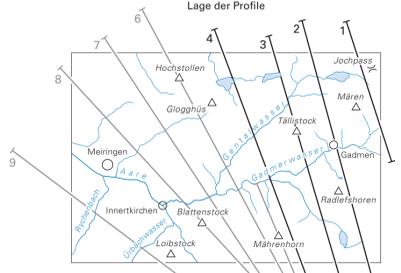
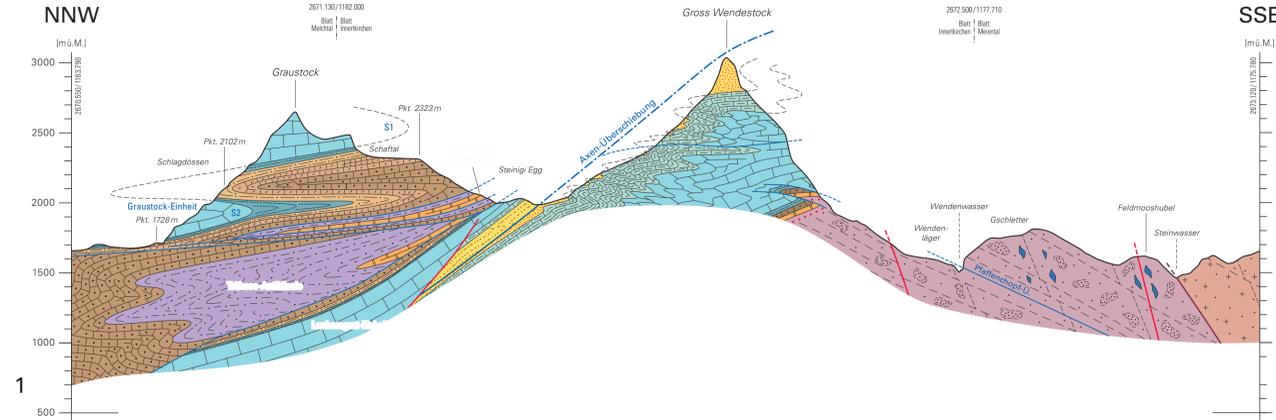
- F FEHLMANN, H. & RICKENBACH, E. (1962): Geologische Karte des Gebietes Erzegg-Planplatte, 1:50 000. In: Die eisenhaltigen Doggererze der Schweiz. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 13/7.
- H HUGI, E. (1900): Die Klippenregion von Giswil, 1:50 000. In: Die Klippenregion von Giswil. – N. Denkschr. schweiz. natf. Ges. 36/2.
- M MOESCH, C. (1894): Geologische Karte der Umgebung von Meiringen, 1:50 000. In: Geologische Beschreibung der Kalk- und Schiefergebirge zwischen dem Reuss- und dem Kienthal. – Beitr. geol. Karte Schweiz 24.
- Mü MÜLLER, F. (1894): Geologische Karte des Kirchet-Riegels, 1:10 000. In: Geologie der Engelhörner, der Aareschlucht und der Kalkkeile bei Innertkirchen (Berner Oberland). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 74.

BEILAGEN

- Tafel I Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Innertkirchen 1:25 000 (1).
Tafel II Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Innertkirchen 1:25 000 (2).

Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Innertkirchen (1)

von Peter Spillmann und Bernd Rathmayr†



- Quartär**
- Lockergesteine
 - Sackungsmasse
- Oberhelvetikum**
- Axen-Decke**
- Stad-Formation
 - Zementstein- bis Öhrli-Formation
 - Quinten-Formation
 - Schilt-Formation
 - Erzegg-Formation
 - Hochtollen- und Reischiben-Formation
 - Bommerstein-Formation
 - Prodkamm- bis Brunnstock-Formation
 - Quarten-Formation
- Ultraschmelze**
- «Wildflysch»
- Unterhelvetikum**
- Aar-Massiv**
- Autochthone und parautochthone Sedimentgesteine**
- Niederhorn- bis Stad-Formation
 - Zementstein- bis Öhrli-Formation
 - Quinten-Formation
 - Schilt-Formation
 - Bommerstein- und Reischiben-Formation
 - Mels- bis Quarten-Formation
- Ganggesteine**
- Aplit, Pegmatit
- Spät- bis postvariszische Intrusiva (Haslital-Gruppe)**
- Tällistock-Granit
- Spät- bis postvariszische Metasedimente und Vulkanite**
- Trift-Formation
 - Lietschental-Madersnertal-Zone
- Prävariszisches Kristallin**
- Perimisch verwitterter Migmatit
 - Innertkirchen-Migmatit mit Schollen von Gneis, Marmor und Amphibolit
 - Kalkalkitfels, Marmor
 - Erstfeld-Gneiskomplex
 - Guttannen-Gneiskomplex
 - Offenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex mit migmatitischem Schollenamphibolit
 - Innertkirchen-Lauterbrunn-Zone
 - Erstfeld-Zone
 - Ferden-Guttannen-Zone
 - Sustenhorn-Zone
- Legend:**
- Bruch, Verwerfung, Scherzone
 - Überschiebung 1. Ordnung, Deckengrenze
 - Überschiebung 2. Ordnung, Schuppengrenze
 - Präalpine Überschiebung, alpin überprägt
 - Überschiebungsbahn der Pfaffenchopf-Phase (schematisch)
 - Scherbahn der Handegg-Phase (schematisch)
 - S1 S2 Lokale Synklijalstruktur

Massstab 1:25000



