

1211 Meiental

Erläuterungen

TONI LABHART, CHRISTIAN GISLER, FELIX RENNER,
BENNO SCHWIZER und URS SCHALTEGGER

Geologischer Atlas der Schweiz



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo
www.swisstopo.ch

2015

146

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

1:25 000

1211 Meiental

Erläuterungen

59 Textfiguren, 3 Tabellen und 1 Tafelbeilage

verfasst von

TONI LABHART, CHRISTIAN GISLER, FELIX RENNER,
BENNO SCHWIZER und URS SCHALTEGGER

2015



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis

Karte

LABHART, T., SCHWIZER, B., GISLER, C. & RENNER, F. (2015): 1211 Meiental, mit Südostteil von Blatt 1191 Engelberg. – Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Karte 146.

Erläuterungen

LABHART, T., GISLER, C., RENNER, F., SCHWIZER, B. & SCHALTEGGER, U. (2015): Blatt 1211 Meiental, mit Südostteil von Blatt 1191 Engelberg. – Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Erläut. 146.

Titelbilder

Umschlag

Stratigraphische Überlagerung der autochthonen helvetischen Sedimentgesteine (Dolomit der Röti-Formation) über permisch verwittertem Innertkirchen-Kristallin. Wendenjoch. Foto T. Labhart.

Karte

Überlagerung des digitalen Höhenmodells swissALTI^{3D} mit der tektonischen Nebenkarte des Atlasblattes Meiental.

Erläuterungen

Verfalteter lagiger migmatitischer Biotit-Plagioklasgneis mit konkordanten Leukosomlagen (Erstfeld-Gneis). Bei Pkt. 2111 südwestlich von Umpol (Steisee). Foto T. Labhart.

Herausgeber

© 2015, 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 978-3-302-40092-1



MIX
Papier aus verantwortungsvollen Quellen
FSC® C030149

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	4
Zusammenfassung	5
Résumé	6
Riassunto	7
Summary	8
Geologische Übersicht	9
Stratigraphie und Petrographie	11
Infrahelvetikum	11
Aar-Massiv	11
Prävariszisches Kristallin	11
Intrusiva	36
Ganggesteine	48
Eingeschuppte Sedimentgesteine und Vulkanite	55
Autochthone und parautochthone Sedimentgesteine	67
Nordhelvetischer Flysch	95
Helvetikum	96
Axen-Decke	97
Quartär	102
Spätes Pleistozän	104
Holozän	114
Tektonometamorphe Entwicklung	126
Ordovizischer Zyklus und ältere Relikte	126
Variszischer Zyklus	127
Alpiner Zyklus	128
Brüche	133
Hydrogeologie	135
Mineralische Rohstoffe	136
Technische Geologie	141
Historische Objekte	144
Literaturverzeichnis	146
Publizierte geologische Karten	158

VORWORT

Das Atlasblatt Nr. 146 Meiental des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 und die dazugehörigen Erläuterungen sind eine aktuelle und detaillierte Bestandsaufnahme der geologischen Verhältnisse des nördlichen Aar-Massivs entlang der inneralpinen Längsverbindung des Sustenpasses.

Die kristallinen Anteile des Aar-Massivs inklusive der eingeschuppten spät-paläozoischen und mesozoischen Sedimentgesteine sowie die autochthone Sedimentbedeckung im oberen Erstfeldertal wurden von Prof. Dr. T. Labhart von 1981 bis 2012 unter Berücksichtigung der geologischen Aufnahmen von BURKHARD (1981), NÜESCH (1981), SCHALTEGGER (1984) und LEHMANN (2008) kartiert. Die mesozoischen Anteile der autochthonen Sedimentbedeckung des Aar-Massivs und der Axen-Decke in der Nordwestecke des Kartengebiets wurden von Dr. B. Schwizer, teilweise basierend auf den Kartierungen von KAMMER (1980), BURKHARD (1981) und HOTZ (1989), bearbeitet. Dipl. Geol. C. Gisler hat im Rahmen seiner Diplomarbeit den Kontakt Kristallin/Autochthon im oberen Engelbertal aufgenommen sowie ergänzende, lokale Kartierungen am Gross und Chli Spannort und entlang der Grate Stucklistock – Fleckistock und Sustenjoch – Vorder Sustenhorn – Sustenhorn durchgeführt. Die spätglazialen Gletscherstände wurden von Dr. F. Renner erfasst und zeitlich eingestuft. Die Erläuterungen wurden grösstenteils von Prof. Dr. T. Labhart verfasst; Ergänzungen stammen von dipl. Geol. C. Gisler und Dr. B. Schwizer (Stratigraphie Mesozoikum), Dr. F. Renner (Quartär) und Prof. Dr. U. Schaltegger (Kristallin).

Die Karte und die Erläuterungen wurden im Auftrag der Schweizerischen Geologischen Kommission in verdankenswerter Weise von Prof. Dr. A. Pfiffner, Prof. Dr. A. Steck, PD Dr. A. Berger, PD Dr. I. Mercolli und Dr. H. Funk wissenschaftlich begutachtet. Weitere Beiträge lieferten ausserdem Dr. U. Menkveld-Gfeller, Dr. M. Boxleitner, Prof. Dr. M. Maisch, Dr. P. Wehrens, dipl. Geol. A. Lehmann, Prof. Dr. J. Mullis, H. Baumann, Dr. A. Morard, Dr. Y. Gouffon, Dr. M. Beres und Dr. G. Preisig. Die Erläuterungen wurden durch Dr. M. Wiederkehr redaktionell bearbeitet; das Lektorat erfolgte durch Dr. R. Burkhalter. Die kartographischen Arbeiten führten M. Etter-Seitz (Orell-Füssli Kartographie AG) sowie R. Trüssel und B. Reber (Landesgeologie, swisstopo) aus. Die Textfiguren und die Tafel mit den geologischen Profilen wurden von R. Casty, Dr. R. Verberne und Dr. M. Wiederkehr graphisch bearbeitet. Das Atelier Ursula Heilig SGD gestaltete den Schriftsatz.

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

ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet von Atlasblatt Meiental umfasst hauptsächlich Bereiche des nördlichen Aar-Massivs, die aus polymetamorphem prävariszischem Kristallin (überwiegend Migmatite, Gneise, Schiefer und Amphibolite), spät- bis postvariszischen Intrusiva (Voralp-Granit und Zentraler Aare-Granit) und eingeschuppten spätpaläozoischen Sedimentgesteinen und Vulkaniten bestehen. Letztere umfassen von Norden nach Süden die Wenden- und die Färnigen-Zone sowie die Trift-Formation und gliedern als variszisch steilgestellte, alpin überprägte Züge das Kristallin in Innertkirchen-, Erstfeld- und Sustenhorn-Zone. Es handelt sich dabei um Reste der ehemaligen spätpaläozoischen (?Karbon) Sedimentbedeckung des Aar-Massivs.

Die autochthone und parautochthone mesozoische Sedimentbedeckung des Aar-Massivs bildet als schmaler Streifen den nördlichen Kartengebietsrand und umfasst triassische bis eozäne Sedimentgesteine. Sie wurde bei der Aufwölbung des Aar-Massivs im Miozän zusammen mit dem unterlagernden Kristallin kuppelartig gehoben. Die Schichten fallen daher im Norden (Titlisgebiet und Schlossbergkette) meist mit 20 bis 50° nach Nordwesten ein; gegen Süden, im Gebiet Gross/Chli Spannort – Krönten, ist eine rasche Verflachung des Schichtfallens festzustellen. Die Sedimentgesteine des nordhelvetischen Flyschs (Oligozän) und des tektonisch stark überprägten basalen Teils der Axen-Decke (Früher Jura – Eozän) nehmen die Nordwestecke des Kartengebiets ein.

Im Zentralen Aare-Granit östlich des Pfaffensprungs befindet sich eine der grössten Kristallklüfte der Alpen. Sie wurde vor allem in der ersten Hälfte des 18. Jahrhunderts ausgebeutet und lieferte erstklassige, wasserklare Bergkristalle für die Ausstattung der europäischen Königshäuser, unter anderem als Behänge von Kronleuchtern im Schloss Sanssouci in Potsdam. Granit stellte im Urner Reusstal um die Wende 19./20. Jahrhundert bei Weitem den wichtigsten und ertragsreichsten mineralischen Rohstoff dar.

Gut dokumentiert ist die Geschichte der Letzten Vergletscherung. Sie reicht von der Zeit des letzteiszeitlichen Maximums (Last Glacial Maximum LGM), mit seiner noch heute gut sichtbaren Auswirkung auf die Morphologie, über die spät- und postglazialen Stadien bis zum heutigen Gletscherschwund mit seinen Begleiterscheinungen.

Für die Erschliessung des Gotthard- und des Sustenpasses sind im Kartengebiet seit den letzten beiden Jahrhunderten Pionierleistungen im Strassen-, Brücken- und Tunnelbau erbracht worden. Beispiele dafür sind die Gotthardbahn mit ihren bekannten Spiral- und Kehrtunnels, die Gotthardautobahn und die Sustenpassstrasse.

RÉSUMÉ

La majeure partie de la feuille Meiental de l'Atlas géologique de la Suisse est occupée par la partie nord du massif de l'Aar. Celui-ci est constitué de socle cristallin polymétamorphique prévarisque (comprenant principalement des migmatites, gneiss, schistes et amphibolites), de roches intrusives tardi- à postvarisques (Granite de la Voralp et Granite central de l'Aar) et d'écaillés de roches sédimentaires et volcaniques de la fin du Paléozoïque. Ces dernières comprennent, du nord au sud, les zones de Wenden et de Färnigen, ainsi que la Formation du Trift, et représentent des restes de l'ancienne couverture sédimentaire d'âge paléozoïque tardif (Carbonifère?) du massif de l'Aar. Ces lames varisques, redressées à déformation alpine surimposée, délimitent les zones d'Innertkirchen, d'Erstfeld et du Sustenhorn au sein du socle cristallin.

La couverture sédimentaire mésozoïque autochtone et parautochtone du massif de l'Aar forme une étroite bande à la bordure nord de la région cartographiée et comprend des roches sédimentaires dont l'âge va du Trias à l'Éocène. Elle a été soulevée avec son soubassement cristallin lors du bombement du massif de l'Aar au Miocène. De ce fait, les couches plongent de 20 à 50° vers le nord-ouest dans la partie septentrionale (région du Titlis et chaîne du Schlossberg); dans la partie méridionale, dans le secteur Gross/Chli Spannort-Krönten, les couches prennent rapidement une position plus horizontale. Les roches sédimentaires du Flysch nordhelvétique (Oligocène) et de la partie basale, fortement tectonisées, de la nappe de l'Axen (Jurassique précoce - Éocène) occupent le quadrant nord-occidental du secteur cartographié.

L'un des plus grands fours à cristaux des Alpes se trouve dans le Granite central de l'Aar, à l'est de Pfaffensprung. Il fut principalement exploité pendant la première moitié du 18^e siècle et a fourni des cristaux limpides de première qualité pour l'ornementation des maisons royales européennes, entre autres comme pampilles des lustres du palais de Sanssouci à Potsdam. Le granite du Reusstal uranais a représenté de loin l'une des matières premières les plus importantes et profitables au tournant du 20^e siècle.

La Dernière période glaciaire est bien documentée. Elle s'étend du Maximum de la dernière glaciation (Last Glacial Maximum LGM), dont les traces sont aujourd'hui encore bien visibles dans la morphologie, via les stades tardi- et post-glaciaires jusqu'au retrait actuel avec ses dépôts et morphologies associés.

Des travaux de pionniers, notamment de nombreux ponts et tunnels, ont été réalisés ces deux derniers siècles dans le secteur cartographié pour rendre les cols du Gothard et du Susten praticables. La ligne ferroviaire du Gothard avec ses célèbres tunnels hélicoïdaux, l'autoroute du Gothard et la route du col du Susten en sont les exemples les plus connus.

RIASSUNTO

La maggior parte del foglio Meiental è composta dalla zona nord del massiccio dell'Aar. Quest'ultimo è caratterizzato dallo zoccolo cristallino polimetamorfico pre-varisico (composto principalmente da migmatiti, gneiss, scisti e anfiboliti), da rocce intrusive tardo- a post-varisiche (Granito del Voralp e Granito centrale dell'Aar) e da scaglie di rocce sedimentarie e vulcaniche della fine del Paleozoico. Quest'ultime includono, da nord a sud, le zone di Wenden e di Färnigen, come pure la Formazione del Trift, e rappresentano i resti della vecchia copertura sedimentaria di età paleozoica tardiva (Carbonifero?) del massiccio dell'Aar. Queste lame varisiche, raddrizzate dall'orogenesi alpina, delimitano le zone di Innertkirchen, Erstfeld e del Sustenhorn all'interno dello zoccolo cristallino.

La copertura sedimentaria mesozoica autoctona e parautoctona del massiccio dell'Aar costituisce una striscia stretta al limite nord della regione cartografata e comprende le rocce sedimentarie la cui età va dal Trias all'Eocene. Questa copertura è stata sollevata con il suo basamento cristallino durante il rigonfiamento del Miocene del massiccio dell'Aar. Per questo, gli strati s'inclinano da 20 a 50° verso nord-ovest nella parte settentrionale (regione del Titlis e catena montuosa del Schlossberg); invece nella parte meridionale, in particolare nel settore Gross/Chli Spannort – Krönten, gli strati sono piuttosto orizzontali. Le rocce sedimentarie del Flysch nordelvetico (Oligocene) e del basamento, fortemente tettonizzate, della falda dell'Axen (Giurassico precoce – Eocene) dominano il quadrante nord-occidentale di questo settore.

Uno dei principali giacimenti di cristalli nelle Alpi si trova nel Granito centrale dell'Aar, a est di Pfaffensprung. Questo giacimento è stato principalmente sfruttato durante la prima metà del 18° secolo e ha fornito dei cristalli limpidi di prima qualità per la decorazione di case reali europee, come ad esempio i lampadari pendenti del palazzo di Sanssouci a Potsdam. Il granito urano della Reusstal è stato una delle materie prime più importanti e redditizie agli inizi del 20° secolo.

L'ultima glaciazione è ben documentata. In effetti, i processi d'erosione e di deposito dell'ultimo massimo glaciale (Last Glacial Maximum LGM) sono oggi ancora ben visibili nella morfologia del territorio, tramite le fasi tardo e postglaciali fino al ritiro attuale con i depositi e le morfologie associate.

Le opere di pionieri, in particolare i numerosi ponti e gallerie, sono state realizzate negli ultimi due secoli per permettere l'accesso e la praticabilità dei passi del Gottardo e del Susten. La linea ferroviaria del Gottardo con le sue famose gallerie elicoidali, l'autostrada del Gottardo e la strada del passo del Susten sono esempi ben noti.

SUMMARY

The area of the Atlas sheet Meiental covers primarily parts of the northern Aar Massif, which consists of polymetamorphic pre-Variscan crystalline basement (predominantly migmatites, gneisses, schists and amphibolites), Late to Post-Variscan plutonic rocks – Voralp Granite and Central Aare Granite – and imbricated Late Palaeozoic sedimentary and volcanic rocks. The latter include, from north to south, the Wenden and Färnigen Zones as well as the Trift Formation. In the Innetkirchen, Erstfeld and Sustenhorn Zones, they subdivide the crystalline basement into steeply inclined successions of Variscan age, overprinted by Alpine deformation. They are generally regarded as remnants of the original Late Palaeozoic (?Carboniferous) sedimentary cover of the Aar Massif.

The autochthonous and parautochthonous Mesozoic sedimentary cover of the Aar Massif forms a narrow band along the northern border of the map area and comprises Triassic to Eocene sedimentary rocks. During the Miocene doming of the Aar Massif, both the sedimentary cover and the underlying crystalline basement were raised as a dome. Hence, in the north (Titlis region and Schlossberg chain) the beds dip mostly 20 to 50° to the northwest. Towards the south, in the region of Gross/Chli Spannort–Krönten, a flattening of the dip is observed. The sedimentary rocks of the North-Helveti Flysch (Oligocene) and the tectonically strongly overprinted basal part of the Axen Nappe (Early Jurassic–Eocene) occupy the northwestern corner of the map area.

One of the largest crystal clefts of the Alps is situated in the Central Aare Granite east of Pfaffensprung. It was excavated particularly in the first half of the 18th century and yielded top-quality limpid crystals for the interiors of European royal houses, for example as chandelier ornaments of the Sanssouci Palace in Potsdam. At the turn of the 19th/20th century, granite was by far the most profit-yielding resource in the Urner Reusstal.

The depositional and morphological record of the Last Ice Age is well documented. It ranges 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.

For conquering the Gotthard and the Susten Passes, pioneering achievements in the fields of highway, bridge and tunnel engineering have been provided in the map area during the past two centuries. Examples are the Gotthard railway with its well-known spiral tunnel and loops, the Gotthard highway and the road crossing the Susten Pass.

GEOLOGISCHE ÜBERSICHT

Das Gebiet von Atlasblatt 1211 Meiental mit Südostteil von Atlasblatt 1191 Engelberg umfasst Teile des infrahelvetischen Aar-Massivs mit seiner autochthonen und parautochthonen Sedimentbedeckung und, beschränkt auf die Nordwestecke des Kartengebiets, die helvetische Sedimentabfolge des Verkehrtschenkels der Axen-Decke.

Das grösste, zentrale Areal wird hauptsächlich von drei Südwest-Nordost streichenden lithologischen Grosseinheiten des polymetamorphen prävariszischen Kristallins («Altkristallin») des Aar-Massivs eingenommen. Von Südosten nach Nordwesten folgen sich die Sustenhorn-Zone, die Erstfeld-Zone und die Innertkirchen-Zone. Die Sustenhorn-Zone besteht im Süden aus wenig typischem, häufig gebändertem migmatitischem Biotitgneis und -schiefer. Im Norden enthält sie beträchtliche Anteile an migmatitischem Schollenamphibolit. Dieser Teilbereich zieht gegen Westen in die Ofenhorn-Stampfhorn-Zone des Grimselgebiets (Blatt Guttannen, ABRECHT 1994). Die tektonometamorphe Entwicklung, insbesondere die chronologische Rekonstruktion, der Sustenhorn-Zone ist bis heute nicht restlos geklärt.

Die Erstfeld-Zone repräsentiert ein 4 bis 6 km breiter und rund 20 km langer, in das Gebiet der Nachbarblätter Innertkirchen und Amsteg weiterziehender Gneiskomplex. Der dominierende Erstfeld-Gneis, ein oft als Lagenmigmatit ausgebildeter Biotit-Plagioklasgneis, enthält zahlreiche ungleich grosse Vorkommen von Paragneis, Kalksilikatfels, Marmor, Amphibolit und Serpentin mit reliktschen Mineralbeständen und Strukturen. In diesen Vorkommen konnte der Nachweis eines ordovizischen (kaledonischen) Metamorphosezyklus erbracht werden (SCHALTEGGER 1993).

Die Innertkirchen-Zone streicht von Westen als 10 km langer und 1 bis 3 km breiter Zug ins Kartengebiet. Sie repräsentiert das Ostende der Innertkirchen-Lauterbrunnen-Zone, die auf rund 50 km Länge zwischen dem Kanderfirn und dem oberen Engelbergertal den Nordrand des Aar-Massivs aufbaut. Typisch ist ein migmatitisches Gestein, welches in einem pinitreichen, granitischen Substrat Schollen von Erstfeld-Gneis enthält. Seine Überprägung als Migmatit ist mit 445 Ma datiert und demnach spätordovizischen Alters (SCHALTEGGER 1992, 1993).

Innerhalb des prävariszischen Kristallins finden sich mehrere bis 200 m mächtige, langgestreckte Ost-West oder Nordost-Südwest orientierte tektonische Nahtzonen, entlang derer spätvariszisch oder alpin Vulkanite und Sedimentgesteine (Spätes Paläozoikum – Mesozoikum) eingemuldet bzw. eingeschuppt worden sind. Die bedeutendste dieser Nahtzonen ist die Färnigen-Zone, eine 18 km lange tiefgreifende Naht, die die tektonische Grenze zwischen der Erstfeld- und der Sustenhorn-Zone bildet und sich im Osten mit der Intschi-Zone verbinden lässt (Blatt Amsteg). Weitere sind die Wenden-Zone und die Trift-Formation.

Die Südostecke des Kartengebiets wird von spät- bis postvariszischen Intrusiva eingenommen. Sowohl der auf 309 Ma datierte Voralp-Granit als auch der 10 Ma jüngere Zentrale Aare-Granit bilden gegen das prävariszische Kristallin teilweise illustrative Intrusivkontakte aus (SCHALTEGGER & VON QUADT 1990, SCHALTEGGER & CORFU 1992). Der Zentrale Aare-Granit baut die tiefsten Teile des Meientals und des Reusstals mit seiner Westflanke und dem ausgedehnten Karkessel des Rohrs sowie – als landschaftlich-alpinistischen Höhepunkt – den Gipfel des Salbitschijens auf.

Ein markanter, bis 1,5 km breiter Schwarm aus basischen (Lamprophyr s.l.) und metarhyolithischen Gängen durchsetzt den Voralp-Granit und das prävariszische Nebengestein auf rund 10 km Länge, vom oberen Chelenalptal bis ins Gebiet des Kartigels.

Autochthone und parautochthone Sedimentgesteine bauen den Nordrand des Kartengebiets auf. Eine autochthone Abfolge (Trias–Paläogen) überlagert das Innertkirchen-Kristallin und den Erstfeld-Gneis primär über einer im Perm gebildeten Verwitterungszone, mit einem nordwestlichen Einfallen von 25–45°. Vom Gadmertal über den Titlis bis ins Erstfeldertal bildet sie eine geschlossene, mehrere hundert Meter hohe Wandflucht, die einen eindrucklichen geologischen, morphologischen und landschaftlichen Kontrast zu den Bergformen im Kristallin darstellt. Auf rund 3000 m ü.M. liegen die Sedimentgesteine subhorizontal und bilden die Kulmination einer Kuppel, das Resultat einer Aufwölbung im Miozän. Gross und Chli Spannort, Zwächten und Krönten sitzen dieser Kuppel als markante isolierte Sedimentgipfel mit praktisch horizontaler Schichtung auf.

Über den autochthonen und parautochthonen Sedimentgesteinen des Aar-Massivs folgt die stark deformierte und häufig unvollständig erhaltene Sedimentabfolge (Oligozän) des nordhelvetischen Flyschs.

Am Jochpass, in der Nordwestecke des Kartengebiets, ist über dem nordhelvetischen Flysch eine zum Teil verkehrt gelagerte Schichtfolge (Früher Jura–Eozän) der Axen-Decke des Helvetikums aufgeschlossen.

STRATIGRAPHIE UND PETROGRAPHIE

INFRAHELVETIKUM

AAR-MASSIV

Prävariszisches Kristallin

Zum polymetamorphen prävariszischen Kristallin des Aar-Massivs – in welches die Granite intrudierten und in der Literatur bisher meist mit dem Sammelbegriff «Altkristallin» bezeichnet – gehören im Gebiet von Atlasblatt Meiental (von Südost nach Nordwest) die Sustenhorn-Zone, die Erstfeld-Zone und die Innerschönenfeld-Zone. Zusammen nehmen sie mehr als zwei Drittel der Kartengebietsoberfläche ein.

SUSTENHORN-ZONE

Zwischen der Färnigen-Zone im Nordwesten und den Intrusiva im Südosten erstreckt sich ein 2 bis 4 km breiter Streifen von polymetamorphem prävariszischem Kristallin («prävariszisches Kristallin nördlich des Zentralen Aare-Granits» in LABHART 2012), der hier erstmals als Sustenhorn-Zone bezeichnet wird (Fig. 1). Die Sustenhorn-Zone ist inhomogen zusammengesetzt und mit Ausnahme des amphibolitischen Bereichs im Norden mangels Leitgesteinen nicht weiter unterteilbar. Bis heute ist sie nicht im Detail untersucht worden, nicht zuletzt auch wegen des schwierigen hochalpinen Geländes. Da auch keine radiometrischen Datierungen vorliegen, bleibt die Genese der Sustenhorn-Zone weitgehend ungeklärt. Die Sustenhorn-Zone wird gegen Süden vom Zentralen Aare-Granit und vom Voralp-Granit und gegen Norden von der Färnigen-Zone begrenzt. Die Gefüge der Sustenhorn-Zone werden sowohl durch die Intrusiva als auch durch die alpinen Begrenzungsbrüche der Färnigen-Zone diskordant abgeschnitten.

**G_s Biotitgneis und Bändergneis, häufig migmatitisch;
 Biotit-Serizitschiefer mit Einschaltungen von Amphibolit und Quarzit**

Im südlichen Teil der Sustenhorn-Zone dominieren biotitreiche, häufig migmatitische Gneise und Schiefer, deren rotbraune Verwitterungsfarbe die Grate und Gipfel der oberen Voralp (Fig. 1), des Fedistocks und der mittleren Gorneren prägt. Generell handelt es sich um einen Plagioklas führenden Biotitgneis mit wenig Kalifeldspat, oder dessen verschieferten und retrograd überprägten Äquivalente wie Chlorit- und Serizitschiefer. Die Sustenhorn-Zone ist im Detail sehr heterogen aufgebaut, so dass im Aufschlussbereich verschiedene Typen von Gneis zu erken-



Fig. 1: Blick auf die Sustenhorn-Zone der Kette Stucklistock – Flecklistock vom Chli Sustenhorn aus gesehen. Im Norden sind die mesozoischen Sedimentabfolgen der Färnigen-Zone (a) am Chli Griessenhorn aufgeschlossen. Foto C. Gisler.

nen sind, deren Auskartierung jedoch nicht möglich ist, da kleinräumig fließende Übergänge vorherrschen und somit keine zusammenhängende Bereiche ausgeschieden werden können. Verbreitete Typen von Gneis sind beispielsweise:

- Biotitgneis unterschiedlicher Korngrösse, kalifeldspatarm oder -frei;
- verfäلتelter lagiger bis migmatitischer Gneis, zum Teil mit dunkeln Lagen oder Schollen und mit Kalifeldspat führenden hellen Lagen (Bändergneis);
- kleinaugiger Gneis mit Kalifeldspateinsprenglingen;
- Hornblende führender Gneis.

Mit den migmatitischen Gneisen verknüpft sind auf der Karte nicht explizit dargestellte Stöcke bzw. Gänge granitoider Zusammensetzung mit blaugrauen Feldspäten. Sie bestehen aus grossen, durchwegs stark zersetzten Phänokristallen von Plagioklas und Kalifeldspat, ferner aus Quarz, stark chloritisiertem Biotit, Hellglimmerpaketen und ungewöhnlich grossen, deutlich zonierten Zirkonen.

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 be-

obachten. In solchen Partien sind oft alte, variabel orientierte Gefüge erhalten geblieben, wie dies beispielsweise exemplarisch im Vorfeld des Hangfirns südöstlich des Stucklistocks (Koord. 2679.600/1173.700) aufgeschlossen ist. 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.

Biotit- und Bändergneis mit migmatitischem Schollenamphibolit

Im Nordteil der Sustenhorn-Zone verläuft ein 1 bis 2 km breiter Streifen amphibolitdominierter Gesteine, deren Konzentration eine der höchsten in einem schweizerischen Externmassiv sein dürfte. Diese Amphibolit führende Zone kann als östliche Fortsetzung der von ABRECHT & SCHALTEGGER (1988) im Gebiet von Atlasblatt Guttannen definierten Ofenhorn-Stampfhorn-Zone interpretiert werden. Mit dem Nordgrat des Hinteren Tierbergs, dem Gwächtenhorn, dem Gross und dem Chli Sustenhorn und dem Stucklistock bauen diese basischen Gesteine mehrere hohe Gipfel auf. Die Mächtigkeit dieser Zone beträgt von West nach Ost:

- 0,7 km zwischen Chilchlistock und Gwächtenhorn (Blatt Guttannen)
- 0,5 km im nördlichen Vorbau des Triftstöckli (Blatt Guttannen)
- 1,2 km im Gebiet Trifthütte (Blätter Innertkirchen und Guttannen)
- 0,5 km am Gwächtenhorn
- 0,7 km am Chli Sustenhorn
- 1,2 km am Stucklistock

Gegen Osten, im Gebiet Rütifirn – Färnigen – Rinistock – Wartegg/Gorneren – Witenstock, wird die geschlossene Amphibolit führende Zone immer geringmächtiger und setzt sich nur noch in Schwärmen von Amphibolitschollen fort. Die Abgrenzung gegen den migmatitischen Biotitgneis des südlichen Teils der Sustenhorn-Zone ist nicht scharf zu ziehen. Sie vollzieht sich graduell durch allmähliches Aussetzen der Amphibolitschollen.

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 (Amphibolit-Schollenmigmatit), wie sie etwa an Blöcken in der Moräne des Steigletschers im Gebiet des Steisees studiert werden können (Fig.2). Schollen von Hornblendit und Aktinolithfels treten stellenweise gehäuft auf, ferner einzelne Vorkommen von Serpentin. Hinweise auf Vorkommen von Kalksilikatfels konnten nur vereinzelt im Schutt von Moränenablagerungen gefunden werden.

Amphibolit und Bändergneis zeigen oft einen gut erhaltenen, von der alpinen Deformation weitgehend verschonten alten Lagen- und Faltenbau, manchmal mit dominanter Nord-Süd-Orientierung (Fig.3). Dieser wird am Nordrand von den Randbrüchen der Färnigen-Zone diskordant abgeschnitten.



Fig. 2: Schollenamphibolit als Block aus der Moräne des Steigletschers. Foto T. Labhart.

Die amphibolitischen Gesteine lassen sich in drei Gruppen gliedern, die untereinander durch Übergänge verbunden und auf der Karte nicht explizit dargestellt sind:

Der *plagioklasreiche Amphibolit* zeigt im Aufschluss- und Handstückbereich sehr variable Aspekte. Er erscheint lagig bis gebändert, verfältelt, zum Teil geadert oder brekziös und bildet insbesondere den Altbestand (Schollen) des migmatitischen Schollenamphibolits. Das Gefüge ist meist nematoblastisch und feinkörnig. Im Dünnschliff fällt die durchwegs sehr starke retrograde Überprägung auf. Hauptgemengteile sind Hornblende (20–70%) und Plagioklas; dazu kommen Granat, Biotit, Titanit, Apatit, Quarz (in hellen Lagen reichlich), opake Phasen, Monazit und Zirkon. Epidot/Klinozoisit (zusammen mit Serizit und Albit als Zersetzungsprodukte von Plagioklas), Kalzit, feinkristalline Aggregate von Titanoxiden und Titanit (Leukoxen), Chlorit, Aktinolith und Prehnit treten als retrograd gebildete Minerale auf. Hornblende ist stets in mehreren Generationen vorhanden: braune bis dunkelgrüne meist tschermakitische Hornblende wird teilweise von einer blau- bis grasgrünen Hornblende umwachsen; aktinolithische Hornblende tritt als jüngste, vermutlich alpine Bildung in Anwachsrandern und Faserbärten auf.

Die Vorkommen von *Hornblendefels* entwickeln sich mineralogisch fließend aus dem plagioklasreichen Amphibolit durch sukzessive Zunahme des Hornblen-

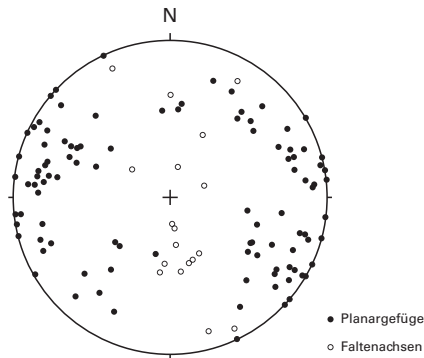


Fig. 3: Orientierung der prävariszischen Planar- (Lagenbau) und Lineargefüge (Faltenachsen) im Biotitgneis und im Schollenamphibolit der Sustenhorn-Zone. Schmidt'sches Netz, untere Halbkugel. Planare Elemente als Flächenpole, lineare als Durchstichpunkte.

degehalts von über 70% bis gegen 100%. Das kompakte Gestein besteht aus einem granoblastischen Gefüge von hypidiomorphen Körnern einer braungrünen bis dunkelgrünen oder blaugrauen bis grasgrünen Hornblende mit hellgrünen bis farblosen Anwachsrandern. Seltener tritt eine farblose poikiloblastische Hornblende von Zentimetergrösse auf. Stark zersetzter Plagioklas ist in wechselnder Menge vorhanden, ferner Biotit als Abbauprodukt der Hornblende, Titanit und opake Minerale. Retrograde Bildungen sind Aktinolith, Serizit, Klinozoisit, Chlorit, feinkristalline Aggregate von Titanoxiden und Titanit (Leukoxen) und Albit.

Als Hornblendefels im weiteren Sinne werden auch die Vorkommen von Aktinolith- und Tremolitfels gerechnet, die durch metasomatische Prozesse aus ultrabasischen Gesteinen entstanden sind, sei es als schmale Reaktionsränder oder als vollständige retrograde Umwandlung kleinerer Linsen. Sie können aber auch als isolierte Schollen im migmatitischen Schollenamphibolit auftreten, möglicherweise handelt es sich in diesen Fällen um komplett umgewandelte Ultrabasischollen.

Die Vorkommen von *Amphibolit mit gabbroidem Gefüge* unterscheiden sich von den übrigen amphibolitischen Gesteinen durch ihren Gehalt an Cummingtonit, Klinopyroxen und Serpentin. Sie sind immer grobkörnig. Das gabbroide Gefüge wird zum Teil durch die retrograde Bildung einer Serizit-Klinozoisit-Matrix aus basischem Plagioklas verwischt. Die Hornblenden sind entweder tschermakitisch oder aktinolithisch, mit dunklerem Kern. Vereinzelt ist Cummingtonit zu erkennen. Cummingtonit und Serpentin sind möglicherweise Umwandlungsprodukte von primärem Olivin. Diopsidischer Klinopyroxen tritt selten auf; er wird durch eine blassgrüne bis farblose aktinolithische Hornblende ersetzt und dürfte primär magmatisch oder metamorph entstanden sein. Wichtigster Gemengteil ist immer stark zersetzter Plagioklas. Weitere Gemengteile sind Titanit, Apatit, Zirkon

und opake Minerale. Als retrograde Bildungen treten Serpentin, Aktinolith, Serisit, Albit, Klinozoisit, Kalzit, Quarz und Leukoxen auf. Die Amphibolitvorkommen mit gabbroidem Gefüge können genetisch in zwei unterschiedliche Typen gegliedert werden:

- Pyroxen führende Schollen im migmatitischem Schollenamphibolit oder Bändergneis, zusammen mit Amphibolit, Hornblendefels und Serpentin;
- Leukosombildungen im migmatitischen Schollenamphibolit, mit zentimetergrossen Hornblendeblasten, jedoch ohne Pyroxen.

L_S *Aplitisch-pegmatitisches Leukosom*

Östlich des Laucherstocks (bei Pkt.2557, Koord.2685.810/1177.480) finden sich auffällig helle, gangförmige Einschaltungen im migmatitischen Bändergneis und in der Matrix des Schollenamphibolits. Diese Einschaltungen werden als In-situ-Aufschmelzprodukte als Folge der Migmatitbildung gedeutet und im vorliegenden Kartenblatt als aplitisch-pegmatitisches Leukosom bezeichnet. Das Leukosom besteht aus Plagioklas, Quarz, Biotit und gelegentlich Kalifeldspat. Durch Anhäufung neugebildeter aktinolithischer Hornblende ergeben sich Übergänge zu den oben erwähnten Vorkommen von Amphibolit mit gabbroidem Gefüge.

S_S *Serpentininit*

Innerhalb der Sustenhorn-Zone wurden im Kartengebiet lediglich acht anstehende Vorkommen kartiert, in der Grössenordnung von einigen Metern bis maximal 50–100 m. Hingegen finden sich nicht selten Blöcke in den Moränen des Steigletschers und des Wallenburfirns wie auch in den Bachschuttkegeln des Meientals und in der mittleren Gorneren.

Das grösste Vorkommen befindet sich östlich oberhalb des Sustenjochs auf der Gratkante im westlichen Vorbau des Stucklistocks auf 2860 m ü.M. (Koord. 2679.000/1174.400, Fig. 4). Der Aufschluss mit blockig zerfallendem Gestein hat eine Ausdehnung von ca. 15×100 m. Die heute noch erkennbaren Abbauspuren in diesem Serpentininitvorkommen stammen wohl von der von BALTZER (1880, 1888) erwähnten Gewinnung von Giltstein für Ofenplatten. Etwa 300 m unterhalb des Aufschlusses liegen auf der linken Seitenmoräne des Wallenburfirns zahlreiche Sturzblöcke mit verschiedenartigen Varietäten aus diesem Serpentininitvorkommen (Bei den Giltsteinen, Koord. 2678.820/1174.000).

Im Dünnschliff erkennbar sind tremolitische bis aktinolithische Hornblende, Magnesit, Olivin, Orthopyroxen, Serpentin (meist Chrysotil), Spinell, Talk und Opakminerale (wohl meist Magnetit). Erwähnenswert ist das Vorhandensein von Olivin und Orthopyroxen, die als Relikte einer Hochdruckparagenese in den heute zumindest teilweise als Metadunit bzw. Metaharzburgit zu bezeichnenden ultrabasischen Einschaltungen interpretiert werden (schriftl. Mitt. H.-R. Pfeifer).

Ein weiteres ca. 15×40 m grosses Serpentininitvorkommen, wahrscheinlich erst seit kurzer Zeit eisfrei, wurde 2013 im Nordaufschwung des Sustenhorns auf



Fig. 4: Serpentinittvorkommen östlich des Sustenjochs. Foto C. Gisler.

3460 m ü.M. entdeckt (Koord.2677.670/1172.510). Erkennbare Minerale sind Serpentin (Chrysotil), Talk, Amphibol, Spinell und Magnetit.

In weiteren kleineren Vorkommen sowie in Blöcken wurden ferner Serpentin (Antigorit und Lizardit), Chlorit, Spinell und Magnetit in enger Verwachsung, Relikte von Orthoamphibol sowie Pyrrhotin und Chalkopyrit in zentimetermächtigen Lagen gefunden.

ERSTFELD-ZONE

Die Erstfeld-Zone umfasst ein 4–6 km breites, Nordost–Südwest orientiertes Kristallinareal, das auf 20 km Länge quer durch das Kartengebiet verläuft. Mit einer Fläche von rund 100 km² stellt die Erstfeld-Zone bei weitem den grössten Gesteinskomplex im Gebiet von Atlasblatt Meiental dar. Die dominante Lithologie ist der Erstfeld-Gneis, ein granitisch zusammengesetzter, als metasedimentär gedeuteter gebänderter Lagenmigmatit. Er prägt die Landschaft des nordwestlichen Kartengebiets, in der er die schroffen, grauen Gipfel bildet (Fig. 5).



Fig. 5: Gipfformen der Erstfeld-Zone (Erstfeld-Gneis) nördlich des Sustenpasses.
Foto T. Labhart.

Abgrenzung und Aufbau

Im Nordwesten – im oberen Engelberger- und im Erstfeldertal – wie auch an seiner topographischen Kulmination unter den aufgesetzten Sedimentgipfeln des Gross und Chli Spannorts, des Zwächten und des Krönten werden die Gesteine der Erstfeld-Zone an einem permischen Verwitterungshorizont von den autochthonen mesozoischen Sedimenten stratigraphisch überlagert. Der Kontakt gegen die nordwestlich angrenzende Innertkirchen-Zone (Innertkirchen-Kristallin) wird durch eine präalpine, wahrscheinlich variszisch angelegte und alpin reaktivierte Mylonitzone gebildet. Im Südosten werden die präalpinen Gefüge der Erstfeld-Zone durch die Färnigen-Zone bzw. ihre alpinen Begrenzungsbrüche diskordant abgeschnitten.

Im Erstfeld-Gneis finden sich als Einschlüsse dunkler Paragneis, Quarzit, Kalksilikatgneis bis -fels, Marmor, Amphibolit und Serpentin, deren Grösse vom Dezimeter- und Meter- bis zum Kilometerbereich variiert. Hervorzuheben sind in diesem Zusammenhang drei der grössten und bestuntersuchten Paragneiskomplexe, die auf Seite 24f. beschrieben werden. Dies sind:

- der überwiegend Kalksilikatfels und -marmor führende *Grüeni-Zug* im oberen Erstfeldertal (LEHMANN 2008);

- der Paragneis führende *Graustock-Komplex* im oberen Erstfeldertal (LEHMANN 2008);
- der petrographisch vielfältig zusammengesetzte *Silberberg-Komplex* nördlich der Sustenpasshöhe (SCHALTEGGER 1984).

Die Gesteine der Erstfeld-Zone werden von zahlreichen sauren (Metarhyolith, Pegmatit) und basischen Gängen (Lamprophyr s.l., s. Kap. Ganggesteine) durchschlagen, von denen jedoch nur die grössten auf der Karte dargestellt sind. Nach heutiger Ansicht wird die Erstfeld-Zone als eine genetisch einheitliche sedimentäre Kontinentalrandserie mit Einschaltungen von Metabasalt und -gabbro sowie ultrabasischen Spänen gedeutet, die während des ordovizischen (kaledonischen) Gebirgsbildungszyklus – mit auffallenden Parallelen zur Gotthard-Decke – gebildet wurde (s. Kap. Tektonometamorphe Entwicklung).

Gefüge

Die Orientierung von Planargefügen und Falten sowie der Verlauf von lithologischen Grenzen innerhalb der Erstfeld-Zone zeigen einen präalpinen, wohl ordovizisch angelegten Internbau, der insbesondere völlig verschieden ist von den jüngeren, Nordost–Südwest orientierten variszischen und alpinen Planarstrukturen (Brüche, Scherzonen, Schieferungen). Generell dominieren ostfallende Faltenachsen, daneben sind subvertikalen Faltenachsen mit Tendenz zu Schlingentektonik verbreitet. Trotz umfangreicher Feldaufnahmen und zahlreichen Strukturmessungen konnte das Gefüge der Erstfeld-Zone nicht restlos geklärt werden. Aus diesem Grund folgt hier eine kurze Auflistung der Beobachtungen, wobei manche Zusammenhänge offen bleiben.

Am besten erfassen liess sich das Gefüge des Erstfeld-Gneises, dessen Stoffbänderung mitsamt der eingeschalteten Vorkommen von Paragneis, Amphibolit, Kalksilikatfels und Marmor in weiten Bereichen das einzige erkennbare präalpine Strukturelement darstellt, das wohl im Höhepunkt der ordovizischen Metamorphose angelegt worden ist. Diese ausgeprägte Foliation oder Stoffbänderung ist oft im Dezimeter- bis Dekameterbereich verfaltet. Überaus auffällig ist dabei die Dominanz von mittelsteil nach Osten–Nordosten bzw. Südosten fallenden Faltenachsen innerhalb des Kartengebiets (Fig. 6). Ähnliche Orientierungen der Faltenachse wurden auch in der östlichen Fortsetzung der Erstfeld-Zone, wie beispielsweise im Gotthard-Basistunnel, beobachtet (schriftl. Mitt. F. Keller). Es handelt sich dabei um dieselbe Strukturrichtung, die bei der In-situ-Teilaufschmelzung des Innertkirchen-Kristallins in der Orientierung der Schollen konserviert worden ist (s.S. 34).

Ältere, höchstwahrscheinlich ordovizische Strukturen können vor allem an grösseren Einlagerungen rekonstruiert werden. Dies sind beispielsweise südfallende Planare und Faltenachsen in den Amphibolitvorkommen von Oberplatti (Koord. 2680.550/1178.050) und die Gefüge im Graustock-Komplex. Eigentliche De-

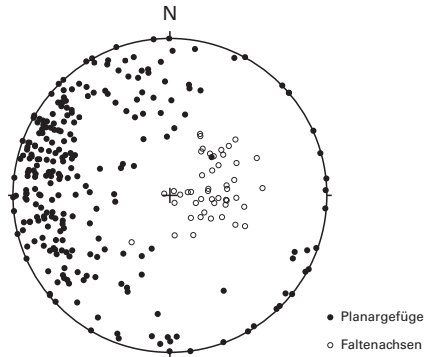


Fig. 6: Orientierung der ordovizischen Planar- (Bänderung) und Lineargefüge (Faltenachsen) im Erstfeld-Gneis im Gebiet Triftgletscher – Giglistock – Steilimigletscher – Umpol – In Hublen – Sustenspitz. Schmidt'sches Netz, untere Halbkugel. Planare Elemente als Flächenpole, lineare als Durchstichpunkte.

formationsabfolgen können nur in Ausnahmefällen rekonstruiert werden, wie beispielsweise am Silberberg (Koord. 2677.400/1177.100, SCHALTEGGER 1984). Hier dominiert ein steilachsiger Schlingenbau, der von der Stoffbänderung in den Amphibolit- und Kalksilikatgesteinsvorkommen abgebildet wird. Dazu gehören Paratärfalten im Meter- und Dezimeterbereich, so zum Beispiel die Falten im unmittelbar an den Silberberg-Komplex anschliessenden Erstfeld-Gneis. Die Schlingentektonik erfolgte unter Bedingungen einer dem ordovizischen (kaledonischen) Zyklus zugeordneten amphibolitfaziellen Metamorphose, was sich aufgrund des Vorhandenseins von dynamisch rekristallisierten Mineralkörnern vermuten lässt. In biotitreichen Lagen ist eine dem Schlingenbau zugehörige Achsenebenenschieferung als Krenulationsschieferung ausgebildet (Bildung von «Fältelgneisen»). Älter als der Schlingenbau sind gemäss SCHALTEGGER (1984):

- wurzellose Falten mit flachliegenden Faltenachsen wechselnder Orientierung in Amphibolit- und Serpentinivorkommen, deren Interferenz mit jüngeren Strukturen zu chaotischen Gefügen führt;
- isoklinale Falten in den Einschaltungen von Kalksilikatgesteinen mit flachliegenden Faltenachsen, die von der Schlingentektonik verbogen und rotiert wurden. Assoziiert mit diesen älteren Isoklinalfalten wie auch mit der Schlingentektonik ist die Boudinierung der kompetenten Schichtglieder.

GM_E Erstfeld-Gneis: Biotit-Plagioklasgneis, häufig als Lagenmigmatit ausgebildet, oft im cm- bis m-Bereich verfaltet, mit wechselnder Schollenführung

Der Erstfeld-Gneis ist ein verfalteter lagiger Biotit-Plagioklasgneis (Metatexit), in dessen Leukosomlagen Kalifeldspat angereichert ist (Fig. 7, s.a. Titelbild der Erläuterungen). Die Leukosomlagen treten meist konkordant zur Stoffbänderung auf (Lagenmigmatit), können aber streckenweise auch unvermittelt diskordant den Lagenbau durchschlagen. Diffuse Übergänge zu kalifeldspatfreiem Biotit-Plagioklasgneis sind häufig zu beobachten. Durch die alpine Deformation und Metamorphose erfolgte die Umwandlung zu Serizit-Chloritgneis.

Angesichts der variablen Ausbildungen ist die Bandbreite im modalen Mineralbestand beträchtlich. Hauptgemengteile sind Quarz (25–40%), Plagioklas (25–40%) in mehreren Generationen mit maximal 65–75% Anorthitgehalt, perthitischer Kalifeldspat ohne Mikroklingitterung (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,

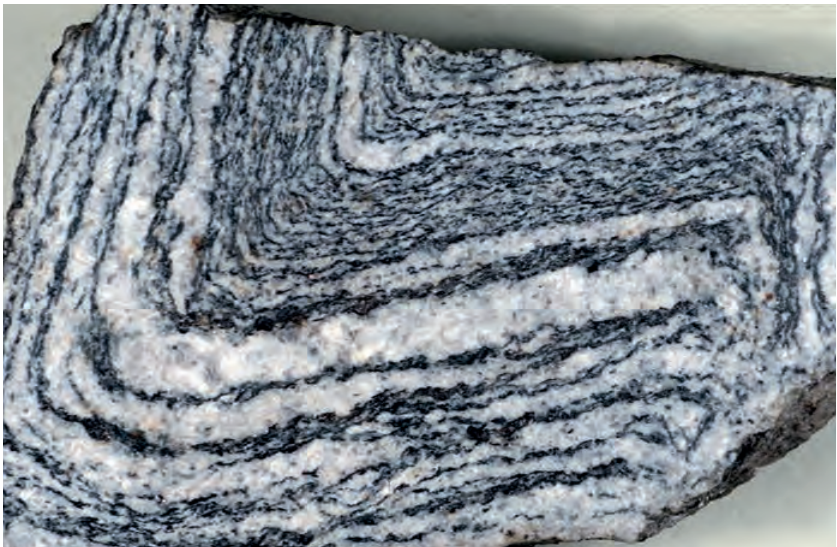


Fig. 7: Im Dezimeterbereich verfalteter Erstfeld-Gneis als Lagenmigmatit (Metatexit). Deutlich erkennbar sind die hellen kalifeldspatreichen Leukosomlagen (Bildbreite ca. 20 cm).

Foto T. Labhart.

feinkristalline Aggregate von Titanoxiden und Titanit (Leukoxen), Sagenit, 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 ordovizischen Metamorphose und der druckbetonten Migmatisierung (Bildung von Sillimanit) des Erstfeld-Gneises entsprechen. Ererbte Kerne in diesen 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 des Erstfeld-Gneises als gesichert.

?Permisch verwitterter Erstfeld-Gneis

Unter der stratigraphischen Überlagerung der triassischen bzw. mittelljurassischen Sedimente im Erstfelder- und im Engelbergertal sowie unter den isolierten, klippenartig erhaltenen Sedimentgipfel Grassen, Bärenhorn, Gross und Chli Spannort, Zwächten und Krönten («aufgesetztes Autochthon») ist der Erstfeld-Gneis grünlich und rotviolett, teilweise hellgrau bis fast weisslich verfärbt und deutlich zersetzt. Die auffällige Alteration des Erstfeld-Gneises entlang der stratigraphischen Überlagerung der triassischen Sedimente ist seit langem bekannt und schon früh als permische Oberflächenverwitterung unter aridem bis semiaridem Klima interpretiert worden (VAN DER PLOEG 1912). Die Mächtigkeit dieses verfärbten und zersetzten Bereichs schwankt zwischen einigen wenigen Metern bis gegen 25 m. Ob diese variierende Mächtigkeiten primär durch unterschiedliche Wasserwegsamkeiten im Kristallin entstanden oder aber durch prätriassische Erosion bedingt sind, ist unklar.

Mineralogisch lässt sich ausgehend vom frischen Erstfeld-Gneis sukzessive eine Zersetzung von Plagioklas in Serizit und feinstkörnigen Quarz, Biotit, Apatit und Kalifeldspat feststellen. Zersetzter Biotit enthält Titanoxide, jedoch keine Eisenoxide mehr; das Eisen wird in neugebildeten Kalzit eingebaut. An einem gut aufgeschlossenen Profil beim Firnalpeli im Engelbergertal (Koord. 2677.480/1182.350) wurde folgende Abfolge festgestellt (GISLER 2003, S.128ff.):

- 18–10 m unter der stratigraphischen Überlagerung der triassischen Sedimente treten erste Anzeichen in Form von rotbraunen Flecken und dolomitischen Äderchen auf;
- ab 6 m unter der stratigraphischen Überlagerung der triassischen Sedimente ist makroskopisch eine zunehmende Rotfärbung des Erstfeld-Gneises zu erkennen, begleitet von Glanzverlust beim Biotit, Konturverlust der Feldspäte und stärkerer Dolomitinfiltration. Im Dünnschliff werden Plagioklas, Kalifeldspat, Apatit und Biotit durch Serizit, mikrokristallinen Quarz und Kalzit/Dolomit ersetzt.

Makroskopisch ist neben der Verfärbung und dem Auftreten von Dolomitadern und -lagen ein sukzessiver Verlust der Kornbindung festzustellen. Im Extremfall entsteht ein Gestein, welches von Hand zerbröckelt werden kann, in dem sich aber die Foliation des Erstfeld-Gneises selbst im desaggregierten Zustand durchpaust. Durch alpine Mineralneubildungen kann dieser Verwitterungshorizont wieder etwas verfestigt sein.

Auffallend ist das Auftreten von Dolomit in Form von Imprägnationen, Konkretionen, diskordanten Adern und – in den obersten Partien – als Lagen oder Schichten parallel zur prätriassischen Paläolandoberfläche. Die Dolomitlösungen müssen von unten her als Folge der Oberflächenverdunstung unter aridem bis semiaridem Klima infiltriert und als Dolocretes ausgefällt worden sein. Diese Dolomitausfällung muss vor der triassischen Transgression geschehen sein; es besteht kein Zusammenhang mit dem jüngeren und über dem Basisquarzit der Mels-Formation liegenden Röti-Dolomit, wie gelegentlich angenommen.

Hellglimmerreiche Fazies (Biotit-Muskovitgneis)

Bei Pkt. 1815 westlich der Spannorthütte (Koord. 2681.420/1183.790) steht ein vom Erstfeld-Gneis nicht überall scharf abgrenzbarer Biotitgneis mit einem bedeutenden Anteil an Muskovit an (Zweiglimmergneis nach GISLER 2003). Der tendenziell höhere Gehalt an Schichtsilikaten hat zur Folge, dass dieser Biotit-Muskovitgneis im Gegensatz zum Erstfeld-Gneis eine ausgeprägtere Foliation aufweist.

Stark verschieferte Fazies (Serizitgneis bis -schiefer)

Im Erstfeld-Gneis finden sich, oft angrenzend an Bruch- bzw. Scherzonen, stark verschieferte Bereiche mit alpin retrograd schwach metamorphem Mineralbestand und häufig auftretenden grauen feinkörnigen mylonitischen Bändern. Ein grösseres, auf der Karte gut ausscheidbares Areal von Serizitgneis bis -schiefer lehnt sich zwischen der Gorneren und der Intschialp nördlich an die Färnigen-Zone an.

P *Dunkler lagiger feinkörniger Biotitgneis mit Übergängen zu quarzitischem Gneis, Quarzit und Kalksilikatgneis*

Ein als Paragneis gedeuteter, fein gebänderter Granat und Sillimanit führender feinkörniger Biotitgneis ist als im Erstfeld-Gneis eingeschlichtete, mit ihm auch durch Übergänge verbundene Schollen und Lagen verbreitet. Grössere Vorkommen finden sich am Silberberg (Silberberg-Komplex), südlich des Bächenstocks, südwestlich des Krönten und am Graw Stock im Erstfeldertal (Graustock-Komplex) sowie als auffälligen Kalksilikatmarmor bis -fels führenden Gesteinszug (Grüeni-Zug), der sich vom oberen Erstfeldertal über die Schlossberglücke bis ins Engelbergertal verfolgen lässt.



Fig. 8: Gröni-Zug im oberen Erstfeldertal. Deutlich zu erkennen sind die hellen Kalksilikatfels- und Marmorlagen (a) und der nördlich anschliessende, rostig rot anwitternde Paragneiss (b). Foto A. Lehmann.

Die Paragneisvorkommen führen Quarz (35–40%), Plagioklas (35–40%), Biotit (20–25%), Sillimanit (0–3%), Granat (2–3%) sowie akzessorisch Alkalifeldspat, Zirkon, Monazit, Titanit, Apatit und opake Minerale. Hellglimmer und Chlorit treten als retrograde Bildungen auf. Die feine Bänderung reflektiert wahrscheinlich die ursprüngliche sedimentäre Wechsellagerung, die im Verband trotz Deformation und Metamorphose erhalten geblieben ist.

Der Gröni-Zug, der Graustock-Komplex und der Silberberg-Komplex sind drei ungleiche, aber verwandte Paragneiskomplexe und zählen zu den grössten ihrer Art innerhalb des Kartengebiets. Sie werden nachfolgend kurz charakterisiert.

Der *Gröni-Zug* ist ein 1,5 km langer, bis 50 m breiter, ENE–WSE orientierter, senkrecht stehender, überwiegend Kalksilikatfels- und -marmor führender Paragneiss-Zug im oberen Erstfeldertal unterhalb der Gröni (Fig. 8, Koord. 2684.200/1184.000, LEHMANN 2008). Grosse Teile davon sind erst in den letzten Jahren vom Glatz Firn freigegeben worden. Ähnliche, von BURKHARD (1981) beschriebene Vorkommen westlich der Schlossbergglücke bilden möglicherweise die westliche Fortsetzung dieses Paragneisszuges. Die mit diesem Paragneisvorkom-

men assoziierten Kalksilikatgesteine zählen zu den ausgedehntesten Metakarbonat-Vorkommen im Aar-Massiv.

Der *Graustock-Komplex* im oberen Erstfeldertal, benannt nach dem nordwestlich des Krönten vorgelagerten Berg Graw Stock, wurde von LEHMANN (2008) im Detail beschrieben. Das quadratkilometergrosse Vorkommen wird von einem feinlagigen, isoklinal verfalteten Gneis, einem Metapelit, der aus tonig-mergeligem Ausgangsmaterial hervorging, dominiert («Graustockgneis» nach LEHMANN 2008). Migmatitische Bildungen treten nur selten auf. Charakteristisch sind die zahlreichen rötlichen Quarzit- und dunkelgrünen Amphibolitboudins, die als Sandsteinlinsen und Basaltgänge gedeutet werden.

Der *Silberberg-Komplex* stellt einen etwas über einen Quadratkilometer grossen, petrographisch vielfältig zusammengesetzten Komplex nördlich der Sustenpasshöhe dar (Silberberg-Serie nach SCHALTEGGER 1984). Der an sich schon lange bekannte Komplex (vgl. SAUER 1905, LOTZE 1914, MORGENTHALER 1921) ist nach ersten detaillierten Beschreibungen durch SCHALTEGGER (1984, 1986) später mit radiometrischen Methoden mehrfach weiter untersucht worden (SCHALTEGGER 1993, SCHALTEGGER & GEBAUER 1999, BIINO et al. 1999, SCHALTEGGER et al. 2003). Dabei konnten Schlüsseldaten für das Alter und die Genese der Erstfeld-Zone gewonnen werden. Diese werden im Kapitel «Tektonometamorphe Entwicklung» auf Seite 126ff. näher erläutert.

L_E *Aplitisch-pegmatitisches Leukosom*

Helle aplitisch-pegmatitische Einlagerungen aller Formen und verschiedenster Grössen (meist im Dezimeter- bis Meterbereich) und wohl auch unterschiedlicher Genese sind verbreitet. Sie lassen sich im Kartenbild nicht einzeln darstellen. Eine Ausnahme bilden die schmalen, bis 150 m langen, feinkörnigen, Granat führenden Züge am Wichelhorn auf der Südseite des Leutschachtals (Koord. 2687.720/1180.940) und am Schneehüenderstöckli (Koord. 2686.690/1181.190), die als Aufschmelzungsprodukte bzw. Leukosome interpretiert werden (mündl. Mitt. E. Gnos).

K *Marmor, Kalksilikatmarmor bis -fels*

Die bedeutendsten Vorkommen von Marmor und Kalksilikatmarmor bis -fels finden sich im Silberberg-Komplex und im Grüeni-Zug sowie beim Stössenfirn (Fig. 9). Sie treten in ganz unterschiedlichen Dimensionen auf: als Lagen von Zentimeter- bis Meterbreite und 10 bis 1000 m Länge oder als Boudins. Am Mittleren Tierberg wurden kleine, zonare Linsen beobachtet, wie sie weiter westlich für die Guttannen-Einheit charakteristisch sind (ABRECHT & SCHALTEGGER 1988, ABRECHT 1994).

Kalksilikatfels bis -gneis ist ein hartes, splittriges, meist sehr feinkörniges Gestein von rötlicher oder grünlicher Farbe und führt neben Quarz, Plagioklas, Bio-



Fig. 9: Wechsellagerung von braun anwitterndem Kalksilikatfels bis -gneis und weißem Marmor mit grauen, feinen Kalksilikatschnüren. Stössenfirn (Koord. 2677.620/1179.360). Foto C. Gisler.

tit, den Akzessorien Apatit, Titanit und Zirkon zusätzlich noch Hornblende, Vesuvian, Grossular und Diopsid. Die retrograde Umwandlung ist in der Regel stark, so dass Relikte von Diopsid zusammen mit Quarz und weiteren Mineralen häufig in einer Matrix aus Serizit, die sich hauptsächlich als Abbauprodukt von Diopsid gebildet hat, umgeben sind.

Vorkommen von Kalksilikatmarmor treten meist als Lagen im Wechsel mit Kalksilikatfels bis -gneis auf (Fig. 9). 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, anorthit-reicher Plagioklas und Titanit. Unter hochtemperierten Bedingungen entstanden retrograd Klinozoisit/Epidot, Tremolit und Hellglimmer, bei tieferen Temperaturen Talk und Prehnit. Der büschelig-faserige Wollastonit tritt lagig oder domänenweise auf. Es ist anzunehmen, dass sein Auftreten vom lokalen CO_2 -Partialdruck der fluiden Phase bestimmt wurde. So ist auch die Reaktion $\text{Kalzit} + \text{Quarz} = \text{Wollastonit}$ als Hin- und Rückreaktion im gleichen Dünnschliff zu beobachten.

Speziell hervorzuheben sind die mit dem Paragneis (P) assoziierten Kalksilikatvorkommen des Grüeni-Zugs im oberen Erstfeldertal (s.S. 24f.). Nach LEH-

MANN (2008, S.110–127) besteht der Grüeni-Zug aus mindestens drei – aus massstabsgründen nicht einzeln auf der Karte dargestellten – parallelen, praktisch kontinuierlich durchlaufenden Bändern von Kalksilikatfels bis -marmor, die sich vom oberen Erstfeldertal bis zur Schlossbergglücke verfolgen lassen (Fig. 8). Beidseitig anschliessend und in den Zwischenlagen finden sich Einschaltungen von Erstfeld-Gneis (**GM_E**) und Paragneis (**P**) in verschiedenen Varietäten. Zwei ähnliche, von BURKHARD (1981) beschriebene Bänder westlich der Schlossbergglücke bilden möglicherweise die westliche Fortsetzung dieses ausgedehntesten Kalksilikatvorkommens im Aar-Massiv. Der Mineralbestand ist praktisch identisch mit demjenigen am Silberberg. Vesuvian, Grossular und Diopsid treten zum Teil als zentimetergrosse Individuen auf. Dieser spektakuläre, in seiner Art einzigartige Zug kann kaum anders interpretiert werden als eine primär karbonatische Schichtfolge. Im Gegensatz zu den Kalksilikatvorkommen am Silberberg zeigt der Grüeni-Zug keine Anzeichen von Schlingentektonik und Isoklinalfaltung.

A *Amphibolite i. Allg.*

Vorkommen von plagioklasreichem Amphibolit sind die häufigsten Vertreter der amphibolitischen Gesteine des Kartengebiets. Sie bilden geschlossene Schichtpakete von 10 bis 100 m Ausdehnung, wie beispielsweise bei Oberplatti im oberen Meiental (Koord.2680.550/1178.050) und am Chööbärgli südlich des Steisees (Koord.2675.580/1174.640) sowie Züge von bis 100 m Breite und Kilometerlänge mit Tendenz zu Schlingenbau im Silberberg-Komplex (Koord.2677.300/1176.800). Sie treten aber auch als kleinräumige, auf der Karte nicht darstellbare Boudins wie beispielsweise im Graustock-Komplex auf.

Der plagioklasreiche Amphibolit zeigt eine auffällige Bänderung, wobei die hellen Lagen bis zu 60% Plagioklas enthalten können. Der Mineralbestand umfasst Plagioklas mit einem Anorthitgehalt von 35 bis 60% (mit einem primären Anorthitgehalt von schätzungsweise 80%) und eine tschermakitische Hornblende (40–100%). Der Plagioklas ist in der Regel stark retrogradiert, wie die Bildung eines feinkörnigen Aggregats (Saussurit), bestehend aus Albit, Epidot/Klinozoisit, Kalzit und Hellglimmer nach Plagioklas, belegt. Akzessorisch findet man Titanit und opake Minerale. Retrograde Minerale wie Prehnit, Epidot/Klinozoisit, Aktinolith, Kalzit, Serizit und Chlorit wurden wohl zum überwiegenden Teil präalpin gebildet, da in plagioklasreichen Amphibolitvorkommen kaum alpine Deformationsstrukturen sichtbar sind.

Aktinolithamphibolit findet sich als dezimetermächtige Lagen in den plagioklasreichen Amphibolitvorkommen, oder aber als bis zu 10 m³ grosse Kerne von wurzellosen Synformen. Er besteht zu 60–90% aus einer aktinolithischen Hornblende, daneben treten selten eine pargasitische Hornblende und Plagioklas auf. Titanit fehlt meist vollständig. Der Aktinolithamphibolit ist strukturell und geochemisch mit den ultramafischen Gesteinen verwandt; eine retrograde Entstehung aus pyroxenitischen Körpern und Gängen wäre eine Deutungsmöglichkeit.

Im Gegensatz zu den Amphibolitvorkommen der Sustenhorn-Zone ist die migmatitische Ausbildung (migmatitischer Schollenamphibolit) ausgesprochen selten. Wie auch andernorts im Aar-Massiv zeigen die Amphibolite eigenständige Gefüge, die in den Nebengesteinen nicht bzw. nicht mehr zu finden sind.

Ag *Granatamphibolit*

Granatamphibolit tritt nur als schmale, konkordante Lagen oder als Linsen innerhalb von plagioklasreichem Amphibolit des Silberberg-Komplexes auf (Koord. 2677.380/1176.810). Er wird als ehemaliger Eklogit gedeutet. Der Granatgehalt beträgt wenige Prozent. In den bis zentimetergrossen Granaten lassen sich schon von blossen Auge Symplektitländer erkennen. Die diablatische Matrix enthält blaugrüne und braungrüne Hornblenden, albitreichen Plagioklas, Titanit, Rutil, Zirkon und opake Minerale. Die Zirkone bildeten sich erst während der variszischen retrograden Metamorphose vor 329 ± 2 Ma (SCHALTEGGER 1993, SCHALTEGGER et al. 2003), vermutlich als Zerfallsprodukt von zirkoniumhaltigen Pyroxenen. Die mikroskopische und makroskopische Erscheinung des Granatamphibolits gleicht derjenigen von amphibolitfaziell überprägten Eklogiten der Gotthard-Decke.

Se *Serpentinit*

Innerhalb der Erstfeld-Zone sind im Kartengebiet nur drei Serpentinlinsen bekannt, die im Silberberg-Komplex bzw. in dessen Umfeld auftreten: nördlich des Parkplatzes Sustenloch an der Passstrasse (Koord. 2677.480/1176.830), auf dem Silberberg (Fig. 10, Koord. 2677.090/1177.280) und nordwestlich von Kleinsustli (Koord. 2678.250/1177.960). Diese drei Vorkommen wurden von SCHALTEGGER (1984) bearbeitet und beschrieben.

Die Serpentinlinsen bestehen aus einem Maschengefüge von Lizardit und Chrysotil sowie – untergeordnet – Antigorit. Darin treten einzelne Körner von Magnesit, Chlorit, Spinell (Chromit) und opaken Mineralen (Ilmenit, Magnetit, Rutil) auf. Phlogopit ist durch Serpentinminerale, Chlorit und opake Minerale vollständig pseudomorph ersetzt, verleiht dem Gestein aber immer noch ein deutlich planares Gefüge. In seltenen Fällen erkennt man Hornblendepseudomorphosen. Die Serpentinlinsen besitzen ausgeprägte zonierte Reaktionsränder zu den umliegenden Amphibolitvorkommen, welche giftgrünen Cr-Tremolit, Antophyllit, verschiedene Chlorit-Varietäten (z.T. Cr-Chlorite), Hellglimmer, Talk und Kalzit enthalten. Die grünen Cr-Tremolite enthalten 1200 ppm Cr und 1100 ppm Ni (SCHALTEGGER 1984). Die Reaktionsränder mit Antophyllit begannen sich bereits bei hohen Temperaturen von über 650 °C zu bilden, die Paragenese Chlorit-Talk-Tremolit vermutlich bei wesentlich tieferen. Letztere dürfte im Zusammenhang mit der variszischen Serpentinisierung retrograd gebildet worden sein. Eine alpine Serpentinisierung kann jedoch nicht a priori ausgeschlossen werden. Das typische Auftreten in flachliegenden Synformen haben die Serpentinlinsen mit den Akti-



Fig. 10: Serpentinlinse auf dem Silberberg (Koord. 2677.090/1177.280). Foto C. Gisler.

nolithamphibolitvorkommen gemeinsam, mit denen sie auch meistens eng vergesellschaftet sind.

Innerhalb der Amphibolitvorkommen findet man an verschiedenen Stellen im Kartenmassstab nicht darstellbare Boudins mit Antophyllit und Cr-Tremolit. Sie verkörpern kleine Ultrabasilins, deren ursprünglicher Mineralbestand vollständig metasomatisch ersetzt wurde.

INNERTKIRCHEN-ZONE

Die Innertkirchen-Zone – auch als «Innertkirchner Kristallin» oder «Innertkirchner Granit» bezeichnet – umfasst einen Komplex migmatitischer Gesteine, welcher den Nordrand des Aar-Massivs zwischen dem Gasteretal und dem Engelbergertal über eine Distanz von mehr als 65 km aufbaut. Sie stellt das Ostende der Innertkirchen-Lauterbrunnen-Zone dar und bildet im Kartengebiet einen kilometerbreiten Streifen, der von Westen her durch das Wendental über das Wendenjoch ins obere Engelbergertal zieht, wo er inmitten des Erstfeld-Gneises auskeilt.

Im Kartengebiet wie auch weiter westlich im Gebiet der Atlasblätter Innertkirchen und Guttannen ist die Innertkirchen-Zone vor allem in den Talsohlen und -hängen des Gadmer- und des Urbachtals aufgeschlossen und bildet kaum Gipfel.

Auf der Nordseite des Wendentals, am Wendenjoch (s. Titelbild des Umschlags) und unter dem Ostabsturz des Titlis wird die Innertkirchen-Zone an einem permischen Verwitterungshorizont diskordant von mittelsteil nach Nordwesten einfallenden autochthonen triassischen Sedimenten überlagert. Lokal ist der Kontakt zwischen der Innertkirchen-Zone und den autochthonen Sedimenten alpin verschuppt oder verfaltet; ein eindrückliches Beispiel dazu ist die im Kartengebiet aufgeschlossene Tagweidli-Synklinale (Koord. 2673.700/1179.300). Der Kontakt zur Erstfeld-Zone, mit der die Innertkirchen-Zone genetisch verknüpft ist, ist sowohl tektonisch – variszischer Mylonit auf der Südseite des Wendentals, am Wendenjoch und in der Wenden-Zone – als auch primär – als schlecht aufgeschlossene «Migmatitfront» östlich des Wendenjochs – bedingt.

Die Aufschlussverhältnisse der Innertkirchen-Zone sind im Gebiet von Atlasblatt Meiental nicht sehr günstig. Es wurde deshalb für die vorliegende Beschreibung teilweise auf Daten zurückgegriffen, die im Zusammenhang mit der Kartierung des westlich anschliessenden Kartenblattes Innertkirchen erhoben wurden, nicht zuletzt in den einmaligen, viele Kilometer langen zusammenhängenden Untertageaufschlüssen, die beim Bau von Kraftwerk- und Gasstollen untersucht wurden (LABHART 1966).

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

Die Innertkirchen-Zone besteht aus einem Schollenmigmatit, der durch eine inhomogene, von grünen Pinitflecken durchsetzte, granodioritisch bis granitisch zusammengesetzte Grundmasse mit Schollen unterschiedlichster Dimensionen von dunklem Paragneis, Erstfeld-Gneis, Marmor, Kalksilikatfels und Amphibolit charakterisiert ist (Diatexit, Fig. 11). Lithologisch entsprechen die Schollen weitgehend den Gesteinen der Erstfeld-Zone (s.a. LABHART 1977). Die Entstehung des Innertkirchen-Kristallins wird denn auch als partielle Aufschmelzung eines Teils der Erstfeld-Zone gedeutet. Dabei sind die hellen, tendenziell saureren Partien (v.a. Erstfeld-Gneis) grösstenteils aufgeschmolzen worden und bilden heute die Grundmasse bzw. das Leukosom des Schollenmigmatits. Der restliche, nicht aufgeschmolzene Gesteinsbestand blieb als Restit in Form von Schollen erhalten. Diese Teilanatexis verlief unter minimaler interner Durchbewegung und wurde auf 445 Ma datiert (SCHALTEGGER 1993). Deutlich jüngere, variszische Alter von ca. 300 Ma wurden von OLSEN et al. (2000) und HETTMANN et al. (2009) für die Migmatisierung des Innertkirchen-Kristallins ermittelt. Zu dieser Zeit bildeten die Erstfeld-Zone und die Innertkirchen-Zone einen zusammenhängenden, einheitlichen Krustenblock, dessen tieferer Teil, die heutige Innertkirchen-Zone, eine Teilanatexis erfuhr, von welcher der höhere Teil, die Erstfeld-Zone, nur schwach bzw. lokal betroffen wurde (BURKHARD 1981, SCHALTEGGER 1993). Wie die Verhältnisse



Fig. 11: Schollenmigmatit (Diatexit) der Innertkirchen-Zone. Scholle mit konserviertem Gefüge (Restit) umgeben von einer anatektisch aufgeschmolzenen granodioritischen Grundmasse (Leukosom, Bildbreite ca. 1 m). Foto T. Labhart.

se am Wendenjoch zeigen, sind die Erstfeld- und die Innertkirchen-Zone nachträglich durch die variszische Tektonik auf gleiches Krustenniveau gebracht worden. Im Innertkirchen-Kristallin sind neben den mit der Aufschmelzung verbundenen lokalen aplitisch-pegmatitischen Nestern und Lagen keine weiteren Gangbildungen beobachtet worden.

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

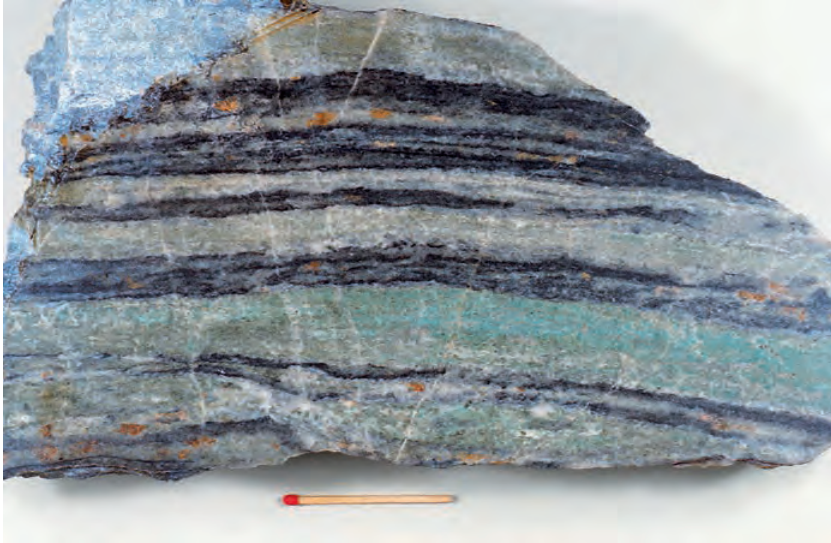


Fig. 12: Gebänderter Kalksilikatgneis. Gut erkennbar sind leicht rötlicher Grossular, rotbrauner Vesuvian und grüner Diopsid. Foto T. Labhart.

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, kann aber 10 bis 100 m erreichen. Die Schollendichte ist höchst unterschiedlich; sie liess sich nur in den Untertageaufschlüssen schlüssig beurteilen. So wechselten auf einer 1200 m langen Strecke im Stollen Hopflauenen – Aeppigen Abschnitte mit hoher Schollendichte mehrfach mit praktisch schollenfreien 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 über eine Distanz von zehn und mehr Metern eine

durch Pinitzschüre markierte Parallelstruktur beobachten. Dies stützt die Vermutung, dass die Aufschmelzung der Schollen mehr oder weniger statisch und praktisch ohne jede Durchbewegung stattfand.

Metakarbonate sind die häufigsten und auffallendsten Schollengesteine. Ihre Zusammensetzung reicht von reinem, weissem Kalzitmarmor über Kalksilikatmarmor zu Kalksilikatgneis. Die fast immer deutlich ausgeprägte Bänderung dürfte die sedimentäre Wechsellagerung abbilden. *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 bei Temperaturen zwischen 600 und 700 °C. Die *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. 12). Typische Minerale der Kalksilikatgneisschollen sind Plagioklas, Quarz, Hornblende, Biotit, Diopsid, Vesuvian, Grossular, Titanit und Opakminerale; als retrograde Bildungen treten Chlorit, Serizit, Prehnit, Talk und Kalzit auf.

Die gneisigen Schollentypen lassen sich grob in dunkle *Paragneis*- und mehr oder weniger Kalifeldspat führende *Biotit-Plagioklasgneisschollen* unterteilen. Die Paragneisschollen 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 Erstfeld-Gneis. Der Aufschmelzung entgangen sind dabei nur einige wenige grössere Komplexe.

Basische 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 *Hornblenditschollen* 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 Atlasblatt Guttannen, eine Scholle von Serpentin (Giltstein) beschrieben.

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass die Lithologie, der Mineralbestand und der Metamorphosegrad der beschriebenen Schollengesteine weitgehend mit denjenigen der Paragneiskomplexe inklusive der assoziierten Metakarbonat- und Amphibolitvorkommen der Erstfeld-Zone übereinstimmen. Dies stützt die Hypothese, dass die Innertkirchen-Zone ein teilaufgeschmolzenes Seg-

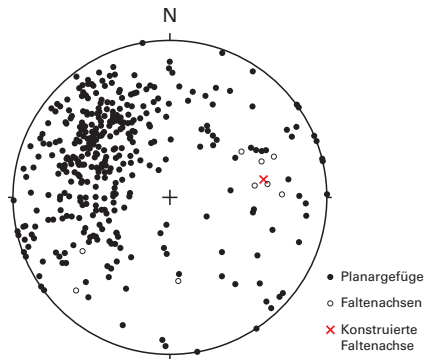


Fig. 13: Orientierung der Planar- und Lineargefüge von Scholleneinschlüssen im Innertkirchen-Kristallin. Schmidt'sches Netz, untere Halbkugel. Planare Elemente als Flächenpole, lineare als Durchstichpunkte.

ment der Erstfeld-Zone repräsentiert, wobei die hellen, gneisigen Anteile (Erstfeld-Gneis) bis auf wenige Relikte komplett aufgeschmolzen wurden und die übrigen Gesteine in Schollenform den nicht aufgeschmolzenen Altbestand dokumentieren.

Eine systematische Einmessung der Orientierung der Schollen ergab eine Einregelung um eine Grossfaltenachse mit mittelsteil ostfallender Achse (Fig. 13). Dies ist die gleiche mittlere Orientierung wie die der Faltenachsen in der Erstfeld-Zone (s.S.19f.) und liefert ein weiteres starkes Indiz dafür, dass die Teilaufschmelzung der Innertkirchen-Zone ohne grössere Durchbewegung abgelaufen ist. In mehreren eingeschlossenen grösseren Paragneis- und Amphibolit-Schollenpaketen sind ähnlich orientierte Faltenachsen im Dezimeter- und Meterbereich erhalten geblieben, in einem Fall sogar mit achsenparallel linear eingeregelter Hornblende.

?Permisch verwitterter Schollenmigmatit

Wie beim Erstfeld-Gneis ist auch im Schollenmigmatit der Innertkirchen-Zone unter der stratigraphischen Überlagerung der autochthonen triassischen Sedimente ein permischer Verwitterungshorizont ausgebildet, und zwar auf etwa 6 km Länge zwischen dem Wendenjoch (s. Titelbild des Umschlags) und dem Westende des Kartengebiets. Von dort lässt er sich gegen Westen quer durch das angrenzende Gebiet von Atlasblatt Innertkirchen verfolgen. Seine Mächtigkeit variiert zwischen wenigen Dezimetern und 25 m. Am Wendenjoch erreicht er 40 m, was durch die bessere Wegsamkeit des Untergrundes für wässrige Lösungen in den steilgestellten schiefrigen und mylonitischen Gesteinen der Wenden-Zone und des angrenzenden Innertkirchen-Kristallins erklärt werden kann.

Grundsätzlich lassen sich dieselben Phänomene wie beim Erstfeld-Gneis beobachten (s.S.22f.), wenn auch das Innertkirchen-Kristallin aufgrund seiner Zusammensetzung generell etwas verwitterungsanfälliger ist. Die Zersetzungsprodukte von Pinit und Kalifeldspat sind verantwortlich für die meist intensivere Rot- bis Violettfärbung. Das Gestein ist oft völlig zersetzt. Mikroskopisch erkennbar sind Quarzkörner in einer mehligten Grundmasse von verglimmerten Feldspäten, Serizit, Tonmineralen und Resten von Biotit und Chlorit; ferner tritt Limonit auf Korngrenzen und in Hohlräumen auf; Dolomit, zum Teil als idiomorphe Rhomboeder, bildet den zwickel- und porenfüllenden Zement (KAMMER 1980).

Junge Gefüge

Das Innertkirchen-Kristallin wird in unterschiedlichem Mass von jungen, alpinen Bruch- und Schieferzonen durchsetzt. LABHART (1966) und KAMMER (1980, 1985) haben gezeigt, dass es sich im Wesentlichen um eine Deformationsabfolge handelt, die drei Systeme von Bewegungsflächen von vielleicht synchroner Entstehung umfasst (s.S.128ff.):

- Eine mit 50 bis 70° südostfallende Schieferung, die in bestimmten Bereichen engständig und penetrativ ausgebildet ist und an der das Kristallin praktisch vollständig in Chlorit-Serizit-Schiefer umgewandelt wird (Handegg-Phase nach WEHRENS 2015). Sie trägt die für die alpine Schieferung des Aar-Massivs charakteristische steile Mineralstriemung. Im Dünnschliff erkennt man eine «Kaltverformung» des Quarzes (VOLL 1976) sowie den retrograden Abbau von Plagioklas zu Albit, Serizit und Klinozoisit (Saussuritisation), die Bildung von Chlorit und Hellglimmer nach Biotit sowie die Umwandlung von Kalifeldspat zu Albit und Serizit. Vielfach werden körnige Partien rigider Minerale von einer duktilen Matrix aus Biotit, Serizit und Pinit umgeben, die bei stärkerer tektonischer Beanspruchung stark ausgedünnt wird, wie beispielsweise bei der Bildung der Tagweidli-Synklinale (Taf. 1, Profil 2).
- Jünger als die Schieferung sind Scharen von flach nach Südosten einfallenden bis fast horizontalen, nordvergenten Überschiebungsflächen (Pfaffenchopf-Phase nach WEHRENS 2015). Die Striemung der Rutschharnische der Quarz-Chloritbeläge weist eine erstaunliche Richtungskonstanz auf. Besonders auffallend sind diese Überschiebungsflächen dort, wo sie den Kontakt zwischen dem Kristallin des Aar-Massivs und den autochthonen mesozoischen Sedimenten gleichermassen erfassen, und zwar sowohl in der Innertkirchen-Zone im Westen wie auch in der Erstfeld-Zone im Osten des Kartengebiets (Taf. 1, Profile 4, 6, 7 u. 9).
- Unter den jüngeren, die Überschiebungsflächen durchsetzenden Deformationen hat ein System vertikaler, nordoststreichender Bruchflächen die grösste Verbreitung; es war mit grosser Sicherheit von Bedeutung bei der Talbildung des Wenden-, Gadmer- und Gentals. Die Striemung der Rutschharnische auf

den 0,5 bis 2 cm mächtigen mit Quarz und Chlorit belegten Flächen weicht im Mittel um 25° von der Falllinie gegen Südwesten ab. Praktisch immer ist der Südostflügel relativ abgesenkt, und zwar in der Grössenordnung zwischen einem Dezimeter und einem Meter.

Intrusiva

Variszische bis postvariszische Intrusiva mit begleitenden Vulkaniten und Ganggesteinen in grosser Vielfalt bauen beträchtliche Teile des Aar-Massivs auf. Der weitaus grösste Körper ist der Zentrale Aare-Granit mit über 85 km Länge, maximal 8–10 km Breite und rund 500 km² Aufschlussfläche. Er wird randlich von basischen, intermediären und sauren Intrusionen begleitet, die volumenmässig von untergeordneter, genetisch jedoch von grosser Bedeutung sind. SCHALTEGGER & VON QUADT (1990) und SCHALTEGGER & CORFU (1992) haben mit radiometrischen Datierungen aufgezeigt, dass im Aar-Massiv drei klar unterscheidbare Intrusionszyklen («Pulse») vorliegen:

- Eine teilweise kaliumreiche, 334 Ma alte Serie umfasst den Punteglias-Granit, den Tödi-Granit und den Giuv-Syenit.
- Eine kaliumbetonte, kalkalkalische Serie besteht aus 310–308 Ma alten Dioriten und Graniten. Dazu gehören unter anderen der Voralp-Granit des vorliegenden Kartengebiets sowie der Brunni-Granit und der Düssi-Diorit im Maderanertal.
- Als Höhepunkt des variszischen bis postvariszischen Magmatismus intrudierten um 300 Ma, an der Wende Karbon/Perm, die gewaltigen kaliumbetonten kalkalkalischen Magmamassen des Zentralen Aare-Granits ins prävariszische Kristallin.

Diese Pulse waren während ihrer ganzen Dauer von rund 35 Ma von vulkanischer Aktivität begleitet (SCHALTEGGER & CORFU 1995). Manche der Förderprodukte sind eingemuldet oder eingespiesst in das prävariszische Grundgebirge erhalten geblieben, wie beispielsweise die Trift-Formation oder Teile der Färnigen-Zone (s.S. 55ff.). Im Folgenden werden der Voralp-Granit und der Zentrale Aare-Granit – beide im Kartengebiet aufgeschlossen – beschrieben. Die Ganggesteine werden separat vorgestellt (Kap. Ganggesteine), ebenfalls die vulkanischen Gesteine der Trift-Formation und der Färnigen-Zone (Kap. Eingeschuppte Sedimentgesteine und Vulkanite).

γv **Voralp-Granit: heller fein- bis mittelkörniger Granit**

Zwischen dem Meiental und dem westlichen Hang des Chelenalptals findet sich ein Granitkörper mit komplizierter Geometrie von rund 12 km Länge, 1 bis

2,5 km Breite und einer Aufschlussfläche von 20 km². Mit Ausnahme seines westlichsten Teils (Blatt Urseren) liegt er komplett im Gebiet von Atlasblatt Meiental. Der Voralp-Granit wurde erst im Verlaufe der Kartierung als eigenständiger Granitkörper erkannt; er wurde nach dem Bereich seiner grössten Mächtigkeit in der Voralp benannt. Frühere Bearbeiter (BALTZER 1888, FISCHER 1905, KOENIGSBERGER 1910a, LIECHTI 1933) schlugen ihn zum Zentralen Aare-Granit und interpretierten ihn zum Teil als dessen helle nördliche Randfazies. In der Regel lehnt sich der Voralp-Granit nordwestlich an den Zentralen Aare-Granit an, ist aber von ihm an zwei Stellen – im Bereich des Spitzli (Koord. 2683.530/1172.360) und östlich der Voralp im Gebiet Horefellstock am südlichen Kartengebietsrand (Koord. 2680.590/1169.000) – durch kilometergrosse Grundgebirgskeile getrennt.

Makroskopisch ist der Voralp-Granit ein weisses bis hellgraues fein- bis mittelkörniges Gestein. Vom Zentralen Aare-Granit ist er im Handstück nicht immer leicht abzugrenzen. Unterscheidungskriterien hierfür sind das feinere Korn, der spärliche, eigenartig fetzige bis strahlige Biotit sowie die meist fehlende grünliche Färbung des Plagioklases. Im Ganzen bildet der Voralp-Granit einen sehr homogenen Granitkörper und weist wenig lithologische Variationen auf. Lediglich gegen die Kontakte hin wird er graduell feinkörniger, heller und sehr glimmerarm. Lokal – so etwa in der mittleren Voralp – findet sich eine granophyrartige Ausbildung: Idiomorphe Quarze, seltener auch Plagioklase und Kalifeldspäte, sind umgeben von einer relativ grobkörnigen Matrix mit graphischen Verwachsungen, was auf eine schnelle Abkühlung in geringer Krustentiefe hinweisen dürfte. Die alpin-tektonische Überprägung ist deutlich weniger intensiv als die des Zentralen Aare-Granits. Sie beschränkt sich auf einzelne verschieferte Zonen mit augengneisähnlicher Ausbildung und auf markante dunkle (Ultra-)Mylonitbänder. Der mikroskopische Mineralbestand zeigt als Hauptgemengteile Quarz (35–45%), Alkalifeldspat (32–40%) und serizitisierten Plagioklas (13–21%); ferner treten olivgrüner Biotit, Chlorit, Stilpnomelan als Abbauprodukt von Biotit, Granat und weitere Akzessorien (Zirkon usw.) auf. Granat ist auf gewissen jungen Überschiebungsflächen angereichert, in Lagen von wenigen Millimetern bis maximal 7 cm Mächtigkeit.

Der Gesteinschemismus des Voralp-Granits ist mit den sauersten Partien des Zentralen Aare-Granits – der nördlichen Randfazies – vergleichbar (Tab.1). Gesamthaft weist der Voralp-Granit auffallende Gemeinsamkeiten mit dem gleichaltrigen Brunni-Granit im Gebiet von Atlasblatt Amsteg auf (GNOS 1988).

Kontakte

Der Voralp-Granit grenzt mit gesamthaft kompliziertem Kontaktverlauf an das prävariszische Kristallin (Sustenhorn-Zone) und an den Zentralen Aare-Granit. Während gegen das prävariszische Kristallin an manchen Stellen illustrative Intrusivkontakte ausgebildet sind (Fig.14), ist der Kontakt zum Zentralen Aare-Granit fast durchwegs alpin-tektonisch überprägt. Umso bedeutsamer sind die we-



Fig. 14: Intrusivkontakt zwischen Voralp-Granit (oben) und prävariszischem Kristallin (unten). Aufschluss am Chüeplanggenstock (Koord. 268.400/1171.620). Foto T. Labhart.

nigen Primärkontakte, an denen der Voralp-Granit von Apophysen und Aplitgängen des Zentralen Aare-Granits durchsetzt wird. Der beste derartige Aufschluss liegt im Kar südwestlich unterhalb des Hoch Horefellstocks im Gebiet von Atlasblatt Urseren (Koord. 2678.780/1169.080, 2780 m ü.M.). Diese relative Altersbeziehung und ein radiometrisches Alter von 309 ± 2 Ma von SCHALTEGGER & CORFU (1992) belegen, dass der Voralp-Granit ein unmittelbarer Vorläufer des Zentralen Aare-Granits ist.

Der Voralp-Granit ist charakterisiert durch seine komplizierte Geometrie. Im Prinzip gibt es zwei räumliche Schwerpunkte, einerseits den Kessel des Kartigels und des Kartigelfirns, anderseits die Voralp zwischen Wallenbur (wenig südlich der Voralphütte SAC) und Riedboden. Direkt verbunden sind diese Zentren durch einen ca. 600 m mächtigen Granitzug im Bereich der beiden Fluelücken zwischen dem Fleckistock und dem Chüeplanggenstock im Nordwesten und einen 50–60 m mächtigen beim Rohrspitzli im Südosten. Die Lage der Kontakte lässt vermuten, dass der Voralp-Granit unter dem Grat zwischen dem Chüeplanggenstock und dem Rothorn durchzieht, so dass diese Gneisgipfel dem Voralp-Granit demnach «aufgesetzt» sind.

Im oberen Kartigel ist der nördliche Kontakt gegen das prävariszische Kristallin auf den Gletscherschliffen südlich des Fedistocks auf mehr als einem Kilome-

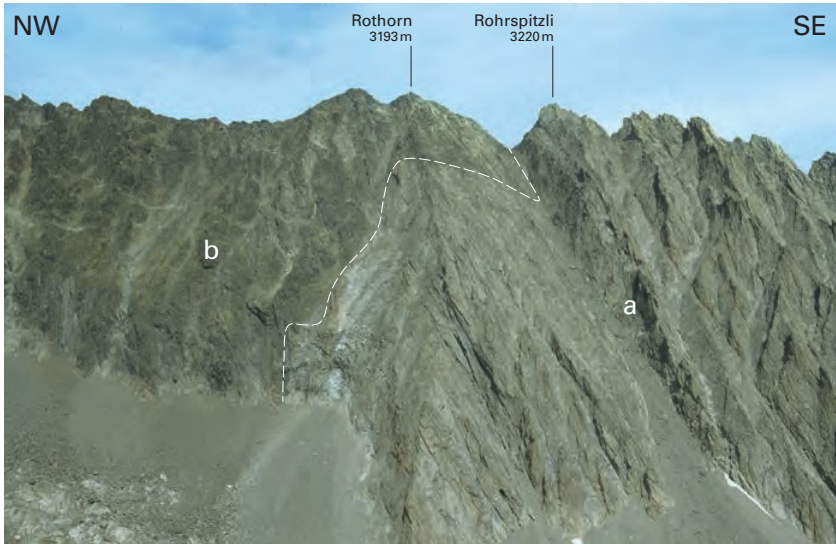


Fig. 15: Kontakt zwischen dem Voralp-Granit (a) und dem prävariszischen Kristallin (b) am Rothorn auf der Ostseite der Voralp. Foto T. Labhart.

ter Länge als Primärkontakt aufgeschlossen. Charakteristika sind die vertikale Lage und die Durchsetzung des Nebengesteins mit Aplitgängen. Dazu gesellt sich der gemischte Gangschwarm, welcher hier den Voralp-Granit, den Intrusivkontakt und das prävariszische Kristallin durchsetzt (s.S.52). Von hier an nordostwärts verläuft der alpinktektonisch überprägte Kontakt zum Zentralen Aare-Granit durch die schroffen Wände nördlich des Schwarzstocks und den Kessel In den Meien ins Meiental. Aufgrund der Schwierigkeit des Geländes konnte dieser jedoch nicht überall genau lokalisiert werden.

Auf der Ostseite der Voralp unterlagert der Voralp-Granit das prävariszische Kristallin; er bildet insbesondere die markante Steilstufe zwischen dem Talboden und der Verflachung auf 2300–2500 m ü.M. Ein 600 m mächtiger Zug in zum Teil sehr feinkörniger aplitischer Fazies verläuft vom Kessel nordöstlich von Hüblen über den Grat (nördl. und südl. Fluelücke) in das Kar des Kartigels. Von Flüestafel zieht der Kontakt östlich ansteigend über Chüeplanggen durch das Kar südlich des Chüeplanggenstocks und quer durch die steile Flanke zum Rothorn (Fig.15). Charakteristische Primärkontakte können im Kar auf ca. 2760 m ü.M. (Koord. 2682.200/1171.550) und am Felsfuss des Rothorns auf ca. 2830 m ü.M. (Koord. 2682.400/1171.620, Fig.14) beobachtet werden. Der Grat vom Rohrspitzli nach Südosten zum Salbitschijen besteht auf 700 m Länge aus Voralp-Granit; unweit

südöstlich von Pkt. 3060 grenzt er in tektonischem Kontakt an den Zentralen Aare-Granit. Dieser Kontakt lässt sich in südöstlicher Richtung in die Voralp hinunter verfolgen, zuletzt durch den tiefsten Teil der Spicherribichelen (unter den Alpinisten auch als «Horefellicouloir» bezeichnet).

Auf der Westseite der Voralp sind die Kontaktverhältnisse einfacher. Der Nordkontakt verläuft von Wallenbur in südöstlicher Richtung hangaufwärts, markiert von mächtigen Metarhyolithgängen, quert ostwärts den Flächensteinfirn zum Nordgrat des Brunnenstocks und zieht dann fast in der Falllinie südwestwärts ins Chelental. Der Südkontakt gegen den Grundgebirgsspan des Horefellstocks (Blatt Urseren) verläuft im Bett der Voralpreuss unterhalb der Wasserfassung bei Riedboden und zieht, von Bruchlinien überprägt, westwärts unter den Horefellstock, dessen Nord- und Nordostflanke von zahlreichen Aplitgängen durchschlagen ist. Im darunterliegenden Kraftwerkstollen ist der Kontaktbereich charakterisiert durch eine komplizierte Durchaderung des prävariszischen Kristallins durch Granit-, Aplit- und Metarhyolithgänge.

Aplitische Randfazies

Gegen die Kontakte hin wird der Voralp-Granit graduell feinkörniger, heller und sehr glimmerarm und ist oft von einem Netz schmalen, nur wenige Zentimeter mächtiger Aplitgänge durchsetzt. Sonst ist der Voralp-Granit als Ganzes, abgesehen vom jüngeren gemischten Gangschwarm (s.S.52), auffallend arm an Gängen. Die aplitische Randfazies des Voralp-Granits ist besonders ausgeprägt im Gebiet Hüblen (Koord. 2680.570/1171.950) und im nordöstlich gelegenen Felsfuss der beiden Fluelücken sowie entlang des Kontakts zwischen der Voralp und beiderseits des Chelentalpals (Blatt Urseren).

Schollenreiche Fazies

Nicht selten trifft man im Voralp-Granit auf Individuen oder Schwärme rundlicher oder plattig-gelänger, dunkler feinkörniger Schollen von Dezimeter- bis Metergrösse. In ihrer Nachbarschaft enthält der Granit oft dunkle Schlieren und Feldspatblasten. Besonders gehäuft treten solche Schollen im aus den Ostflanken des Brunnenstocks und des Voralphorns stammenden Moränenschutt des Flächensteinfirns auf, wobei die anstehenden Bereiche im Rahmen der Kartierung nicht genau lokalisiert werden konnten. Ihre Genese – zweifellos magmatisch – ist bisher nicht genau untersucht worden.

Im oberen Kartigel ist am Fuss der Spitzli-Nordwand (Koord. 2683.420/1172.850) im Dach des Granitkörpers ein nur schwer zugänglicher Schollenkontakt gegen das prävariszische Kristallin ausgebildet.

7A

Zentraler Aare-Granit: gleich- und mittelkörniger Biotitgranit, mit z.T. schwach grünlich gefärbten Feldspäten

Der Zentrale Aare-Granit baut die Südostecke des Kartengebiets auf, wo er in einem Areal von rund 25 km² Fläche mit maximal 10 km Länge und 6 km Breite auftritt. Er bildet hier die glazial stark überschliffenen, moränen- und vegetationsbedeckten Hänge des Reusstals im Gebiet Göschenen – Wassen – Pfaffensprung und die unteren Partien der Gorneren, des Meientals und der Voralp (Atlasblatt Urseren). Die Aufschlussverhältnisse sind in diesem Bereich nicht sehr gut und für eine flächendeckende Kartierung wenig geeignet. Eine Ausnahme bildet der glazialgeschliffene Karkessel des Rohrs, in welchem der Zentrale Aare-Granit und der Kontakt zum prävariszischen Kristallin auf einer Fläche von mehreren Quadratkilometern aufgeschlossen sind (s.S.45). Nennenswerte Gipfel sind der Salbitschijen – einer der eindrucklichsten Berggipfeln im Zentralen Aare-Granit überhaupt (Fig.16) – der Meiggelenstock, das Rohrspitzli, das Spitzli und der Schwarzstock. Von dem im Gebiet von Atlasblatt Urseren bis zu 8 km mächtigen Zentralen Aare-Granit ist im Kartengebiet nur der nördliche Teil aufgeschlossen. Der im Göschenernalp-Querschnitt so ausgeprägte petrographische und geochemische Zonarbau des Granitkörpers (vgl. SCHALTEGGER 1989, LABHART & RENNER 2012) ist im Gebiet von Atlasblatt Meiental weit weniger deutlich.

Der Zentrale Aare-Granit erscheint über weite Erstreckung recht monoton; im Detail zeigt er allerdings eine grosse Variationsbreite. Durch die häufig präsente alpine Verschieferung – schwach angedeutet, durchgreifend oder besonders markant entlang von Scherzonen – wird diese Vielfalt verstärkt, ohne dass sie allerdings im Kartenmassstab darstellbar wird. Gegen den Kontakt hin wird der Zentrale Aare-Granit generell heller und massiger, jedoch die Prägnanz des Göschenernalp-Querschnitts nicht erreicht. An einigen Lokalitäten treten spezielle Fazies auf, von denen lediglich eine porphyrische Variante in der Gorneren und randlich des Meiggelenstocks kartierbar war.

Der im gesamten Aar-Massiv verbreitete Normaltyp des Zentralen Aare-Granits ist ein mittelkörniger Biotitgranit mit erkennbarem magmatischem Gefüge (Fig.17), dominiert von Quarz, Kalifeldspat und grünlich gefärbtem Plagioklas sowie Biotit in gleichmässig verteilten Flecken. Der Mineralbestand umfasst als Hauptgemengteile Quarz (20–40%), Mikroklin (25–50%) und Albit (25–35%), als Nebengemengteile und Akzessorien Biotit (3–12%), Serizit, Chlorit, Epidot, Hellglimmer, Allanit (Orthit), Titanit, Granat, Kalzit, Magnetit, Ilmenit und Zirkon.

Der Mineralbestand ist granitisch im weiteren Sinne. Im QAP-Dreieck nach Streckeis fallen praktisch alle Proben in das Granitfeld, auch die etwas dunkleren, in der Literatur zum Teil als Granodiorit beschriebenen Varietäten (SCHALTEGGER 1989). STECK (1976) hat explizit darauf hingewiesen, dass praktisch der gesamte primäre Mineralbestand des Zentralen Aare-Granits unter grünschieferfaziellen Bedingungen alpin überprägt ist (vgl. LABHART & RENNER 2012, S.27f.).



Fig. 16: Steil südfallende Scherzonen im Zentralen Aare-Granit am Südgrat des Salbitschijens (Blickrichtung West). Im Hintergrund sind analoge Strukturen in der Dammastock-Gruppe erkennbar. Foto Schweiz. Rettungsflugwacht REGA.

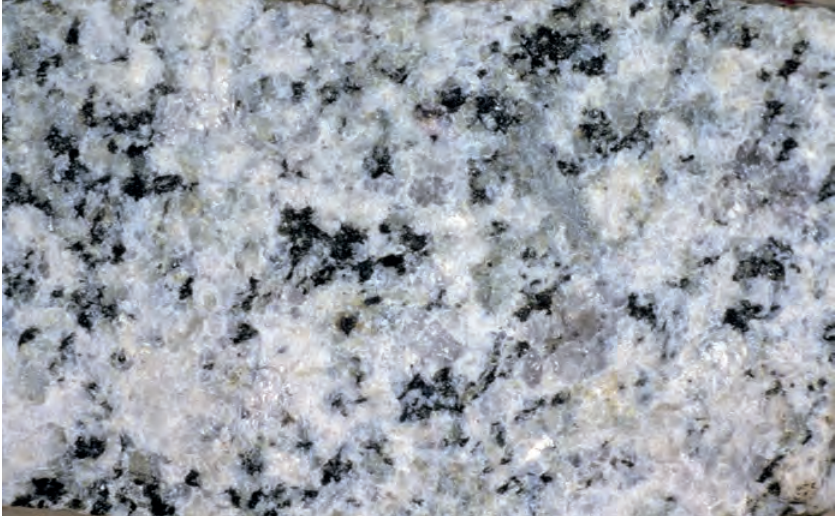


Fig. 17: Handstück der alpin kaum deformierten Fazies des Zentralen Aare-Granits (Bildbreite ca. 5 cm). Foto T. Labhart.

Die Randfazies zeigt einen abnehmenden Gehalt an Biotit und einen erhöhten an Quarz, der wegen der höheren Radioaktivität deutlich braun gefärbt ist, sowie ein gröberes, lokal sogar pegmatoides Gefüge. Mit zunehmender alpinktonischer Überprägung entstehen alle Übergangsformen bis hin zu Granitgneis. Dabei werden die Glimmer – Serizit und/oder Biotit – in der Schieferung eingeregelt. Werden grössere Kaliumfeldspäte umflossen, bildet sich ein eigentlicher Augengneis mit höckerigen s-Flächen.

Saure Randfazies

Der Zentrale Aare-Granit wird gegen die Kontakte zum prävariszischen Kristallin graduell etwas heller und saurer. In der südlichen Fortsetzung des Zentralen Aare-Granits im Gebiet von Atlasblatt Urseren konnte dieser Zonarbau dank des reichen Probenmaterials aus Stollenbauten geochemisch und mineralogisch gut dokumentiert werden (Tab. I, SCHALTEGGER 1989). Die dort gut abgrenzbare helle saure Randfazies, die «Stockbach-Fazies» nach SCHALTEGGER (1989), setzt sich auf der Ostseite der Voralp fort und ist im Westgrat des Salbitschijens morphologisch noch überaus markant ausgebildet (Fig. 18). Weiter östlich äussert sie sich nur noch als etwas hellere Ausbildung der Granithauptmasse. Wegen der fließenden Übergänge ist sie auf der Karte im Ostteil zwischen dem Rohr und dem östlichen Blattrand nicht eindeutig lokalisierbar.



Fig. 18: Massig und morphologisch markant ausgebildete saure Randfazies des Zentralen Aare-Granits am Salbitschijen-Westgrat. Foto T. Labhart.

Schollenreiche Fazies

Im Zentralen Aare-Granit finden sich sporadisch dezimetergrosse, rundliche bis ellipsoidförmige, dunkle biotitreiche Schollen. Eine bedeutende, nur partiell zugängliche Häufung befindet sich in der Schlucht der Meienreuss (Koord. 2688.180/1173.930).

Porphyrische Fazies

In der unteren Gorneren befindet sich zwischen Droselegg (Koord. 2688.200/1176.350) und Hanenspil (Koord. 2689.300/1176.610) am Nordkontakt des Zentralen Aare-Granits ein 50 bis 100 m mächtiger porphyrischer Granit. Nebengesteinskontakte sind nicht aufgeschlossen. Das graue kleinaugige Gestein ist intensiv von dunklen Schieferflächen durchzogen. Als idiomorphe Einsprenglinge von mehreren Millimetern Grösse treten Plagioklas und Kalifeldspat auf, jedoch kaum Quarz. Die Matrix, zum Teil rekristallisiert und retrograd spröde deformiert, enthält neben Quarz und Feldspat zusätzlich Biotit, Allanit (Orthit), von Titanit umwachsenen Ilmenit, Chlorit, Serizit, Kalzit, feinkristalline Aggregate von Titanoxiden und Titanit (Leukoxen) sowie weitere Opakminerale.

Ein weiteres Vorkommen von porphyrischem Granit mit millimeter- bis zentimetergrossen idiomorphen Kalifeldspäten und relativ feinkörniger Matrix bildet den blockig zerfallenen Gipfel des Meiggelenstocks (Koord. 2686.400/1171.090).

Kontakte

Der Zentrale Aare-Granit grenzt an seinem Nordwestkontakt auf rund 10 km Länge an das prävariszische Kristallin der Sustenhorn-Zone und an den Voralp-Granit. Der Kontakt ist meistens durch jüngere Bruch- und Scherzonen überprägt und verläuft typischerweise in Rinnen und Couloirs; Primärkontakte sind untergeordnet und nur lokal erhalten geblieben (z.B. im Rohr). Festzuhalten ist, dass weite Bereiche des Kontakts nur schwer begehbar sind; dies gilt in besonderem Masse für das Teilstück zwischen dem unteren Meiental und Pkt. 2670 südwestlich des Schwarzstocks.

Aus dem Reusstal nördlich von Gurtellen kommend, verläuft der Kontakt über Hanenspiel nach Grueben in der unteren Gorneren, östlich davon ansteigend zum Leidstock, dann steil nach Südwesten abfallend ins Meiental, welches er bei Leweren zwischen Meien Dörfli und Husen quert. Die Fortsetzung auf der Südwestseite des Meientals zieht durch den Kessel in den Meien und durch die Nordwestflanke des Schwarzstocks zum Pkt. 2670. Ab hier folgt ein über 1,5 km langer Abschnitt mit erhaltenem Primärkontakt quer durch den oberen Teil des Rohrs auf Höhenlagen zwischen 2640 und 2800 m ü.M. Westlich des Rohrs grenzt der Zentrale Aare-Granit von Pkt. 3060 nordwestlich des Salbitschijens bis hinunter in die Voralp an den Voralp-Granit, gegen den er weiter westlich einen Intrusionskontakt bildet (Blatt Urseren).

In den gletschergeschliffenen Felspartien im oberen Teil des Rohrkessels ist der Primärkontakt des Zentralen Aare-Granits gegen das prävariszische Kristallin auf über einen Kilometer Länge praktisch kontinuierlich aufgeschlossen. Es handelt sich um den eindrücklichsten Primärkontakt des Zentralen Aare-Granits überhaupt, zusammen mit den von STECK (1966, 2011a, b) beschriebenen Aufschlüssen auf der Belalp (VS), mit denen er viele Gemeinsamkeiten aufweist. Das prävariszische Kristallin – überwiegend biotitreicher, migmatitischer Gneis bis Schiefer mit teils chaotischem Gefüge – wird diskordant abgeschnitten (Fig. 19).

Auffallend ist der unregelmässige, lokal gezackte Kontaktverlauf: Im Kleinen wie im Grossen pendelt das Streichen der meist annähernd senkrecht stehenden Kontaktfläche zwischen Nord-Süd und West-Ost. Kontaktmetamorphe Phänomene sind nicht erkennbar. Im Zentralen Aare-Granit zeigt sich gelegentlich ein kontaktparalleler aplitischer-pegmatitischer Schlierenbau (Fig. 19). Dezimetermächtige Aplitgänge durchschlagen den Kontakt und strahlen ins prävariszische Kristallin aus (s.S. 53f.). Von den vereinzelt auftretenden geringmächtigen, im Kartenmassstab nicht darstellbaren basischen Gängen durchschlägt zumindest einer den Kontakt. Nicht selten wird dieser durch jüngere, wohl alpine Scherzonen versetzt.



Fig. 19: Intrusivkontakt zwischen dem Zentralen Aare-Granit (unten) und dem prävariszischem Kristallin der Sustenhorn-Zone (oben). Zu beachten ist der kontaktparallele aplitischeschlierige Schlierenbau des Granits. Aufschluss im Rohr (Koord. 2684.120/1172.100). Foto A. Möri.

Geochemie

Die Geochemie des Zentralen Aare-Granits ist von SCHALTEGGER (1989, 1990) und SCHALTEGGER & CORFU (1992) im Detail untersucht worden. Eine Zusammenstellung seiner Hauptelementanalysen für den Raum Grimsel–Reusstal ist in Tabelle 1 wiedergegeben. Die chemische Zusammensetzung des Zentralen Aare-Granits im Kartengebiet bewegt sich in den Kategorien «Nördliche Randfazies Zuleitung Voralpreuss» und «Nördliche Randfazies (Güetli)» für die randnahen Partien, und «Zentralfazies Reusstal» und «Zentralfazies Nordteil Zuleitung Voralpreuss» für die Hauptmasse.

Altersbestimmungen

Das Alter des Zentralen Aare-Granits, und damit des dritten und jüngsten magmatischen Pulses, konnte mit radiometrischen Datierungen auf 300 ± 2 Ma festgelegt werden (SCHALTEGGER 1994). Konkordante Analysenwerte an Zirkon und Titanit deuten auf ein Intrusionsalter des gesamten Komplexes von 298 ± 2 Ma (SCHALTEGGER & CORFU 1992). Proben aus dem Reusstal lieferten heterogene Zirkonpopulationen mit diskordanten Datenpunkten und einem oberen Schnittpunkt bei 296 ± 3 Ma (SCHALTEGGER & VON QUADT 1990).

Tab. 1: Gesamtanalysen (Hauptelemente) einiger Intrusiva des Aar-Massivs (aus SCHALTEGGER 1989).

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

* LOI: Glühverlust (loss on ignition)

T.L.: Toni Labhart

Ganggesteine

Ganggesteine finden sich in unterschiedlicher Art, Häufigkeit und Orientierung in fast allen Kristallineinheiten des Kartengebiets. Angesichts der vielen neu gefundenen interessanten Vorkommen wäre eine systematische Beprobung und Aufarbeitung des Materials wünschenswert gewesen; eine solche lag jedoch ausserhalb der Zielsetzung dieser Kartierung und der zeitlichen Möglichkeiten. Die Unterteilung wurde daher auf makroskopische, im Feld anwendbare Kriterien beschränkt. Dies bedeutet, dass neben den Apliten und Pegmatiten eine einfache, im Feld durchführbare Zweiteilung in basische (Lamprophyre s.l.) und metarhyolithische Gänge vorgenommen wurde.

B Basische Gänge (Lamprophyre s.l.)

Für die in den kristallinen Einheiten – mit Ausnahme der Innertkirchen-Zone – nicht seltenen dunklen Ganggesteine wird in Ermangelung näherer mineralogischer und chemischer Untersuchungen der weit gefasste Sammelname «Basische Gänge (Lamprophyre s.l.)» verwendet. Wie OBERHÄNSLI (1986, 1987) gezeigt hat, umfasst diese Bezeichnung ganz verschiedenartige Typen, neben Gängen mit primärem auch häufig solche mit weitgehend metamorphem Mineralbestand.

In der Erstfeld-Zone treten basische Gänge vor allem im östlichen sowie im zentralen Sektor sporadisch auf. Westlich der Sustenpasshöhe verschwinden sie fast vollständig. Eine Ausnahme bilden zwei mehrere Meter mächtige Gänge am Brunnenstock (Gadmertal, Koord. 2673.380/1173.730), die sich, parallel verlaufend, über mindestens 200 m verfolgen lassen. Die gemischten Vorkommen von basischen und metarhyolithischen Gängen am Jakobiger, am Ostrand des Seewen-zwächten und im Kartigel werden auf Seite 50ff. beschrieben.

Die auffälligste Konzentration an basischen Gängen findet sich im Gebiet der Sustenpasshöhe, zwischen Stüölweng und Kleinsustli. Auf einer Fläche von rund 2 km² sind in der Erstfeld-Zone und vor allem im Silberberg-Komplex zahlreiche basische Gänge aufgeschlossen und teilweise an der Sustenpassstrasse angeschnitten. Diese «bedeutendste extrabatholithische Gangkonzentration im Aar-Massiv» wurde von SCHALTEGGER (1984, S. 83ff.) im Detail bearbeitet. Seine Resultate sind im Folgenden kurz zusammengefasst. Die Gänge sind zwischen 0,1 und 6,5 m mächtig und lateral kaum weiter als wenige Meter verfolgbar; eine bemerkenswerte Ausnahme bildet ein Netz verzweigter Gänge auf einer Fläche von 80×100 m (Koord. 2677.250/1177.080). Die Gänge durchsetzen das alte Gneisgefüge diskordant, stehen bei variablem Streichen durchwegs steil. Im Gelände treten sie als Härtlinge hervor, mit Ausnahme der stark alpin verschieferten, welche in Runsen und Rinnen liegen. Chilled margins sind nicht beobachtet worden. Einschlüsse von Nebengestein sind häufig.

Der magmatische Mineralbestand ist vielfach erhalten geblieben. Er umfasst Einsprenglinge von Diopsid, chemisch und optisch zonierte, Biotit (Phlogopit), ebenfalls zonierte, mit deutlichen Anzeichen magmatischer Resorption und – selten – eine braungrüne Hornblende. Hin und wieder kann man Pseudomorphosen nach Olivin («Pilit») vermuten. Häufig sind kugelförmige Einschlüsse («Ocelli», «Globuli»), die als Entmischungsstrukturen im Zusammenhang mit der Magmenmischung (magma mingling) gedeutet werden. Unter den Akzessorien findet man Titanit sowie Magnetit und Ilmenit. Die Matrix besteht zu einem grossen Teil aus leistenförmigen bis büschelig aggregierten Plagioklasen, die einen zonaren Aufbau besitzen: abnehmender Ca-Gehalt vom Kern gegen den Rand, aussen mit einem Anwachsraum von Kalifeldspat. Zwischen den Feldspäten findet man Apatit, Kalzit, Chlorit, Serizit und Epidot, die zum grössten Teil der magmatischen Letzt-ausscheidung zuzuordnen sind. In verschieften Gängen bildet sich eine dichte Matrix aus Serizit, Klinozoisit und feinkristallinen Aggregaten von Titanoxiden und Titanit (Leukoxen), in der die Einsprenglinge oder deren Relikte schwimmen.

Gemäss den insgesamt 16 Analysen an 6 Gängen (SCHALTEGGER 1984, 1989, OBERHÄNSLI 1986) liegen im Kartengebiet Minetten und Kersantite vor. SCHALTEGGER (1986) konnte mit K-Ar-Altersbestimmungen an Biotit aus dem umgebenden Gneis und den basischen Gängen nachweisen, dass die Biotite beider Gesteine die gleiche Abkühlungsgeschichte erlebt haben, das heisst gleichzeitig die 300°C-Isotherme durchlaufen haben. Diese Temperatur wurde vor 312 ± 10 Ma unterschritten. SCHALTEGGER (1986) ordnete deshalb die basischen Gänge im Gebiet der Sustenpasshöhe einer vor der Intrusion des Zentralen Aare-Granits gebildeten Generation zu, umso mehr, als sie sich auch im Chemismus signifikant von denjenigen im Zentralen Aare-Granit unterscheiden.

Die Gangvielfalt der Sustenhorn-Zone ist seit FISCHER (1905) bekannt, bis heute aber nie im Detail bearbeitet worden. Die am besten fassbare Konzentration findet sich im unten beschriebenen gemischten Gangschwarm im Grenzbereich zum Voralp-Granit. Die Gänge durchschlagen den Kontakt zum Voralp-Granit, sind also jünger als dessen Intrusionsalter von 309 Ma. Diese basischen Gänge repräsentieren demnach eine jüngere Generation als diejenigen im Gebiet der Sustenpasshöhe (Silberberg-Komplex). Dabei ist anzumerken, dass die basischen Gänge im Gebiet von Atlasblatt Urseren auch den Zentralen Aare-Granit durchsetzen, was das Maximalalter auf jünger als 298 Ma herabsetzt.

OBERHÄNSLI (1986, 1987) und SCHALTEGGER (1989) betonen, dass die basischen Gänge keinerlei chemische Verwandtschaft mit dem Voralp- und dem Zentralen Aare-Granit zeigen. Nach diesen beiden Autoren ist das räumliche Zusammentreffen der Gänge und der Granite durch die Aufstiegsmöglichkeiten infolge der Hebung und der unmittelbar postintrusiven Zerschierung der Granitkörper bedingt.

p Metarhyolith

Dieser Gangtyp – in der Literatur zum Aar-Massiv traditionellerweise als «Quarzporphyr» bezeichnet – tritt in der Erstfeld- und in der Sustenhorn-Zone sowie im Voralp-Granit auf, ist aber ausserhalb des Kartengebiets auch im Zentralen Aare-Granit verbreitet.

Die Metarhyolithgänge sind als weiss, gelblich oder rötlich anwitternde, helle, oft verschieferte und plattig zerfallende Gesteine im Gelände gut erkennbar (Fig. 20). Die Dimensionen sind sehr unterschiedlich. Die Mächtigkeit beträgt im Mittel wenige Meter, selten erreicht sie 10 m, maximal 20 m. Die aufgeschlossene Länge kann 100 m und mehr betragen.

Die Metarhyolithgänge führen in einer feinkörnigen Grundmasse 2 bis 10 mm grosse Einsprenglinge von Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat in unterschiedlichen Mengen. Der Quarz weist oft Resorptionserscheinungen auf. Kalifeldspat kann den Plagioklas ummanteln. Alle Einsprenglinge können idiomorph oder miteinander verwachsen sein. Zwei Drittel der untersuchten Gänge besitzen Einsprenglingsgehalte von weniger als 5%; dieser kann aber bis maximal 35% erreichen. Bei mächtigeren Gängen tritt ein ausgeprägter Zonarbau mit einem sehr feinkörnigen Rand und einem einsprenglingsreichen Zentrum auf. Primärgefüge sind oft noch gut erkennbar: Sphärolite, heute aus radialstrahligem Plagioklas bestehend, und symplektitische Verwachsungen von Quarz und Feldspäten in der Matrix. Verbreitete alpinmetamorphe Neubildungen sind Serizit, Chlorit und Stilpnomelan; Biotit ist meistens rekristallisiert. Die alpine Verschieferung ist oft sehr ausgeprägt und in der Regel wesentlich intensiver als im Nebengestein. Bei starker Verschieferung entsteht ein rekristallisiertes Gefüge uniformer Korngrösse, in dem alle Einsprenglinge verschwunden sind. Die Metarhyolithgänge bilden oft Ansatzstellen für grössere Scherzonen.

Im prävariszischen Kristallin sind die Vorkommen auf die östlichen Bereiche konzentriert; in der Erstfeld-Zone finden sie sich beispielsweise auf der Südseite des Erstfeldertals am Hundtschिंगel (Koord. 2688.860/1183.480) und am Hinteren Püügenstöckli (Koord. 2688.450/1183.100), am Fuss des Krönten Westgrats, im oberen Schindlachtal und am Wichelstock. Es ist denkbar, dass dabei die Nähe der Eruptionszentren des östlichen Aar-Massivs, zum Beispiel dasjenige der Windgällen, eine Rolle spielte und dass es sich dabei möglicherweise um Aufstiegswege der sauren Magmen handelt.

Höchst bemerkenswert sind drei Vorkommen, an denen Metarhyolithgänge derart eng verknüpft mit basischen Gängen (Lamprophyren s.l.) auftreten, dass eine gemeinsame Genese kaum bezweifelt werden kann; sie werden als gemischte Gangschwärme bezeichnet. Diese Vorkommen befinden sich beim Leidsee/Jakobiger, am Ostrand des Seewenzwächten und im oberen Kartigel.

Zwischen dem Nordende des Leidsees (Koord. 2689.350/1183.120) und dem Gipfel des Jakobigers (Koord. 2689.620/1183.100) treten in einem West-Ost strei-

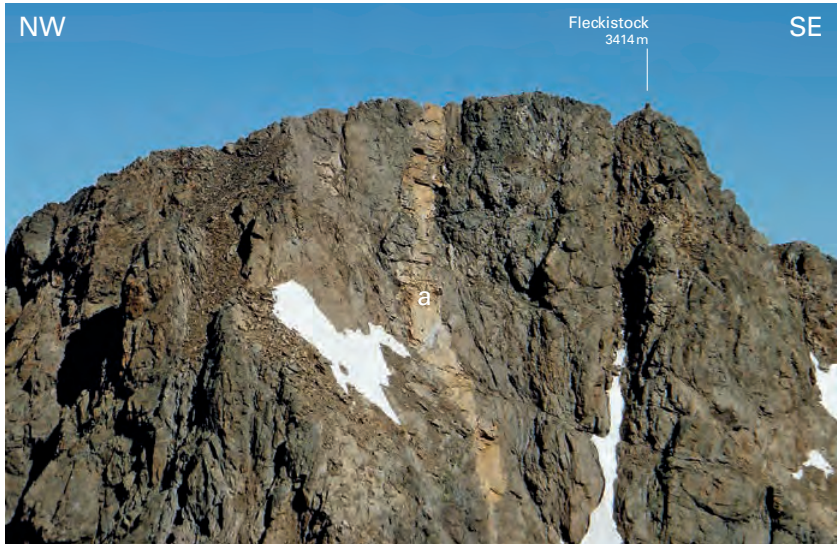


Fig. 20: Senkrechter, schieferungsparallel verlaufender Metarhyolithgang (a) im Nordgrat des Fleckistocks. Foto C. Gisler.

chenden, 15 bis 70 m breiten und 450 m langen Streifen metarhyolithische und basische Gänge im Wechsel auf, entweder in direktem Kontakt oder durch schmale Lamellen von Erstfeld-Gneis getrennt. Gangkreuzungen wurden nicht beobachtet. Der Aufschluss beim Leidsee liegt gut zugänglich am so genannten Panoramaweg zwischen der Leutschach- und der Kröntenhütte und ist etwa 15 m breit und mindestens 50 m lang. Es finden sich im Wechsel je drei bis vier dunkle basische und helle metarhyolithische Gänge. Auf dem Grat unmittelbar südlich des Jakobigipfels – etwas weniger gut zugänglich und mit Vorsicht zu begehen – ist der Gangswarm rund 70 m breit und nicht ganz lückenlos aufgeschlossen. Es treten mindestens je sechs metarhyolithische und basische Gänge auf. Die Gesamtmächtigkeit der Metarhyolithgänge beträgt 35 bis 40 m, diejenigen der basischen Gänge 4 bis 5 m.

Am Ostrand des Seewenzwächten liegt auf etwa 2750 m ü.M. (Koord. 2684.290/1179.600) ein Vorkommen, das wegen des heiklen Geländes nicht im Detail kartiert werden konnte. Hier scheint ein älterer basischer Gang von einem mehr oder weniger parallel verlaufenden Metarhyolith mehrfach durchsetzt zu sein. Im Schutt finden sich Metarhyolithblöcke mit Schollen von basischen Gängen.

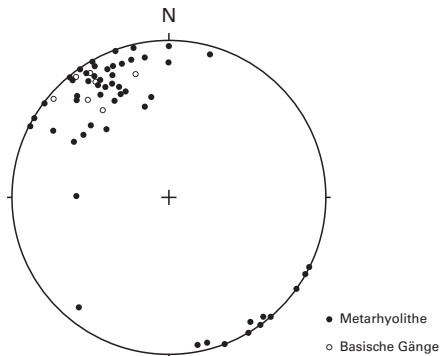


Fig. 21: Orientierung der metarhyolithischen und basischen Gänge am Kontakt Voralp-Granit/Sustenhorn-Zone. Schmidt'sches Netz, untere Halbkugel. Planare Elemente als Flächenpole.

Eine bemerkenswerte Erscheinung ist ein mächtiger gemischter Gangschwarm von metarhyolithischen und – untergeordnet – basischen Gängen im Kontaktbereich Voralp-Granit/Sustenhorn-Zone, wohl der eindrücklichste seiner Art im Aar-Massiv. Zwischen dem unteren Kartigel und dem südlichen Kartengebietsrand im Chelenalptal ist er über 8 km lang, zwischen 250 und 1500 m breit und umfasst jeweils einige wenige bis gegen zwei Dutzend parallel verlaufende Gänge, die im Kartenbild nur vereinfacht dargestellt werden konnten. Im Südwesten setzt sich der Schwarm ausdünnend im Gebiet von Atlasblatt Urseren fort und verliert sich am westlichen Talhang des Chelenalptals. In seiner Art – Ausbildung und Dimensionen – gleicht er dem im Zentralen Aare-Granit gelegenen Gangschwarm Älprigen-Schöllenen (Blatt Urseren, LABHART & RENNER 2012, S. 44f.). Die Mächtigkeit der einzelnen Gänge liegt meist im Meterbereich, kann aber 20 m und mehr erreichen. Manche Gänge lassen sich mehrere hundert Meter weit verfolgen. In einigen Fällen verlaufen metarhyolithische und basische Gänge über längere Strecken in direktem ebenflächigem oder buchtigem Kontakt. Gangkreuzungen sind sehr selten; in diesen Fällen ist jeweils der Metarhyolith jünger. Im oberen Kartigekessel wurden an einer Stelle Schollen von basischen Gängen im Metarhyolith beobachtet. Im westlichen Aar-Massiv ist dies gerade umgekehrt: Im Gebiet der Belalp durchschlagen jüngere basische Gänge (Kersantite) diskordant die älteren Metarhyolithgänge (STECK 2011a, b). Der Kontakt des Voralp-Granits wird schief diskordant durchsetzt, woraus sich ein Maximalalter von 309 Ma ableiten lässt. Die Gänge streichen generell Nordwest-Südost bei steiler Lagerung (Fig. 21).

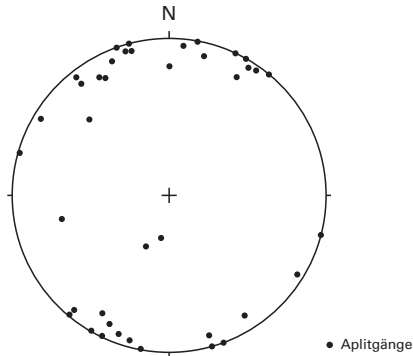


Fig. 22: Orientierung der Aplitgänge im Zentralen Aare-Granit im Rohr. Schmidt'sches Netz, untere Halbkugel. Planare Elemente als Flächenpole.

Ap Aplit

Die meisten Aplitgänge innerhalb des Kartengebiets sind offensichtlich räumlich und genetisch an den Voralp-Granit und den Zentralen Aare-Granit gebunden. So treten Aplitgänge auffallend häufig im prävariszischen Kristallin der Sustenhorn-Zone unmittelbar südlich des Kontakts zum Voralp-Granit auf (Nordhang des Horefellstocks, Koord. 2680.600/1170.100, s.S. 40). Im Zentralen Aare-Granit des Kartengebiets sind Aplitgänge weit verbreitet. Es sind scharf abgesetzte, helle, feinkörnige Bänder. Ihre Mächtigkeit erreicht bis zu 60 cm bei einer Länge, die einige Meter selten übersteigt. Mit Ausnahme der unten erwähnten Häufung sind sie auf der Karte nicht ausgeschieden. Einen einigermaßen repräsentativen Eindruck der Verteilung und der Orientierung der Aplitgänge vermittelt das gut aufgeschlossene Gebiet des Rohrkessels. Rund die Hälfte der hier angeordneten Aplitgänge konzentriert sich auf ein Areal von etwa 100×200 m nördlich unterhalb des Bandlückli (Koord. 2685.300/1170.800). Dies ist die grösste uns bekannte Häufung von Aplitgängen im Zentralen Aare-Granit. Im Diagramm in Figur 22 lassen sich mehrere relativ gut definierte Schwerpunkte erkennen, einen ungefähr parallel zum Granitkontakt, den anderen etwa senkrecht dazu. Nicht selten lassen sich Aplitgänge beobachten, welche vom Kontakt des Zentralen Aare-Granits in das Nebengestein ausstrahlen (Fig. 23).

Pg Pegmatit

Klassische Turmalin und Granat führende Pegmatitgänge wurden einzig in Blöcken von Erstfeld-Gneis unterhalb des Stössensattels (Koord. 2678.230/1180.230) beobachtet. Bruchstücke eines Lepidolith führenden Pegmatits sind von



Fig. 23: Aplitgänge, zum Teil mit Nebengesteinsschollen, vom Kontakt des Zentralen Aare-Granits (unten) in das prävariszische Kristallin ausstrahlend. Rohr (Koord. 2684.120/1172.100).
Foto A. Möri.

BARCIKOWSKI (2010) in der Schuttmasse der Explosion des Munitionslagers Steilimi (Koord.2675.200/1174.600) beschrieben worden. Es handelt sich um das erste bekannte Vorkommen dieses Lithium-Minerals in der Schweiz.

$\pi\gamma$ Porphyrischer Mikrogranit

Im unteren Kartigel (Koord.2684.150/1174.770) steht unweit des nördlichen Kontakts des Voralp-Granits ein gangförmiges Vorkommen eines porphyrischen Mikrogranits an. Das Gestein besitzt eine grosse Ähnlichkeit zu der auf Seite 44 beschriebenen porphyrischen Fazies am Nordrand des Zentralen Aare-Granits in der unteren Gorneren. Ein räumlicher und genetischer Bezug zum Zentralen Aare-Granit ist jedoch nicht ersichtlich.

Eingeschuppte Sedimentgesteine und Vulkanite

h_T Trift-Formation: Vulkanoklastite und vulkanosedimentäre Gesteine, z.T. Fanglomerat, verschiefert

Von den beiden von FISCHER (1905) entdeckten und von SCHENKER (1986, 1987) im Detail beschriebenen vulkanoklastischen Abfolgen des Trift-/Gelmergebiets, der Diechtergletscher-Formation und der Trift-Formation, erreicht nur die zweitgenannte das Kartengebiet. Sie erstreckt sich als steilgestellte, wenige hundert Meter mächtige Einheit von der Grimselpassstrasse östlich der Tschingelmad (Atlasblatt Guttannen) geradlinig über den Chilchlistock zur Trifthütte SAC (Atlasblatt Innertkirchen). Vom Grat zwischen dem Mittleren Tierberg und dem Tierbergsattel über die Tierberglimi/Chelenlücke zieht sie in den Steigletscher, unter dessen Eismassen sie sich aus geometrischen Gründen in spitzem Winkel mit der alpin angelegten Störung zwischen der Sustenhorn- und der Erstfeld-Zone – nach Osten in die Färnigen-Zone übergehend – schneidet. Die Aufschlüsse der Chaltallücke (Koord.2677.170/1174.060), vier Kilometer weiter östlich, enthalten neben eingespiessten mesozoischen Sedimenten stark deformierte vulkanogene Gesteine und Konglomeratlagen karbonen Alters, die bereits der Färnigen-Zone zugeordnet werden.

Die illustrativsten und bestzugänglichen Aufschlüsse der Trift-Formation befinden sich bei der Trifthütte SAC, wenige hundert Meter westlich ausserhalb des Kartengebiets (Atlasblätter Innertkirchen und Guttannen). Hier hat SCHENKER (1986, S. 62, Fig. 5.3) das in Figur 24 wiedergegebene Typusprofil aufgenommen. Die Gesteinsabfolge steht praktisch senkrecht und scheint im Norden dem prävariszischen Kristallin primär aufzulagern; der Südkontakt ist tektonisch. Die Einfaltung und die Steilstellung der Trift-Formation ist – in Analogie zur Diechtergletscher-Formation – variszischen Alters und erfolgte vor der Intrusion des Zentralen Aare-Granits (SCHENKER 1986, LABHART & RENNER 2012).

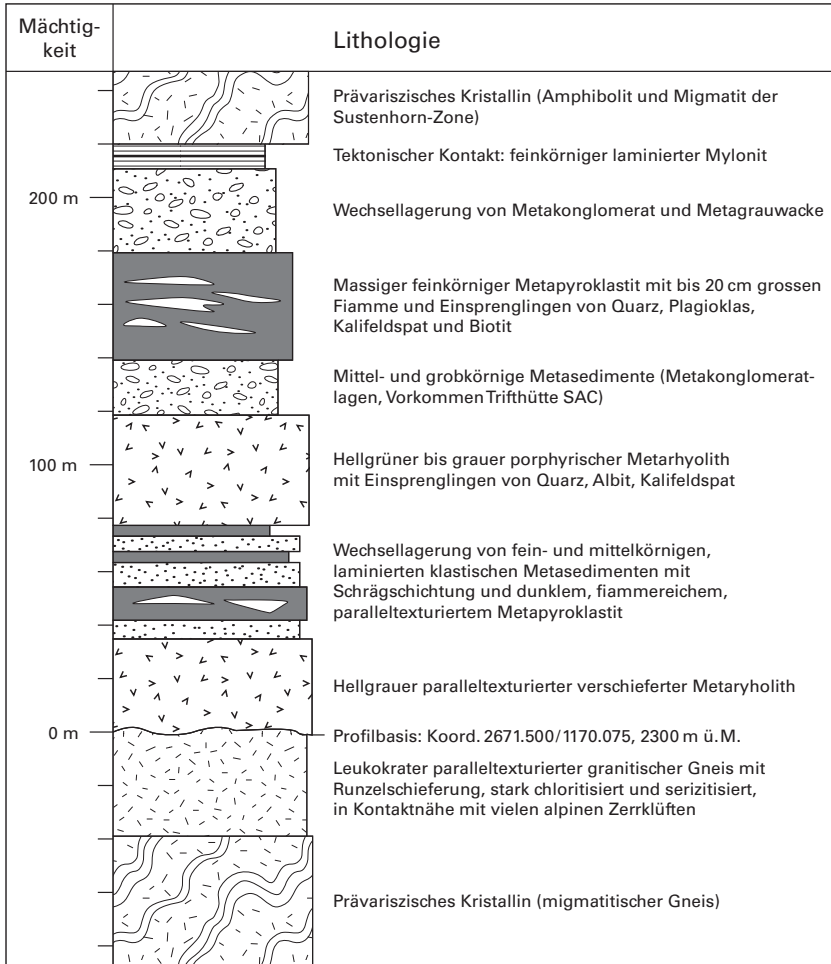


Fig. 24: Typusprofil durch die Trift-Formation (nach SCHENKER 1986, S. 62, Fig. 5.3). Unterhalb der Trifthütte SAC (Basis des Profils bei Koord. 2671.500/1170.075, 2300 m ü.M.).



Fig. 25: Konglomerat der Trift-Formation. Aufschluss bei der Trifthütte SAC (Koord. 2671.700/1170.050, Atlasblatt Innertkirchen). Foto A. Jenni.

Die Triftformation umfasst fein- bis grobkörnige klastische Sedimente mit Konglomeratlagen sowie Einschaltungen von Metapyroklastit und ignimbritischem Metarhyolith. Die Konglomeratlagen zeigen ein weites Spektrum von Korngrößen, wobei die Gesteinsbruchstücke vulkanischer und intraformationeller Natur sind (Fig. 25). 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 Schuttströmen (Lahare). Die Vulkanite besitzen dazitischen bis rhyolithischen Chemismus und sind intensiv engständig verschiefert. Die Metapyroklastitlagen sind reich an Fiamme, die im oberen, südlichen Teil der Abfolge eine Länge von bis 20 cm erreichen können. Viele Komponenten enthalten idiomorphen Plagioklas und Quarz in einer serizit- und quarzreichen Grundmasse.

FÄRNIGEN- UND INTSCHI-ZONE

Quer durch das Gebiet von Atlasblatt Meiental verläuft auf 19 km Länge eine markante Bruchzone, die an verschiedenen Stellen eingeschuppte spätpaläozoische vulkanogene Gesteine und mesozoische Sedimente enthält. Diese tief rei-

chende alpin angelegte Naht trennt heute die Erstfeld-Zone im Norden von der Sustenhorn-Zone im Süden. Charakteristisch ist die sehr ungleiche Ausbildung der Aufschlüsse, was Tektonik und Gesteinsinhalt anbelangt (Tab. 2).

Benannt ist die Färnigen-Zone nach dem Weiler Färnigen im Meiental, mit seinem altbekannten und gut zugänglichen Muldenaufschluss. Den vor allem früher verwendeten Begriffen «Färnigen-Mulde» oder «Färnigen-Keil» wird die neutralere Bezeichnung Färnigen-Zone vorgezogen. Die Färnigen-Zone umfasst nebst mesozoischen Sedimentgesteinen auch spätpaläozoische vulkanogene Gesteine.

Die auffallenden Kalkvorkommen inmitten des prävariszischen Kristallins sind von Hans Conrad Escher von der Linth zu Beginn des 19. Jahrhunderts entdeckt worden («Urkalk» von ESCHER 1808). Seither sind die mesozoischen Sedimente der Färnigen-Zone von zahlreichen Geologen untersucht worden (u.a. LUSSE 1829, HUGI 1830, BALTZER 1880, 1888, MOESCH 1894, SCHMIDT 1894, KOENIGSBERGER 1910a, LOTZE 1914, ALB. HEIM & ARN. HEIM 1916, ALB. HEIM 1921, MORGENTHALER 1921, JOHNSON 1967, KAMMER 1985). ALB. HEIM & ARN. HEIM (1916) lieferten detaillierte Beschreibungen und Zeichnungen, die in ihrer Prä-

Tab. 2: Aufschlüsse der Färnigen-Zone im Kartengebiet, von Osten nach Westen.

Lokalität	Mächtigkeit [m]	Lithologie
Intschialp/Seewlisegg (Koord. 2689.630/1179.400)	60	Mittel- bis spätjurassische Sedimentgesteine
Siglisfadgrätli (Koord. 2688.020/1178.990)	200	Spätpaläozoische vulkanogene Gesteine
Rot Bergli (Koord. 2684.980/1178.000)	200	Spätpaläozoische vulkanogene Gesteine und spätjurassische Sedimentgesteine
Rieter (Koord. 2683.240/1177.100)	10	spätjurassische Sedimentgesteine
Moosrain (Färnigen), alter Sustenweg (Koord. 2682.570/1176.650)	15	spätjurassische Sedimentgesteine
Chalchberg (westlich von Färnigen) (Koord. 2682.000/1176.400)	150–190	Mittel- bis spätjurassische Sedimentgesteine, lokal mit ?triassischen Relikten
Chli Griessenhorn (Koord. 2679.370/1175.640)	500	Triassische bis spätjurassische Sedimentgesteine
Chalchtallücke (Koord. 2677.170/1174.060)	70	Spätpaläozoische vulkanogene Gesteine und mittel- bis spätjurassische Sedimentgesteine

nanz bis heute unübertroffen sind (Fig. 26); ALB. HEIM (1921) betrachtete die Färnigen-Zone als Musterbeispiel einer Scherfalte im sedimentären Deckgebirge mit sehr bedeutender Einengung, die sich im unterlagernden Kristallin als Schuppen-, Schiefer- oder Bruchzone manifestiert.

Eingefaltet bzw. eingeschuppt sind Fetzen der autochthonen mesozoischen Sedimentgesteine – fast ausschliesslich mittel- bis spätjurassischen Alters – in stark reduzierter und tektonisierter Form. Meist beträgt die Mächtigkeit zwischen 10 und 50 m. Nur am Chalchberg westlich von Färnigen (Koord. 2682.000/1176.400) und am Chli Griessenhorn (Koord. 2679.370/1175.640) erreicht sie 150 bis 500 m. Dies sind auch die zwei zentralen und meistbeachteten Aufschlüsse (ALB. HEIM & ARN. HEIM 1916).

Die komplex eingefalteten mesozoischen Sedimente am Chalchberg wenig westlich von Färnigen sind von der Sustenpassstrasse aus gut zu überblicken (Fig. 26). Aus dem Schutt am Felsfuss – der Aufschluss selber ist kaum begehbar – stammen die gelängten Belemniten, welche von ALB. HEIM & ARN. HEIM (1916) gezeichnet worden sind.

Drei Kilometer weiter westlich, am Chli Griessenhorn im oberen Meiental, ist eine Doppelmulde aufgeschlossen, welche von der Sustenpasshöhe aus gut einzusehen ist (Fig. 27). Sie besteht aus zwei unterschiedlich gebauten Synformen mit je einem Kern aus spätjurassischen Kalkabfolgen, umgeben von geringmächtigen mittelljurassischen Sedimentgesteinen über einem dreieckigen Kristallinspikkel der Erstfeld-Zone (vgl. dazu Skizzen in BALTZER 1880 und KAMMER 1985). Die nördliche Synform wird begrenzt durch einen Bruch mit abgesenktem Südostflügel und beträchtlicher Sprunghöhe. Der südliche Teil besteht aus einer mit Achsenebenen von 45 bis 60° tief ins Kristallin hinabgreifenden komplex gebauten Synform. Wie KAMMER (1985) gezeigt hat, sind die Einengungsbeträge bedeutend, aber von ganz unterschiedlicher Grössenordnung.

In der nordöstlichen Fortsetzung des Aufschlusses am Chalchberg ist die Färnigen-Zone vom Bachbett der Meienreuss bis zum Rot Bergli am Nordhang des Meientals nur sehr schlecht aufgeschlossen: Entlang einer Hauptstörungslinie stehen einzelne, ein bis drei Kilometer auseinander liegende linsenartige Vorkommen von mesozoischen Sedimenten an, stets begleitet von einer unterschiedlich intensiven Verschieferung des angrenzenden Kristallins. Vom Rot Bergli (Koord. 2684.980/1178.000) an ostwärts setzt ein bis 250 m mächtiges Band von vulkanogenen Gesteinen ein. Am östlichen Kartengebietsrand, beim Siglisfadgräti südwestlich der Intschialp (Koord. 2689.700/1179.400), scheint sich dieses räumlich von den mesozoischen Sedimenten zu lösen und zieht möglicherweise in die Intschizone im Gebiet von Blatt Amsteg.

Westlich des Chli Griessenhorns spaltet sich die Färnigen-Zone in zwei über grosse Distanz verfolgbare Bruchsysteme auf: Die nördliche Griessenhorn-Synform wird im Norden durch einen markanten Begrenzungsbruch abgeschnitten und verläuft in der Fortsetzung als Bruchschar und Scherzone über die Senke der



Fig. 26: Profilansicht der eingefalteten mesozoischen Sedimente am Chalchberg westlich von Färnigen (aus ALB. HEIM & ARN. HEIM 1916).

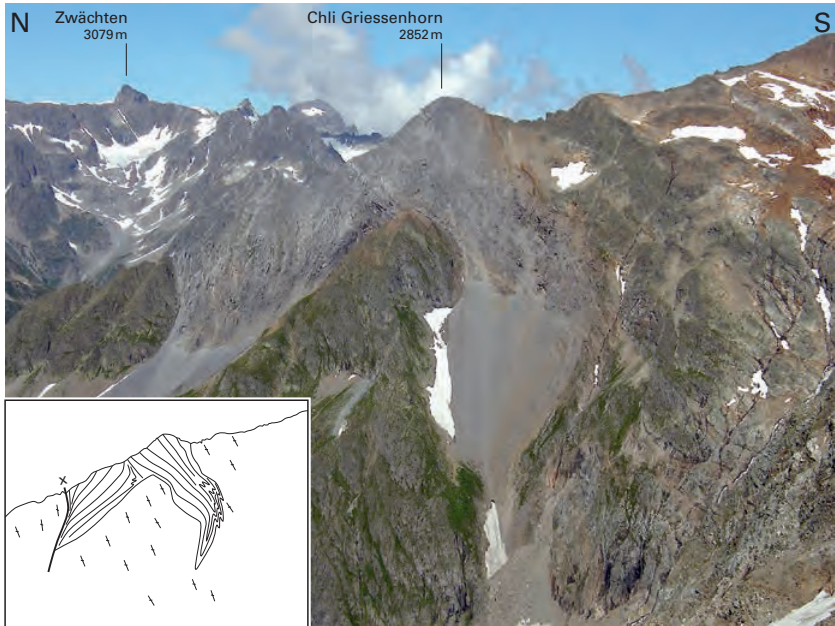


Fig. 27: Die Doppelmulde am Chli Griessenhorn, vom Chalchaltal aus gesehen.
Foto T. Labhart.

Sustenpasshöhe, den Steilimigletscher, die Steilimi, den Triftsee und das Trifttälli in den Furtwangsattel (Atlasblatt Innertkirchen), wo 13 km vom Chli Griessenhorn entfernt geringmächtige eingeschuppte triassische Sedimentgesteine anstehen (KAMMER 1985).

In der Fortsetzung der südlichen Griessenhorn-Synform finden sich in der Chalchaltallücke zwischen der Erstfeld-Zone im Norden und der Sustenhorn-Zone im Süden in senkrechter Lagerung wenige Meter mächtige mesozoische Sedimentgesteine und eine mindestens 20 m mächtige, parallel eingeschichtete Abfolge aus grauem phyllitischem Schiefer, dunklem Sandstein, Konglomeratlagen mit Kristallinkomponenten und vulkanoklastischen Einschaltungen. Die mesozoischen Anteile können zweifelsfrei der Färnigen-Zone zugeordnet werden, vielleicht auch die prämesozoischen Sedimente und Vulkanoklastite. Möglich wäre aber auch, dass die prämesozoischen Anteile mit der Trift-Formation zu korrelieren sind, die unter dem Steigletscher in das jüngere alpine Störungssystem der Färnigen-Zone inkorporiert wurde. Eine eindeutige Interpretation der Verhältnis-

se wird erst nach weitergehender Ausaperung des Chalchtalfirns möglich sein. Von der Chalchtallücke zieht die südliche Bruchlinie – teilweise unter Eis – über die Tierberglihütte und die Tierbergglücke in die markante Erosionsrinne von Zwischen Tierbergen in den Triftkessel, auf dessen Westseite sie sich aufzusplittern und zu verlieren scheint.

h_v Vulkanogene Gesteine: Rhyolith, Ignimbrit und vulkanosedimentäre Gesteine

Zwischen dem Rot Bergli und dem Ostrand des Kartengebiets treten mit einer Mächtigkeit von bis 250 m Gesteine vulkanischer Herkunft auf. Im Gelände sind diese vulkanogenen Gesteine aufgrund ihrer gelblichbeigen Farbe und ihrer plattig-tafeligen Erscheinung deutlich abgrenzbar. Makroskopisch erkennt man mehr oder weniger stark verschieferten Metarhyolith und Metarhyolithufflagen in zum Teil deutlicher geflammter, ignimbritischer Ausbildung und vulkanosedimentäre Gesteine. Durchsetzt werden sie lokal von dunklen sedimentären Lagen (s.u.). In der östlichen Fortsetzung im Gebiet von Blatt Amsteg zieht diese Gesteinsabfolge in die Intschi-Zone (vgl. «Nebenkarte tektonische Übersicht 1:200 000»).

Mylonitischer Tonschiefer, Silt- bis Sandstein, Konglomerat

Am Siglisfadgrätli (Koord.2688.020/1178.990) und in der Chalchtallücke (Koord.2677.170/1174.060) findet sich – nördlich angelehnt an bzw. verschuppt mit den vulkanogenen Gesteinen – eine geringmächtige Abfolge von dunklem Tonschiefer, Silt- bis Sandstein und Konglomeratlagen unterschiedlicher Zusammensetzung, unter anderen mit vulkanischen und epigenetischen Grundgebirgskomponenten. Die starke Verschieferung bzw. Mylonitisierung kann variszischen oder alpinen Alters sein.

t Quarzsandstein, Dolomit Trias, undifferenziert

Die triassischen Sedimentgesteine der Färnigen-Zone sind nur im Gebiet Chalchberg – Chli Griessenhorn reliktsch und stark tektonisiert als meistens dezimeter-, selten metermächtige Lagen am Kontakt zwischen dem prävariszischen Kristallin und der jurassischen Kalkabfolge anstehend. Einen detaillierten Überblick über die triassischen Vorkommen am Chalchberg geben ALB. HEIM & ARN. HEIM (1916). Es handelt sich dabei um einen weiss bis grünlich oder violettgrau gefärbten schiefrigen, Serizit führenden Quarzsandstein mit groben, bis 3 mm grossen Quarzkörnern (Mels-Sandstein, «Basisquarzit») und rostig gelblich anwitternden Dolomit (Röti-Dolomit). Im Rahmen der Kartierarbeiten konnten diese

Vorkommen jedoch nicht bestätigt und lokalisiert werden; sie sind deshalb auf der Karte nicht dargestellt.

Das einzige auf der Karte dargestellte Vorkommen triassischer Sedimente findet sich am Kontakt zwischen den mesozoischen Sedimentgesteinen und der Sustenhorn-Zone am Grat südlich des Chli Griessenhorns (Koord. 2679.390/1175.540). Es handelt sich dabei um ein dezimetermächtiges Vorkommen von verschiefertem Quarzsandstein (Mels-Sandstein).

I₆₋₁₃ Schieferiger Tonstein, Sandkalk
Dogger, undifferenziert

Die mittelmurassische Sedimentabfolge der Färnigen-Zone ist im gesamten Kartengebiet nur geringmächtig und häufig stark tektonisiert, so dass die Unterteilung in Bommerstein- und Reischiben-Formation im Kartenmassstab 1:25 000 nicht möglich war. Sie umfasst schwarzen schieferigen Tonstein und Mergel, braun anwitternden mikritischen Kalk und Sandkalk mit Echinodermen sowie braun bis schwarzbraun anwitternden Fossilien führenden eisenoolithischen Kalk (Blegi-Eisenoolith). Im Gebiet Chli Griessenhorn – Färnigen umfassen die mittelmurassischen Vorkommen hauptsächlich die kompetenten Gesteine der Reischiben-Formation. Nur in einem Aufschluss auf der Intschialp (Koord. 2689.810/1179.400) ist ein schwarzer schieferiger Tonstein anstehend, der zur Bommerstein-Formation gehören dürfte. ALB. HEIM & ARN. HEIM (1916) fanden in den Aufschlüssen am Chalchberg Belemniten und schlecht erhaltene Ammoniten.

i-c Stark reduzierte, gestörte mesozoische Schichtfolge; vorwiegend jurassische bis ?kretazische Sedimente

Die tektonisch stark überprägten und häufig reduzierten mesozoischen Sedimentvorkommen der Färnigen-Zone können im Gelände nicht immer eindeutig abgegrenzt bzw. im Kartenmassstab dargestellt werden. Dies betrifft insbesondere die Schilt- und die Quinten-Formation, die im Bereich Chalchtallücke – Rieter zusammengefasst werden. Im Bereich des Chli Griessenhorns sind zudem kretazische Anteile nicht auszuschliessen.

i₄₋₅ Schilt-Formation: gelb gefleckter dolomitischer Kalk
spätes Callovien – Oxfordien

Die Schilt-Formation umfasst an der Basis einen gelb gefleckten dolomitischen Kalk, überlagert von dunkelgrauem mikritischem Kalk und schieferigem Mergel. Sie erscheint in der Regel als dezimeter- bis metermächtige, tektonisch stark beanspruchte Sedimentabfolge über den mittelmurassischen Sedimenten. Im

Kartenmassstab ist lediglich ein Vorkommen auf der Intschialp/Seewlisegg (Koord. 2689.630/1179.400) darstellbar.

i₅₋₈ Quinten-Formation: dunkelgrauer mikritischer Kalk
spätes Oxfordien – frühes Berriasien

Der volumenmässig grösste Teil der mesozoischen Sedimente der Färnigen-Zone besteht aus hellgrau anwitterndem, im Bruch grauschwarzem, massigem bis dickbankigem mikritischem Kalk der Quinten-Formation. Durch die starke tektonische Beanspruchung erscheint der Kalk plattig bis schiefrig. Im Bereich Chalchtallücke – Rieter kann die Quinten-Formation aufgrund der tektonischen Überprägung im Kartenmassstab nicht von der Schilt-Formation abgetrennt werden, stellt aber in diesem Bereich die vorherrschende Lithologie dar. Am Rot Bergli (Koord. 2684.970/1178.010) ist die Quinten-Formation tektonisch auf wenige Meter ausgegünnt.

WENDEN-ZONE

Zwischen dem Wendenjoch (Fig. 28, s.a. Titelbild des Umschlags, Koord. 2677.000/1180.300) und der Spannorthütte SAC (Koord. 2681.770/1183.740) schiebt sich ein steil südfallender Gesteinszug von 20 bis 150 m Mächtigkeit in das prävariszische Kristallin. Im Westteil trennt er – als Fortsetzung des auf Seite 134 beschriebenen «Grenzmylonits» – die Erstfeld- von der Innertkirchen-Zone, im Ostteil – mit dem Auskeilen der Innertkirchen-Zone – zwei Segmente der Erstfeld-Zone. Der Gesteinszug wird sowohl am Wendenjoch als auch bei der Spannorthütte SAC von autochthonen mesozoischen Sedimenten diskordant überlagert (Fig. 29) und ist somit eindeutig prätriassischen, wahrscheinlich karbonen Alters.

Das Gelände im Bereich der Wenden-Zone ist schwer zugänglich und wurde bis heute nie komplett begangen. Aus diesem Grund konzentrieren sich die Beobachtungen der zahlreichen Bearbeiter auf das Wendenjoch (Fig. 28, s.a. Titelbild des Umschlags), wo am Tierberg ein Profil von ca. 150 m Länge hervorragend abgeschlossen ist und wo dank dem Gletscherschwund der jüngeren Zeit immer wieder neue Bereiche eisfrei werden. 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, MORGENTHAUER 1921, ALB. HEIM 1921, ROHR 1926, SCABELL 1926, HÜGLY 1927). Nach längerem Unterbruch folgte eine Serie von Diplom- und Doktorarbeiten, in denen vor allem tektonische und stratigraphische Fragestellungen im Zentrum stehen (KAJEL 1973, KAMMER 1980, 1985, BURKHARD 1981, GISLER 2003).

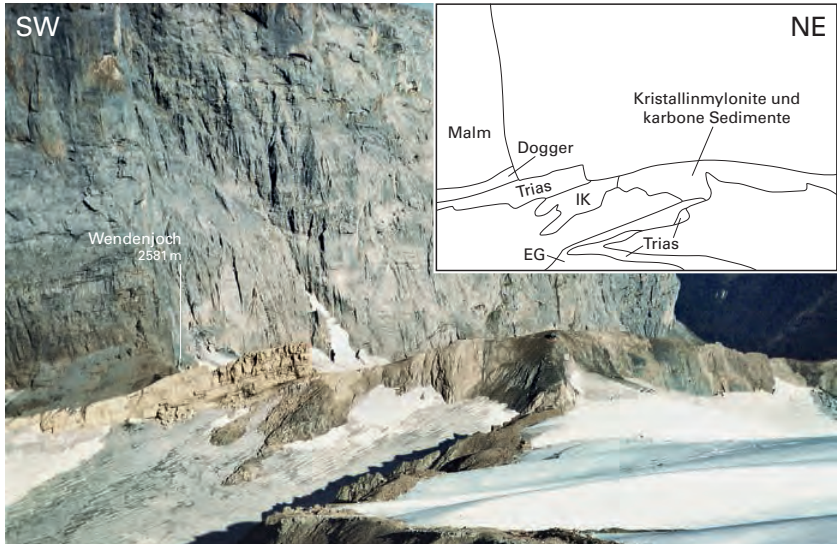


Fig. 28: Ansicht des Wendenjochprofils. EG = Erstfeld-Gneis, IK = Innertkirchen-Kristallin.
Foto T. Labhart.

h_w Tonschiefer, Sandstein und Konglomerat (? Karbon), teilweise mylonitisiert und mit Kristallinmylonit verschuppt; lokal schwarzer Ultramylonit

Am Nordende des Wendenjochprofils ist am Fuss der gewaltigen Südwand des Titlis über permisch verwittertem Innertkirchen-Kristallin die stratigraphische Überlagerung der autochthonen mesozoischen Sedimente aufgeschlossen (Fig. 28). Die Schichten fallen im Mittel mit 40° nach Nordwesten ein und überlagern mit einer deutlich erkennbaren Winkeldiskordanz die Gesteine der Wenden-Zone (Fig. 29). Sie finden ihre Fortsetzung ohne nennenswerte Verstellung in der Nordflanke des Grassens, in der sich die triassische Sedimentabfolge – auf 20 bis 25° abflachend – bis auf den Gipfel verfolgen lässt. Gegen Südosten wird das Innertkirchen-Kristallin immer stärker deformiert und geht in eine mächtige Serie gelbbrauner schiefrig zerfallender Kristallinmylonite über, auf denen das Biwak am Grassen SAC steht. Von hier südostwärts folgen in unregelmässigem Wechsel klastische Sedimenteinschlüsse und schwarze, splittige Mylonitbänder aller Grössenordnungen (Zentimeter bis mehrere Meter). Sandsteinvorkommen treten oft als stromlinienförmige Einschlüsse im Mylonit auf. An einigen Stellen sind grössere, meist als Ganzes rotierte Schichtpakete mit dunklem Sandstein und Ton-

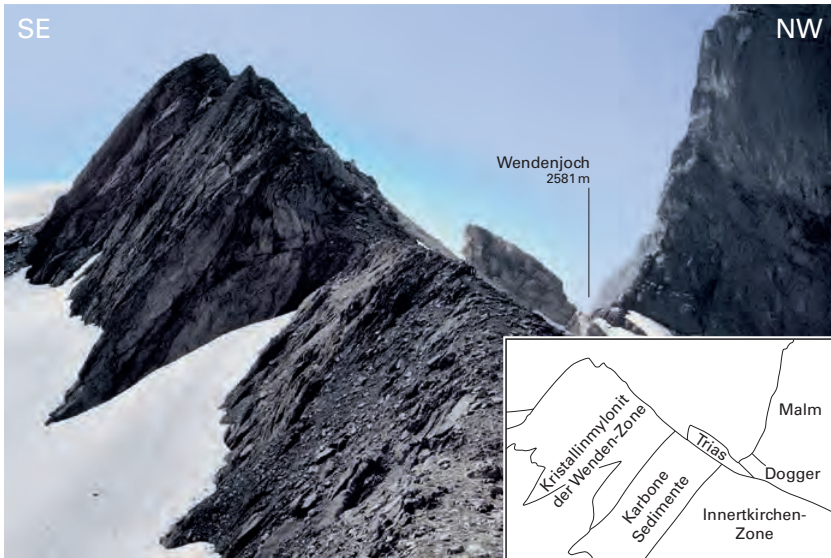


Fig. 29: Steilstehender Kristallinmylonit und karbone Sedimentgesteine werden diskordant von der triassischen Sedimentabfolge des Autochthons überlagert. Unterhalb Pkt. 2580 am Nordostgrat des Tierbergs. Foto T. Labhart.

schiefer mit einem beträchtlichen Gehalt an organischem Kohlenstoff (schriftl. Mitt. K. Ramseyer) sowie mit Konglomerat- und Brekzienlagen erhalten geblieben. Ein eindruckliches Beispiel dazu findet sich am Weg aus dem Engelbergertal unweit von Pkt. 2580 am Nordostkamm des Tierbergs (Koord. 2677.150/1180.540). Hervorzuheben sind mehrere Kubikmeter grosse Einschaltungen von kaum geordnetem Grobkonglomerat mit bis zu 20 cm grossen Geröllen aus Muskovitgneis (?«Basiskonglomerat»). Aus Analogie zu anderen Vorkommen im Aar-Massiv wurde diese Sedimentabfolge schon früh ins Karbon gestellt (BALTZER 1880). Die Sedimente sind in unterschiedlichem Ausmass mylonitisiert, von schmalen Adern bis zu meterbreiten, pechschwarzen dichten Ultramyloniten oder Pseudotachyliten (Fig. 30, KAMMER 1980). Einige Scherzonen mit Harnischen gehen wohl auf alpine Bruchtektonik zurück, wobei die Gesamtverstellung, abgeschätzt am Verlauf des Autochthons, höchstens wenige Dekameter betragen kann. Das Südende des Wendenjochprofils, beim Felsaufschwung des Grassen, wird von einem scharfen (?Primär-)Kontakt zwischen den Brekzienlagen und dem Erstfeld-Gneis gebildet.



Fig. 30: Mächtiger Ultramylonit am Wendenjoch. Foto T. Labhart.

Die oben erwähnten dunklen Mylonite und Ultramylonite wurden von früheren 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-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» karbonen Anteile der Wenden-Zone.

Autochthone und parautochthone Sedimentgesteine

Die autochthonen und parautochthonen Sedimentgesteine des Aar-Massivs sind entlang eines schmalen Streifens im Nordteil des Kartengebiets aufgeschlossen. Die stratigraphische Abfolge reicht von der Trias bis ins Eozän. Streng genommen gehören die mesozoischen Sedimentgesteine der Färnigen-Zone ebenfalls zum Autochthon und Parautochthon. Aufgrund ihrer speziellen, tief ins prävariszische Kristallin eingeschuppten Position und der äusserst starken tektonischen



Fig. 31: Verschuppung am Kontakt Kristallin/Autochthon bei Hinteren Bänder im Erstfeldertal. Kristallin (a), Mels- und Röti-Fm. (b), Bommerstein- und Reischib-Fm. (c), Schilt- und Quinten-Fm. (d). Foto A. Lehmann.

Überprägung wurden sie gesondert, zusammen mit den prämesozoischen Gesteinen der Färnigen-Zone beschrieben (s.S. 62ff.).

Die ältesten Einheiten, von der Mels- bis zur Schilt-Formation, sind in der älteren Literatur wegen ihrer Stellung zwischen den Kristallinmassen des Aar-Massivs im Liegenden und den mächtigen Kalkwänden im Hangenden häufig unter dem Begriff «Zwischenbildungen» zusammengefasst worden. Für die darüber folgenden gleichförmig hellgrau anwitternden Kalkabfolgen war die Bezeichnung «Hochgebirgskalk» geläufig.

Die autochthone und parautochthone Sedimentbedeckung des Aar-Massivs wurde bei der Aufwölbung des Aar-Massivs im Miozän zusammen mit der Unterlage gehoben und im nördlichen Teil des Massivs nach Nordwesten gekippt. Die Schichten fallen am Nordrand des Massivs heute daher verbreitet 20 bis 50° gegen Nordwesten ein. Südlich der Schlossberglücke ist dagegen eine rasche Verflachung des Schichtfallens festzustellen. Im Gebiet des Gross und Chli Spannorts, des Zwächten und des Krönten liegen die Schichten praktisch horizontal oder fallen sogar leicht gegen Süden ein.

Die stratigraphische Abfolge wird durch Brüche und Verschuppungen häufig gestört. So wurden die mesozoischen Sedimente der Färnigen-Zone durch eine



Fig. 32: Schleppfalte in der Ostwand des Titlis. Foto C. Gisler.

derartige Verschuppung tief ins Kristallin des Aar-Massivs eingespiesst (s.S. 57ff.). Im Erstfeldertal haben die Verschuppungen dazu geführt, dass der Röti-Dolomit im Gebiet Hinteren Bänder (Koord.2687.400/1185.750) dreimal übereinander folgt, teilweise durch dünne Gneislamellen getrennt (Fig. 31). Auch an der Schlossbergglücke, in Nider Surenen und im Wendental kommen tektonisch bedingte Verdoppelungen der Schichtfolge vor. Am Gross Spannort wurden an zwei Stellen Bänder oder Linsen aus gelbbraun anwitterndem eozänem Sandstein gefunden, die tektonisch in die mesozoische Kalkabfolge eingeschuppt sind. Eine Stelle befindet sich am Ostfuss (Koord.2683.230/1182.320, 2900 m ü.M.), die andere in der Südostflanke (Koord.2682.950/1182.160, 3100 m ü.M.). Sie zeigen, dass innerhalb der autochthonen Sedimente in diesem Gebiet beachtliche Deformationen stattgefunden haben müssen. Figur 32 zeigt als Beispiel der Deformation in den autochthonen und parautochthonen Sedimentgesteinen eine Schleppfalte in der Quinten-Formation in der Titlis-Ostwand.

Als *Rotegg-Schuppen* wird eine etwa hundert Meter mächtige parautochthone Abfolge bezeichnet, die Sedimentgesteine von der Öhrli- bis zur Niederhorn-Formation umfasst und nordwestlich des Titlis über den autochthonen Sedimenten folgt. Gemäss SCHUMACHER (1950) zeigen vor allem die höheren Schuppen eine ausgesprochen dachziegelartige Lagerung. Die tieferen Schuppen lassen sich auf der Westseite der Rotegg durch das Auftreten von Sandsteinbänken innerhalb der Öhrli-Formation erkennen. Ihre Anzahl lässt sich gemäss SCHUMACHER (1950) nicht ermitteln. Die Rotegg-Schuppen werden als parautochthone Einheit des Aar-Massivs angesehen, die möglicherweise als geringmächtige Späne während der Platznahme der helvetischen Decken von ihrer ursprünglichen autochthonen Stellung abgeschürft und zwischen der autochthonen Sedimentbedeckung und der Axen-Decke einige Kilometer mitgeschleppt wurden (MENKVELD 1995). Sie liegen an der Unter und Ober Rotegg auf schiefrigem Mergel und Tonstein der Stad-Formation. Weiter westlich im Gebiet Sulzli (Koord. 2674.100/1181.350) sind die Rotegg-Schuppen durch die Erosion abgetragen worden. Am Jochstock folgt über den autochthonen Sedimenten der nordhelvetische Flysch; die Rotegg-Schuppen sind hier nicht mehr vorhanden und keilen westlich des Rinder Titlis (bei ca. Koord. 2674.100/1181.850) aus. Die nordöstliche Fortsetzung der Rotegg-Schuppen lässt sich im Gebiet von Atlasblatt Engelberg weiter verfolgen.

t Trias undifferenziert Frühe – Mittlere Trias

Mit Ausnahme der Vorkommen am Nordhang des Wendentals, am Wendenjoch, am Grassen und nordöstlich des Titlis sind die triassischen Sedimentgesteine nur als sehr geringmächtige Bänder anstehend. In diesem Fall war eine weitere Aufgliederung im Kartenmassstab 1:25 000 nicht möglich, weshalb sie auf der Karte als «Trias undifferenziert» ausgeschieden wurden.

t₁ Mels-Formation Frühe – Mittlere Trias

Die Mels-Formation besteht zu einem grossen Teil aus weissgrauem Quarzsandstein mit weisser bis hellbeiger Anwitterung (Mels-Sandstein). Durch Beimengung von Feldspäten und Gesteinsbruchstücken sind Übergänge zu Arkose und Grauwacke möglich. Im Aufschluss kann oft eine Abfolge von basalen mittel- bis grobkörnigen, schlecht sortierten zu fein- bis mittelkörnigen, relativ gut sortierten Sandsteinlagen beobachtet werden. Lokal können gröbere Komponenten mit bis zu mehreren Zentimetern Grösse auftreten. Neben Gesteinsbruchstücken handelt es sich dabei oft um längliche, meist schichtparallel eingeregelterte, eckige oder runde Flatschen aus gelborange anwitterndem Dolomit oder dunkelgrauem schiefrigem Tonstein (GISLER 2003, KAMMER 1980). Unter dem Mikroskop kön-

nen im Sandstein als detritische Komponenten neben Quarz, Feldspäten und Gesteinsbruchstücken auch Dolomit- und Hornsteinbruchstücke, Schichtsilikate (Hellglimmer und Biotit) sowie akzessorisch Apatit und Zirkon festgestellt werden (GISLER 2003). Die meist nur einige Dezimeter bis knapp über drei Meter mächtigen Sandsteinlagen gehen gegen das Hangende in eine Wechsellagerung aus orangebraun anwitterndem Sandstein und Dolomit mit geringmächtigen Lagen aus schiefrigem Tonstein und Hornsteinen über.

Die eher grobkörnigen Sandsteinlagen im unteren Teil der Formation weisen stellenweise Schrägschichtung auf. Die feinkörnigeren Sandsteinlagen darüber sind häufig laminiert. Durch regelmässige Einschübe von millimeter- bis zentimetermächtigen Tonlagen entsteht daraus lokal eine Flaserschichtung. Auf Schichtflächen der Sandsteinlagen sind häufig Rippelmarken erhalten, in den eingelagerten Dolomitbänken sowie den schiefrigen Tonsteinlagen Trockenrisse. Die Sandsteinlagen mit Flaserschichtung werden als Ablagerungen eines gezeitendominierten Strands interpretiert. Bei den groben Flatschen wird ein Eintrag während Sturmereignissen aus Gebieten, in denen zeitgleich Dolomit und Tonstein abgelagert wurde, angenommen (GISLER 2003).

In der Mels-Formation sind keine makroskopisch erkennbaren Fossilien vorhanden. Am Wendenjoch (Koord. 2676.760/1180.330) konnten aus dem schiefrigen Tonstein im oberen Teil der Formation allerdings bestimmbare Pollen gewonnen werden. Die Pollenvergesellschaftung deutet – zumindest für den oberen Teil der Mels-Formation – auf eine Ablagerung in der Mittleren Trias (Anisien, GISLER et al. 2007).

Am Wendenjoch sowie am Nordabhang des Grassen sind im Dolomit und Sandstein der Mels-Formation Coelestin-Bildungen festgestellt worden. In einer Dolomitbank im Übergangsbereich von der Mels- zur Röti-Formation treten am Wendenjoch weisse, langgezogene, etwa dezimetermächtige Linsen oder Bänder eines hellen, fein- bis mittelkörnigen Gesteins auf, das aus bis 2 mm langen Coelestin-Leisten sowie wenig Quarz und Dolomit besteht. Beim Aufstieg vom Wendenjoch zum Grassen enthält der Sandstein stellenweise bis 2 cm grosse Aggregate aus rosafarbenem Coelestin. Coelestin wird als frühdiagenetischer Ersatz von Aragonit, Kalzit, Dolomit oder Gips in hochsalinen Wässern angesehen (GISLER 2003).

Der Übergang von den kristallinen Gesteinen im Liegenden zum Sandstein kann sowohl scharf – wie in Figur 33 – als auch graduell ausgebildet sein. Die Mächtigkeit der Mels-Formation bewegt sich zwischen wenigen Dezimetern bis maximal etwa 6 m. Trotz dieser relativ geringen Mächtigkeit bildet die Mels-Formation zwischen dem Gadmer- und dem Reusstal meistens die erste mesozoische Bildung auf dem Kristallin (Fig. 33). Eine Ausnahme bildet das Gebiet zwischen Chli Spannort und Krönten, in dem die Mels-Formation stellenweise fehlt und über dem Kristallin direkt die Röti-Formation bzw. mittelmächtige Sedimentgesteine (Bommerstein- und Reischiben-Formation) folgen. Die inkompetente

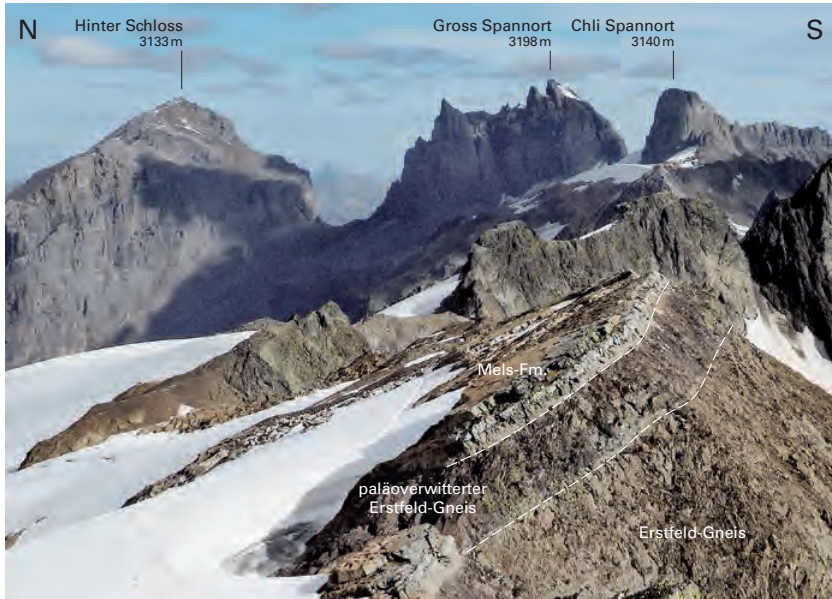


Fig. 33: Stratigraphische Überlagerung der Mels-Formation auf dem prävariszischen Kristallin am Grassen-Ostgrat. Rechts unten im Bild, braun anwitternd, das Kristallin (Erstfeld-Gneis). Mit abruptem Übergang folgen darüber rotbraun paläoverwitterter Gneis und der helle gebankte Sandstein der Mels-Formation, der die Gratkante bildet. Die Schichten fallen mässig steil hangparallel nach Nordwesten ein. Foto C. Gisler.

Wechselagerung am Übergang von der Mels- zur Röti-Formation wurde oft tektonisch ausgepresst und verfältelt.

Gute Aufschlüsse der Mels-Formation sind am Wendenjoch, am Firnalpeli-gletscher, am Grassen (Fig. 33), an der Schlossberglücke sowie im Erstfeldertal zu finden (GISLER 2003, GISLER et al. 2007, LEHMANN 2008). Alle diese Stellen liegen relativ abgelegen. Besser zugänglich ist der bekannte Aufschluss Scheidnössli (Koord. 2692.340/1187.720) nördlich von Erstfeld knapp ausserhalb des Kartengebiets (Atlasblatt Schächental).

t_{II} Röti-Formation Mittlere Trias

Die Röti-Formation wird geprägt durch hellgelb bis orange-gelb anwitternden, im frischen Bruch gelbgrauen, dichten manchmal leicht verkieselten Dolo-

mit. Der im Dezimeter- bis Meterbereich gebankte Dolomit wird in der Literatur als Röti-Dolomit bezeichnet. Verbreitet enthalten die Dolomitbänke grauschwarzen Hornstein in Form von wenig mächtigen Lagen, Linsen oder Knollen. Vorwiegend im untersten Teil kommen zwischen den Dolomitbänken vereinzelt dünne Lagen aus schiefrigem Tonstein, Sandstein oder stark sandigem Dolomit vor. Neben dem vorherrschenden Mineral Dolomit enthält der Röti-Dolomit als detritische Komponenten wenig Quarz und Glimmer. Eine chemische Analyse von Röti-Dolomit vom Firnalpeli nordöstlich des Titlis ergab folgende Zusammensetzung: 55% CaCO_3 , 41% MgCO_3 und 2% FeO_3 (Angaben in Gew.-%, aus NIGGLI et al. 1930, S. 278).

Die Abgrenzung gegen die Mels-Formation kann nicht scharf gezogen werden. Der Übergang erfolgt über der Wechsellagerung von Sandstein, Dolomit, schiefrigem Tonstein und Hornstein; dort wo die überwiegend aus Dolomit bestehende Abfolge einsetzt. Die Mächtigkeit beträgt im westlichen Teil des Kartengebiets 15 bis 20 m. Gegen Osten ins Erstfeldertal nimmt die Mächtigkeit leicht ab auf rund 12 bis 15 m. Im Südosten, im Gebiet Chli Spannort – Krönten, keilt die Röti-Formation aus. Zuoberst wird sie durch einen Erosionshorizont begrenzt.

Fossilien sind selten. Funde sind vor allem westlich des Gebiets von Atlasblatt Meiental bekannt (PAULCKE 1911, BRUDERER 1924, ROHR 1926). Bei den meist aus den oberen Abschnitten der Röti-Formation stammenden Fundstücken handelt es sich um Lamellibranchier der Gattungen *Myophoria*, *Nucula* und *Entolia* sowie Gastropoden der Gattung *Omphaloptycha*. In diesem Teil der Formation sind auch oft Wühlspuren zu finden. Einige der gefundenen Arten sind gemäss PAULCKE (1911) und TRÜMPY (1966d) charakteristisch für den Muschelkalk (Mittlere Trias, mittleres Anisien – frühes Ladinien). Die angewitterten Oberflächen des Röti-Dolomits zeigen oft Lamination oder interne Brekzierung. Aus diesen Strukturen und den weiteren beschriebenen Eigenschaften des Gesteins lässt sich ableiten, dass die Röti-Formation in einer Küsten-Sabkha im sub- bis supralitoral Bereich abgelagert wurde.

Der wegen seiner Anwitterungsfarbe gegenüber den umgebenden grauen bis graubraunen Gesteinen sehr auffällige Röti-Dolomit bildet von weitem gut erkennbare Felsbänder, welche die Einwirkungen der alpinen Gebirgsbildung auf die Gesteine mancherorts anschaulich aufzeigen. Gute Aufschlüsse der Röti-Formation befinden sich am Wendenjoch (Fig. 28), beim Firnalpeli im Engelbergertal sowie im Erstfeldertal.

I₆-i₃ Dogger, undifferenziert spätes Toarcien – Callovien

Vor allem im Gebiet Nider Surenen – Schlossbergglücke – Erstfeldertal und zwischen den Gipfeln des Bärenhorns und des Krönten ist der Dogger nur noch als dünner Sedimentzug anstehend. In diesen Fällen war eine weitere Aufglieder-

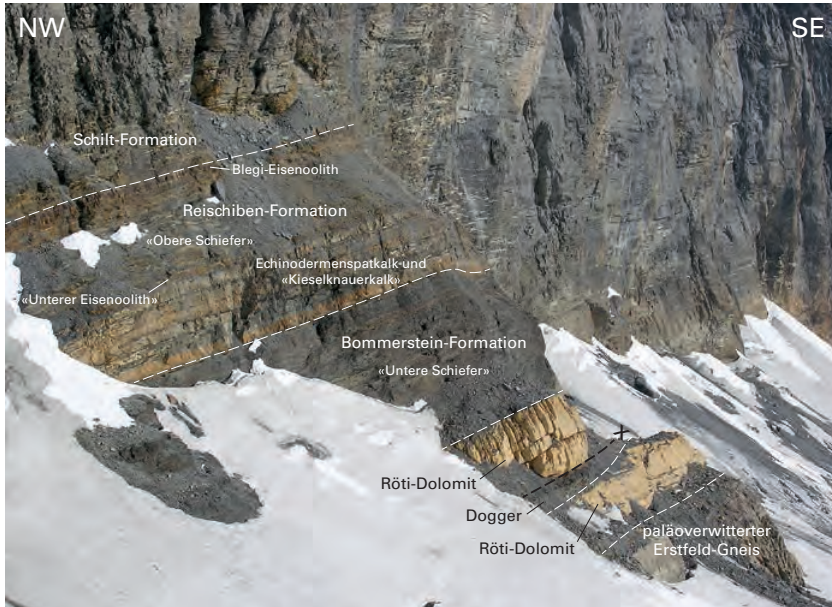


Fig. 34: Profil der mittelmurassischen Sedimentabfolge (Bommerstein- und Reischiben-Formation) im oberen Erstfeldertal (Koord. 2683.090/1183.350). Foto A. Lehmann.

rung im Kartenmassstab 1:25 000 nicht möglich und wurde deshalb auf der Karte als «Dogger, undifferenziert» ausgeschieden.

I₆-a₂ Bommerstein-Formation spätes Toarcien – Aalénien

An der Basis der Bommerstein-Formation tritt ein lokal bis maximal 2 m, meist aber nur wenige Dezimeter mächtiger dunkelgrauer Spatkalk auf. Er ist vor allem im Gadmer- und Engelbergertal anzutreffen, weiter östlich im Erstfeldertal fehlt er. Das Gestein ist grob gebankt mit einigen tonig-mergeligen Zwischenlagen. Der Kalk besteht zu einem grossen Teil aus Bruchstücken von Crinoiden und Muschelschalen. Weiter kommen als Biodetritus Bryozoenreste und Foraminifereenschalen vor. Als klastische Komponenten enthält das Gestein vereinzelt kleine Gerölle aus Röti-Dolomit (ROHR 1926). Dieser von den ersten Bearbeitern des Kartengebiets (STUTZ 1879, MOESCH 1894, TOBLER 1896) als frühjurassisch eingestufte Kalk wurde später von ARBENZ (1913) auf Grund von Fossilfunden ins Aalénien (Mittlerer Jura) gestellt und als «Aalénienspatkalk» bezeichnet. Auf Grund

Tab.3: *Vergleich der mineralogischen Zusammensetzung des schiefrigen Tonsteins der Bommerstein-Formation mit den darin enthaltenen Konkretionen (Angaben in %).*

	Quarz	Chlorit	Illit ³	Pyrophyllit	Calcit	Siderit	Ankerit	Apatit	Pyrit	Diverse
schiefriger Tonstein ¹	35,0	28,0	19,0	2,0	6,0	0,4	3,0	2,0	2,0	2,6 ⁴
Konkretionen ²	36,0	14,0	4,0	1,0	13,0	8,0	5,0	8,0	5,0	6,0 ⁵

1) Angaben gemäss MASSAAD (1973b), 2) Angaben gemäss MASSAAD (1973a), 3) inkl. Mixed-Layer-Mineralen, 4) Feldspäte, 5) Kaolinit, Montmorillonit, Gips.

des gleichartigen lithologischen Charakters der einzelnen Vorkommen vermutet ROHR (1926), dass dieser Spatkalk einst ein zusammenhängendes Areal bedeckte, bevor er im Mittleren Jura (Aalénien), vor der Ablagerung der Sedimente im Hangenden, bis auf die heute noch vorhandenen Relikte erodiert wurde.

Über dem Spatkalk bzw. dort, wo dieser fehlt, direkt über der Röti-Formation folgt eine Abfolge aus schwarzem, schiefrigem Glimmer führendem Ton- bis Siltstein (Fig.34). Charakteristisch für diese Abfolge sind die häufig vorkommenden, rostig braunorange herauswitternden Konkretionen, die teils in Form von bis zu 30 cm langen Linsen oder in wenige Zentimeter mächtigen Lagen den schiefrigen Ton- bis Siltstein durchsetzen. Gemäss Untersuchungen mittels Röntgendiffraktion an Gesteinsproben der tonig-siltigen Abfolge der Bommerstein-Formation aus dem Helvetikum der Westschweiz besteht der schiefrige Tonstein vorwiegend aus Quarz, Chlorit und Illit (MASSAAD 1973b). Die Konkretionen enthalten etwa gleich viel Quarz wie der schiefrige Tonstein sowie, anstelle der Schichtsilikate, einen hohen Anteil an Karbonat, Apatit und Pyrit (MASSAAD 1973a). Tabelle 3 zeigt die Zusammensetzung des schiefrigen Tonsteins und der Konkretionen im Vergleich. Der schiefrige Tonstein kann sandig-siltige Laminae oder Lagen enthalten. Gegen oben treten zunehmend schwarze spätige Sandkalkbänke mit Lamelli-branchier auf. Die Ablagerung der Bommerstein-Formation erfolgte in einem niedrigerenergetischen Meer im Küstenbereich.

Die Grenze gegen die Röti-Formation ist stets scharf. Auf der Schichtoberfläche des Röti-Dolomits können mit schwarzem Tonstein gefüllte Bohrlöcher auftreten. Da der schiefrige Tonstein deutlich weniger kompetent ist als die umgebenden Gesteine, wurde er stellenweise tektonisch ausgedünnt bzw. komplett ausgequetscht, andernorts angehäuft. Die Mächtigkeit ist daher grossen Schwankungen unterworfen und variiert zwischen 0 und 20 m.

Mols-Member

DOLLFUS (1965) hat in der Ostschweiz in den mittelljurassischen Ablagerungen (Aalénien) einen unteren Teil aus schwarzem ebenflächigem schiefrigem Tonstein zusammen mit dem basalen Spatkalk als «Molser Serie» ausgeschieden und für den darüber folgenden knorrigen schiefrigen sandigen Tonstein den Begriff «Bommerstein-Serie» eingeführt. Gemäss der heute gültigen Nomenklatur bildet das Mols-Member den basalen Teil der Bommerstein-Formation. Die Relikte von basalem Spatkalk im Kartengebiet entsprechen den von DOLLFUS (1965) beschriebenen Bildungen an der Basis des Mols-Members. Beim über dem Spatkalk folgenden schiefrigen Ton- und Siltstein ist die Zuordnung nicht eindeutig geklärt. In den ohnehin meist nicht sehr mächtigen Ton- und Siltsteinlagen der autochthonen Sedimente kann eine Unterscheidung wie in der Ostschweiz nicht durchgeführt werden. KAMMER (1980) war der Ansicht, dass die schiefrigen Tonsteinvorkommen im Titlisgebiet wegen ihrer sandigen Laminae und Schnüre eher mit der knorrigen schiefrigen Ton- und Siltsteinabfolge der Bommerstein-Formation als mit dem glatten schiefrigen Tonstein des Mols-Members zu parallelisieren seien.

a₂-i₃ Reischiben-Formation spätes Aalénien – Callovien

In der Reischiben-Formation treten Lagen und Bänke von Spatkalk, Mergel, schiefrigem Tonstein sowie eisenoolithischem Kalk auf. Die Spatkalkbänke bilden die Basis der Abfolge (Fig. 34). Es handelt sich um einen braun anwitternden, im frischen Bruch dunkelgrauen fein- bis grobkörnigen Echinodermenspatkalk. An der Basis ist lokal eine maximal einen Meter mächtige Lage aus grobem Spatkalk mit phosphoritischen Algenknollen, limonitischen Makro-Ooiden und kleinen Dolomitgeröllen anzutreffen. Diese Lage wurde in der Literatur als «Makro-Oolith» bezeichnet (VAN DER PLOEG 1912, ARBENZ 1913, ROHR 1926, KAMMER 1980). Der Echinodermenspatkalk ist kaum gebankt und enthält Echinidenstacheln, Skelettelemente und Stielglieder von Crinoiden sowie Bruchstücke von Brachiopoden und Lamellibranchier (KAMMER 1980). Im mittleren Teil des etwa 5 bis 15 m mächtigen Echinodermenspatkalks tritt eine bis maximal 6 m mächtige Lage auf, in der der Spatkalk von schwarzen, länglichen, oft unregelmässig geformten Hornsteinkonglomerationen durchsetzt ist (Fig. 35). Dieser ist in der Literatur unter dem Begriff «Kieselknauerkalk» beschrieben worden. Im obersten Teil des Echinodermenspatkalks treten Korallen in Form von Bruchstücken oder kleinen Stöcken auf. Zuoberst enthält die Abfolge einen Kondensationshorizont aus gelblichem, phosphorisiertem Kalk, der durch eine angebohrte Phosphoritkruste abgeschlossen wird und Gastropoden, Korallen, Belemniten und Serpuliden enthält.

An der Basis der darüber folgenden Tonstein- und Mergelabfolge befindet sich ein bis etwa einen Meter mächtiger, rostig anwitternder, bläulicher, fossilrei-



Fig. 35: Braunorange anwitternder Echinodermenspatkalk mit schwarzen Hornsteinkonkretionen der Reischiben-Formation («Kieselknauerkalk»). Block bei der Schlossbergglücke.
Foto C. Gisler.

cher Onkoidkalk mit Chamosit-Ooiden und Algenlaminiten. Dieser Kalk ist in der Literatur als «Unterer Eisenoolith» bekannt. Über diesem Oolith folgt die angesprochene braune, seidig glänzende Glimmer führende schiefrige Tonstein- und siltige Mergelabfolge, die in der Literatur häufig als «Obere Schiefer» bezeichnet wird (z.B. TRÜMPY 1966c). Eingelagert darin sind einzelne Bänke aus feinspätigem dichtem Kalk. Diese etwa 11 bis 15 m mächtige, zurückwitternde, wenig gebankte Abfolge enthält Ammoniten, Belemniten, Crinoiden und Wühlspuren.

Die Reischiben-Formation wird durch einen 0,5 bis 2 m mächtigen auffällig lebhaft rostig braunrot und olivgrün anwitternden Kalk abgeschlossen (Fig. 34, 36), der in der Literatur als «Oberer Eisenoolith» bezeichnet wurde und heute unter der Bezeichnung Blegi-Eisenoolith das oberste Member der Reischiben-Formation bildet. Das Gestein weist eine dichte Grundmasse aus Kalk mit unregelmässig verteilten, etwa millimetergrossen Chamosit- und Hämatit-Onkoiden bzw. -Ooiden auf. In der tektonisch stärker überprägten Färnigen-Zone sind diese zu Magnetit umgewandelt worden. Fossilien sind häufig. Es kommen vor allem Ammoniten, Brachiopoden und Belemniten vor.

Die Ablagerung des unteren, aus Spatkalk bestehenden Teils der Reischiben-Formation erfolgte in weniger tiefem, bewegtem Wasser. Der «Makro-Oolith» an der Basis der Reischiben-Formation und der grobkörnige Echinodermenspatkalk sprechen für eine zu Beginn relativ hohe und dann abnehmende Wasserenergie (HERB 1991). KUGLER (1987) sieht die Eisenoolithbänke als Bildungen einer regionalen pelagischen Hochzone. Infolge fehlender Sedimentanlieferung und sedimentationsverhindernden Strömungen war die Sedimentationsrate sehr gering. Auf diese Weise konnten nur stark kondensierte Eisenoolithbänke und eisenverkrustete Hartgründe entstehen. Deren Bildung geschah wahrscheinlich unterhalb der Sturmwellenbasis (KUGLER 1987).

Gut erhaltene, bestimmbare Fossilien finden sich hauptsächlich in den beiden Eisenoolithhorizonten. Von TOBLER (1897) und BRUDERER (1924) im «Unteren Eisenoolith» des Kartengebiets gefundene Fossilien deuten auf ein Alter von frühem Bajocien bis frühem Bathonien. TOBLER (1897) fand zudem im Erstfeldertal auch im Echinodermenspatkalk sowie in den «Oberen Schiefern» bestimmbare Fossilien. Im Korallen führenden Horizont des Echinodermenspatkalks fand er beim Firnalpeli (ca. Koord. 2677.400/1182.300) gut erhaltene Korallen, Echinodermen, Lamellibranchier und Brachiopoden, die ein Bajocien-Alter anzeigen. In den «Oberen Schiefern» fand er im Erstfeldertal westlich der Alp Matt (ca. Koord. 2687.800/1185.900) Steinkerne und gut bestimmbare Abdrücke von Fossilien, die ein Bathonien-Alter angeben. Für den Blegi-Eisenoolith wird in den Glarner Alpen ein Bildungsalter vom späten Bajocien bis ins mittlere Callovien angenommen (DOLLFUS & TRÜMPY 1966). TOBLER (1897, S. 42) fand am Weg vom Firnalpeli nach Böldmen (ca. Koord. 2677.500/1182.700) im Blegi-Eisenoolith Fossilien (*Perisphinctes sulciferus* OPP. und *Terebratula subcanaliculata* OPP.), die auf ein Callovien-Alter deuten.

i₄₋₅ Schilt-Formation spätes Callovien – Oxfordien

Die Schilt-Formation beginnt mit einem charakteristisch gefleckt orangegelb-grau anwitternden, flaserigen dolomitischen Kalk (Fig. 36). Der fleckige Aspekt wird durch eine bei der Diagenese entstandene selektive Dolomitisierung des Gesteins bewirkt. Die gelb anwitternden Flecken bestehen aus eisenschüssigem Dolomit und wittern gegenüber den Partien aus grauem reinem Kalk etwas heraus. Die gelbe Anwitterungsfarbe des im frischen Bruch grauen Dolomits entsteht durch oberflächliche Umwandlung des eisenschüssigen Dolomits in Kalzit und Limonit (KUGLER 1987). Dieses in der älteren Literatur als «Schilt-Kalk» bezeichnete Gestein ist meist nur wenige Meter mächtig und geht gegen oben in eine gelbbraune, lokal gelbe, grüne oder orangerote Mergel- bzw. mergelige Kalkabfolge über. Gemäss KUGLER (1987) ist im Autochthon des Aar-Massivs auch dieses als «Schilt-Mergel» bezeichnete Gestein leicht dolomitisiert. Gegen das Hangende



Fig. 36: Kontakt zwischen dem rostbraunen bis grünlichen Blegi-Eisenoolith (Reischiben-Formation, rechts unten) und dem fleckig orangegelb-grau anwitternden «Schilt-Kalk» (Schilt-Formation, beim Hammer links oben). Foto C. Gisler.

folgt mit fließendem Übergang ein graubeige und hellgrau anwitternder regelmässig im Dezimeterbereich 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 hat einen Anteil bis etwa 5% (NÜESCH 1981). Er kommt vor allem in Form von feinverteiltem autigenem Quarz vor. 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, BURKHARD 1981). Kieselpongien sind gemäss KUGLER (1987) im «Schilt-Kalk» der autochthonen Sedimente des Aar-Massivs sehr häufig; die Bioturbation ist meist stark. Die selektive Dolomitisierung dieses Gesteins ist oft an diese Wühl- und Grabgänge gebunden (KUGLER 1987). Leitfossilien, vorwiegend Ammoniten, für eine Altersbestimmung sind fast nur im «Schilt-Kalk» zu finden. Diese deuten auf ein Bildungsalter im Oxfordien (TRÜMPY 1966e). Als Ablagerungsmilieu wird ein offener Bereich unterhalb der Wellenbasis angenommen (KUGLER 1987).

Die Schilt-Formation weist eine Mächtigkeit von etwa 40 m auf. Die Gesteinstypen «Schilt-Kalk», «Schilt-Mergel» sowie der darüber folgende gebankte Kalk entsprechen den von KUGLER (1987) definierten Member «Schilt-Kalk», «Schilt-Mergel» und Mürtchen-Member. Da die Gesteine der Schilt-Formation zur mächtigen Abfolge der Quinten-Formation überleiten, sind sie oft am Fussbereich von hohen Felsbändern wie der Gadmerflüö oder der Schlossberg-Kette zu finden.

i₅₋₈ Quinten-Formation spätes Oxfordien – frühes Berriasien

Die Kalkabfolge der Quinten-Formation ist massgeblich am Aufbau der Felswände der Gadmerflüö, des Titlis, der Fürenhochflue sowie der Schlossberg-Kette beteiligt. Im Kartengebiet wurde das in der älteren Literatur als «Quintner Kalk» bezeichnete Gestein von verschiedenen Autoren bearbeitet und gegliedert (z.B. STUTZ 1879, TOBLER 1897, VAN DER PLOEG 1912, MAYNC 1938, BURKHARD 1981, NÜESCH 1981, HOTZ 1990, GISLER 2003). Die nachfolgend beschriebenen Gesteinstypen der Quinten- und der im nächsten Kapitel folgenden Öhrli-Formation können oft nur bei günstigen Aufschlussverhältnissen unterschieden werden. Die Diagenese, die schwache Metamorphose sowie die tektonische Überprägung haben oft eine Rekristallisation des Gesteins und damit zusammenhängend eine Angleichung der Gesteinseigenschaften bewirkt.

Eine detaillierte Beschreibung eines relativ gut zugänglichen und gut gliederbaren Profils stammt von MAYNC (1938) aus dem Gebiet der Alp Usser Äbnet (Koord. 2679.900/1183.700) in Nider Surenen. Im unteren Teil wird die Quinten-Formation aus einem etwa 200 m mächtigen hellgrau anwitternden, im frischen Bruch schwarzen homogenen mikritischen Kalk aufgebaut («Quintner Kalk»). Gelegentlich ist in geringen Mengen Pyrit zu finden. Das Gestein ist durchwegs grob im Meterbereich gebankt oder über mehrere Meter kompakt. Darüber folgt ein etwa 80 m mächtiger Bereich mit grob gebanktem dunklem mikritischem Kalk mit Einschaltungen von Pseudobrekzienlagen mit gelblicher Matrix. Makrofossilien sind im «Quintner Kalk» äusserst selten. Gefunden wurden vereinzelt Ammoniten (STUTZ 1879, MAYNC 1938). MAYNC (1938) fand unterhalb der Alp Äbnet in Nider Surenen im unteren Teil der Quinten-Formation Ammoniten der Gattung *Perisphinctes*, die ins Kimméridgien zu stellen sind. Ausserdem ist eine spärliche Mikrofauna mit Spongiennadeln und Radiolarien zu finden (MAYNC 1938, TRÜMPY 1966b).

Im oberen Teil der Quinten-Formation geht der grobgebankte Kalk in eine im Dezimeterbereich gebankte Abfolge von Kalk und mergeligem Kalk über, die von MAYNC (1938) als «Portland-Kalk» bezeichnet wurde. Diese etwa 50 m mächtige Abfolge ist etwas heller als der «Quintner Kalk» und erscheint im frischen Bruch bräunlich oder rötlich gefleckt. Mikroskopisch ist eine mikrobrekziöse

Struktur mit Muschel- und Echinodermenbruchstücken, Algen, Spongiennadeln sowie rekristallisierten Calpionellen erkennbar (MAYNC 1938, GISLER 2003). Dünnschliffuntersuchungen haben gezeigt, dass die in diesem Teil der Quinten-Formation auftretenden Kalkbänke gemäss der Klassifikation von FOLK (1962) als Pelsparite zu bezeichnen sind (NÜESCH 1981, GISLER 2003). TRÜMPY (1966f, S.1161) hat den «Portland-Kalk» von MAYNC (1938) mit dem Tros-Kalk parallelisiert, der heute als ein Member im Dach der Quinten-Formation definiert wird. VAN DER PLOEG (1912) und NÜESCH (1981) schieden im oberen Teil der Schlossberg-Kette Tros-Kalk aus. MAYNC (1938) stellte diesen ins Tithonien.

Der untere Teil der Quinten-Formation wurde in einem schlecht durchlüfteten Becken von mässiger Tiefe abgelagert (HERB 1991). Im oberen Teil der Quinten-Formation, der dem «Portland-Kalk» nach MAYNC (1938) bzw. dem Tros-Kalk nach VAN DER PLOEG (1912), NÜESCH (1981) und BURKHARD (1981) entspricht, lassen die Funde von Korallen und das Auftreten von Pelspariten auf eine geringere Wassertiefe schliessen.

Über dem Tros-Kalk folgt ein Brekzienhorizont, der einen anderen Charakter aufweist als die Pseudobrekzienlagen im Liegenden. Seine Mächtigkeit schwankt zwischen einigen Dezimetern und mehreren Metern. Oft können mehrere Brekzienlagen festgestellt werden, die von Kalkbänken getrennt werden, die denen im Liegenden entsprechen. In den Brekzienlagen können sowohl lateral wie auch vertikal rasche lithologische Wechsel beobachtet werden. Neben brekziösem Kalk von verschiedener Ausprägung kommt dolomitischer Mergel und Dolomit vor. In diesen Gesteinen findet sich eine flachmarine Mikrofauna. MAYNC (1938) fand fossile Kalkalgen der Gattung *Characea*, die brackische Lebensbedingungen anzeigen. Dieser von MAYNC (1938) als «Grenzschichten» bezeichnete Horizont kann mit den «Grasspass-Schichten» von MÜLLER (1938) parallelisiert werden (TRÜMPY 1966a). Gemäss MOHR (1992) stellen die «Grasspass-Schichten» ein nördliches Äquivalent des oberen Teils der Zementstein-Formation dar. Heute wird die Abfolge unter der Bezeichnung Grasspass-Member als Teil der Zementstein-Formation angesehen. Aufgrund der geringen Mächtigkeit wurde dieser Grenzhorizont in der vorliegenden Karte zusammen mit der Quinten-Formation ausgeschieden. Einige Aufschlüsse dieses Horizonts finden sich an gut zugänglicher Lage bei Usser Äbnet auf dem Weg zur Fürenalp auf ca. 1800 m ü.M. (Koord. 2697.620/1184.060). Auch auf dem Gipfel des Gross Spannorts konnten Vorkommen entdeckt werden (Koord. 2682.930/1182.300). Typisch sind vorwiegend ovale bis flaserförmige Kalkkomponenten von bis 10 cm Länge in einer Kalkmatrix (Fig. 37). Komponenten und Matrix unterscheiden sich durch verschiedene Anwitterungsfarben. Häufig sind dunkelgraue Komponenten in hellgrauer Matrix zu beobachten. Gemäss MAYNC (1938) sind auch helle Komponenten in dunkler Matrix möglich. Der hell anwitternde Kalk ist leicht dolomitisch, der dunkel anwitternde eher tonig-bituminös.

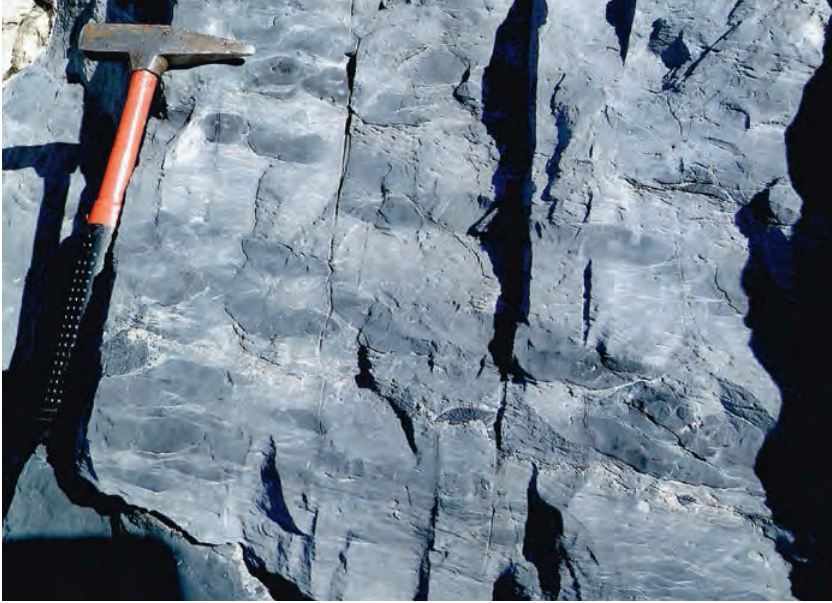


Fig. 37: Brekziöser bis konglomeratischer Kalk aus dem Brekzienhorizont (Grenzhorizont) des Graspas-Members am Gipfel des Gross Spannorts (Koord. 2682.930/1182.300). Foto C. Gisler.

Die stratigraphische Gliederung der Quinten-Formation und der darüber folgenden kretazischen Kalk- und Mergelabfolgen im Kartengebiet ist noch nicht zufriedenstellend geklärt. Im Gebiet von Atlasblatt Schächental wird die Quinten-Formation in den «Unteren Quintner Kalk», den «Mittleren Quintner Kalk» und den «Oberen Quintner Kalk und Tros-Kalk» unterteilt (BRÜCKNER & ZBINDEN 1987), wobei der «Mittlere Quintner Kalk» mergelig entwickelt ist («Mergelband»). Darüber haben BRÜCKNER & ZBINDEN (1987) «Zementstein-Schichten» und «Öhrli-Schichten» kartiert. Weiter westlich in der Schlossbergkette haben die bisherigen Bearbeiter dieses Gebiets (STUTZ 1879, TOBLER 1897, VAN DER PLOEG 1912, NÜESCH 1981) im oberen Teil der Quinten-Formation den Tros-Kalk ausgeschieden, der unmittelbar von Gesteinen des Paläogens (Eozän) überlagert wird (gut beschrieben z.B. von STUTZ 1879, S. 847f.). Dem Graspas-Member bzw. der Zementstein-Formation oder der Öhrli-Formation äquivalente Gesteine wurden nicht ausgeschieden. Im Hasli- und Gadmertal haben MÜLLER (1938) und MAYNC (1938) über der Quinten-Formation – von MÜLLER (1938) als «Tithon» bezeichnet – den oben beschriebenen Brekzienhorizont gefunden, den sie als Jura/Kreide Grenze definierten («Graspas-Schichten» von MÜLLER 1938 bzw. «Grenzschi-

ten» von MAYNC 1938) und darüber folgend «Öhrli-Kalk» ausschieden. Im Gebiet Titlis-Nider Surenen ist eine Abnahme der Mächtigkeit der Öhrli-Formation von Westen nach Osten festzustellen, so dass es denkbar ist, dass die Öhrli-Formation in der Schlossbergkette tatsächlich fehlt und erst östlich des Reusstals wieder einsetzt. Der Tros-Kalk scheint umgekehrt gegen Westen auszuklingen. Bearbeiter der autochthonen spätjurassischen Sedimentabfolgen im Berner Oberland wie KREBS (1925), SCABELL (1926), COLLET & PAREJAS (1931) oder MÜLLER (1938) erwähnen ihn nicht.

Die Mächtigkeit der Quinten-Formation beträgt 200 bis 400 m. Die Grenze zur liegenden Schilt-Formation wurde von KUGLER (1987) dort definiert, wo die letzten deutlichen Mergellagen (>2 cm) der Schilt-Formation (Mürtschen-Member) aussetzten und in den grob gebankten reinen Kalk der Quinten-Formation übergehen. Die Obergrenze der Quinten-Formation wird durch den Brekzienhorizont (Grenzhorizont) des Graspasp-Members definiert. Das Graspasp-Member selbst konnte auf der Karte wegen seiner geringen Mächtigkeit nicht separat ausgetrennt werden.

c10 **Öhrli-Formation** Berriasien

Die Öhrli-Formation besteht aus einer Kalkabfolge, die sich kaum von derjenigen der Quinten-Formation im Liegenden unterscheiden lässt. Es dominiert ein fleckig hellgrau anwitternder, im frischen Bruch bräunlicher bis dunkelgrauer, manchmal etwas marmorisierter oder geflammt dichter Kalk. Nach oben können spätige Kalkbänke mit vereinzelt oolithischer Ausbildung auftreten. Eine Stelle mit oolithischer Ausbildung befindet sich wenig südlich der Station Stand der Titlisbahn (Koord. 2674.700/1181.500).

Der Kalk der Öhrli-Formation weist wie derjenige der Quinten-Formation nur wenige Makrofossilien auf. Nahe der Basis kommen vereinzelt Gastropoden und Lamellibranchier vor. Nach oben sind selten auch Korallenstöcke festzustellen. An Mikrofossilien finden sich Foraminiferen und Grünalgen. Am Kontakt zum Siderolithikum wird der Kalk entlang von Schichtfugen und Klüften stellenweise von einem dichten Netz aus oft gelblich, selten rötlich oder grünlich gefärbten, herauswitternden feinkörnigen sideritisch-chamositischen Silt- oder Sandsteinschnüren durchsetzt. Diese Infiltrationen reichen oft auch weit in den Kalk hinein und bewirken vereinzelt eine Buntfärbung des Kalks (MAYNC 1938). Bei den auf der Karte dargestellten Fossilfundstellen (Koord. 2672.720/1180.380 und Koord. 2673.060/1180.410) wurden Lamellibranchier gefunden.

Im Kartengebiet werden der mittlere Teil des Reissend Nollen sowie die Gipfelpartie und weite Teile der Nordwestflanke des Titlis von der Öhrli-Formation aufgebaut. Die Abgrenzung gegen unten erfolgt am Brekzienhorizont (Grenzhorizont), der bei der Quinten-Formation beschrieben wurde. Diese Grenze ist in den

Wänden an der Gadmerflüö und am Titlis aus der Ferne deutlich erkennbar. Gegen oben wird die Öhrli-Formation durch einen Erosionshorizont abgegrenzt. Die Mächtigkeit der Öhrli-Formation beträgt am Titlis 150 bis 250 m und nimmt gegen Osten bis zur Alp Äbnet auf etwa 80 m ab.

e **Siderolithikum** mittleres Eozän

Siderolithische Bildungen finden sich in meist kleinen, isolierten Vorkommen in der Nordwestflanke des Titlis und auf den Gipfeln beim Hinter Schloss. Die einzelnen Vorkommen beschränken sich in der Regel auf Taschen- und Spaltenfüllungen im Kalk der Quinten- und der Öhrli-Formation. Die weiter nordöstlich folgenden, aus der Literatur bekannten Vorkommen an der Nordwestflanke des Schlossbergs und bei der Fürenalp im Engelbergertal liegen ausserhalb des Kartengebiets.

Das Siderolithikum umfasst ein breites Spektrum von verschiedenartigen Gesteinen. Am Kontakt zur Öhrli-Formation im Liegenden geht der von Silt- und Sandsteinvorkommen durchsetzte Kalk oft nahtlos in Brekzienlagen mit hellen Kalkbruchstücken als Komponenten in einer meist gelbbraunen siltig-sandigen Matrix über. Zusätzlich tritt weit verbreitet ein braungrüner bis hellgrüner, selten roter feinkörniger tonig-siltiger Quarzsandstein auf, der oft einen relativ hohen Eisengehalt in Form von Hämatit besitzt. Stellenweise enthält dieser eisenschüssige Quarzsandstein Kalkbruchstücke der Quinten- und der Öhrli-Formation sowie schwarze, rundliche, teilweise plattgedrückte Eisenpisole (Bohnerzkugeln) von bis zu 1 cm Durchmesser.

Gemäss ARBENZ (1910) greifen die Taschen- und Spaltenfüllungen aus siderolithischen Gesteinen in der Titliskette bis maximal 15 m in den darunterliegenden Kalk der Öhrli-Formation hinein. Entlang von Klüften und Schichtfugen können siderolithische Bildungen, wie bei der Öhrli-Formation beschrieben, noch wesentlich tiefer hinab beobachtet werden (MAYNC 1938).

Im Gebiet von Atlasblatt Meiental sind aus den siderolithischen Bildungen keine Fossilfunde bekannt, die eine Alterseinstufung ermöglichen würden. Hingegen deuten Funde von Säugetierresten (*Sciuroides* sp.) und Lamellibranchier in der Westschweiz auf ein Bildungsalter im mittleren Eozän («Präpriabonien», Lutétien bzw. Bartonien, VON TAVEL 1937, WEIDMANN 1984). Die siderolithischen Gesteine wurden terrestrisch in einem subtropisch-semiariden Klima aus Lösungsrückständen der spätjurassischen bis kretazischen Kalkabfolge gebildet und in Karsttaschen, -höhlen und -spalten abgelagert (GISLER 2003).

e₄ Bürgen-Formation
Lutétien

Am Rinder Titlis unterhalb der Zwischenstation Stand der Titlisbahn (Koord. 2674.560/1181.780) tritt in einem kleinen Vorkommen ein sandiger Kalk mit Nummuliten und Discocyclinen auf, der auf der Karte als Bürgen-Formation ausgetrennt wurde. Das erwähnte Vorkommen ist vollständig vom Hohgant-Sandstein (Niederhorn-Formation) umgeben; eine normalstratigraphische Einlagerung ist somit eher unwahrscheinlich.

e₅₋₆ Niederhorn-Formation
?Bartonien – Priabonien

Im Kartengebiet ist die Niederhorn-Formation vor allem durch den Hohgant-Sandstein vertreten, der aus einem grauen bis weiss-braungelb anwitternden, im frischen Bruch braungrauen teilweise kalkigen Sandstein besteht (Fig.38). Übergänge zu Kalk, Mergel und Kalkarenit – lokal reich an Nummuliten (Nummulitenkalk) – sind häufig. Direkt über den Gastropoden führenden Kalk- und



Fig. 38: Blick von der Bergstation Klein Titlis auf die Südostflanke des Reissend Nollen. Bräunlich gelb anwitternder Hohgant-Sandstein (Niederhorn-Formation, a) überlagert den hellgrauen Kalk der Öhrli-Formation (b). Gut zu erkennen ist das Scharnier einer liegenden, nach Süden schliessenden Falte unterhalb des Gipfels. Foto T. Labhart.

Mergellagen («Cerithien-Schichten», s.u.) ist der detritische Quarz im Sandstein bis Sandkalk oft sehr grob, nach oben wird er feinkörniger. Der Sandkalk ist laminiert, der Quarzsandstein oft schräggeschichtet. Im Dünnschliff sind im Sandstein bis 1 mm grosse teilweise gerundete Quarzkörner als Hauptgemengteil erkennbar. Als detritische Komponenten kommen weiter Skelettelemente von Echinodermen, Hellglimmerblättchen und Erzkörner vor. Die Komponenten sind eher schlecht sortiert und mit Kalzit zementiert (HOTZ 1990). BIERI (1978) fand am Reissend Nollen westlich des Titlis Nummuliten der Art *Nummulites fabiani retia-tus* und datierte das Gestein als spätes Priabonien. Im Nummulitenkalk kommen auch Discocyclinen häufig vor. ARN. HEIM (1908) fand *Nummulina contorta*, *Nummulina striatus*, *Nummulina irregularis* var. *minor*. Im Sandkalk kommen einzelne Lagen mit Serpuliden vor. Bei Koord. 2672.780/1179.940 – auf der Karte als Fossil-fundstelle gekennzeichnet – wurden Pecten und bis 10 cm grosse austernähnliche Muscheln gefunden.

Der 50 bis 150 m mächtige Hohgant-Sandstein ist vor allem am Reissend Nollen und nordwestlich des Titlis verbreitet. Dort, wo das Siderolithikum oder die Gastropoden führenden Kalk- und Mergelvorkommen an der Basis der Niederhorn-Formation fehlen, überlagert der Hohgant-Sandstein direkt die Öhrli-Formation.

ec *Cerithien führender Kalk und Mergel*

Über der Öhrli-Formation oder – falls vorhanden – über dem Siderolithikum, folgen stellenweise als Basis des Hohgant-Sandsteins (Niederhorn-Formation) braungrau anwitternde, dunkelgraue schiefrige sandige Kalk- und Mergellagen. Sie enthalten schwarzgraue, seidig glänzende, schiefrige kohlige Silt- und Tonsteineinschlaltungen und sandige, brekziöse bis konglomeratistische Lagen mit hellrosa anwitternden, teilweise gerundeten Kalkkomponenten (HOTZ 1990). Die feinkörnigen schiefrigen Gesteine enthalten zahlreiche Schalenbruchstücke von Gastropoden, die als «Cerithien» – Sammelbegriff für flachmarin lebende trochospirale Gastropoden – bestimmt wurden, weshalb diese Gesteine in der Literatur als «Cerithien-Schichten» bekannt sind. Ähnlich ausgebildete Gastropoden führende Gesteine treten im helvetischen Paläogen in unterschiedlicher bio- bzw. lithostratigraphischer Stellung auf, weshalb die Bezeichnung «Cerithien-Schichten» vermieden werden sollte.

Die Gastropoden führenden Gesteine wurden in sehr flachem Meerwasser, in vermutlich teilweise brackischem Milieu, im Priabonien (spätes Eozän, WEIDMANN et al. 1991) abgelagert, als die eozäne Transgression den nordhelvetischen Schelf erreichte. Diese Fazies ist generell nur sehr lokal, vermutlich an ein durch synsedimentäre Brüche entstandenes Paläorelief gebunden, überliefert, kann aber mehrere Meter mächtig sein. Ein eindruckliches Beispiel eines durch synsedimentäre Brüche begrenzten Vorkommens von «Cerithien-Schichten» ist westlich des

Kartengebiets bei der Bäregg aufgeschlossen (Koord. 2667.800/1178.600, Atlasblatt Innertkirchen). Die trochospiralen Gastropoden sind in diesem Aufschluss stark verkieselt.

Die maximale Mächtigkeit der «Cerithien-Schichten» beträgt 20 m. Ihr Vorkommen konzentriert sich auf kleinere Aufschlüsse an der Basis der paläogenen Sedimentgesteine westlich der Ober Rotegg. Über weite Teile fehlen sie.

e₆ Stad-Formation ?Bartonien – Priabonien

Die Stad-Formation folgt an der Unter und der Ober Rotegg über dem Hohgant-Sandstein der Niederhorn-Formation. Sie besteht aus einem bräunlich anwitternden, dunkelgrauen schiefrigen Glimmer führenden Mergel mit einer Mächtigkeit von etwa 20 m. Diese Mergelabfolge ist tektonisch stark beansprucht und zeigt Verfaltungen sowie eine starke kalzitische Durchaderung (HOTZ 1990). Im Hangenden wird die Abfolge durch eine Scherfläche tektonisch begrenzt. Diese Mergelabfolge ist in der Literatur auch unter der Bezeichnung «Globigerinen-Mergel» bekannt. Sie wurden im sich rasch vertiefenden Vorlandtrog nördlich der Alpen abgelagert.

Stratigraphische Beschreibung der autochthonen Sedimentklippen

Dass das Aar-Massiv alpinktektonisch zu einer mächtigen Kuppel aufgewölbt ist, wird an der heutigen Lage des Kontakts Kristallin/Autochthon als Bezugshorizont deutlich (vgl. Taf. 1, Profile 5–8). Das Einfallen der geschlossenen helvetischen Schichtabfolge entlang der Linie Wendental – Wendenjoch – oberes Engalbertal – Schlossbergglücke – Erstfeldertal mit Fallbeträgen von 20–40° markiert die nordwestliche Abdachung dieser Kuppel. Im oberen Engalbertal lässt sich der Bezugshorizont – hier markiert durch den Sandstein und den Dolomit der Trias – vom Talgrund bis auf ca. 3000 m verfolgen: im Osten von Nider Surenen unter dem Schlossberg zum Gross und Chli Spannort, im Westen von Herrenrütli über das Wendenjoch zum Grassen (vgl. Taf. 1, Profile 5–7).

Der Kulminationsbereich auf ca. 3000 m ü.M. wird durch mehrere reliktische, dem Kristallin aufsitzende Sedimentklippen markiert (vgl. Taf. 1, Profile 5, 7 u. 8). Besonders auffallend und daher seit langem bekannt sind die Gipfel des Gross und Chli Spannorts, des Glatt Stocks, des Zwächten und des Krönten mit ihren Gipfelbastionen aus spätjurassischem Kalk, deren Morphologie – flache Schichtlage und senkrechte Klüftung – sich markant von der des unterlagernden Kristallins abhebt. Nachfolgend werden die Sedimentklippen des Autochthons – auch als «aufgesetztes Mesozoikum» bezeichnet – vom Grassen im Westen zum Krönten im Osten stratigraphisch und tektonisch beschrieben.

Grassen

Zwischen dem Wendenjoch bzw. dem ersten Aufschwung des Grassen-Nordgrats auf ca. 2700 m ü.M. und dem Gipfel des Grassen (2946 m ü.M.) ist auf 500 m Länge die mit im Mittel 18–26° nordwestfallende stratigraphische Überlagerung des Kristallins durch den autochthonen triassischen Sandstein (Mels-Formation) aufgeschlossen und fast durchgehend begehbar. Der Kontakt zum unterlagernden, durch die Paläoverwitterung in Kontaktnähe deutlich rotbraun bis violett verfärbten Erstfeld-Gneis ist scharf. Vom Gipfel des Grassen setzt sich der Aufschluss ca. 300 m im Ostgrat fort (Fig. 33). Nördlich des Wendenjochs lässt sich die autochthone mesozoische Auflagerung unter dem Titlis als komplette, 30–40° nordwestwärts einfallende Schichtfolge bis nach Herrenrüti im Talgrund des oberen Engalbertals auf ca. 1200 m ü.M. verfolgen (vgl. Taf. 1, Profile 5 u. 6).

Bärenhorn

Der Gipfel des Bärenhorns bildet etwa einen Kilometer südwestlich des Chli Spannorts bei Koord. 2681.320/1181.030 eine auffällig flache, nach Nordwesten geneigte Kuppe. Über mässig stark paläoverwittertem (?permisch) Erstfeld-Gneis folgen 0,5 m Sandstein der Mels-Formation, überlagert von etwa 5 m Röti-Dolomit mit auffallend vielen zentimetermächtigen Sandsteinzwischenlagen. Den Gip-



Fig. 39: Gelblich beiger Röti-Dolomit der Trias (b) und schiefriger Ton- und Siltstein des Mittleren Juras (c) überlagern am Gipfel des Bärenhorns den ausgebleichten Erstfeld-Gneis (a).

Foto T. Labhart.

fel baut eine Kappe von schwarzem schiefrigem Ton- bis Siltstein der Bommerstein-Formation auf (Fig. 39, Detailprofil in GISLER 2003, S. 151f.). Das Einfallen der Schichten beträgt 15–20° nach NNW. Das Vorkommen mesozoischer Sedimentgesteine am Bärenhorn wurde schon früh erwähnt (VAN DER PLOEG 1912, HÜGLY 1927, S. 68f.).

Chli Spannort – Glatt Stock – Glatt Pass

Die mesozoische Sedimentklippe des Chli Spannorts bildet einen zusammenhängenden Aufschluss, der sich vom Chüefadpass im Westen über das südlich vorgelagerte markante Plateau bei Koord. 2682.000/1181.200, den Chli Spannort und den Glatt Stock zum Glatt Pass im Osten auf über einem Kilometer Länge erstreckt. Die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse können im Westen zwischen dem Chüefadpass und dem südlich vorgelagerten Plateau und im Osten beim Glatt Pass aufgrund der Zugänglichkeit und der Aufschlussverhältnisse am besten studiert werden.

Zwischen dem Chüefadpass und dem vorgelagerten Plateau folgen über deutlich ausgebleichtem paläoverwittertem Erstfeld-Gneis 1 m weisslicher Sandstein (Mels-Formation), 8 m gelborange anwitternder Dolomit (Röti-Formation) und dunkler schiefriger Tonstein, braunrot anwitternder Spatkalk und Eisenoolith



Fig. 40: Kontakt zwischen paläoverwittertem Erstfeld-Gneis (a) und den auflagernden mesozoischen Sedimentgesteinen des Autochthons (b = Mels- und Röti-Fm., c = Bommerstein- und Reischiben-Fm., d = Schilt- und Quinten-Fm.). Plateau südwestlich des Chli Spannorts.

Foto T. Labhart.

(Bommerstein- und Reischiben-Formation, Fig. 40). Der Kontakt zu den spätjurassischen Kalkabfolgen (Schilt- und Quinten-Formation) des Gipfelaufbaus mit seiner markanten vertikalen Klüftung liegt unter Schutt.

Im steilen Südabhang des Chli Spannorts und des Glatt Stocks spiegelt sich die Stratigraphie in der Morphologie: Über dem Sockel von Erstfeld-Gneis folgen von Westen nach Osten auskeilend Bänder von triassischem Sandstein und Dolomit, eine flachere, vielfach schuttbedeckte dunkle Böschung von mitteljurassischem Tonstein, Kalk und Mergel sowie der steilwandige Gipfelaufbau aus spätjurassischem Kalk (v.a. Quinten-Formation). Die Mächtigkeit der mitteljurassischen Sedimente ist tektonisch bedingt vergrössert (Schuppenbildung), der Übergang von der Schilt- zur Quinten-Formation ist aufgrund der tektonischen Überprägung nicht genau festzulegen.

Beim Glatt Pass (Koord. 2683.200/1181.200, 2940 m ü.M.) liegt ein 1,8 m mächtiger, sehr grobkörniger Sandstein auf dem Erstfeld-Gneis (Basissandstein der Mels-Formation), mit 15° gegen Nordwesten einfallend, überschoben von einer 6 m mächtigen Kristallinschuppe mit stratigraphisch auflagerndem metermächtigem triassischem Sandstein und maximal 8 m mächtigem mitteljurassischem mergeligem Kalk (Bommerstein- und Reischiben-Formation). Das Fehlen des Röt-Dolomits dürfte primär bedingt sein, die frühjurassischen Sedimente weisen ebenfalls einen reduzierten, unvollständigen Aufbau auf (GISLER 2003, S. 153 ff.).

Zwächten

Der Zwächten besteht aus einem Gipfelaufbau aus spätjurassischem Kalk mit schroffen Abstürzen im Süden und Südwesten und einer weit hinauf reichenden Firnbedeckung im Norden und Südosten. Wo die Unterlage freigelegt ist, liegen geringmächtige mitteljurassische Sedimente an einem zentimetermächtigen gelblich rostrot gefärbten Hartgrund bzw. Kondensationshorizont dem Erstfeld-Gneis mit wenig ausgeprägter Paläoverwitterung auf. Am Zwächten-Ostgrat bei Koord. 2684.130/1181.350 auf 2970 m ü.M. folgen über diesem Kondensationshorizont ca. 2 m schwarzer schiefriger Tonstein (Bommerstein-Formation) und 1 m Spatkalk mit Hornsteinkonkretionen («Kieselknauerkalk», Reischiben-Formation), gefolgt von den spätjurassischen Sedimenten des Gipfelaufbaus (v.a. Quinten-Formation). Die mitteljurassischen Sedimente keilen – wahrscheinlich tektonisch bedingt – nach Westen aus (Fig. 41, vgl. LEHMANN 2008, S. 307ff.).

Auf der südlich des Zwächten vorgelagerten Gratkuppe zwischen dem Zwächten-Ostgrat und Pkt. 2974 findet sich an verschiedenen Stellen über einem Kondensationshorizont ungefähr horizontal aufgelagerter schiefriger Tonstein der Bommerstein-Formation auf einer unregelmässigen Kristallinoberfläche. An jungen alpinen Brüchen wird diese Transgressionsfläche um Meterbeträge verstellt.

Ein auffälliges, rund 10 m mächtiges, mit bis zu 60° nach Norden einfallendes Vorkommen von schwarzem kompakt ausgebildetem schiefrigem Tonstein (Bommerstein-Formation) befindet sich isoliert südlich des Zwächten (Fig. 42, Koord.



Fig. 41: Auskeilen der mittelljurassischen Sedimente am Zwächten-Ostgrat (Koord.2684.130/1181.350). Foto A. Lehmann.

2683.960/1180.720). Eine stratigraphisch nicht klar zuzuordnende Echinodermenbrekzie unterlagert zum Teil den schiefrigen Tonstein. Die kristalline Unterlage besteht aus hell ausgebleichtem Erstfeld-Gneis. Junge alpine Brüche begrenzen dieses Vorkommen im Norden und im Süden und dürften für die markante Schiefstellung in einer Umgebung von meist subhorizontaler Lagerung des Autochthons verantwortlich sein. Die Genese dieses eigenartigen Vorkommens ist jedoch schwer zu deuten. Es wurde schon früh beschrieben und unterschiedlich interpretiert: von TOBLER (1897, S.433) aus der Ferne als karbones Sedimentvorkommen gedeutet und bereits von VAN DER PLOEG (1912, S.12) als «Opalinusschiefer auf Triasquarzit» bzw. von MORGENTHALER (1921, S.192, Fig.3) als «Aalénienschiefer» im Ansatz korrekt angesprochen. Rund 100 m südwestlich finden sich in der Schutthalde bei Koord.2683.900/1180.640 Bruchstücke mesozoischer Sedimente, unter anderen orange-dunkelbraun gefleckten Spatkalk mit Hornsteinkonkretionen («Kieselknauerkalk»), fossilreichen Eisenoolith und hellgrauen, gelbfleckigen «Schilt-Kalk». Diese Bruchstücke müssen aus dem stratigraphisch höheren Teil einer heutzutage abgetragenen südlichen Fortsetzung des erhaltenen Vorkommens stammen.



Fig. 42: Deutlich schiefgestelltes isoliertes Vorkommen der Bommerstein-Formation südlich des Zwächten (Koord. 2683.960/1180.720). Foto T. Labhart.

Westlich des Zwächten bei der Gratlücke bei Koord. 2683.500/1181.230 liegen über dem Erstfeld-Gneis mit einem markanten mehrere Meter mächtigen rötlichen Verwitterungshorizont einige Dezimeter Sandstein (Basissandstein, Mels-Formation) – im Aufschluss von Westen nach Osten auskeilend – als östlichstes aufgeschlossenes triassisches Vorkommen innerhalb der Sedimentklippen des Kartengebiets. Darüber folgen überschobener hell ausgebleichter Erstfeld-Gneis mit Paläoverwitterung und Dolomitimprägnationen sowie tektonisch angehäufter und gestaucher schwarzer schiefriger Tonstein der Bommerstein-Formation (Fig. 43). Der Aufschluss wird im Osten durch einen markanten, tief ins Kristallin hinabgreifenden Bruch mit gehobenem Ostflügel abgeschnitten.

Krönten

Dieser Berg mit seinem markanten und weithin sichtbaren «krönenden» Kalkgipfel (welcher ihm wohl den Namen gegeben hat) ist die östlichste der Sedimentklippen des Autochthons im Kartengebiet. Eine Fortsetzung ist erst jenseits des Reusstals im Windgällengebiet zu finden.

Nach neueren Untersuchungen (GISLER 2003, LEHMANN 2008) liegen geringmächtige mittelmächtige jurassische Sedimente in einer flachen Muldenstruktur direkt dem Erstfeld-Gneis auf und werden vom gipfelbildenden spätmächtigen Kalk



Fig. 43: Tektonisch angehäuften und gestauchten Gesteine der Bommerstein-Formation, verschuppt mit ausgebleichtem Erstfeld-Gneis. Die unterlagernde Mels-Formation keilt nach Osten aus. Der Aufschluss wird im Osten durch einen Bruch scharf begrenzt. Foto T. Labhart.

(vorwiegend Quinten-Formation) überlagert. Die triassischen Sedimente fehlen, entgegen der Aussage von VAN DER PLOEG (1912), die von keinem der späteren Bearbeiter bestätigt worden ist. Es existiert allerdings kein gut zugängliches lückenloses Profil. Beim Aufstieg über den Westgrat im Erstfeld-Gneis trifft man bei Koord. 2686.130/1181.900 auf ca. 3040 m ü. M. im Schutt auf eine verschuppte und verrutschte Abfolge von schiefrigem Tonstein der Bommerstein-Formation, Hornsteinkonkretionen führendem Spatkalk («Kieselknauerkalk») der Reischiben-Formation sowie erneut – wohl tektonisch repetiert – schiefrigem Tonstein mit ellipsoidalen Konkretionen (Bommerstein-Formation) und einer nur in Form von Sturzblöcken nachweisbaren eingeschalteten Gneisschuppe. Darüber liegt der Gipfelaufbau aus praktisch horizontal gelagertem dünnplattig-splittigem spätjurassischem Kalk (vorwiegend Quinten-Formation) mit zahlreichen Kalzitadern. Es handelt sich um dieselbe Ausbildung, wie sie am Gross und Chli Spannort, am Glatt Stock und am Zwächten sowie am Schlossberg auftritt. Aufgrund der starken tektonischen Überprägung ist die Abgrenzung zwischen Schilt- und Quinten-Formation nicht eindeutig möglich.

Gross Spannort

Der Gross Spannort ist praktisch allseitig von Eis umgeben, so dass die Kontaktverhältnisse zum unterlagernden Kristallin weitestgehend verdeckt sind. Einzig am Spannortjoch und bei der Schlossbergglücke ist die stratigraphische Überlagerung der mesozoischen Gesteine auf den Erstfeld-Gneis aufgeschlossen. Am Spannortjoch zwischen Gross und Chli Spannort ist das Gelände in den letzten Jahren stark ausgeapert, so dass der Übergang praktisch durchgehend eisfrei ist. Sichtbar wurde eine Abfolge von paläoverwittertem Erstfeld-Gneis, bis 2 m mächtigem hellem Sandstein (Mels-Formation) und bis 3 m mächtigem gelborange anwitterndem Dolomit (Röti-Formation). Der schwarze schiefrige Tonstein der Bommerstein-Formation (4–6 m) und der bräunlich bis braunrot anwitternde Spatkalk der Reischiben-Formation (ca. 5 m) sind tektonisch stark überprägt, was sich in einem Schuppenbau mit tektonisch bedingter Verdoppelung der Lithologien manifestiert (vgl. Taf. 1, Profil 7). Der Übergang von der Schilt- in die Quinten-Formation ist wegen der tektonischen Überprägung nur ungefähr festlegbar. Linsen von gelblich braun anwitterndem Sandstein treten am Ostfuss und in der Südostflanke des Gross Spannorts auf. Dabei dürfte es sich um tektonisch eingeschuppte Vorkommen von Hohgant-Sandstein handeln. Im Gipfelbereich sind drei Horizonte mit brekziösem Kalk anstehend, die von MAYNC (1938) als «Grenzschichten» bezeichnet wurden und als nördliches Vorkommen der kretazischen Zementstein-Formation angesehen werden (s.S. 81 ff.).

Schlossbergglücke

Die tektonischen und stratigraphischen Verhältnisse bei der Schlossbergglücke sind aufgrund der geographischen Nähe mit denjenigen am Gross Spannort zu vergleichen, allerdings fallen die Schichten hier deutlich steiler mit 25–30° nach Nordwesten ein. Im Zuge der Kartierarbeiten konnte im Erstfeld-Gneis östlich der Schlossbergglücke ein in den vergangenen Jahren vom Gletscher freigegebenes Vorkommen von Kalksilikatfels entdeckt werden, welches der Fortsetzung des Kalksilikatfels führenden Grüeni-Zugs im oberen Erstfeldertal entsprechen dürfte. Der Erstfeld-Gneis und der Kalksilikatfels werden von dezimetermächtigem hellem Sandstein der Mels-Formation überlagert. Auffällig ist die Verschuppung der triassischen und mitteljurassischen Sedimente: der gelborange anwitternde, mindestens 14 m mächtige Dolomit der Röti-Formation und der schwarze schiefrige Tonstein der Bommerstein-Formation sind tektonisch repetiert. Der Kontakt zwischen dem Kristallin und den mesozoischen Sedimenten des Autochthons zieht am Südostfuss des Schlossbergs – mehrheitlich von Schutt bedeckt – in das obere Engelbergertal. Aufschlüsse finden sich erst wieder nördlich der Spannorthütte SAC, wo die Schichten nun deutlich steiler mit 55–60° nach Nordwesten einfallen.

NORDHELVETISCHER FLYSCH¹

Der nordhelvetische Flysch folgt über dem Autochthon bzw. dem Parautochthon der Rotegg-Schuppen. Es handelt sich um eine geringmächtige, intern stark verschuppte Einheit, die mit tektonischem Kontakt auf den paläogenen Sedimentabfolgen oder lokal direkt über der Öhrli-Formation aufliegt. Der nordhelvetische Flysch keilt gemäss MENKVELD (1995) am Titlis tektonisch gegen Süden aus. Im Hangenden wird er durch die mässig steil nach Nordwesten einfallende helvetische Hauptüberschiebung begrenzt. Darüber folgt der tektonisch stark überprägte Verkehrtschenkel der Axen-Decke als Teil der helvetischen Hauptschubmasse.

Die Bezeichnung «nordhelvetischer Flysch» ist ein stratigraphischer Begriff, mit dem drei Formationen zusammengefasst werden, die alle im nordalpinen Vorlandtrogl vom späten Eozän bis ins Oligozän abgelagert wurden. Es sind dies, von unten nach oben, die Taveyannaz-, die Elm- und die Matt-Formation. Im Kartengebiet stehen nur der Sandstein der Taveyannaz-Formation und die Sand- und Tonsteinwechsellagerung der Elm-Formation an.

o_{1T} Taveyannaz-Formation Rupélie

Die Taveyannaz-Formation besteht aus charakteristisch bräunlich-grün anwitterndem, im frischen Bruch graugrün geflecktem Sandstein (Taveyannaz-Sandstein, HOTZ 1990). Auf Grund der starken tektonischen Überprägung wird der Sandstein von einem dichten Netz von Quarzadern durchzogen. Dieser grobkörnige, in der Zusammensetzung unreife Sandstein enthält bis 5 mm grosse Komponenten. Als solche sind vorwiegend Feldspäte, Quarz sowie Bruchstücke von Vulkaniten – vor allem von Andesit – erkennbar. Der Anteil der tonigen Matrix beträgt im Kartengebiet 60% (HOTZ 1990). Der Sandstein ist petrographisch als Feldspat führende Grauwacke zu bezeichnen. Sowohl die detritischen Feldspäte als auch die Matrix sind serizitisiert.

Der Sandstein ist im Meterbereich gebankt. Die Bänke zeigen oft eine Grädierung und führen an ihrer Basis vereinzelt Tongallen. In der gesamten Taveyannaz-Formation, vermehrt aber in deren oberem Teil, treten zwischen den Sandsteinbänken siltig-tonige Lagen auf, die einen fließenden Übergang zum schiefrigen Ton- und Siltstein der Elm-Formation bilden. Ihre Hauptverbreitung hat die Taveyannaz-Formation nordöstlich des Jochstocks. Ihre Mächtigkeit beträgt gemäss BOUSSAC (1912, S. 360) über 100 m, wobei aufgrund der starken tektonischen

¹ In Anlehnung an das nordöstlich angrenzende Kartenblatt Schächental (BRÜCKNER & ZBINDEN 1987) wird der nordhelvetische Flysch als eigenständige tektonische Einheit dargestellt. Nach aktueller Auffassung wird der nordhelvetische Flysch jedoch als Teil der autochthonen Sedimentabdeckung des Aar-Massivs interpretiert, da die Stad-Formation stratigraphisch in die Taveyannaz-Formation übergeht.

Überprägung keine Angaben zur primären Mächtigkeit möglich sind. Die Untergrenze der Taveyannaz-Formation ist tektonischer Natur (MENKVELD 1995).

Die Taveyannaz-Formation ist sehr arm an Makro- und Mikrofossilien. In der West- und Ostschweiz konnte sie durch vereinzelte Funde von Mikrofossilien in die Zeit zwischen spätem Eozän und frühem Oligozän gestellt werden (STYGER 1961, LATELTIN 1988).

01E **Elm-Formation** Rupélien

Über der Taveyannaz-Formation folgt eine Wechsellagerung von schiefrigem Ton- und Siltstein und quarzreichem Sandstein. Meistens ist eine Wechsellagerung von zentimeter- bis dezimetermächtigen Sandsteinbänken mit Zwischenlagen aus schiefrigem Ton- und Siltstein zu beobachten. Lokal können die Sandsteinbänke aussetzen, so dass eine reine dunkelblaugraue schiefrige Ton- und Siltsteinabfolge entsteht. Die Sandsteinbänke bestehen aus einem braungrau anwitternden, wenig Glimmer führenden Quarzsandstein mit einem hohen Matrixanteil (HOTZ 1990). Dieser Sandstein wird in der Literatur häufig als «Altdorfer Sandstein» bezeichnet. Die unter der Bezeichnung «Dachschiefer» bekannte schiefrige Ton- und Siltsteinabfolge ist relativ hart und verwitterungsbeständig. Sie enthält akzessorisch fein verteilte kohlige Substanz und Pyrit (NIGGLI et al. 1915).

HELVETIKUM

Das Helvetikum nimmt ein Areal von einem Quadratkilometer Grösse beim Jochpass in der Nordwestecke des Kartengebiets ein und umfasst eine frühjurassische bis eozäne Sedimentabfolge (Fig. 44). Diese Sedimentgesteine gehören zum tektonisch stark überprägten basalen Teil der Axen-Decke, der sich in die Laubersgrat-Einheit und die Trübsee-Antiklinale gliedern lässt (MENKVELD 1995).

Die Bezeichnung Laubersgrat-Einheit wurde von MENKVELD (1995) eingeführt. Vom namensgebenden Laubersgrat, der nördlich des Titlis knapp ausserhalb des Kartengebiets liegt, zieht diese maximal etwa 300 m mächtige Verkehrtserie gegen Südwesten zum Jochpass und steht im Kartengebiet nördlich des Jochstocks an. Die Laubersgrat-Einheit wurde früher als «Verkehrtschenkel der unteren Uri-Rotstock-Decke» bzw. «Rimistock-Digitation» bezeichnet. Die stratigraphische Abfolge umfasst Gesteine von der Bommerstein- bis zur Stad-Formation.

Durch eine Scherzone von der liegenden Laubersgrat-Einheit getrennt, folgt die Trübsee-Antiklinale, eine von MENKVELD (1995) definierte Struktur des «Trias/Lias-Stockwerks» an der Basis der Axen-Decke. In der Nordwestecke des Kartengebiets wird diese Struktur von den Sedimentgesteinen der frühjurassischen Sexmor- und der Brunnistock-Formation aufgebaut.

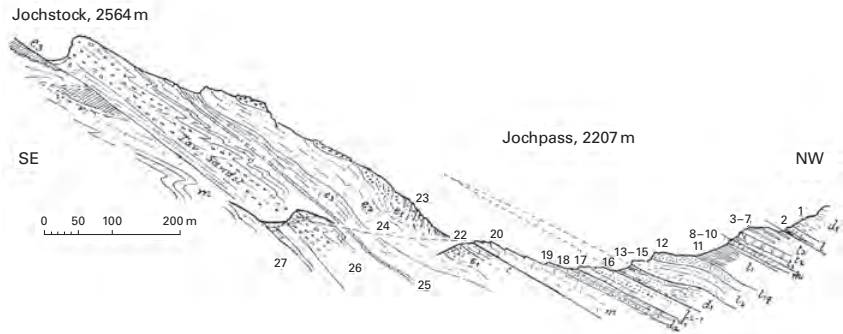


Fig. 44: Profil Jochstock–Jochpass (aus ARBENZ 1934). Die Formationsbezeichnungen wurden – soweit möglich – an die aktuelle Nomenklatur angepasst. 1: Bommerstein-Fm., 2: Brunnistock-Fm., 3–7: Quarten-Fm., 8–10: Quarten-Fm. (Rhät) und Prodkamm-Fm., 11–12: ?Prodkamm-Fm., 13–15: Sexmor- und Brunni-Fm., 16: Bommerstein-Fm., 17: ?Reischiben-Fm., 18: Bommerstein-Fm., 19: Reischiben-Fm., 20: Schilt- und Quinten-Fm., 22: ?Öhrli-Fm., 23: Klimsenhorn-Fm., 24: Niederhorn-Fm., 25: ?Stad-Fm. mit Jochstock-Konglomerat, 26: Taveyannaz- und Elm-Fm., 27: Öhrli-Fm.

Tektonische Gliederung: Nr.1–25 Axen-Decke (Laubersgrat-Einheit und Trübsee-Antiklinale), Nr.26 Nordhelvetischer Flysch, Nr.27 Autochthone und parautochthone Sedimentgesteine des Aar-Massivs.

AXEN-DECKE

1₄₋₅ Sexmor-Formation Pliensbachien

Die Sexmor-Formation kann in zwei lithologisch unterschiedliche Abschnitte gegliedert werden. Der untere Teil der total etwa 45 m mächtigen Formation besteht aus sich im Dezimeterbereich abwechselnden Bänken von sandigem bis spätigem Kalk, Kieselkalk, schiefrigem Tonstein und mergeligem Kalk (SCHWARZ 1969a, b, HOTZ 1990, MENKVELD 1995, BRUNNER 1999, 2002). Die Anwitterungsfarbe reicht von beige über grau bis schwarz. Die Gesteine enthalten Fossildetritus aus Bruchstücken von Belemniten, Bryozoen, Crinoiden- sowie Foraminiferen.

Im oberen Abschnitt folgt ein beige anwitternder, etwas gröber gebankter spätiiger Kalksandstein. Das im frischen Bruch hellgraue Gestein enthält häufig kieselige Zwischenlagen sowie Hornstein- und Phosphoritknollen. Vereinzelt sind auch dünne Lagen mit millimetergrossen detritischen Dolomitbruchstücken vorhanden. An Fossilien finden sich meist schlecht erhaltene Lamellibranchier (Gryphäen), Belemniten, Brachiopoden und Crinoiden (SCHWARZ 1969a, BRUNNER 1999). Zudem 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 (häufig limonitisch) und Feldspäte. Akzessorisch kommen auch Zirkon, Glimmer, Hämatit und Pyrit vor (SCHWARZ 1969a).

SCHWARZ (1969a, b) stellte die Sexmor-Formation im Jochpassgebiet altersmässig auf Grund eines faunistisch-lithologischen Vergleichs mit den frühjurassischen Gesteinen der Glarner Alpen ins Pliensbachien. Die Ablagerung der Sedimente erfolgte in einem flachmarinen, küstennahen Milieu (HOTZ 1990). Aufgrund der starken tektonischen Überprägung existieren im Kartengebiet generell keine vollständigen, zusammenhängenden Aufschlüsse der Sexmor-Formation.

I₆ Brunnistock-Formation

Toarcien

Die Brunnistock-Formation des Jochpassgebiets wurde von SCHWARZ (1969a, b), HOTZ (1990) und BRUNNER (1999) beschrieben. Im Kartengebiet tritt sie vor allem an der Ost- und Nordflanke des Ochsenhorns auf. Gemäss HOTZ (1990) und BRUNNER (1999) geht die Brunnistock-Formation durch eine 1 m mächtige Übergangszone aus der Sexmor-Formation hervor. Gemäss SCHWARZ (1969a, b) beginnt die Formation an der Basis mit einem 3 m mächtigen beige anwitternden, im frischen Bruch dunkelgrauen grobbankigen bis dünngeschichteten Spatkalk mit Lagen von bis 2 mm grossen Ankerit-Dolomit-Komponenten (Fig. 45). Darüber folgt ein hellgrauer Spatkalk, der von zahlreichen Geröll führenden Lagen durchzogen wird. Die Gerölle bestehen aus teils gut gerundeten bis 2 cm grossen Ankerit-Dolomit-Bruchstücken. In einzelnen Lagen sind zudem Komponenten aus dunklem Hornstein, Phosphorit- oder dunkelgrauem dichtem Kalk anzutreffen.

Die mineralogische Zusammensetzung des Gesteins wird von SCHWARZ (1969a) wie folgt angegeben: Hauptgemengteil ist in den meisten Gesteinen der Brunnistock-Formation 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 Formation Feldspäte, Limonit und Goethit. Akzessorisch vertreten sind Glimmer, Zirkon, Hämatit und Pyrit. An Fossilien wurden von SCHWARZ (1969a, b) Cephalopoden, Belemniten, Bryozoen, Echinodermen, Crinoiden sowie phosphoritisierte Ammoniten-Steinkerne beschrieben. Gemäss HESS (1940) kommen auch Brachiopoden (Rhynchonellen und kleine Terebrateln) vor.

Die Brunnistock-Formation ist vor allem im Gebiet des Uri Rotstocks mächtig entwickelt. Gemäss SPÖRLI (1966) entstand die Formation durch detritische Schüttungen von frühjurassischen Hochzonen südlich und östlich des Ablagerungsgebietes. Die dolomitischen Gerölle dürften den Dolomitabfolgen der Röti- und der Quarten-Formation entstammen. Gemäss SPÖRLI (1966) und SCHWARZ



Fig. 45: Hellbraun anwitternder Spatkalk der Brunnistock-Formation mit reichlicher Beimengung von detritischen Komponenten in Sand- bis Kiesfraktion. Bei den gelb anwitternden Komponenten dürfte es sich um Dolomitbruchstücke aus der Röti- und der Quarten-Formation handeln. Detailaufnahme eines Blocks im Hangschutt nordwestlich des Ochsenhorns.

Foto C. Gisler.

(1969a) repräsentiert die Brunnistock-Formation im Jochpassgebiet eine Fazies am Westrand dieser Schüttungen. Sie erreicht hier eine Mächtigkeit von 30 m (SPÖRLI 1966). Ein Toarcien-Alter wird angenommen (SPÖRLI 1966, SCHWARZ 1969a, b).

I₆-a₂ Bommerstein-Formation Toarcien – Aalénien

Im Kartengebiet tritt die Bommerstein-Formation in einem schmalen Streifen östlich des Ochsenhorns und des Jochbodens auf und bildet hier die älteste Formation der verkehrtliegenden Laubersgrat-Einheit. Die Bommerstein-Formation wird im Hangenden tektonisch von den frühjurassischen Sedimentabfolgen der Trübsee-Antiklinale getrennt. Die Bommerstein-Formation setzt meist mit einer einige Meter mächtigen grau bis braun anwitternden Echinodermenbrekzie und Bänken von braun anwitterndem Quarzsandstein ein (ARBENZ 1907). Darüber folgt, ähnlich wie in den autochthonen und parautochthonen Sedimenten, schwarzer und grauer Glimmer führender teilweise sandiger schiefriger Tonstein mit länglichen Quarz und Pyrit führenden Konkretionen aus Kalzit, Dolomit und

Tonmineralen (SCHWARZ 1969a) sowie durch Eisenoxide verkrustete boudinierte Sandlagen (BRUNNER 1999). Eingelagert in den schiefrigen Silt- und Tonstein sind Kalksandsteinbänke in unterschiedlicher Ausbildung. Oft enthalten sie neben Quarz auch reichlich biogenen Detritus. Die biogenen Komponenten bestehen aus meist nicht weiter bestimmbarer Bruchstücke von Bryozoen, Echiniden, Gastropoden, Brachiopoden, Spongien, Lamellibranchier, Crinoiden, Einzelkorallen sowie selten Asteriden und Holothuriden (SCHWARZ 1969a); BRUNNER (1999) fand zusätzlich Spongiennadeln und Radiolarien. In der Echinodermenbrekzie an der Basis fand ARBENZ (1907) schwarze verkieselte Ammoniten der Gattungen *Harpoceras* und *Ludwigia*, die für das Toarcien bzw. Aalénien charakteristisch sind.

Die Gesteine wittern allgemein dunkel rotbraun bis grau an. Wegen dieser Anwitterungsfarbe wurde für solche Gesteine des Mittleren Juras in der älteren Literatur oft die Bezeichnung «Eisensandstein» verwendet, zum Beispiel in ARBENZ (1907, 1913). Die Mächtigkeit der Bommerstein-Formation im Jochpassgebiet beträgt maximal 30 m (ARBENZ 1907).

Mols-Member

Nördlich des Ochsenhorns (Koord. 2672.780/1181.700) treten lokal schiefriger Tonstein und Mergel auf, die dem basalen Mols-Member angehören dürften.

a₂-i₃ Reischiben-Formation spätes Aalénien – Callovien

Die Reischiben-Formation besteht im Jochpassgebiet aus grauem sandigem Kalk und Spatkalk. Auf den Schichtflächen wittert grober Fossildetritus heraus (Crinoiden-, Bryozoen-, Echinodermen- und Belemnitenbruchstücke). Die etwa 4 bis 15 m mächtige Abfolge ist grogebant und unterscheidet sich durch ihre hellere Farbe von der Bommerstein-Formation im Hangenden (ARBENZ 1907, SCHWARZ 1969a, b, HOTZ 1990). Die Grenze gegen diese ist daher gut erkennbar. Der Kontakt zur Kalkabfolge der Schilt-Formation ist tektonisch stark überprägt (SCHWARZ 1969a).

i₄₋₅ Schilt-Formation spätes Callovien – Oxfordien

Die Schilt-Formation besteht aus 1 bis 10 m mächtigem gelblich anwitterndem, fleckigem schiefrigem Kalk und Mergel (ARBENZ 1934, HOTZ 1990). Vereinzelt enthält das Gestein Echinodermenbruchstücke oder detritischen Quarz (HOTZ 1990). Am Übergang zur Quinten-Formation treten grüne und rosarote Schlieren aus marmorisiertem laminiertem Kalk auf. Eine 0,8 m mächtige Bank aus rosarot anwitterndem Kalk wurde von HOTZ (1990) als Grenze zur Quinten-Formation definiert.

i₅₋₈ Quinten-Formation
spätes Oxfordien – frühes Berriasien

Die Quinten-Formation besteht aus dem gleichen dunkelgrauen bis schwarzen mikritischen Kalk wie in der autochthonen und parautochthonen Sedimentbedeckung des Aar-Massivs (s.S. 80ff.). Das verbreitete Auftreten von Kalzitadern, das rekristallisierte Gefüge und die deutlich geringere Mächtigkeit deuten auf eine starke tektonische Überprägung. Eine weitere Gliederung ist daher nicht möglich.

c_{1z} Zementstein-Formation
Berriasien

An zwei kleinen Aufschlüssen nördlich von Ober Böden (Koord. 2673.110/1181.890) und südöstlich des Jochpasses (Koord. 2672.590/1181.090) tritt zwischen der Quinten- und der Klismenhorn-Formation schiefriger kieseliger Kalk auf, dessen stratigraphische Zuordnung wegen der starken tektonischen Überprägung und der geringen Ausdehnung der Aufschlüsse unsicher ist. ARBENZ (1913), der sie als erster ausschied, interpretierte sie als Relikte der frühkretazischen Kalkabfolge. Auf der vorliegenden Karte wurden diese Vorkommen der Zementstein-Formation zugeordnet, wobei diese Interpretation zumindest aus paläogeographischen Gründen fraglich ist (schriftl. Mitt. H. Funk).

e₄ Bürgen-Formation
Lutétien

Nordwestlich des Jochstocks (Koord. 2672.590/1180.710) ist ein Kalk aufgeschlossen, in dem SCHUMACHER (1950) massenhaft *Assilina mamillata* fand (heute *Assilina exponens*). Das Gestein wird der Bürgen-Formation zugeordnet.

e₄₋₅ Klismenhorn-Formation
spätes Lutétien – frühes Bartonien

Die Klismenhorn-Formation besteht aus hellem Quarzsandstein mit Disco-cyclinen führenden Sandkalkbänken (HERB 1988) und steht im Kartengebiet zwischen dem Ochsenstock und dem Jochstock an.

e₅₋₆ Niederhorn-Formation
?Bartonien – Priabonien

Über der Klismenhorn-Formation folgt ein geringmächtiger, leicht kohlgiger, teils schiefriger Sandstein, der von HERB (1988) als Hohgant-Sandstein bezeichnet wurde (s.S. 85f.). Nach heutiger Nomenklatur ist dieser ein Member der Niederhorn-Formation.

e₆ Stad-Formation
 ?Bartonien – Priabonien

Über dem Hohgant-Sandstein der Niederhorn-Formation folgen hellbeige anwitternder, leicht glänzender rauer schiefriger Glimmer führender 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» bzw. «Globigerinenmergel». Eingelagert darin sind die nachfolgend beschriebenen Konglomerat- und Brekzienlagen des Jochstock-Konglomerats.

Jochstock-Konglomerat

Eingelagert im schiefrigen Tonstein und Mergel der Stad-Formation treten am Jochstock an mehreren Stellen Konglomerat- und Brekzienlagen auf. Sie bestehen aus Komponenten mit bis zu mehreren Kubikmetern Grösse und werden als Jochstock-Konglomerat bezeichnet. Der Hauptanteil des Geröllbestands besteht aus grobblocklastischem Kalk der Betlis-Formation (Betlis-Kalk, Fig. 46). Untergeordnet treten Komponenten von helvetischem Kieselkalk sowie paläogenem Quarz- und Kalksandstein auf (SCHUMACHER 1950, HERB 1988). Die Matrix des Konglomerats besteht aus dunklem schiefrigem teilweise relativ grobsandigem kalkigem Mergel. Der dunkle schiefrige Mergel entspricht lithologisch demjenigen der Stad-Formation. Im grobsandigen Mergel konnten lokal isolierte Exemplare von *Nummulites puschi*, einer für die Klimesenhorn-Formation typische Form, gefunden werden (HERB 1988). Die Entstehung solcher sehr grobklastischer Gesteine, die auch andernorts in der Stad-Formation auftreten, wird als Folge der Aktivität synsedimentärer Brüche im Eozän interpretiert (BAYER 1982). Aufschlüsse des Jochstock-Konglomerats befinden sich am Grat 250 m nördlich des Jochstocks sowie westlich und nördlich davon (HERB 1988).

QUARTÄR

Das Meien- und das Reusstal gehören zum Einzugsgebiet des Reussgletschers, der zur Zeit des letzteiszeitlichen Maximums (Last Glacial Maximum LGM) vor 26,5–19 ka mit seiner Zunge weit ins Mittelland vorgestossen und im Aargauer Reusstal im Birrfeld stirnte (HANTKE 1980, GRAF et al. 2006, CLARK et al. 2009, RENNER & ZGRAGGEN 2011, REBER et al. 2014 u.a.). Einzig die Gebiete westlich des Wendenjochs und des Sustenpasses gehören zum Einzugsgebiet des Aaregletschers, der – ab Bern mit dem Walliser Gletscher (Rhonegletscher auct.) vereint – sich zur Zeit des LGM bis in die Gegend von Niederbipp und Langenthal erstreckte (PENCK & BRÜCKNER 1901–1909, JÄCKLI 1962). Erwähnenswert ist,



Fig. 46: Jochstock-Konglomerat mit Komponenten von hellem biogenem Kalk (Betlis-Kalk) umgeben von hellbeige anwitternder mergeliger Matrix. Jochstock. Foto C. Gisler.

dass die Abgrenzung der Einzugsgebiete des Reuss- und des Aaregletschers nicht scharf ist: Der rechte, nordöstliche Rand des Aaregletschers floss über den Brünig (Transfluenz) und steuerte damit Eis dem System des Reussgletschers bei (SCHLÜCHTER 2009).

Wie Schliffgrenzen, das heisst die morphologische Grenze zwischen den glazial überschliffenen tieferen Bereichen und der von Frostverwitterung geprägten Gipfelregion, belegen, lag im Gebiet Wassen die Eisoberfläche auf ca. 2200 m ü.M., das heisst rund 1300 m über der heutigen Talebene, und im Gebiet des Sustenpasses auf ca. 2500 m ü.M. Von den im Obergoms und in der Surselva gelegenen Eisdomen (FLORINETH & SCHLÜCHTER 1998, SCHLÜCHTER 2009) floss Eis über den Furkapass bzw. den Oberalppass dem Reussgletscher zu. Lediglich ein kleiner Teil der Eismassen westlich des Wendenjochs und des Sustenpasses floss nach Westen dem Aaregletscher zu. Nur die höchsten Gipfel ragten als Nunataks aus dem Eis. Diesbezüglich sind vor allem die Gipfelpartien der Kette Titlis–Fünffingerstöck–Gross und Chli Spannort–Krönten nördlich bzw. der Kette Hinter Tierberg–Sustenhorn–Stucklistock–Fleckistock–Salbitschijen südlich des Meientals zu erwähnen. Vor allem im Zentralen Aare-Granit ist die Schliffgrenze sehr ausgeprägt. Glaziale Akkumulation konnte erst mit dem sukzessiven Zerfall der geschlossenen inneralpinen Eismasse in individuelle Gletscher einsetzen.

Im Gebiet von Atlasblatt Meiental werden die Quartärablagerungen von den Moränen der spät- und postglazialen Gletschervorstösse dominiert, deren Altersabfolge im Gotthardgebiet von RENNER (1982) untersucht worden ist. 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 ist. Im Zusammenhang mit der vorliegenden Kartierung und für das Buch «Geologie des Kantons Uri» hat F. Renner seine Untersuchungen auf das ganze Gebiet des Kantons Uri ausgedehnt (vgl. SPILLMANN et al. 2011, Beil. 4: Gletscherkarte des Kt. Uri) und die Gletscherstadien im Meiental und im Reusstal gegliedert (Fig. 47). Für die Darstellung auf dem Atlasblatt im Massstab 1:25 000 musste diese Unterteilung etwas vereinfacht werden, wobei zwischen Moränen der Letzten Vergletscherung (q_{4m}), Lokalmoränen (q_{lm}) und neoglazialen Moränen (q_{rm}) unterschieden wurde.

Zusätzlich zu den Gletscherablagerungen wurden im Kartenblatt Ablagerungen fluviatilen und gravitativen Ursprungs wie Alluvionen, Schwemmfächer, Hang- und Bachschutt, Rutschmassen usw. dargestellt. Die Darstellung des Quartärs basiert hauptsächlich auf Feldaufnahmen, die durch Interpretation von Orthophotos von 2007 (Gebiet LK 1191 Engelberg) und 2013 (Gebiet LK 1211 Meiental) und dem digitalen Terrainmodell (swissALTI^{3D}) sowie durch die Auswertung historischer Karten ergänzt wurden.

Erratiker sind im Kartengebiet weit verbreitet. Sie besitzen aber generell keinen oder nur sehr beschränkten Leitwert. Zusätzlich ist eine Durchmischung mit lokalen Sturzblöcken die Regel. Aus diesen Gründen wurde grundsätzlich auf die Darstellung von Erratikern verzichtet.

Spätes Pleistozän

q_{4m} Letzteiszeitliche Moräne

Moränenablagerungen spätglazialen Alters bedecken im gesamten Gebiet grossflächig Terrassen, Seitenhänge und Talböden bis in Höhen von 2000 bis 2300 m ü.M. Im Gelände sind sie gekennzeichnet durch grossflächige Vegetationsbedeckung (Wiesen, Alpweiden, Wälder) und durch braungelbe Erosionsanrisse. Entsprechend schwierig gestaltet sich die Abgrenzung gegenüber flächigem Hangschutt, wie beispielsweise an den Talflanken des Meientals und des Reusstals. Eine Ausnahme bilden häufig die Lokalmoränen (q_{lm}) mit grober Blockstreu und mächtigen Anhäufungen von grossen, scharfkantigen Blöcken (s.S. 108ff.). In günstigen, erosionsgeschützten Lagen finden sich auf den flächigen Moränenablagerungen immer wieder mehr oder weniger isolierte Moränenwälle bzw. Wallsysteme. Manche davon sind von verschiedenen Autoren beschrieben und eingestuft

worden (PENK & BRÜCKNER 1901–1909, BÜHLER 1928, KINZL 1932, KING 1974, 1987, ZOLLER et al. 1966, ZOLLER 1977, HANTKE 1980, HANTKE & WAGNER 2005, RENNER & ZGRAGGEN 2011, SPILLMANN et al. 2011, Beil. 4: Gletscherkarte des Kt. Uri). Die Figur 47 zeigt die zeitliche Einstufung der spätglazialen Gletschervorstössen in Anlehnung an die Gliederung des Spätglazials in den östlichen Schweizer Alpen sowie im Gotthardgebiet¹. ¹⁰Be-Altersbestimmungen (Surface Exposure Dating) an ausgewählten Moränenblöcken der im Meiental postulierten Hauptstadien bestätigen deren Zuordnungen zur Jüngeren Dryas (Äquivalente des Egesen-Stadiums) und zum prä-Bölling/Alleröd (Daun/Clavadel-Stadium, BOXLEITNER et al. 2015).

Moränenwälle des Spätglazials

Zwischen der alten Befestigungsanlage Meienschanze (Koord. 2687.950/1173.880) und dem Ferienhaus Schanz (Koord. 2688.360/1173.770) weisen zwei deutliche Wallreste auf einen Gletschervorstoss des Meientalgletschers hin (Stadium Meienschanz 15,5 ka, vgl. Fig. 47). Moränenablagerungen sind auch an verschiedenen Aufschlüssen in der steilen Schlucht entlang des Weges Richtung Mariengrotte (Koord. 2688.110/1173.900) gut erkennbar.

Der kurze, aber markante Moränenwall südwestlich oberhalb von Wassen (Koord. 2688.550/1173.330) mit erratischen Blöcken von Zentralem Aare-Granit wurde durch einen Gletscher aus dem oberen Reusstal abgelagert (vgl. HANTKE 1980, S. 343, RENNER 1982, S. 87). Die Moräne stammt entweder von einem vereinigten Urseren-Göscheneralpgletscher oder von einem selbständigen Vorstoss aus der Göscheneralp. Die Ablagerungen mit groben Blöcken nordöstlich unterhalb von Wassen gehören ebenfalls zu diesem Vorstoss. SCHINDLER (1972) beschreibt eine 40 m mächtige Moränenablagerung östlich von Wassen, die vom Reuss- und vom Meientalgletscher abgelagert wurde, als sie gemeinsam im Gebiet Pfaffensprung stirnten (Stadium Wassen 15,5 ka, vgl. Fig. 47).

Isolierte Wallformen treten nordwestlich des Leggistintunnels zwischen Rüteli und Schlittchuchen auf (Koord. 2688.380/1174.570). Ob es sich dabei jedoch um ehemalige spätglaziale Moränenwälle handelt, kann nicht geklärt werden. Der Zentrale Aare-Granit ist in diesem Bereich von zahlreichen Brüchen durchzogen, die parallel zu den besagten Wallformen verlaufen und ähnliche wallartige, talparallele Geländevertiefungen verursachen können. Ob diese Moränen dem nächst älteren Stadium Attinghausen (16 ka, Fig. 47) zugeordnet werden können, ist unsicher.

¹ Die Stadien im Meiental sind bisher noch nicht absolut datiert. Die Zuordnung der Alter in Figur 47 beruht auf der morphostratigraphischen Abfolge, der Schneegrenzdepression (Equilibrium Line Altitude ELA im Vergleich zu 1850) und der vermuteten Gleichzeitigkeit mit den spätglazialen Stadien in den östlichen Schweizer Alpen (hier als Beispiel die Abfolge im Engadin).

Jahre vor heute [ka]	Spätglaziale Stadien in den östlichen Schweizer Alpen	Stadien im Meiental	Stadien des Reussgletschers im Urserental und im Reusstal
11,6	Egesen III (Kromer)	Vorstöße: – Kleinsustli (dreiphasig, sehr grobblockige Moränen): Chlisustli- und Stössenfirn – Chalchtal (zweiphasig): Chalchtal- und Tschingelfirn – Seewen-Rieter (mehrphasige, formfrische Moränen, teilweise blockig): Seewengletscher – Ähnliche Ablagerungen im Kartengebiet: Schindlachtal und Wichel auf der Intschialp	Vorstoss Galenstöck (sehr grobblockig): Sidelengletscher Vorstöße Älpetli und Saasegg Tiefengletscher
12,7			Vorstöße Garschen-Tiefenbach Sidelen- und Tiefengletscher
14,7	Daun (Samedan)	Stadium Meien Dörfli Meientalgletscher und Kartiglgletscher	Stadium Realp Sidelen-, Tiefen- und Witenwasserengletscher
15,5	Clavadel (Cinuos-chel)	Stadium Meienschanz-Wassen Meientalgletscher	Stadium Wassen Reuss- und Göschenalpgletscher
16,0	Gschnitz (Zernezh)		Stadium Attinghausen Reussgletscher

Fig. 47: Korrelation der spätglazialen Gletscherstadien des Reuss- und des Meientalgletschers mit denjenigen der östlichen Schweizer Alpen (nach MAISCH 1981, RENNER 1982, IVY-OCHS et al. 2008, RENNER 2011 und LABHART & RENNER 2012).

Moränenwälle des Daun-Stadiums

Im Gebiet von Meien Dörfli zeichnet sich ein Zungenende des ehemaligen Meientalgletschers ab (Stadium Meien Dörfli, 14,7 ka, Fig. 47). Im Gelände gut sichtbar ist die terrassenförmige, auf der Innenseite sehr blockreiche Moräne, die zwischen Rütli und Eisten einen ehemaligen Eisrand auf der linken Talseite markiert (Koord. 2685.320/1175.910). Auf der gegenüberliegenden Talflanke findet man auf gleicher Höhenlage im dichten Litzigwald (Koord. 2684.960/1175.250) ebenfalls eine deutliche, etwa 300 m lange Seitenmoräne. Das Ende dieses Gletschers lag vermutlich knapp westlich von Husen. Dies wird bestätigt durch tief liegende Moränenreste mit Wallformen im Gebiet Beeriboden (Koord. 2686.130/1174.870). Die Moräne ist teilweise stark überlagert durch Bach- und Lawinenschutt aus dem Talkessel zwischen Schwarzstock und Mittagsstock. Der von Südwesten aus dem Kartigelgebiet vorstossende Gletscher lagerte bei Butzen, im Litzigwald und im Gärtliwald mächtige Seitenmoränen ab. Die Moränenwälle des Kartigelgletschers scheinen diejenigen des Meientalgletscher zu überlagern. Ob der Kartigelgletscher ebenfalls zum Stadium Meien Dörfli gehört, kann aufgrund fehlender Altersbestimmungen nicht eindeutig geklärt werden. In der vorliegenden Karte wurden dessen Moränenablagerungen wegen ihrer kleinräumigen Ausbildung und der morphologisch klar markierten wallförmigen Begrenzung als Lokalmoräne (q_{lm}) dargestellt.

Zum Stadium Meien Dörfli dürften auch die sehr deutlichen Seitenmoränen – zumindest die tiefer gelegenen Wälle dieser mehrteiligen Serie – des Seitengletschers aus der Chlialp gehören, der sich mit dem Haupttalgletscher vereinigte. Die Moränenstaffeln sind ab einer Höhe von ca. 1900 m ü.M. westlich bis südwestlich unterhalb der Seewenhütte SAC gut zu erkennen (Koord. 2682.150/1177.650). Das Niveau der jüngeren Wälle lässt sich über die Gitzichrummenflue durch den Färnigenwald über eine Distanz von mehr als 1 km verfolgen. In den Seitenmoränen dieses ehemaligen Meiental-/Chlialpgletschers finden sich immer wieder erratische Blöcke von grauschwarzem schiefbrigem Tonstein, der von den am Bärenhorn, am Chli Spannort, am Glatt Stock und am Zwächten anstehenden mittelljurassischen Sedimentgesteinen stammen dürfte. Der Gletscher, der diese Seitenmoränen ablagerte, war auf der Höhe von Färnigen mindestens 300 m mächtig. Dies lässt den Schluss zu, dass es sich um Seitenmoränen des Stadiums Meien Dörfli handeln könnte. ^{10}Be -Altersbestimmungen weisen darauf hin, dass diese Wälle der Jüngeren Dryas zuzuordnen sind, also eher dem Egesen-Stadium der östlichen Schweizer Alpen angehören dürften. Die Datierungen an den höchstgelegenen Wällen weisen deutlich höhere Alter auf und deuten zudem auf weiter talabwärts gelegene Endlagen – beispielsweise bei Wassen – hin (BOXLEITNER et al. 2015).

Die äussersten Moränenwälle des ehemaligen Seewengletschers oberhalb des Färnigenwaldes bei Wiesesch und östlich der Seewenhütte SAC sind aufgrund

ihrer Lage auch diesem Stadium zuzuordnen, ebenso die isolierten Wallreste auf der rechten Talseite der Chlialp bei Fäschenboden (Koord. 2681.310/1178.100) und auf dem Weg zur Sustlihütte SAC bei der Oberplattflüe (Koord. 2680.050/1177.960). In der Gorneren finden sich praktisch keine spätglazialen Moränen. Falls solche vorhanden waren, wurden sie durch Erosion zerstört oder durch Schuttfächer überdeckt. Die Seitenmoränen auf der Intschialp bei Seewlisegg (Koord. 2689.500/1179.380) und Redelbalmen (Koord. 2689.420/1180.120) zeigen ein Gletscherstadium an, das dem Vorstoss von Meien Dörfli entsprechen könnte. Im Erstfeldertal weisen die Moränen bei Hüendergand (Koord. 2686.810/1184.140) nordöstlich der Kröntenhütte einen besonderen Charakter auf. Bergsturzmaterial vom Vorder Püggenstöckli fiel während eines spätglazialen Gletschervorstosses seitlich auf den Gletscher. Die teilweise hausgrossen Blöcke wurden vom ehemaligen Gletscher bis 1,5 km Richtung Nordwesten verschleppt.

q_{lm} Lokalmoräne, z.T. mit grober Blockstreu

Die Bezeichnung Lokalmoräne soll zum Ausdruck bringen, dass die Moränen nicht durch grosse Talgletscher wie zum Beispiel den Meientalgletscher oder den Reussgletscher 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 sind charakterisiert durch einen im Vergleich zu den Moränen der Letzten Vergletscherung in der Landschaft frischeren Habitus und tendenziell markantere Wallformen. Im Gegensatz zu den neoglazialen Moränen sind sie eindeutig stärker verwittert und meist dicht bewachsen.

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 Gletscherhochstandes 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. Während Erwärmungsphasen wurde die stabilisierende Wirkung von Eis in den Klüften vermindert, und so lösten sich grosse Mengen von Felsblöcken aus den steilen Felswänden. Sie fielen auf die darunter liegenden Gletscher, welche sie weiter talwärts beförderten. Stellenweise fielen wohl umfangreiche Bergstürze auf die noch vorhandenen Gletscher.

Ähnliche Phänomene sind auch ausserhalb des Kartengebiets zu erkennen, wie beispielsweise die grossen Blockanhäufungen südlich des Bergeeseschijen und Schijenstocks, die weitflächig verteilten «roten Blöcke» im Chelenalptal (ZOLLER

et al. 1966, S. 116) oder die Moränen des Sidelengletschers bei Galenloch nördlich des Furkapasses (RENNER 1982, RENNER & ZGRAGGEN 2011) im Gebiet von Atlasblatt Urseren (LABHART 2012). In der Literatur finden sich weitere Hinweise zu ähnlichen grobblockigen Moränenablagerungen in den östlichen Schweizer Alpen (HEUBERGER 1966, MAISCH 1981). Zeitlich sind die beschriebenen Vorstösse sehr wahrscheinlich der letzten Phase des Egesen-Stadiums zuzuordnen. (Egesen I: Hauptvorstoss, ca. 12,7 ka BP; Egesen III: ca. 11,6 ka BP).

Vorkommen von sehr grobblockiger Lokalmoräne

Beim *Kleinsustli* (Fig. 48, Koord. 2678.470/1177.890) durchquert die Sustenpassstrasse eine auffällige, stellenweise sehr grobblockige Lokalmoräne, die in der Literatur grosse Beachtung gefunden hat (s.u.). Gemäss heutigem Kenntnisstand wurden während eines dreiphasigen Vorstosses des vereinigten Chli Sustli-/Stösenfirns zwischen Kleinsustli und Guferplatten mehr als 1 Mio. m³ Moränenmaterial abgelagert, das vorwiegend aus sehr groben Blöcken besteht. Im Anschluss an die Gletschervorstösse hat sich ein – heute fossiler – Blockgletscher gebildet, dessen Zungen und Loben die markanten Wallformen unterhalb der Sustenpassstrasse aufbauen. Oberhalb der Strasse sind etwas weniger deutlich die Ablagerungen eines dritten Vorstosses zu erahnen. Auffallend sind auch die Blöcke auf der östlichen Seitenmoräne entlang des Wanderwegs zur Sustlihütte SAC. Die Moränenablagerungen beim Kleinsustli wurden von PENCK & BRÜCKNER (1901–1909, S. 633) dem Daun-Stadium zugeordnet. Später wurden sie oft als postglaziale Vorstösse interpretiert. Dieser Auffassung muss entgegengehalten werden, dass die Gletscher im Postglazial nie oder nur in Ausnahmefällen wesentlich grösser waren als beim 1850er-Hochstand. Aufgrund der Abfolge im Gelände, von Vergleichen mit benachbarten Seitentälern und der Grobblockigkeit sind die Vorstösse beim Kleinsustli dem mittleren (Egesen II) oder dem jüngsten Spätglazial (Egesen III) zuzuordnen. Auch der Vergleich mit den östlichen Schweizer Alpen zeigt, dass die Moränen des Egesen-Stadiums Ende des Spätglazials im Allgemeinen sehr blockreich waren (vgl. BÜHLER 1928, S. 23ff., KINZL 1932, S. 347, ZOLLER et al. 1966, S. 116, KING 1974, S. 98, HANTKE 1980, S. 351).

Im Gebiet *Bei den Seelenen* (Koord. 2679.300/1178.700) stammen die Moränenablagerungen von einem Gletscher aus dem Kar südlich des Murelspangstocks. Sie weisen aber ein wesentlich kleineres Ausmass auf als diejenigen vom Kleinsustli.

Im *Schindlachtal* (Koord. 2687.660/1179.840) bestehen die deutlichen Seiten- und Endmoränen unterhalb der Hinter-Flüe vorwiegend aus groben Blöcken.

Im Gebiet *Intschialp–Wichel* (Fig. 49, Koord. 2689.000/1180.200) weisen die Moränenstaffeln, die in der hinteren Intschialp aus den Karen des Wichelhorns und des Furtstocks herausragen, einen ähnlichen Charakter auf wie diejenigen beim Kleinsustli. Deutlich sind mehrphasige, teils sehr blockige Wallsysteme erkennbar.



Fig. 48: Grobblockige Lokalmoräne beim Kleinsustli. Foto F. Renner.

Im Kar nördlich des *Mäntlisers* im Erstfeldertal (Koord. 2688.160/1183.600) weisen mindestens zwei sehr blockreiche Wallsysteme ausserhalb der rezenten und fossilen Blockgletscher auf spätglaziale Vorstösse hin.

Vorkommen von weniger blockreichen Lokalmoränen

Im *Chalchtal* (Koord. 2678.100/1176.200) zeugen deutliche Moränenwälle etwa 1 km ausserhalb der Moränen des 1850er-Hochstandes von den zwei letzten Vorstössen des Spätglazials.

Im Gebiet *Bergalp-Seewenalp-Rieter* (Fig. 50, Koord. 2683.300/1177.800) oberhalb des Färnigenwaldes befindet sich eine der eindrucklichsten spätglazialen Moränenlandschaften des Kantons Uri. Es sind deutlich zwei spätglaziale Stände zu erkennen. Bei der Alp Rieter hat der ehemalige Seewengletscher eine mächtige markante Seitenmoräne abgelagert. Der Hüttenweg zur Seewenhütte SAC folgt direkt dieser Seitenmoräne bis auf eine Höhe von 2000 m ü.M. Westlich dieses teilweise grobblockigen Walls erkennt man weitere Staffeln von Seitenmoränen. Die Moränenablagerungen zwischen der Alp Rieter und der Seewenalp erfolgten ziemlich sicher gleichzeitig mit denjenigen vom Kleinsustli. Linksufrig des Seebachs finden sich zwei weitere Moränenreste, deren Zuordnung nicht restlos ge-



Fig. 49: Teilweise sehr blockreiche Moränenstaffeln im Gebiet Intschialp–Wichel.
Foto F. Renner.

klärt ist. Anschliessend an diese Gletschervorstösse hat sich südwestlich der Seewenalp ein breiter – heute fossiler – Blockgletscher gebildet. Das Seeli der Seewenalp wurde durch eine noch jüngere spätglaziale Endmoräne aufgestaut.

Im *Leutschachtal* (Koord. 2688.700/1181.850) zeichnet sich um den Nidersee südlich der Leutschachhütte SAC ein deutlicher spätglazialer Vorstoss ab. Der Felsrücken südöstlich des Sees trägt eine markante ca. 400 m lange Seitenmoräne. Endmoränenreste beim Seeausfluss sind wohl mitverantwortlich für den Seeaufstau. Etwa 800 m oberhalb des Sees weisen weitere Seitenmoränen auf einen letzten spätglazialen Gletschervorstoss hin.

Im Erstfeldertal hat der ehemalige Glatt Firn in der *Chüeplangg* (Koord. 2686.650/1184.730) deutlich ausserhalb der 1850er-Hochstandes auf der linken und rechten Talseite Seitenmoränen abgelagert, die aber nur auf kurzen Strecken erhalten geblieben sind. Auffallend ist, dass die Moränenwälle auf der rechten Talseite sehr viele Kalkgeschiebe aufweisen, obwohl dort das Muttergestein aus Kristallin besteht. Die Gesteine stammen aus der Schlossbergkette und wurden durch den Gletscher auf die rechte Talseite befördert. Nicht zu übersehen sind die Anhäufungen von grossen Blöcken im ganzen Talabschnitt zwischen dem heutigen



Fig. 50: Lokalmoräne im Gebiet Bergalp–Seewenalp–Rieter mit mächtiger Seitenmoräne (rechts) und fossilem Blockgletscher (links, Bildmitte). Foto F. Renner.

Gletschervorfeld und dem Sulzwald. Die Blockablagerungen stehen vermutlich ebenfalls im Zusammenhang mit einem Vorstoss des Glatt Firns im jüngsten Spätglazial.

Die spätglaziale Seitenmoräne, die den *Fulensee* aufstaute (Koord. 2686.000/1184.450), ist aufgrund der Lage im Gelände älter als die Ablagerungen in der Chüeplangg, jedoch jünger als die auf Seite 108 beschriebenen wallförmigen, teils blockigen Ablagerungen in der Hüendergand nördlich der Kröntenhütte. Im unteren Erstfeldertal fehlen weitere spätglaziale Moränenablagerungen. Es ist deshalb schwer abzuschätzen, wie weit die Gletscher reichten, welche die hier beschriebenen Seitenmoränen abgelagert hatten.

Beim Steigletscher finden sich deutlich ausserhalb des 1850er-Hochstandes auf der Hochebene von *In Hublen–Seebodensee* (Koord. 2675.450/1175.430) zwei ältere Moränenwallsysteme. Die Moränenwälle senken sich von Pkt. 2003 nördlich In Hublen Richtung In Miseren stark ab. Hier war der Gletscher – gemessen ab Niveau des Steinwassers – nur noch gut 50 m mächtig. Die Zungenenden dieser Gletschervorstösse dürften deshalb nur bis etwa Wyssemad–Unterwasser gereicht haben. Zeitlich ordnet KING (1974) die Moränenablagerungen bei In Hublen ins jüngste Spätglazial ein. Gemäss neuesten ^{10}Be -Altersbestimmungen konn-

te diesen Moränenwällen ein Alter von 10,7–9,7 ka zugewiesen werden (SCHIMMELPFENNIG et al. 2014). Im benachbarten Meiental dürften die mehrphasigen Vorstösse beim Kleinsustli und im Chalchtal ähnlichen Alters sein. Auf der rechten Talseite finden sich nur kleine spätglaziale Wallreste des Steigletschers in der Nähe von Pkt. 2184 bei den Kehren der alten Sustenpassstrasse.

Im *Obertal* und *Untertal* dokumentieren die teilweise deutlichen Moränenwälle die Gletschervorstösse des jüngsten Spätglazials aus dem Gebiet der Fünffingerstöcke. Sehr ausgeprägt ist der langegezogene Moränenwall ober- und unterhalb von Rigg (Koord. 2675.850/1176.720). Altersmässig dürfte der Wall den Ablagerungen des Steigletschers bei In Hublen und jenen beim Kleinsustli entsprechen.

Die bei *Gschletter* am Ausgang des Wendentals (Koord. 2672.500/1177.470) auftretenden Moränenstapeln gehören nach HANTKE (1980, S. 453) zum Handegg-Stadium. Dieses kann zeitlich ebenfalls mit dem Vorstoss beim Kleinsustli korreliert werden.

Moränenbastionen

Moränenbastionen sind wallartig ins Haupttal vorgebaute Schuttkörper, deren talseitig hohe und steilabfallende Böschungen häufig starker Erosion ausgesetzt sind. Sie bestehen aus ausgeschmolzenen Blockmassen aus Ober- und Grundmoränenmaterial, die am Zungenende lokaler Kargletscher abgelagert werden. Beispiele von spätglazialen Moränenbastionen befinden sich unterhalb Wichel und Griessen auf der Intschialp sowie südöstlich der Püggeneegg im Erstfeldertal.

Spätglaziale Schwemmfächer, glazifluviatile Sedimente

Im frontalen Bereich einiger Lokalmoränen findet sich ausgewaschene oder aufgearbeitete Moräne, welche teilweise von glazifluviatilen Ablagerungen nicht unterscheidbar ist. Beispiele dazu finden sich im Talgrund der Intschialp und des Kartigels.

Fossile Blockgletscher

Fossile bzw. reliktsche Blockgletscher weisen in den Zwischenräumen der Blöcke kein Eis mehr auf und zeigen daher keine Anzeichen einer aktiven Bewegung mehr. Sie sind charakterisiert durch zusammengesackte, häufig mit Vegetation überwachsene Loben. Fossile Blockgletscher finden sich im Kartengebiet oft innerhalb von grobblockigen Lokalmoränen, wie beispielsweise südwestlich der Seewenalp (Fig. 50), unterhalb vom Kleinsustli (Fig. 48), bei Butzli und östlich des Siglisfadgrätli auf der Intschialp sowie im Erstfeldertal zwischen den Püggenegstöckli und dem Hundtschingel.

Bei Abrigen und Alt Stafel südwestlich des Schildplanggenstocks sowie unterhalb des rezenten Blockgletschers nordwestlich des Murmetenstöcklis finden sich fossile Blockgletscher, die vorwiegend aus umgelagertem Hang- und Blockschutt bestehen.

Holozän

q_{rm} Neoglaziale Moräne

Das Holozän begann vor rund 11,6 ka und war 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, welche im alpinen Raum auf 5,7–5,0 ka BP datiert wurde (BARONI & OROMBELLI 1996, MAGNY & HAAS 2004). Sie führte zu einem verstärkten Vorstoss der Gletscher. 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 wesentlich überschritten worden sind.

Die neoglazialen Moränen sind an das Vorfeld der heutigen und der seit dem 19. Jahrhundert verschwundenen Gletscher gebunden. Man erkennt sie im Gelände meist an den markanten Moränenformen, an der Pioniervegetation und der wenig fortgeschrittenen Bodenbildung sowie am spärlichen Flechtenbewuchs auf dem Felsuntergrund und den Moränenblöcken. Die Gletscherausdehnung des mittleren 19. Jahrhunderts kann zusätzlich anhand der Messtischblätter aus den Jahren 1860/61 verifiziert werden. Seither haben die grösseren Gletscher des Kartengebiets 15–30% ihrer Fläche verloren, kleinere noch wesentlich mehr, und viele sind gar völlig verschwunden; ein Trend, der sich in den letzten zwei Jahrzehnten noch verstärkt hat (MAISCH 1992, MAISCH et al. 2000). Der Gletscherstand auf dem vorliegenden Kartenblatt entspricht demjenigen von 2007 (Gebiet LK 1191 Engelberg) bzw. 2013 (Gebiet LK 1211 Meiental) und wurde anhand von Orthophotos interpretiert. Bei einigen der grösseren Gletscher sind einzelne Stände mit einer gestrichelten Linie und der entsprechenden Jahreszahl markiert.

Historische Ansichten der Gletscher im Kartengebiet sind rar; das Gebiet lag abseits der gängigen Verkehrswege des 18. und 19. Jahrhunderts. Bemerkenswert ist die Ansicht der Kette Titlis–Grassengrat von Norden von Hans Conrad Escher von der Linth vom 8. August 1796 (reproduziert in SOLAR 1974). Vom Steigletscher existiert eine Darstellung von F. Hegi von 1814 (nach einer Aufnahme von F.N. König aus KING 1974, s. Fig. 51).

Hingegen gibt es eine anschauliche Beschreibung des Steigletschers in HUGI (1830) aus dem Jahr 1828: «Vom Susten herab gelangt man bald zum Steinengletscher, der in seiner Art einzig ist und den merkwürdigsten beigezählt werden



Fig. 51: Darstellung des Steingletschers von F. Hegi 1814 (aus KING 1974).

muss. Vor einigen Jahren war er bei einer Viertelstunde von der neuen Strasse entfernt, und jetzt hat er sie dieses Jahr wohl 50 Fuss zurückgeschoben und gänzlich zerstört. Das Gewühl der aufgetriebenen Erd- und Felsmassen ist Schrecken und Furcht gebietend. Noch imponierender jedoch sind die zerrissenen Felsen, die schwarz dem herabsteigenden Firne entgegen sich stämmen. Links und rechts wallt er über sie hinaus, und stürzt dann vielarmig in schrecklichen Formen sich herab, seine empörte Masse im ebenen Eisfelde wieder auszugleichen. Die Guf-ferlinien erreichen, wie der Gletscher sich verflächt, wohl eine zehnfache Breite. Kein Gletscher trägt, wie dieser, das fächerförmige Ausdehnen und Vorrücken zur Schau. Auffallend indessen ist es, dass eine und dieselbe Gletschermasse dieses Jahr nur westlich sich vordrängt, östlich aber sich zurückzieht. Romantisch beginnt zugleich um den Gletscher und selbst auf seinem Mittelfelsen die erste Holzvegetation.»

Und Gottlieb Studer schrieb 1841 anlässlich der Erstbesteigung des Sustenhorns «Südwärts wird die Alp von dem ungeheuren Steingletscher begrenzt. Derselbe teilt sich in einiger Entfernung vor seinem bis dicht an die Hütten der Steinbergalp vordringenden Rande in mehrere Arme.» (in JENNI 1931, S. 90).

Die von ihrer Grösse und Ausbildung her bedeutendsten Gletschervorfelder sind diejenigen des Stei- und des Steilimigletschers (Fig. 52), des Wallenburfirns,

des Kartigelfirns, des Wendengletschers und des Chalchtalfirns. Der Wallenbur- und der Kartigelfirn sowie der im Kartengebiet nur randlich auftretende Chelenfirn sind im Bundesinventar der Auengebiete von nationaler Bedeutung aufgenommen worden. Die übrigen Gletschervorfelder des Kartengebiets sind gekennzeichnet durch steil abfallende Gletscherzungen mit mächtigen Seitenmoränen auf beiden Seiten der ehemaligen Gletscher. Auch ausgangs der um 1850 vergletscherten, kleineren Karnischen der höheren Gebirgsketten sind mächtige Seitenmoränen und übersteilte Moränenbastionen zu erkennen.

Ältere neoglaziale Endmoränen ausserhalb des 1850er-Hochstandes, wie diejenigen beim Steigletscher, fehlen weitgehend. Eine Ausnahme bildet der Wallenburfirn in der Voralp: Unmittelbar neben der heutigen Voralphütte des SAC hat dieser Gletscher um 1850 Moränenwälle aufgeschoben. Knapp ausserhalb der 1850er-Moräne ist ansatzweise noch ein älteres Wallsystem erkennbar. Gut erhalten sind auch die nahegelegenen stirnnahen Seitenmoränen des Flächensteinfirns, der vom Sustenhorn in die Voralp vorstieß. Auch hier ist noch ein älterer neoglazialer Wall erkennbar. Eine weitere Ausnahme bildet das Gletschervorfeld des Glatt Firns im Erstfeldertal. Dort hat der Gletscher auf der östlichen Seite eine deutliche Seitenmoräne abgelagert, die Endmoränenwälle sind aber sehr klein und im Gelände kaum erkennbar. Bemerkenswert sind aber zahlreiche subrezente Wallreste, die auf postglaziale Gletschervorstösse hinweisen, die bis rund 500 m über den 1850er-Stand hinausreichten.

Die grösste Beachtung hat das Vorfeld des Steigletschers/Steilimigletschers gefunden (Fig. 52), wegen seiner Vielfalt («lehrbuchhafte Gletscherlandschaft», JOSSI et al. 1996) und der leichten Zugänglichkeit an der Sustenpassstrasse, aber auch wegen der wissenschaftlichen Untersuchungen (KING 1974, 1987, BLASS 2001, BLASS et al. 2003, SCHIMMELPFENNIG et al. 2014). Das Gebiet ist für Exkursionen sehr gut geeignet, und zwar für Fachleute wie auch für interessierte Laien, an die sich ein gut angelegter Gletscherpfad mit Begleitbroschüre richtet (JOSSI et al. 1996), und wird in der Folge etwas ausführlicher erläutert.

Das Vorfeld des Steigletschers ist in Figur 53 dargestellt. Die Frontalzone des Steigletschers als Ganzes ist besonders von der Sustenpassstrasse bei Untertal aus der Überhöhung gut überblickbar (Fig. 52). Sehr markant ist im Osten des Zungenbeckens die gewaltige Seitenmoräne, bedingt durch starke Schuttakkumulation aus den Westhängen von Sustenspitz, Chalchtallücke und Chli Sustenhorn. Im Gegensatz dazu gibt es im Westen kaum Wallbildung, hingegen ist die Eisrandlage am Vegetationswechsel klar erkennbar. Auch die Endmoräne ist nur wenige Meter hoch, lässt sich aber auf über einen Kilometer am Fuss des Hangs bei Stüölweg verfolgen.

Das Zentrum des Zungenbeckens bildet eine grosse begraste Kuppe aus Grundmoräne. Hier wie auch auf der Steinalp findet sich eine Häufung von Erratikern, unter denen die Blöcke von Schollenamphibolit hervorstechen. Der heutige Steisee markiert ungefähr die Ausdehnung des Steigletschers von 1920. Der ent-



Fig. 52: Der Steigletscher von Norden (Sustenpassstrasse bei Untertal). Die markante Seitenmoräne links markiert der 1850er-Hochstand. Beim Steisee ist die Endmoräne von 1920 zu erkennen. Foto T. Labhart, 1981.

sprechende Wall ist niedrig, aber gut ausgebildet. Die Entstehung und die Entwicklung des Steisees sind durch BLASS (2001) und BLASS et al. (2003) untersucht worden. In den 1950er-Jahren planten die Kraftwerke Oberhasli KWO einen Aufstau des Steisees. Anlässlich eines Hochwassers barst 1956 die offenbar im Toteis fundierte Mauer, was einen Seeausbruch und Überschwemmungen zur Folge hatte (HAEFELI & MÜLLER 1957, HAEFELI 1962).

Die Rückzugsgeschichte und Schwankungen des Steigletschers sind seit 1894/95 durch Mitarbeiter des WAE im Detail beobachtet und festgehalten worden. Der Steigletscher und der Steilimigletscher waren schon Mitte des 19. Jahrhunderts getrennte Eismassen, die sich allerdings beim Chüöbärgli bis auf 100–200 m genähert hatten. Der Steilimigletscher bildete im Kessel von Umpol – gemeinsam mit einem nördlichen Arm des Steigletschers zwischen Bockberg und Tierbergli – ein ursprünglich intaktes Gletschervorfeld mit Moränenresten des 1850er- und 1920er-Standes, insbesondere einer grossblockigen 1850er-Endmoräne, markanten Rundhöckern und einigen kleinen Schwemmebenen. Die Morphologie dieses Vorfeldes ist durch menschliche Einflüsse – neben Strassen- und Parkplatzbau insbesondere durch die Erdbewegungen beim Bau einer militärischen Munitionsvernichtungsanlage – stark beeinträchtigt und verändert worden.

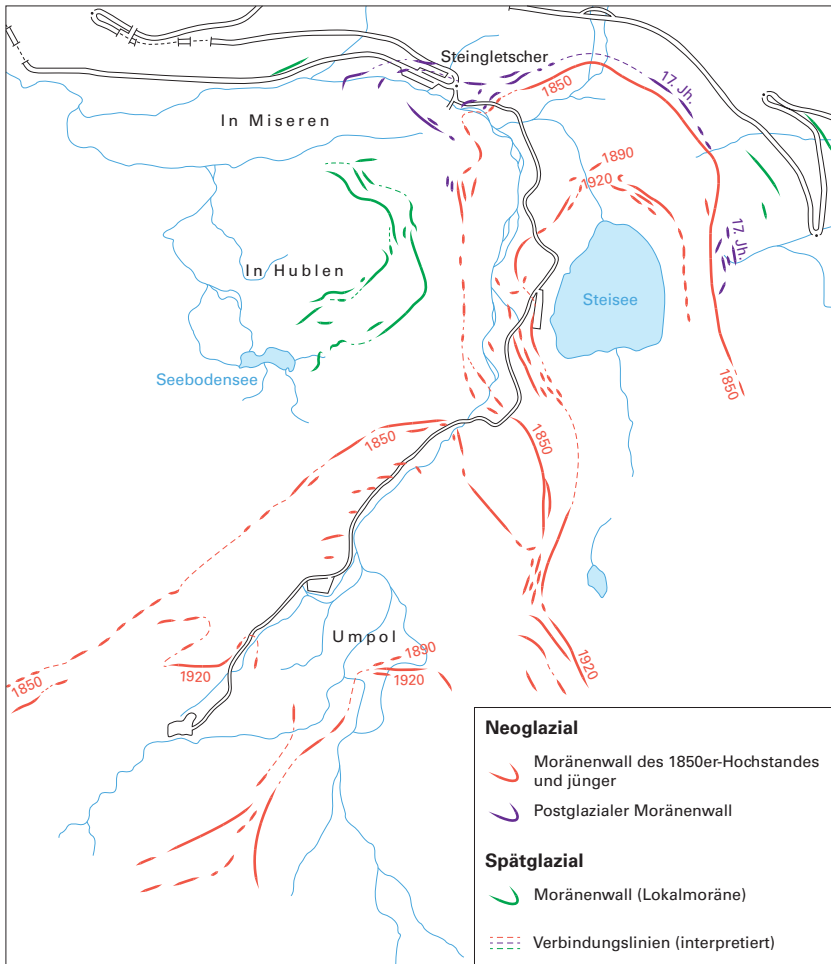


Fig. 53: Das Vorfeld des Steingletschers (nach KING 1974).

Wenige Meter ausserhalb des 1850er-Hochstandes finden sich im Gebiet der Steinalp verschiedene ältere neoglaziale Wallsysteme. Wie vielerorts im ganzen Alpenraum sind dies Zeugen postglazialer Gletscherschwankungen, die sich in ähnlichen Grenzen wie die Hochstände des 19. Jahrhunderts bewegten. KING (1974) gelang es, mit Hilfe von ^{14}C -Altersbestimmungen für den Steigletscher und den ausserhalb des Kartengebiets liegenden Triftgletscher Vorstösse für folgende Zeiträume zu belegen: 6800–6100 v. Chr., 5500–4000 v. Chr., 1090–870 v. Chr. und 300–600 n. Chr., ferner Kaltphasen mit Gletscherhochständen im 12., 17., 18. und 19. Jahrhundert. Umgekehrt fand HORMES (2000, Tab. 17) Hinweise auf postglaziale Wärmephasen mit Gletscherlagen weit über den Ständen des 19. Jahrhunderts. Sie bestimmte an ausgeschwemmtem Holz aus dem Steigletscher mit Hilfe der ^{14}C -Altersbestimmungen Alter von 4,866 bzw. 4,717 ka BP und an organischem Silt aus dem Steilimigletscher 5,594 bzw. 2,043 ka BP. Werte, die sich gut in die bei anderen alpinen Gletschern (vor allem dem Unteraargletscher) ermittelten postglazialen Wärmephasen zwischen 9,910 und 1,170 ka BP einpassen (HORMES et al. 2001). In jüngster Zeit wurde mit der ^{10}Be -Altersbestimmung die verschiedenen Gletschervorstösse des Steigletschers untersucht (SCHIMMELPFENNIG et al. 2014). Moränenwälle des frühen Holozäns (Spätglazials) im Gebiet Im Hublen – In Miseren datieren auf 10,7–9,7 ka; die Moränenablagerungen im Bereich des Hotels Steingletscher auf 4,020–2,010 ka cal. BP (spätes Holozän); die Ereignisse zwischen 0,580–0,140 ka BP entsprechen den Vorstössen im Zuge der kleinen Eiszeit.

Das Vorrücken des Steigletschers zum 1850er-Hochstand wird eindrücklich in den Schilderungen des Baus der alten Sustenpassstrasse dokumentiert. In den Jahren 1811–1813 wurde im Bereich Steinalp (heutiges Hotel Steingletscher) ein Teilstück der ersten Sustenpassstrasse gebaut. Ihre Trasse verlief am Fuss des Hanges bei Stüölweng auf einer Stirnmoräne, möglicherweise auf derjenigen des 17. Jahrhunderts. 1820 wurde die Strasse erstmals vom vorrückenden Gletscher überfahren, zwischen 1850 und 1860 erneut.

Moränenbastionen

Mächtige Moränenbastionen haben sich bei Urat im Wendental und bei Blaugand nördlich des Chli Griessenhorns gebildet.

Blockgletscher

Aktive Blockgletscher sind, im Gegensatz zu den oben beschriebenen fossilen Blockgletschern, die auffälligsten geomorphologischen Formen in Permafrostgebieten. Sie haben meist eine stark schuttbedeckte Oberfläche und am unteren Ende eine steil abfallende Stirn. Die Bewegung der Schuttmassen wird durch Eis in den Zwischenräumen der Blöcke ermöglicht. Der Schwerkraft folgend, beginnen die gefrorenen Schutthalden langsam talwärts zu kriechen. Die Fliessge-

schwindigkeit 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 klar 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 westlichen Kartengebietsrand westlich des Murmetenstöckli (Fig. 54, Koord. 2672.500/1175.000). Ausgeprägte Blockgletscher sind südlich des Fleckistocks, im Kargebiet des Mäntliser, bei Seewenstöss, nördlich des Sustenpasses und westlich des Meiggelenstocks vorhanden.

Glazifluviatile Sedimente

Erwähnenswerte Vorkommen fluviatil umgelagerter und ausgewaschener Moräne befinden sich westlich des Obersees im oberen Erstfeldertal, in der oberen Gorneren, bei Wyssgand in der hinteren Chlialp und im Gletschervorfeld des Stei- und Steilimigletschers.

Moränenmaterial auf Gletscher oder Toteis

Im Kartengebiet treten nur vereinzelte schuttbedeckte Gletscher und Toteisflächen auf. In der Regel handelt es sich dabei um Steine und Blöcke, welche aus den sehr steilen Wänden auf das darunterliegende Eis stürzen, um anschliessend als Ober- und Innenmoräne talwärts zu wandern (Fig. 55). 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. Beispiele dazu sind beim Rütifirn, Kartigelfirn, Walenburfirn und Steigletscher zu beobachten.

Zerrüttete Sackungsmassen

Ist die Deformation innerhalb einer Sackungsmasse so stark, dass sich der für Sackungsmassen charakteristische zusammenhängende, mehr oder weniger ursprüngliche Schichtverband auflöst, bezeichnet man sie als zerrüttete Sackungsmasse. Dabei handelt es sich um stark zerbrochenen Fels ohne jegliche Kohäsion, welcher eine Anhäufung von Blockschutt darstellt und unter Umständen mit einer Fels- bzw. Blocksturzmasse oder einer grobblockigen Moräne verwechselt werden kann. Ein Beispiel einer zerrütteten Sackungsmasse befindet sich östlich der Salbithütte des SAC am Nordhang des Göscheneralpals.



Fig. 54: Blockgletscher Gigli westlich des Murmetenstöcklis. Foto B. Rathmayr.



Fig. 55: Moränenmaterial auf dem Rütifirn. Foto C. Gisler.

Sackungsmassen

Von Sackungsmassen ist die Rede, wenn sich Gesteinsmassen mehr oder weniger in ihrem ursprünglichen Verband von ihrer Unterlage lösen und talwärts abgleiten. Im mittleren Erstfeldertal besteht die gesamte Talflanke östlich des Gwasmet aus tiefgründig zerrüttetem, von Trennflächen verschiedenster Art durchsetztem Erstfeld-Gneis, worauf auch die Geländename *Gross Bruch* und *Chli Bruch* hinweisen. Im Anrissgebiet (Koord. 2690.000/1184.000) am östlichen Kartengebietsrand fungieren einige gestaffelte Brüche als Ablösungsflächen. Aus dieser steilen Flanke sind seit jeher grössere und kleine Blöcke bis ins Tal gestürzt. Nach bedeutenden Felsabbrüchen in den Sommern 1995–1997 wurde die Zufahrtsstrasse ins Erstfeldertal zeitweise gesperrt. Untersuchungen zeigten, dass die ganze Flanke im Mittel mit wenigen Zentimetern pro Jahr talwärts kriecht. Absturzgefährdete Felspartien sind mit Messgeräten versehen (LEHMANN 2008, AMACHER 1999, AMACHER & LOUIS 2003). Erwähnenswert sind zudem die Sackungsmassen bei Redelbalmen oberhalb der Intschialp, westlich der Ortflue im oberen Engeltergtal, am Nordwesthang der Plattenburg, beim Glogghiiser im Wendental, bei Ufen Miseren und am westlich anschliessenden Südhang des Gadmertals.

Rutschmassen

Rutschmassen treten im von Kristallingestein dominierten Kartengebiet nur untergeordnet auf. Kleinere Rutschmassen finden sich oberhalb von Färnigen im Meiental und westlich von Wattingen im Reusstal.

Gebiete mit Solifluktion

Solifluktion entsteht beim Auftauen der obersten Bodenschicht und anschliessendem Gleiten des wassergesättigten Bodens über den noch gefrorenen Unterboden. Dabei entstehen zungenartige Gebilde (Loben), die mehrere Dezimeter über die Umgebung herausragen. Das Phänomen der Solifluktion ist ein Hinweis auf ein fortschreitendes Auftauen des Untergrundes. Grössere Gebiete mit Solifluktion befinden sich nördlich des Horefellstocks, am Nordhang des Witenstocks und südwestlich des Nidersees im Leitschach.

Fels- bzw. Blocksturzlagerungen

Unterhalb von Steilwänden sind öfters Sturzblöcke zu finden. Grössere Blockansammlungen, die auf grössere Fels- oder Bergstürze hinweisen, treten im Kartengebiet verbreitet auf. Im oberen Erstfeldertal zwischen Uf den Gründen und ca. 1,9 km entlang des Flusslaufes liegen teilweise auf neoglazialer Moräne weitverstreute Blöcke aus spätjurassischem Kalk (Quinten-Formation). Bei Hüen-

dergand nordöstlich der Kröntenhütte wurden Felssturزابlagerungen vom Vorder Püuggenstöckli, die während eines spätglazialen Gletschervorstosses seitlich auf den Gletscher fielen, bis 1,5 km nach Nordwesten verschleppt. Im unteren Erstfeldertal im Gebiet Sulzwald–Restiberg finden sich grössere Ansammlungen von Blockschutt. Am 28. September 1961 ereignete sich ein Felssturz, bei welchem sich ein Volumen von 50 000–70 000 m³ aus dem Gipfelbereich des Gross Spannorts löste und – mit weiter Streuung des Blockmaterials – Teile von Nider Surenen im 1600 Höhenmeter tiefer gelegenen Engelbergertal verschüttete. Heute ist dieses Ereignis nur noch anhand einiger bis hausgrossen Kalkblöcke, nicht aber als Gesamtmasse erkennbar (GISLER 2003, S.58f.). In der Südostflanke des Schijentocks löste sich 2006 eine grössere Felsmasse. Die Granitblöcke blieben grösstenteils im Husertal liegen; nur einzelne erreichten die Sustenpassstrasse in der Talsohle.

Protalus Ramparts, Schneehaldenmoränen

Protalus Ramparts (Blockgirlanden) sind im vorliegenden Gebiet nur wenige vorhanden. Sie werden nach HAEBERLI (1985) als embryonale Blockgletscher interpretiert. Beispiele dazu befinden sich westlich des Meiggelenstocks oder nordöstlich des Ruchen.

Schneehaldenmoränen entstehen durch sukzessive Anhäufung von Blöcken am Fusse einer Schneehalde oder durch Kriechbewegungen der Schneehalde selbst, was zur Stauchung des am Fusse abgelagerten Materials führt. Ein Beispiel für eine Schneehaldenmoräne liegt unmittelbar westlich des Obersees im oberen Erstfeldertal.

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

Hangschuttkegel, Hangschuttschleier und flächiger Hangschutt sind, bedingt durch das ausgeprägte Felsrelief, weit verbreitet. Hangschuttkegel und -schleier entstehen am Ausgang von nur selten Wasser führenden Felseinschnitten und Runsen bzw. unterhalb steiler Felswände, -hänge und -riegel. Lokal ist der Hangschutt mit gröberen 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 bzw. rauere und unregelmässige Oberflächenstruktur.

Gemischte Schuttkegel

Schuttkegel, die sowohl aus Hangschutt (Trockenschutt) als auch aus Bach- bzw. Murgangablagerungen und Lawinenschutt bestehen, wurden als gemischte

Schuttkegel dargestellt. Dieser Typ Schuttkegel ist im Kartengebiet häufig und in allen Tälern verbreitet.

Schwemmfächer, Bachschuttkegel

Eine deutlich kegelförmig gewölbte Oberfläche ist charakteristisch für Schwemmfächer und Bachschuttkegel, welche generell am Ausgang von Tälern, Felseinschnitten und Runsen mit perennierenden Bachläufen geschüttet werden. Sie sind vor allem im Meiental und in der Gorneren weitverbreitet.

Torfmoore

Torfmoore (Flach- und Hochmoore) von regionaler und nationaler Bedeutung befinden sich beim Feldmoshubel in den Kehren der Sustenpassstrasse, im Gebiet In Miseren – In Hublen westlich des Gletschervorfeldes des Steigletschers, nördlich von Hinterfeldstall im Talgrund des Meientals, nordöstlich von Rieter auf der Bergalp und im Gebiet Fulensee – Obersee im oberen Erstfeldertal (BAFU 2007, 2008, 2010).

Sümpfe

Die Sumpfflächen im Gebiet von Atlasblatt Meiental sind meist von kleinerer Ausdehnung und beschränken sich auf glazial leicht übertiefte Pfannen, zum Teil hinter kleineren Moränenwällen. Erwähnenswert sind vor allem die Vorkommen südlich des Rot Bergli und beim Rossboden im Wendental.

Alluvionen

Alluvionen finden sich entlang der Bach- und Flussläufe im oberen Engelbergertal, im Meiental, im Wendental, im Reusstal und in der oberen Gorneren. Infolge der vielerorts weit in die Talungen hinaus reichenden seitlichen Schuttkegel konnten sich aber oft nur kleine Alluvionen bilden. Vor allem im unteren Meiental sind bei den verschiedenen Hochwasserereignissen der letzten Jahre die Alluvionen mehrfach stark umgestaltet worden.

Künstlich verändertes Gelände

Ausgedehnte Planien finden sich im Bereich der Autobahnausfahrt Wassen, bei der ehemaligen militärischen Munitionsvernichtungsanlage im Vorfeld des Steilimigletschers und im Bereich der Skipisten und -lifte im Titlisgebiet.

Schuttmasse der Explosion des Munitionslagers Steilimi (1992)

Bis 1992 betrieb die Armee im Vorfeld des Steilimigletschers eine Munitionsvernichtungsanlage mit jeweils einer jährlichen Grosssprengung im Spätsommer. 1992 explodierte anlässlich eines Besuchstages das unterirdische Munitionslager, wobei fünf Personen ums Leben kamen. Der Schuttkegel von rund 50 000 m³ Inhalt zeugt von der Gewalt dieser Explosion (Koord. 2675.200/1174.600). Untersuchungen der neueren Zeit ergaben eine Kontamination des Grundwassers im Vorfeld, nicht aber weiter östlich. Die aktuelle Situation wird dauernd überwacht.

Künstliche Auffüllungen, Aufschüttungen

Künstliche Auffüllungen und Aufschüttungen stehen meist in Zusammenhang mit dem Bau von Dämmen (Bachverbauungen, Lawinenkanalisation) entlang der Gotthardbahn und der Autobahn und sind im Kartengebiet von eher geringer Ausdehnung. Erwähnenswert sind die zwar nur geringmächtigen, aber in der Landschaft sehr gut erkennbaren Ablagerungen von Aushubmaterial im Bereich der Tunnels entlang der Sustenpasstrasse.

TEKTONOMETAMORPHE ENTWICKLUNG

Das Grundgebirge des vorliegenden Atlasblattes ist polyorogener Natur und im Wesentlichen geprägt von drei Gebirgsbildungen: einer ordovizischen (kaledonischen), der variszischen im Karbon und der alpinen im Känozoikum. Alle drei haben im heutigen Zustand ihre Spuren hinterlassen, wenn auch in höchst unterschiedlichem Masse. Die lokal erhaltenen, teilweise abgescherten postvariszischen Sedimentgesteine erlauben eine zeitliche Eingrenzung der alpinen Deformation.

Ordovizischer Zyklus und ältere Relikte

Die prävariszische Geschichte des Aar-Massivs ist bis heute nur lückenhaft geklärt. Eine Ausnahme von grosser Bedeutung ist der Nachweis eines ordovizischen Plattenzyklus an Gesteinen des Silberberg-Komplexes in der Erstfeld-Zone durch SCHALTEGGER (1993), ABRECHT et al. (1995) und SCHALTEGGER et al. (2003) mittels radiometrischer Datierungen an Zirkon, Titanit und Monazit. Aufgrund ihrer Resultate und Interpretationen lässt sich folgende Entstehungsgeschichte rekonstruieren:

Im Zeitraum zwischen 620 und 480 Ma wurden als Kontinentalrandsequenz die Protolithen der Gesteine der heutigen Erstfeld-Zone abgelagert. Dies sind Grauwacken (heute als Erstfeld-Gneis **GM_E** im Kartengebiet vorliegend), Pelite (als Paragneis gedeuteter feinkörniger Biotitgneis **P**) sowie Mergel und Kalk (Kalksilikatgneis, Marmor **K**). Die Kerne von Zirkonen im Paragneis ergaben mit 2,5 Ga archaische Alter. Detritische Zirkone im selben Paragneis zeigen proterozoische Alter von 680–589 Ma und werden als Detritus eines panafrikanischen Kontinents mit archaischem Erbe betrachtet (SCHALTEGGER & GEBAUER 1999). Um 478 ± 5 Ma erfolgte die Intrusion oder die olistolithisch-tektonische Inkorporation von Gabbros, Basalten und Ultrabasiten. Dies wird mit einem Akkretionskeil in Verbindung gebracht (MERCOLLI et al. 1994).

Um 468 Ma führte eine Hochdruck-Überprägung zur Eklogitisierung der Gabbros und der Basalte (heute im Kartengebiet als Amphibolitvorkommen überliefert). Eklogitvorkommen konnten im Aar-Massiv nicht nachgewiesen werden, die lokal auftretenden Vorkommen von Granatamphibolit werden jedoch in Analogie zur Gotthard-Decke als Relikte dieser Hochdruck-Überprägung interpretiert (BIINO 1994a, b, 1995, s.u.)

An Zirkon und Monazit aus dem metasedimentären migmatitischen Erstfeld-Gneis ermittelte Alterswerte von 456–450 Ma datieren dessen Vergneisung und druckbetonte Migmatisierung (Anatexis).

445 ± 2 Ma alte Cordierit führende Pegmatite werden als Produkte isothermaler Dekompression gedeutet; sie sind zeitgleich mit der anatektischen Überprä-

gung des Innertkirchen-Kristallins entstanden (SCHALTEGGER 1993). Deutlich jüngere, variszische Alter von ca. 300 Ma wurden von OLSEN et al. (2000) und HETTMANN et al. (2009) für die Migmatisierung des Innertkirchen-Kristallins ermittelt.

Diese Resultate zeigen in puncto Alter und Abfolge erstaunliche Parallelen zu dem in den 1990er-Jahren von einer Arbeitsgruppe um G. Biino in der Gotthard-Decke rekonstruierten plattentektonischen Zyklus (OBERLI et al. 1981, 1993, 1994, ABRECHT et al. 1991a, b, BIINO & MEISEL 1993, 1994, ABRECHT & BIINO 1994, BIINO 1994a, b, 1995, MERCOLLI et al. 1994). Dies weist auf eine weit zurückreichende Verwandtschaft der beiden Krustenblöcke des Aar-Massivs und der Gotthard-Decke sowie zu den Externmassiven und den mittelpenninischen Kristallindecken der Westalpen hin (vgl. von RAUMER & NEUBAUER 1993).

Manche offene Fragen bleiben bei der Sustenhorn-Zone bestehen. Geochemie- und Isotopendaten von Amphibolit- und Ultrabasitvorkommen deuten auf eine ophiolithisch-ozeanische Genese mit anschliessender hochgradiger Metamorphose hin. Die Amphibolitvorkommen haben die Zusammensetzung ozeanischer Basalte, der Protolith der Serpentine ist mehr oder weniger kontaminierter ozeanischer Mantel (PFEIFER et al. 1993, BIINO & MEISEL 1994, MEISEL & BIINO 1994, mündl. u. schriftl. Mitt. H.R. Pfeifer 2015).

Leitelement des ordovizischen Gneisgefüges sind die vor allem in den Paragesteinen der Erstfeld-Zone weit verbreiteten, dominant ost- und südgerichteten Faltenachsen (Fig. 6), die in der Schollengeometrie des zum Innertkirchen-Kristallin aufgeschmolzenen ehemaligen Erstfeld-Gneis erhalten geblieben sind (s.S. 34). Wie auch in der Sustenhorn-Zone und anderswo im Aar-Massiv zeigen die Amphibolitvorkommen einen eigenständigen Baustil, häufig mit einer Dominanz Nord-Süd gerichteter Strukturen (LABHART 1966).

Variszischer Zyklus

Die variszische Gebirgsbildung wird im Aar-Massiv vor allem durch den in seinen Abläufen gut untersuchten spät- bis postvariszischen Magmatismus repräsentiert (SCHALTEGGER & VON QUADT 1990, SCHALTEGGER & CORFU 1992, SCHALTEGGER 1994, s.S. 36ff.).

Aus der Literatur ergibt sich kein klares Bild der variszischen Metamorphose. Gemäss SCHALTEGGER (2003) erreichte die variszische Überprägung um 329–317 Ma amphibolitfazielle Bedingungen. Die Häufungen von Monazitaltern um 325–300 Ma und um 360 Ma werden verschiedenen variszischen Metamorphosephasen zugeordnet (LEHMANN 2008, schriftl. Mitt. E. Gnos 2015).

Im Gebiet von Atlasblatt Meiental finden sich als datierte Intrusionen der Voralp-Granit (310–308 Ma) und der Zentrale Aare-Granit (298 ± 2 Ma) sowie zahlreiche, altersmässig nur relativ einzuordnende Gangbildungen. Eine Besonderheit ist die Verknüpfung des Magmatismus mit wenig metamorphen Becken-

sedimenten und vulkanisch-vulkanosedimentären Abfolgen, was auf ein geodynamisches Umfeld mit Extension, Beckenbildung und Krustenausdünnung hindeutet («Basin-und-Range-Szenario» nach SCHALTEGGER & CORFU 1995 und SCHALTEGGER 1997). Charakteristisch ist eine rasche Heraushebung (Exhumation) des variszischen Gebirges, welche manchenorts zur Schüttung mächtiger Sedimentabfolgen in die sich ausweitenden Grabenbecken geführt hat, mit oder ohne anschliessender Einfaltung. Beispiele dazu sind im Kartengebiet die Wenden-Zone und – mit Vorbehalten – die Färnigen-Zone, welche beide eingefaltete Konglomeratbildungen von höchstwahrscheinlich karbonen Alters enthalten. Leider sind diese Sedimentgesteine fossilfrei, im Gegensatz zu den östlich anschliessenden Vorkommen (z.B. FRANKS 1968). Eine eigentliche variszische Deckenbildung konnte im Kartengebiet nicht nachgewiesen werden.

Ein Hauptmerkmal der variszischen Tektonik ist das Auftreten von Ost-West bzw. Nordost-Südwest orientierten Strukturen, die ab dem Karbon als «alpine Richtung» die gesamte weitere Entwicklung des Aar-Massivs prägten. Dies äussert sich beispielsweise in der Geometrie des Zentralen Aare-Granits, im Streichen der Gangschwärme (Fig. 21), in der Orientierung der Wenden-Zone, der Färnigen-Zone und der Trift-Formation sowie in der Lage der zahlreichen, die alten Gefüge des prävariszischen Kristallins diskordant durchsetzenden Brüche.

Alpiner Zyklus

Im Zuge der fortschreitenden Einebnung des variszischen Gebirges wurden zuerst spätpaläozoische und ab der Trias mesozoische Sedimente auf dem Kristallin des Aar-Massivs abgelagert. Die im Frühen Jura verstärkt einsetzende Dehnungstektonik führte zur Absenkung der nördlichen Gotthard-Decke und der ihr vorge-lagerten Tavetsch-Decke gegenüber dem Aar-Massiv und damit zu einer Auftrennung des ehemals zusammenhängenden Grundgebirgssockels in voneinander durch Bruchstufen getrennte Kristallinkomplexe («Individualisierung der Massive»; Fig. 56). Die als Folge der alpinen Kontinentalkollision von Süden nach Norden fortschreitende Einengung erreichte den im Kartengebiet aufgeschlossenen Bereich des Aar-Massivs im frühen Oligozän. Sie führte im Grundgebirge zur Bildung steilstehender plattenförmiger, mehr oder weniger stark intern deformierter Kristallinkomplexe wie beispielsweise Innertkirchen-, Erstfeld- und Sustenhorn-Zone. Die auflagernden Sedimente wurden – abgesehen von dem an Ort und Stelle verbleibenden autochthonen Anteil wie beispielsweise derjenige des Aar-Massivs – in den internen Partien (Tavetsch- und Gotthard-Decke) grösstenteils abgeschert und als helvetische Decken mit den penninischen und den ostalpinen Einheiten nach Norden verfrachtet. Unter ihrer Überlast bildete sich eine Versenkungsmetamorphose vom Barrow-Typ. Den Abschluss bildete die ab dem frühen Miozän bis heute andauernde Heraushebung des Aar-Massivs.

Die Publikationen von BURKHARD (1988), SCHMID et al. (1997), TRÜMPY (1999), KEMPF & PFIFFNER (2004), HERWEGH & PFIFFNER (2005), PFIFFNER (2009), SPILLMANN et al. (2011) und WEHRENS (2015) schildern mögliche Ablaufszenarien der alpinen Gebirgsbildung.

Im Rahmen der Kartierung des Gebiets von Atlasblatt Meiental lässt sich die oben geschilderte alpine Entstehungsgeschichte nur lückenhaft erfassen. Eindrücklich manifestiert sich die Gesamtverformung des Kristallins. Ausgehend von der ursprünglich annähernd horizontalen Kontaktfläche zwischen dem Kristallin und den triassischen Sedimentgesteinen zeigt sich am Nordrand des Kartengebiets eine auffallende kuppelförmige Aufwölbung mit einer Kulmination des Kristallin/Sediment-Kontakts auf rund 3000 m ü.M. Sie wird wegen ihrer Einzigartigkeit und ihrer Bedeutung für die Geländemorphologie separat beschrieben (s.S. 87ff., s.a. Taf.1). Ihre Entstehung, welche unter anderem eine grossräumige Kippung um 20–40° ohne nennenswerte Interndeformation des liegenden Kristallins bedingt, ist bis heute nicht plausibel erklärt worden. Die Kuppel wird im Südosten von der Färnigen-Zone abgeschnitten, einer variszisch angelegten, alpin reaktivierten Einmuldung spätpaläozoischer und mesozoischer Gesteine. Weiter südlich von ihr finden sich bis ans Südende des Aar-Massivs keine weiteren Vorkommen mesozoischer Sedimentgesteine mehr, obschon die höchsten Gipfel 400–600 m höher liegen als die Kulmination der «Erstfelder Kuppel». Das Autochthon wäre hier hoch über dieser Gipfelflur – wahrscheinlich auf über 4000 m ü.M. – vorhanden gewesen. Diese Kuppel hat eine viel grössere Ausdehnung nach Westen und Osten und dürfte mit der Aufschiebung des Aar-Massivs und der tektonisch überlagernden Einheiten auf das autochthone Vorland zusammenhängen (schriftl. Mitt. A. Pfiffner).

An der alpinen Interndeformation des Kristallins sind in erster Linie drei Elemente beteiligt (vgl. Fig. 56, LABHART 1966, KAMMER 1980, 1985, 1989, MOCK 2014, WEHRENS 2015): eine steil stehende Schieferung, flache Überschiebungen und steil stehende Brüche. In allen Kristallineinheiten finden sich alpin verschieferte Bereiche. Sie zeigen einen retrograden, niedrigmetamorphen Mineralbestand, häufig aus Quarz, Chlorit, Epidot, Serizit und Kalzit bestehend. Eine steil stehende Striemung mit einer zum Teil deutlichen Längung von Einzelmineralen – in den Sedimentgesteinen von Komponenten wie Ooiden und Fossilien – weist auf eine starke seitliche bzw. horizontale Einengung hin (Handegg-Phase nach WEHRENS 2015). Eine typische Begleiterscheinung dazu ist die Bildung von subhorizontalen, geschlossenen oder offenen Zerrklüften (s.S. 138ff.).

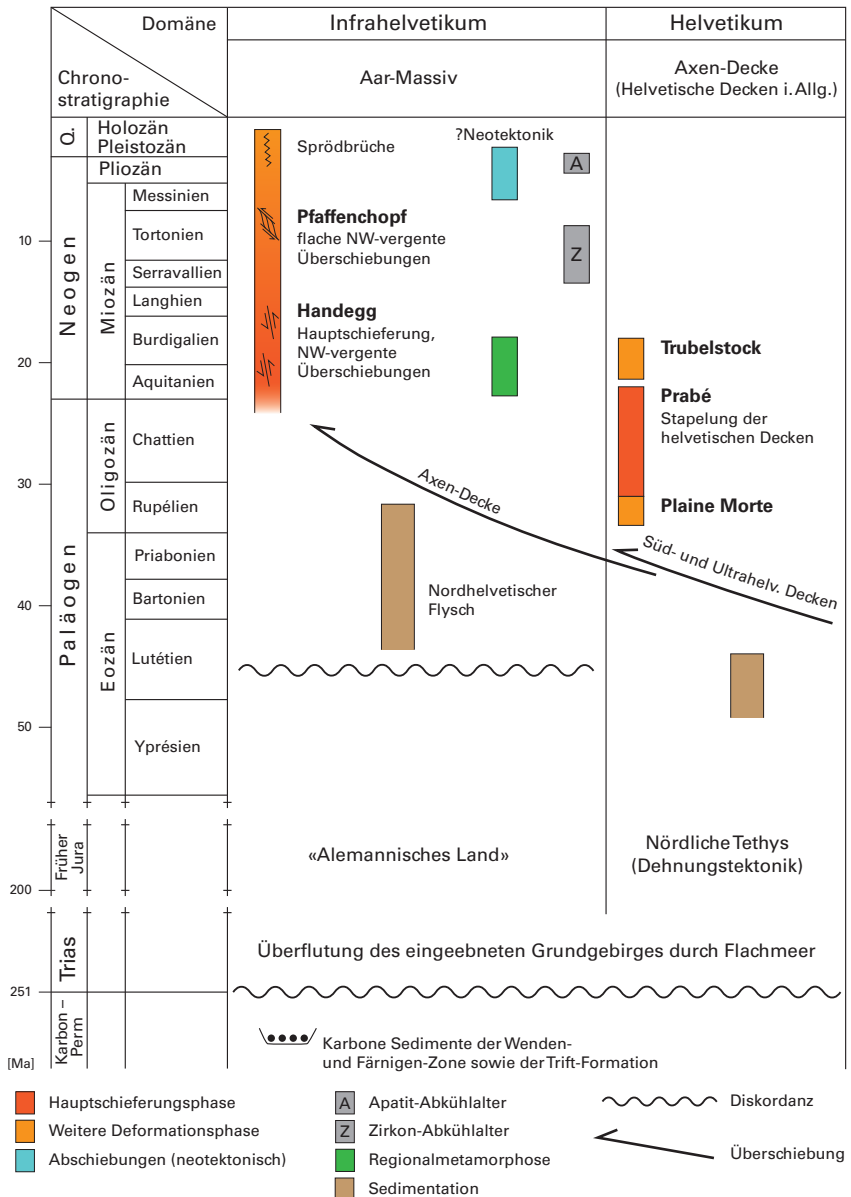
Flachliegende bis wenig geneigte Überschiebungen finden sich im Autochthon und Parautochthon wie auch in nördlichen Teilen des Kristallins (Pfaffen-chopf-Phase nach WEHRENS 2015). Die Harnische zeigen immer eine relative Versetzung des hangenden Pakets gegen Norden an. Eindrücklich ist das Phänomen dort, wo die Überschiebungen die autochthonen Sedimentgesteine und das unterlagernde Kristallin gemeinsam erfassen und sich dadurch eine optisch auffällige

Verdoppelung oder Verdreifachung von Teilen der mesozoischen Schichtabfolge – beispielsweise des Röti-Dolomits – ergibt (Fig. 31, Taf. 1, Profile 6, 7 u. 9).

Die Problematik der Brüche im Kristallin und ihre altersmässige Eingliederung wird auf Seite 133f. diskutiert. Sicher alpinen Alters sind sie dort, wo die autochthone Sedimentbedeckung versetzt wird – beispielsweise im Gebiet des Zwächten (Fig. 42, 43) – oder dort, wo alpine Überschiebungsflächen abgeschnitten werden, wie mancherorts im Innertkirchen-Kristallin. Bei den meisten Brüchen dürfte es sich um präalpin angelegte, alpin überprägte und möglicherweise über lange Zeit immer wieder reaktivierte Schwächezonen handeln. Rezente Verschiebungen – neotektonische oder gravitativ bedingte Brüche (ECKARDT et al. 1983, PERSAUD & PFIFFNER 2004, USTASZIEWSKI & PFIFFNER 2008) – wie am Südrand des Aar-Massivs, konnten nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden.

Die Deformationsabfolge im Aar-Massiv wurde im Osten (SCHMID 1975, MILNES & PFIFFNER 1977, PFIFFNER 1977, 1978) sowie im Westen (BURKHARD 1988) im Detail beschrieben und rekonstruiert. Das Gebiet von Atlasblatt Meiental liegt genau dazwischen; Korrelationsversuche zwischen der östlichen und westlichen Deformationsabfolge finden sich in HÄNNI & PFIFFNER (2001) und PFIFFNER (2011). Die folgende Interpretation und Diskussion der alpinen Strukturen erfolgt in Anlehnung an BURKHARD (1988) und WEHRENS (2015, s.a. Fig. 56).

BURKHARD (1988) erarbeitete – basierend auf Überlagerungsbeziehungen – ein kinematisches Modell für den Nordrand des Aar-Massivs und die helvetischen Decken. Nordwestgerichtete Überschiebungen und liegende Grossfalten in der Doldenhorn-Decke am Nordrand des Aar-Massivs bildeten sich vor 30–20 Ma (Kiental-Phase, BURKHARD 1988, HERWEGH & PFIFFNER 2005). Während der anschliessenden Grindelwald-Phase vor 20–5 Ma erfolgte die kuppelförmige Aufwölbung des Kristallins des Aar-Massivs mit dessen autochthoner Sedimentbedeckung und der darüberliegenden helvetischen Decken (BURKHARD 1988, 1999, PFIFFNER 2009). Nach WEHRENS (2015) wurde die heute steil nach Südosten einfallende Schieferung mit dem charakteristischen Streckungslinear im Zuge der nordwestgerichteten Überschiebungen während der späten Kiental-Phase vor ca. 22 Ma angelegt (Handegg-Phase). Dies bedeutet, dass die Orientierung der mit den Überschiebungen einhergehenden Verschieferung während dieser Zeit deutlich flacher gewesen sein muss. Altersbestimmungen an während diesem Ereignis angelegten Myloniten implizieren, dass die Überschiebungen bis ca. 12 Ma andauerten (CHALLANDES et al. 2008, ROLLAND et al. 2009). Die Tagweidli-Synklinale im Wendental dürfte während der Handegg-Phase angelegt worden sein (vgl. Taf. 1, Profil 2). Die Rotation der ehemals flachliegenden Scherzonen und der gleichzeitig angelegten Schieferung erfolgte passiv im Zuge fortschreitender Verkürzung



und damit einhergehender Krustenverdickung. Die kontinuierliche Steilstellung und Krustenverdickung blockierten vor 14–12 Ma die nordwestgerichteten Überschiebungen und führten zu einer lateralen, orogenparallelen Extrusion unter der Bildung von dextralen Blattverschiebungen im internen Aar-Massiv (Oberaar-Phase, z.B. Grimsel-Zone, WEHRENS 2015). Im externen Aar-Massiv wurden die nun steilgestellten, blockierten Strukturen der Handegg-Phase von mässig steil nach Südosten einfallenden Überschiebungen der Pfaffenchopf-Phase überprägt. Die Pfaffenchopf-Phase geht einher mit nordwestgerichteten Überschiebungen und der Bildung eines S-C-Gefüges, bei welchem die präexistierenden Schieferungsflächen (S) durch die Scherung gegen die Scherflächen (C) geneigt werden. Während der mit der Handegg- und der anschliessenden Pfaffenchopf-Phase einhergehenden Scherung wurden die mesozoischen Sedimentgesteine des Autochthons am Nordrand des Aar-Massivs passiv ins Kristallin eingefaltet und zerschert (MOCK 2014). Da die Pfaffenchopf-Phase die Strukturen der Handegg-Phase überprägt, muss sie jünger als 12 Ma sein.

Die Gesteine des Kartengebiets sind von einer niedriggradigen alpinen Metamorphose im Grenzbereich der Diagenese (Anchifazies) und der unteren Grünschieferfazies überprägt worden (FREY et al. 1980, BREITSCHMID 1982, FREY & DESMONS 1999, FREY & FERREIRO MÄHLMANN 1999, OBERHÄNSLI et al. 2004). Im polymetamorphen Kristallin des Aar-Massivs hat diese alpine metamorphe Überprägung retrograden Charakter und äussert sich vor allem im Dünnschliff an spezifischen Mineralumwandlungen. Prograd, wenn auch makroskopisch meist wenig auffällig, äussert sich die alpine Metamorphose in den Intrusiva und in den mesozoischen Sedimentgesteinen. Generell nimmt der Metamorphosegrad von Norden nach Süden zu. Der Südostteil des Kartengebiets liegt in der Stilpnome-lan-Zone, wobei dieses Mineral nur sporadisch anhand von Dünnschliffen im Zentralen Aar-Granit zu finden ist. Im schiefrigen Tonstein der Bommerstein-Formation im Autochthon tritt als alpine Neubildung Pyrophyllit auf. Quer durch den Nordteil des Kartengebiets verläuft in Südwest-Nordost-Richtung die Quarz-Rekristallisationsisograde (VOLL 1976, BAMBAUER et al. 2009, PETERS 2012). Sie trennt ein Gebiet mit präalpin gebildetem Quarz im Norden von einem solchen mit mehr oder weniger dynamisch rekristallisiertem im Süden und markiert eine Temperatur von ungefähr 290°C. Unmittelbar südlich, im Gebiet von Atlasblatt Urseren, verläuft auf der Höhe von Göschenen die Mikroklin-Sanidin-Transitions-isograde, die eine Temperatur von 450–480°C markiert (BERNOTAT & BAMBAUER 1980, BAMBAUER et al. 2005, BAMBAUER et al. 2009). Die Druck-Temperatur-Bedingungen bewegen sich zwischen 250–350°C und 0,2–0,3 GPa am Nordrand des Aar-Massivs (Grenze Anchifazies/untere Grünschieferfazies; FREY et al. 1980). MULLIS (2011) bestimmte die Druck-Temperatur-Bedingungen anhand von Fluid-einschlüssen in Quarzen im Zugangs- und Kabelstollen des Gotthard-Basistun-nels bei Amsteg: Die ältesten Fluideinschlüsse wurden bei 300–340°C und 0,27–0,32 GPa, die jüngsten bei 240°C und 0,22 GPa gebildet.

Mit grossräumigen Untersuchungen wurde nachgewiesen, dass die Alpen seit dem Höhepunkt der Metamorphose, das heisst der grössten Versenkung, ständiger Hebung unterworfen sind. Die Beträge sind sehr unterschiedlich, im Kartengebiet dürften es etwa 6–8 km sein (MULLIS 2011). Der Beginn dieser Bewegungen ist gemäss PFIFFNER (2009) am Übergang vom Oligozän zum Miozän anzusetzen (22–15 Ma). MICHALSKI & SOOM (1990) und GLOTZBACH et al. (2010) haben mit Hilfe von Spaltspurdattierungen an Apatit und Zirkon die Hebungsgeschichte des Urner Reusstals rekonstruiert. Sie wiesen nach, dass die Exhumierungsrate in den letzten 14 Ma mit ca. 0,5 mm/a konstant geblieben ist. Mit wiederholten Präzisionsnivelements liess sich zeigen, dass dies auch der rezenten Hebungsrate entspricht (z.B. WIGET & GUBLER 1988).

Brüche

Brüche – als neutraler Sammelbegriff für die in der Kartenlegende und in der Literatur verwendeten Bezeichnungen Verwerfungen, Scherzonen, Störzonen inkl. Mylonite – durchsetzen alle Einheiten des Kartengebiets in unterschiedlicher Dichte. Häufig verlaufen sie in Ost-West- oder Nordost-Südwest-Richtung (Fig. 57). Im Gelände treten sie im Kristallin als morphologisch auffallende Schwäche zonen in Erscheinung: als Rinnen und Couloirs in Flanken, als Schar ten in Graten sowie als langgestreckte, meist schuttgefüllte Senken und Mulden in flacherem Terrain. Ihre Identifikation basiert auf Beobachtungen im Gelände und

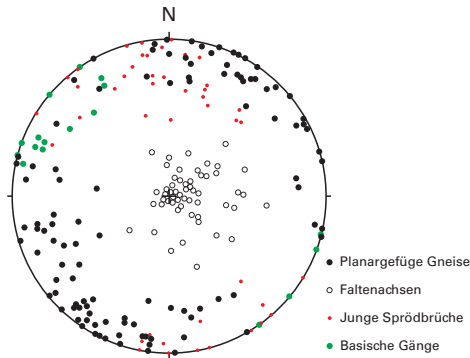


Fig. 57: Überlagerung ordovizischer, variszischer und alpiner Strukturen der Erstfeld-Zone entlang der Sustenpassstrasse westlich der Passhöhe: Ordovizisch steilachsrig verfallter Erstfeld-Gneis, durchsetzt von variszischen basischen Gängen, wird überprägt durch jüngere spröde, generell West–Ost verlaufende Scherzonen variszischen und/oder alpiner Alters. Schmidt'sches Netz, untere Halbkugel. Planare Elemente als Flächenpole, lineare als Durchstichpunkte.

auf der Interpretation des topographischen Kartenbilds, konventioneller Luftbildaufnahmen und – leider erst in der Schlussphase der Aufnahmen – anhand von hochauflösenden Orthophotos und dem digitalen Geländemodell (swissALTI^{3D}). Nur selten sind diese Deformationshorizonte am Felsaufschluss direkter Beobachtung zugänglich. Wo dies möglich war, dominieren – neben grauen bis schwarzen Myloniten – kakiritische Sprödbrüche mit lehmiger oder brekziöser Lockergesteinsspaltenfüllung, die aber häufig Anzeichen älterer duktiler Deformation zeigen (z.B. WEHRENS 2015).

Eine altersmässige Zuordnung der Brüche im Kristallin ist nur im Ausnahmefall möglich. Sicher variszischen Alters sind die grauen bis schwarzen Mylonite und Ultramylonite, die im Nordteil des Kartengebiets in der Wenden-Zone, der Erstfeld-Zone sowie – als «Grenzmylonite» nach KAMMER (1980) – in Kontaktzonen, wie beispielsweise diejenige zwischen der Erstfeld- und der Innertkirchen-Zone, auftreten (LEHMANN 2008). Zu ihrer Bildung benötigen sie Temperaturen von mindestens 400 °C, die im Kartengebiet alpin bei Weitem nicht erreicht wurden (mündl. Mitt. P. Heitzmann). Ein eindeutiges Alterskriterium ist die diskordante stratigraphische Überlagerung der Mylonite der Wenden-Zone durch die autochthonen Sedimente (Fig. 29). OBERHÄNSLI et al. (1988) sah in diesem Netz von Myloniten einen Hinweis auf variszische Deckentektonik.

Die Entstehungsgeschichte der zahlreichen anderen Brüche im Kristallin ist unklar. Wo nicht klare Beweise für ein alpines Alter vorliegen (Fig. 42, 43, s.a. Taf. 1, Profil 8), ist anzunehmen, dass manche von ihnen variszisch angelegt und später – synsedimentär und alpinktonisch – überprägt worden sind. LAWS (2001, z.B. S. 30 u. 47) hat an Beispielen aus dem Zentralen Aare-Granit aufgezeigt, wie duktile Scherzonen bei späterer Abkühlung und Heraushebung spröde überprägt wurden (s.a. WEHRENS 2015).

HYDROGEOLOGIE

Die meisten Bäche und Flüsse im Gebiet von Atlasblatt Meiental werden im – oft ausserhalb des Kartengebiets liegenden – unteren Teil ihres Laufs zur Erzeugung hydroelektrischer Energie genutzt. Das Wasser der Meienreuss wird bei Oberfeden südöstlich von Husen gefasst und über einen Druckstollen in das Elektrizitätswerk Cholplatz bei Pfaffensprung geleitet. Im Elektrizitätswerk Wiler (Blatt Amsteg) wird der bei Grueben in der Gorneren gefasste Gornerenbach zur Stromgewinnung genutzt. Beim Pfaffensprung unterhalb von Wassen wird die Reuss aufgestaut und durch Verbindungsstollen und Druckleitungen ins Elektrizitätswerk Amsteg geleitet. Gerade ausserhalb des Kartengebiets befinden sich die Wasserfassungen des Wenden- und des Steinwassers, die das Wasser über einen Verbindungsstollen und einen anschliessenden Druckstollen dem Elektrizitätswerk Unterfuhren (Blatt Innertkirchen) zuführen.

Grundwasser und Quellen

Im Kartengebiet sind nur kleinere, nicht nutzbare oder lediglich vermutete Schottergrundwasservorkommen vorhanden, die sich in den flachen, aufgeschotterten Abschnitten im Meiental und im oberen Engelbergertal sowie in flachen Gletschervorfeldern wie beispielsweise demjenigen des Stei- und Steilmigletschers befinden (vgl. SPILLMANN & FUCHS 2011). Bei Hinterfeldstall im oberen Meiental wurde eine über 93 m mächtige Lockergesteinsbedeckung erbohrt.

Die Trinkwasserversorgung im Kartengebiet basiert auf Quellen. Es handelt sich um Lockergesteinsquellen mit zum Teil sehr grossen jahreszeitlichen Schwankungen und untergeordnet um Felsquellen, die aus Klüften und Bruchzonen gespeisen werden sowie um Bachwasserfassungen.

Die im Kartengebiet dargestellten Quellen wurden dem Quellkataster der Kantone Uri, Bern, Ob- und Nidwalden entnommen. Im Titlisgebiet wurden diese durch weitere, im Zuge der geologischen Aufnahme vorgefundene ungefasste Quellen ergänzt. Die häufig auftretenden Wasseraustritte am Übergang Fels/Lockergestein wurden hingegen nicht erfasst. Im Rahmen der geologischen Aufnahme erfolgte keine systematische Aufnahme der Quellen. Es besteht deshalb kein Anspruch auf Vollständigkeit.

MINERALISCHE ROHSTOFFE

Bruchsteine

Sieht man vom Sonderfall der Zerrkluft Pfaffensprung ab (s.S. 138ff.), war die Gewinnung von Granit im Reusstal in den Jahrzehnten um die Wende 19./20. Jahrhundert bei Weitem die wichtigste und ertragreichste Rohstoffquelle. Die kleine, eng begrenzte Steinbruchprovinz im Zentralen Aare-Granit mit den Schwerpunkten Wassen, Göschenen und Gurtellen liegt im Gebiet der Atlasblätter Meiental, Urseren und Amsteg. Zwischen 1870 und 1910 entwickelte sich hier im Zusammenhang mit dem Bau und dem Betrieb des Gotthardbahntunnels das bedeutendste schweizerische Granitabbaugebiet.

Nach früher punktueller Granitgewinnung kam es beim Ausbau der Gotthardstrasse in den Jahren vor 1830 synchron zum fortschreitenden Strassenbau zur Neuanlage und Schliessung von kleinen Abbaustellen. Grössere Steinbrüche wurden dann im Zusammenhang mit dem Bau des Gotthardbahntunnels (1870–1880) und seiner nördlichen Zufahrtsstrecke angelegt, bei dem für Stützmauern, Tunnelportale und -ausmauerung Quadersteine in der Grössenordnung von vielen hunderttausend Kubikmetern benötigt wurden (NIGGLI et al. 1915). In der Folge entwickelte sich nicht zuletzt dank der guten Verkehrslage für mehrere Jahrzehnte ein blühendes Steinbruchgewerbe, welches allein in Wassen 200–300 Arbeiter beschäftigte. Der Erste Weltkrieg und die Krisen im Baugewerbe hatten die sukzessive Schliessung der Granitsteinbrüche zur Folge. Als letzter stellte 1972 der Steinbruch Antonini beim Bahnhof Wassen den Betrieb ein.

NIGGLI et al. (1915, S. 277f.) verzeichneten im Kartengebiet unter «Wassen» fünf aktive Abbaustellen (neben vier weiteren unter «Göschenen» im Gebiet von Atlasblatt Urseren und drei unter «Gurtellen» im Gebiet von Atlasblatt Amsteg). Von diesen sind vier im Gelände heute noch erkennbar und in der Karte verzeichnet: einer oberhalb des Bahnhofs Wassen (Steinbruch Antonini), einer unterhalb davon (zwischen dem Bahnhof und der Kantonsstrasse beim Schiessstand, in der Karte aus Massstabsgründen mit dem Steinbruch Antonini zusammengefasst), einer rechtsseitig der Reuss bei der Urschlaui und ein weiterer linksseitig der Reuss bei der Abwasserreinigungsanlage von Wassen. Rund zehn weitere, in der Literatur erwähnte oder älteren Anwohnern noch bekannte Abbaustellen sind nicht mehr oder nur noch im Ansatz erkennbar (schriftl. Mitt. W. Brücker 2008, vgl. HERGER 1987, AMACHER 1994, BRUNNER 2008).

Die Wassener Steinbrüche haben unter der Bezeichnung «Wassener Granit», «Urner Granit» oder – irreführend – «Gotthard-Granit» bedeutende, wenn auch nicht bezifferbare Mengen Granit ins In- und Ausland geliefert, beispielsweise an das Kraftwerk Möhlin, für Schleusenbauten in Holland und für die Hafenmole von La Valletta auf Malta, aber auch an das Parlamentsgebäude in Bern für die Haupttreppe im Innern und die seitlichen, zur Bundesterrasse führenden Aussen-

treppen (1894–1902, LABHART 2002). Das bemerkenswerteste Objekt aus «Wassener Granit» ist zweifellos der mächtige Sockel des Denkmals für den philippinischen Freiheitshelden José Rizal in Manila, 1902 gehauen von Richard Kissling aus Granit des Steinbruchs Rieswald (HERGER 1987).

Von einigen bedeutenden Bauwerken kennt man die genaue Herkunft der Materialien. So ist beim Bau der Mittleren Rheinbrücke in Basel 1902–1905 Granit aus den Brüchen zwischen Wassen und Göschenen, den Brüchen ober- und unterhalb des Bahnhofs Wassen, einem Bruch in Wattingen sowie für das Innere der Gewölbe Material von Gurtellen und für das Geländer Verzasca-Gneis verwendet worden, insgesamt 7700 Kubikmeter (NIGGLI et al. 1915).

Der ehemalige Steinbruch Antonini beim Bahnhof Wassen ist in jüngster Zeit als Freilichtmuseum hergerichtet worden, in dem Orientierungstafeln und Gerätschaften einen Einblick in den historischen Wassener Granitabbau vermitteln.

Baryt und Bleiglanz

Siglisfadgrätli

Am Erzstock nördlich des Siglisfadgrätli treten eingesprengt in verschiefertem Erstfeld-Gneis gelegentlich dünne Lagen von Baryt und Bleiglanz auf. BALTZER (1880, S. 159), KOENIGSBERGER (1910) und BLÄTTLER (1967) trafen noch Spuren eines alten Bergbaus an, insbesondere einen zerfallenen Stollen. Heute ist kaum mehr etwas zu sehen. Die Anlagen gehen auf das 16. Jahrhundert zurück. Gemäss BLÄTTLER (1967) betrieb hier um ca. 1540 Erasmus Krug, ein Münzmeister aus Strassburg, mit Hilfe einer Gesellschaft und mit Bewilligung der Obrigkeit ein Silberbergwerk. Es sei da «etwas Zeug und Prob vorhanden gewesen, um die Münz allda und in Zürich zu versorgen». Trotz grossem Aufwand war aber der Ertrag schlecht und der Betrieb wurde bald wieder eingestellt. Es werden drei Schmelzöfen auf der Intschialp erwähnt, «vier Stunden» unter den Erzgruben (vgl. JENNI 1973, S. 36 u. BRUNNER 2008, S. 136).

Silberberg

1916 wurde auf der Urner Seite des Sustenpasses ein gangförmiges Vorkommen von Baryt und Bleiglanz entdeckt. Der Gang ist linsig ausgebildet und über eine Länge von ca. 45 m aufgeschlossen. Er hat eine durchschnittliche Mächtigkeit von 0,5 m und ist in den obersten 10 m in 20–30 cm mächtige Teilgänge aufgespalten. Ein Pilotabbau im Zweiten Weltkrieg erbrachte 30 t Baryt; damit dürften die Vorräte erschöpft sein (WENGER et al. 1990, S. 60). Gemäss SCHALTEGGER (1984) liegt das Vorkommen von Baryt und Bleiglanz in der «Sustenloch-Störung», zwischen den beiden oberen Strassenschlaufen der Sustenpassestrasse. Es ist schlecht aufgeschlossen und schwer zugänglich, da es grösstenteils im steilen Bachlauf liegt.

Zerrklüfte und Zerrkluftminerale

Das Kartengebiet liegt nördlich der klassischen Zerrkluftregion Göscheneralp–Furka. Dennoch sind mehr oder wenig waagrecht liegende mineralführende alpine Zerrklüfte südlich des Meientals ziemlich verbreitet. Quarz ist das dominierende Mineral. In granitischen Gesteinen findet man nach PARKER (1954) die Fundortgruppen 3c und 4a, in amphibolitischen die Gesellschaft 1d und 2a und in einigen Gneisen des prävariszischen Kristallins auch die Gesellschaft 1a (STALDER 1973). Aus dem Gneis der Sustenhorn-Zone und dem Voralp-Granit der oberen Voralp sind von ZWYSSIG (1997) schöne, wenn auch kleinformatige Funde beschrieben worden. Die Gesteine der Erstfeld-Zone, das Innertkirchen-Kristallin und die mesozoischen Sedimentgesteine sind praktisch frei von Zerrkluftmineralen, deren Entstehung an eine besondere Konstellation alpiner Metamorphose und Deformation gebunden ist.

Die Kluftbildung und das Kristallwachstum erfolgten vor 19–17 Ma (PURDY & STALDER 1973, SCHÄER et al. 1975, PURDY & JÄGER 1976, WAGNER et al. 1977, MICHALSKI & SOOM 1990, JANOTS et al. 2009, GLOTZBACH et al. 2010), die Hauptmineralisation war vor rund 14–12 Ma abgeschlossen (JANOTS et al. 2012). Die Bedingungen der Zerrkluftbildung hat MULLIS (2011) durch Kombination verschiedener Techniken am Beispiel von Zerrklüften innerhalb des Zentralen Aare-Granits im Zugangs- und Kabelstollen des Gotthard-Basistunnels bei Amsteg rekonstruiert. Die Öffnung der Zerrklüfte und das damit einhergehende Wachstum von Quarz erfolgten bei Temperaturen von 300–340 °C und Drucken von 0,27–0,32 GPa. Setzt man den ermittelten Fluiddruck bei 340 °C dem Gesteinsdruck gleich, so war die Kluft während der Bildung der ältesten Flüssigkeitseinschlüsse von rund 10–12 km Gestein überlagert.

Zerrkluft Pfaffensprung

Eine einzelne mächtige Kluft im Zentralen Aare-Granit östlich oberhalb des Pfaffensprungs ist eine singuläre Erscheinung. Sie liegt bei Koord. 2689.950/1174.300 auf 940 m ü.M., ca. 50 m vom östlichen Kartengebietsrand entfernt. Die Fundstelle besteht aus einem heute noch begehbaren, entlang von Quarzbändern im Zentralen Aare-Granit vorgetriebenen Stollensystem von insgesamt 165 m Länge (AMACHER 1994, BRUNNER 2008, S. 216).

Die Kluft ist vor allem in der ersten Hälfte des 18. Jahrhunderts ausgebeutet worden. Sie muss grosse, aber nicht quantifizierbare Mengen erstklassiger wasserklarer Bergkristalle geliefert haben. Zusammen mit der weiter südwestlich im Gebiet von Atlasblatt Urseren gelegenen Sandbalmhöhle gehört sie zu den grössten Kristallklüften der Alpen.

Die erstmalige Erwähnung der Zerrkluft vom Pfaffensprung geht auf SULZER (1743) zurück: «Bei Wassen ist ein grosser Berg, welcher Ursch Lauvi genannt



Fig. 58: Kronleuchter mit Bergkristallbehang in der kleinen Galerie des Schlosses Sanssouci, Potsdam, teilweise gefertigt mit Bergkristallen vom Pfaffensprung (aus MULLIS et al. 2001).

wird, wo man vor wenig Zeit für mehr als 200 fl. Crystallen auf einmal gefunden hat»¹. 1751 wurde die Grube von Landeshauptmann Jost Sebastian Heinrich Schmid aus Altdorf und Franz Walker aus Stäg ausgebeutet (AMACHER 1994). Wegen ihrer Lage nahe der Gotthardroute ist sie sicher häufig von Bildungsreisenden besucht worden (z.B. ANDREAE 1776 über einen Besuch im Jahr 1763). Zu dieser Zeit gelangten die schönsten alpinen Kluftquarze in die Schleifereien von Mailand – daher die Qualitätsbezeichnung «Mailänder Ware» oder «mailändisch Gut» – und über Pariser Händler in die Ausstattung der europäischen Königs- und Fürstenthäuser. In einem Fall konnte durch MULLIS et al. (2001) die Herkunft eines Kunstobjekts aus der Zerrkluft vom Pfaffensprung nachgewiesen werden: Der preussische König Friedrich II. liess zwischen 1746 und 1771 in Paris eine grosse Anzahl repräsentativer Kronleuchter für seine Schlösser in Berlin und Potsdam erwerben. Sie sind mit prunkvollen Behängen aus Bergkristall versehen. Mittels vergleichender Analyse der Fluideinschlüsse konnte an einem zerbrochenen Behäng-Element aus dem Schloss Sanssouci in Potsdam die Herkunft vom Pfaffensprung ermittelt werden (Fig. 58).

¹ Die Urschlau befindet sich auf der aktuellen topographischen Karte ca 1,5 km weiter südlich.

TECHNISCHE GEOLOGIE

An ingenieurgeologisch bemerkenswerten Bauwerken sind in allererster Linie einige Verkehrsanlagen zu erwähnen. Im Reusstal bei Wassen tangieren die Gotthardautobahn A2 und die Gotthardbahnlinie die Südostecke des Kartengebiets. Es sind Teilstücke einer der bedeutendsten Alpen traversen. Von eher regionaler Bedeutung ist die Sustenpassstrasse, die als eine der wenigen inneralpinen Längsverbindungen das Kartengebiet diagonal durchzieht und die Wassen und damit die Gotthardachse mit Innertkirchen im Berner Oberland verbindet.

Gemeinsam haben diese Bauwerke, dass sie in topographisch anspruchsvollem und geologisch heiklem Gelände erstellt worden sind und dass sie andauernder Gefährdung durch Felsstürze, Lawinen, Murgänge und Hochwasser ausgesetzt sind. Dies bedingt Trasseführungen mit zahlreichen Kunstbauten wie Tunneln, Brücken und Galerien, dazu zusätzliche Schutzmassnahmen, insbesondere höchst aufwendige Lawinenverbauungen und Felsicherungsanlagen.

Gotthardautobahn

Der Bau des 33 km langen Teilstücks der Gotthardautobahn A2 im Urner Reusstal zwischen dem Seelisbergtunnel im Norden (SCHNEIDER 1984) und dem Gotthardstrassentunnel im Süden (KELLER et al. 1987) begann 1968 und wurde 1980 mit der Inbetriebnahme der beiden flankierenden Tunneln vollendet. Die Bauarbeiten waren geprägt von der schwierigen Topographie und dem wechselnden, die komplexe spät- und postglaziale Talentwicklung widerspiegelnden Baugrund (SCHINDLER 1972).

Im Gebiet von Atlasblatt Meiental befindet sich ein nur kurzes Teilstück von ca. 5 km Länge im Raum Wassen, inbegriffen Anschlussbauwerke zur Anbindung der Sustenpassstrasse und der Kantonsstrasse. Auf dieser kurzen Strecke zeigt sich exemplarisch der Wechsel zwischen offener Führung, Galerien, Tunneln und Brücken. Wie überall im oberen Reusstal besteht eine dauernde Bedrohung durch Felsstürze, Lawinen, Murgänge und Hochwasser. So wurden beim grossen Hochwasser 1987 die Pfeiler der Talspur der A2-Reussbrücke bei Wassen beschädigt, was das Einknicken der Fahrbahn zur Folge hatte. Bei den aufwendigen Reparaturarbeiten 1988 hoben 16 hydraulische Pressen das 1000 t schwere Betonwerk in Schüben von 5–10 cm um 1,3 m, wobei gleichzeitig ein durch die Gewalt des Wassers reusswärts verschobener Pfeiler einen Meter bergwärts zurückversetzt wurde (ZURFLUH 1990, S. 360).

Felsstürze aus den übersteilten Talhängen bilden eine permanente Gefahr für Strasse und Bahn. So löste sich beispielsweise bei Gurnellen, wenig ausserhalb des Kartengebiets, am 31. Mai 2006 am östlichen Talhang eine Granitmasse

von 5000 m³. Einzelne Blöcke erreichten die Autobahn, richteten grossen Sachschaden an und forderten zwei Todesopfer. Zur Sicherung des Absturzgebiets war eine präventive Sprengung von weiteren 5000 m³ nötig. Die Autobahn – und damit auch der Gotthardstrassentunnel – blieben bis zum 30. Juni 2006 gesperrt, was erhebliche Auswirkungen auf den transalpinen Strassenverkehr zur Folge hatte.

Gotthardbahn

Im Gebiet von Atlasblatt Meiental ist ein nur kurzes, 1879–1882 erbautes Teilstück des Nordzubringers zum Gotthardbahntunnel bei Wassen enthalten. Dieses Teilstück ist bekannt geworden, weil hier die starke natürliche Steigung im Raum Wassen – auf 3000 m Tallänge rund 222 m Höhendifferenz – durch zwei Kehrtunnel und einen Spiraltunnel überwunden worden ist. Der Pfaffensprungtunnel (Länge 1476 m) ist der einzige Spiraltunnel der Gotthard-Nordrampe, der Wattinger- (1084 m) und der Leggisteintunnel (1090 m) sind Kehrtunnels. Ihre Existenz wird dem Bahnreisenden durch die dreimalige Sicht auf die Kirche von Wassen auf unterschiedlichem Niveau eindrücklich vor Augen geführt (BRUNNER 2008, S. 186).

Sustenpassstrasse

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

Trotz der römischen Münzfunde und dem ehemaligen Zoll in Wassen hatte der Sustenpass bis ins 20. Jahrhundert lediglich lokalen Charakter. Eine Sust auf der Passhöhe hat es nie gegeben. In der napoleonischen Zeit war die Grenze zum damals französischen Wallis gesperrt. Aus diesem Grund beschlossen die Kantone Uri und Bern 1810, die Strasse über den Sustenpass auszubauen und befahrbar zu machen, worauf im folgenden Jahr mit den Arbeiten begonnen wurde. Mit dem Sturz Napoleons 1818 und der Wiederangliederung des Kantons Wallis an die Schweiz verlor der Sustenpass seine Bedeutung als Handelsweg zum Gotthard, und die Arbeiten wurden 1823, kurz vor Vollendung, eingestellt. Das fehlende, rund 2 km lange Teilstück Feden–Wassen wurde erst 1913 fertiggebaut. Mit der Entwicklung des Fremdenverkehrs wurde das Begehren nach einer neuen Strassenverbindung geweckt. Nach mehrjährigen politischen und finanziellen Debatten wurde der Bau einer neuen Sustenpassstrasse 1935 per Volksentscheid in den Kantonen Uri und Bern beschlossen. Gebaut worden ist die neue Sustenpassstrasse zwischen 1939 und 1946, also während des Zweiten Weltkriegs, unter wesentlicher

Beteiligung internierter ausländischer Soldaten (SUSTEN 1946, BRUNNER 2008, S.181). 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 Steigletscher und auch dank den zahlreichen Ausstell- und Aussichtsplätzen. In neuerer Zeit hat er bei Schliessungen der Gotthardachse eine nicht unwichtige verkehrstechnische «By-passfunktion» übernommen. Während der in der Regel recht langen Wintersperre werden die Teilstrecken zu den dauernd bewohnten Ortschaften (Wassen – Färnigen und Innertkirchen – Gadmen) offen gehalten.

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 (bzw. 9 m in den Haarnadelkurven, deren Anzahl bewusst klein gehalten wurde). Der Sustenpass ist aus diesem Grunde angenehm und flüssig zu befahren; laut Unfallstatistiken gehört er zusammen mit dem benachbarten Grimselpass jedoch zu den gefährlichsten Strassen der Schweiz.

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 Abschnitten der Passstrasse im oberen Meiental und oberhalb des Steigletschers sind diese Deponien noch heute in Form langgestreckter, mehr oder weniger bewachsener anthropogener Schutthalden erkennbar (s.S.125). Für die Erstellung von Mauern und Brücken sowie beim Strassenbau sind insgesamt 98 800 m³ Naturstein verwendet worden.

HISTORISCHE OBJEKTE

Im Gebiet von Atlasblatt Meiental sind bis heute nur wenige historische Objekte gefunden worden (schriftl. Mitt. Amt f. Landw. u. Umwelt Kt. Uri). Dies ist wahrscheinlich darin begründet, dass das Meiental und der Sustenpass als inneralpine Längsverbindung etwas abseits der bekannten Nord-Süd verlaufenden Handelswege liegt. Das bedeutendste historische Objekt im Kartengebiet ist die oberhalb von Wassen am Eingang des Meientals liegende neuzeitliche Befestigungsanlage Meianschanze (s.u.). Spuren einer weiteren neuzeitlichen Befestigungsanlage finden sich auf einem vorgelagerten Felssporn bei der Guferalp südlich vom Kleinsustli (Lokalität «Schanz» bei Koord. 2678.650/1177.240).

Weitere erwähnenswerte und auf der Karte dargestellte historische Objekte sind mehrere neuzeitliche Kalkbrennöfen, die sich im Meiental im Bereich der mesozoischen Kalkabfolgen der Färnigen-Zone befinden. Überlieferte Reste solcher Kalkbrennöfen liegen östlich des Hinterfeldstalls (Koord. 2680.700/1177.100), oberhalb von Färnigen (Koord. 2682.860/1176.570) und bei Wievesch (Koord. 2682.690/1177.440). Beim Siglisfadgrätli befinden sich Spuren von neuzeitlichem Bergbau (Koord. 2688.010/1178.980, s. S. 137).

Befestigungsanlage Meianschanze

Wenige hundert Meter unterhalb des Weilers Feden kreuzt der alte Sustenpasssaumpfad und heutige Wanderweg die Mauerwerkreste einer alten Befestigungsanlage, der Meianschanze (Koord. 2688.000/1173.880). Sie ist Zeuge der strategischen Bedeutung des Sustenpasses im 17. und 18. Jahrhundert.

Auf einem kleinen Plateau zwischen einem Steilhang – der Schanzflue – im Süden und den Schluchtwänden der Meienreuss im Norden gelegen, ist es die günstigste Stelle im Meiental für eine militärische Sperre am alten Sustenpasssaumpfad. Erstellt worden ist die Anlage von den Urnern während der Glaubenswirren um 1710 zum Schutz gegen Bern – kurz vor dem Zweiten Villmergerkrieg (1712) – auf den Resten einer älteren Befestigung von 1618. Ein Gemälde von Caspar Wolf von 1778 (Fig. 59) und die Beschreibung von Hans-Conrad Escher von der Linth zeigen sie in gut erhaltenem Zustand. Bei Gefechten zwischen französischen und österreichischen Truppen im August 1799 ist sie weitgehend zerstört worden. 1949 erfolgte eine Sanierung und die kantonale Unterschutzstellung. Die Mauerreste am heutigen Wanderweg lassen noch andeutungsweise Art und Ausmass der Anlage erkennen, die Platz für 100–200 Soldaten Platz geboten haben soll. Ein erhaltener Plan zeigt die Ausmasse der Anlage von ca. 80 m Länge und 20 m Breite; ihr Konzept wie auch ein handschriftlicher Vermerk («Riss Meien wie sie Herr Moretini gut fand») weisen darauf hin, dass Pietro Moretini – ein



Fig. 59: Gemälde der Befestigungsanlage Meienschanze von Caspar Wolf, 1778. Original im Aargauer Kunsthaus, Aarau. Foto H. Baumann, Gemeinde Wassen.

Mitarbeiter des berühmten Festungsbauers Sébastien Le Prestre de Vauban – am Bau massgeblich beteiligt gewesen ist. Morettini hatte kurz vorher mit dem Urnerloch in der Schöllenen Schlucht den ersten Strassentunnel der Alpen erstellt.

LITERATURVERZEICHNIS

- ABRECHT, J. (1994): Geologic units of the Aar massif and their pre-Alpine rock associations: a critical review. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 74/1, 5–27.
- ABRECHT, J. & BIINO, G.G. (1994): The metagabbros of the Kastelhorn area (Gotthard massif, Switzerland): their metamorphic history inferred from mineralogy and texture. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 74/1, 53–68.
- ABRECHT, J., BIINO, G.G., MERCOLLI, I. & STILLE, P. (1991a): Mafic-ultramafic rock associations in the Aar, Gotthard and Tavetsch massifs of the Helvetic domain in Central Swiss Alps: markers of ophiolitic pre-Variscan sutures, reworked by polymetamorphic events? – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 71/2, 295–300.
- (1991b): Multireaction path of the coronitic Kastelhorn gabbro in the Gotthard massif (Helvetic domain, Central Switzerland). – Terra Abstr. 3, 97.
- ABRECHT, J., BIINO, G.G. & SCHALTEGGER, U. (1995): Building the European continent: late Proterozoic–early Palaeozoic accretion in the central Alps of Switzerland. – Terra 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.
- AMACHER, P. (1994): Der Engländer F.N. Ashcroft und die Urner Strahler. – GEO-Uri GmbH, Amsteg.
- (1999): Blocksturz- und Felssturzgefahr «Uf den Spitzen», Erstfeld. – Ber. z.H. Baudir. Kt. Uri (unpubl.).
- AMACHER, P. & LOUIS, K. (2003): Felssturzgefahr «Uf den Spitzen», Gefahrenbeurteilung für das Erstfeldertal. – Ber. z.H. Baudir. Kt. Uri (unpubl.).
- ANDRAE, J.G.R. (1776): Briefe aus der Schweiz usw. in dem Jahre 1763. Zürich. In: MAISSEN, F. (1955): Mineralklüfte und Strahler der Surselva. – Univ.-Verl. Freiburg/Schweiz.
- 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.
- (1934): Exkursion Nr. 60: Engelberg–Jochpass–Engstlenalp–Frutt–Melchtal–Sarnen. – Geologischer Führer der Schweiz, H.10: Centralschweiz (S. 776–789). – Wepf, Basel.
- BAFU [Bundesamt für Umwelt] (2007): Bundesinventar der Flachmoore von regionaler Bedeutung.
- (2008): Bundesinventar der Hochmoore von nationaler Bedeutung.
- (2010): Bundesinventar der Flachmoore von nationaler Bedeutung.
- BALTZER, A. (1880): Der mechanische Contact von Gneiss und Kalk im Berner-Oberland. – Beitr. geol. Karte Schweiz 20.
- (1888): Das Aarmassiv (mittlerer Theil) nebst einem Abschnitt des Gotthardmassivs. – Beitr. geol. Karte Schweiz 24/4.
- BAMBAUER, H.-U., BERNOTAT, W., BREIT, U. & KROLL, H. (2005): Perthitic alkali feldspar as indicator mineral in the Central Swiss Alps. Dip and extension of the surface of the microcline/sanidine transition isograd. – Eur. J. Mineral. 17, 69–80.
- BAMBAUER, H.-U., HERWEGH, M. & KROLL, H. (2009): Quartz as indicator mineral in the Central Swiss Alps: the quartz recrystallisation isograd in the rock series of the northern Aar Massif. – Swiss J. Geosci. 102/2, 345–351.

- BARCİKOWSKI, J. (2010): Lithium-Pegmatit am Sustenpass. – Bachelorarb. ETH Zürich (unpubl.).
- BARONI, C. & OROMBELL, G. (1996): The Alpine «Ice-man» and holocene climatic change. – *Quatern. Res.* 46/1, 78–83.
- BAYER, A. (1982): Untersuchungen im Habkern-Mélange («Wildflysch») zwischen Aare und Rhein. – Diss. ETH Zürich.
- BERNOTAT, W. & BAMBAUER, H.-U. (1982): The microcline/sanidine transformation isograd in metamorphic regions. II. The region of Lepontine metamorphism, Central Swiss Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 62/2, 231–244.
- BIERI, B. (1978): Sedimentologisch-stratigraphische Untersuchungen im helvetischen Tertiär zwischen Vierwaldstätter- und Thunersee. – Diss. Univ. Bern.
- BIINO, G.G. (1994a): The mafic-ultramafic rocks of the Helvetic basement: a synthesis. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 74/3, 512–513.
- (1994b): The pre Late Ordovician metamorphic evolution of the Gotthard-Tavetsch massifs (Central Alps): from lawsonite to kyanite eclogites to granulite retrogression. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 74/1, 87–104.
- (1995): Pre-Variscan evolution of the eclogitised mafic rocks from the Helvetic basement of the Central Alps. – *Eur. J. Mineral.* 7/1, 57–70.
- BIINO, G.G. & MEISEL, T. (1993): Geochemistry of polymetamorphic ultramafics (major, trace, noble and rare earth elements): an example from the Helvetic basement (Central Alps, Switzerland). – *Mineral. Petrol.* 49, 189–212.
- (1994): Major, trace, noble and rare earth elements distribution in polymetamorphic ultramafic rocks (Aar massif, Central Alps, Switzerland). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 74/1, 69–86.
- BIINO, G.G., SCHALTEGGER, U. & ABRECHT, J. (1999): Paleozoic orogenic cycles in the Central Alpine basement: petrological, geochemical and geochronological evidence from the northern Aar massif. – 74. annu. Meet. SANW, Lucerne, Abstr. Vol. 3/3.
- BLÄTTLER, A. (1967): Der alte Bergbau in Uri. – Gamma, Altdorf.
- BLASS, A. (2001): Rezente glazilakustrine Sedimentabfolgen Steinsee, Sustenpass. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- BLASS, A., ANSELMETTI, F.S. & ARIZTEGUI, D. (2003): 60 years of glaciolacustrine sedimentation in Steinsee (Sustenpass, Switzerland) compared with historic events and instrumental meteorological data. – *Eclogae geol. Helv.* 96, Suppl. 1, 59–71.
- BOUSSAC, J. (1912): Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique Alpin. – *Mém. Carte géol. France* 13.
- BOXLEITNER, M., MAISCH, M., WALTHARD, P., IVY-OCHS, S., BRANDOVA, D. & EGLI, M. (2015): Lateglacial and Holocene glacier development and landscape evolution in Meiental, Uri (CH). – *Swiss Geosci. Meet.* 2015, Abstr. Vol. P9.9.
- BREITSCHMID, A. (1982): Diagenese und schwache Metamorphose in den sedimentären Abfolgen der Zentralschweizer Alpen (Vierwaldstätter See, Urirotstock). – *Eclogae geol. Helv.* 75/2, 331–380.
- BRUDERER, W. (1924): Les sédiments du bord septentrional du Massif de l'Aar. – Diss. Univ. Lausanne.
- BRÜCKNER, W. & ZBINDEN, W. (1987): Blatt 1192 Schächental. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Karte 83.
- BRUNNER, B. (1999): Geologische Untersuchungen im Gebiet Tannalp – Rotsandnollen – Jochpass – Engstlenalp (Kanton Obwalden). – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).

- BRUNNER, B. (2002): Sedimentologie, Stratigraphie und Paläogeographie des Doggers im Gebiet des Graustocks westlich von Engelberg. – Mitt. natf. Ges. Luzern 37, 51–62.
- BRUNNER, T. (2008): Kunstdenkmäler des Kantons Uri: Oberes Reusstal und Ursern (Bd. IV). – Ges. schweiz. Kunstgesch., Bern.
- BÜCHI, E. (1980): Geologie der autochthonen Sedimentbedeckung des Aar-Massivs im Urbachtal bei Innertkirchen. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- BÜHLER, A. (1928): Das Meiental im Kanton Uri. – Diss. Univ. Bern.
- BURKHARD, M. (1981): Deformation des kristallinen Sockels und der Sedimente im Autochthon des hinteren Engelbergertales. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- (1988): L'Helvétique de la bordure occidentale du massif de l'Aar (évolution tectonique et métamorphique). – Eclogae geol. Helv. 81/1, 63–114.
- (1999): Strukturgeologie und Tektonik im Bereich AlpTransit. In: Löw, S. & Wyss, R. (Hrsg.): Vorerkundung und Prognose der Basistunnels am Gotthard und am Lötschberg (S. 21–29). – Tagbd. Symp. Geologie AlpTransit, Zürich (15.–17. Febr. 1999). Balkema, Rotterdam.
- 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.
- DOLLFUS, S. (1965): Über den helvetischen Dogger zwischen Linth und Rhein. – Eclogae 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.
- ECKARDT, P., FUNK, H. & LABHART, T. (1983): Postglaziale Krustenbewegungen an der Rhein-Rhone-Linie. – Vermess. Photogramm. Kulturtechn. 81/2, 43–56.
- 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): Profilreise vom Fuss der Gotthardstrasse bis ins Urselertal. – Alpina 2.
- 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.
- FOLK, R.L. (1962): Spectral subdivision of limestone types. In: HAM, W.E. (Ed.): Classification of carbonate rocks – a symposium (p. 62–84). – Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol. 1.
- FRANKS, G.D. (1968): The pre-Westphalian (Hercynian) metamorphism and structures of the Tödi area (Aar massif). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 48/3, 667–694.
- FREY, M., BUCHER, K., FRANK, E. & MULLIS, J. (1980): Alpine metamorphism along the geotransverse Basel–Chaisso – a review. – Eclogae geol. Helv. 73/2, 527–546.

- FREY, M., DESMONS, J. & NEUBAUER, F. (1999): The new metamorphic map of the Alps 1:500 000. – Beil. zu Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 79/1.
- FREY, M. & FERREIRO MÄHLMANN, R. (1999): Alpine metamorphism of the Central Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 79/1, 135–154.
- GISLER, C. (2003): Die basale Trias am Nordrand des Aarmassivs zwischen Titlis und Reusstal. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- 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.
- GLOTZBACH, G., REINECKER, J., DANISIK, M., RAHN, M., FRISCH, W. & SPIEGEL, C. (2010): Thermal history of the central Gotthard and Aar massifs, European Alps: Evidence for steady state, long-term exhumation. – J. geophys. Res. 115/F3, F03017 [doi:10.1029/2009JF001304].
- GNOS, E. (1988): Geologie und Petrographie im westlichen Brunnital (Maderanertal, Kanton Uri). – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- GRAF, H.R., BITTERLI-DREHER, P., BURGER, H., BITTERLI, T., DIEBOLD, P. & NAEF, H. (2006): Blatt 1070 Baden (mit Beiträgen von R. Schürch). – Geol. Atlas Schweiz, Karte 120.
- HAEBERLI, W. (1985): Creep of mountain permafrost: Internal structure and flow of alpine rock-glaciers. – Mitt. Versuchsanst. Wasserbau Hydrol. Glaziol. Zürich 77, 142.
- HAEFELI, R. (1961): Gutachten betreffend der Massnahmen zum Schutze der Unterlieger vor katastrophalen Ausbrüchen des Steinsees. – Ber. z.H. Baudir. Kt. Bern (unpubl.).
- HAEFELI, R. & MÜLLER, F. (1957): Gutachten über die Ursachen des über die Nacht vom 29./30. Juli 1956 erfolgten Ausbruchs des Steingletschersees. – Ber. z.H. Baudir. Kt. Bern (unpubl.).
- 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. & WAGNER, G. (2005): Eiszeitliche und nacheiszeitliche Gletscherstände im Berner Oberland. Erster Teil: Östliches Oberland bis zur Kander. – Mitt. naturf. Ges. Bern [N.F.] 62, 107–134.
- HEIM, ALB. (1921): Geologie der Schweiz (Bd.2). – Tauchnitz, Leipzig.
- HEIM, ALB. & HEIM, ARN. (1916): Die Juramulde bei Fernigen (Uri). – Vjschr. natf. Ges. Zürich 61/3–4, 503–530.
- HEIM, ARN. (1908): Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizer Alpen. – Abh. schweiz. paläont. Ges. 35.
- HERGER, F. (1987): 700 Jahre Wassen. – Altdorf.
- 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. – Informationsstelle Landesgeologie swisstopo, Wabern (Nr.42801), unpubl. Mskr.
- 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.
- HEUBERGER, H. (1966): Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain und Ötztal. – *Wiss. Alpenvereinsheft* 20.
- HORMES, A. (2001): The ^{14}C perspective of glaciers recessions in the Swiss Alps and New Zealand. – *Diss. Univ. Bern*.
- HORMES, A., MÜLLER, B.U. & SCHLÜCHTER, C. (2001): The Alps with little ice: evidence for eight Holocene phases of reduced glacier extend in the Central Swiss Alps. – *The Holocene* 11/3, 255–265.
- HOTZ, B. (1989): Zur Geologie zwischen Jochpass und Titlis. – *Diplomarb. ETH Zürich* (unpubl.).
- HÜGLY, W. (1927): Petrographisch-geologische Untersuchungen im östlichen Aarmassiv. – *Jb. phil. Fak. Bern* 7, 91–97.
- HUGI, E. (1907): Vorläufige Mitteilungen über Untersuchungen in der nördlichen Gneiszone des zentralen Aarmassivs. – *Eclogae geol. Helv.* 9/4, 441–464.
- HUGI, F.J. (1830): *Naturhistorische Alpenreisen*. – Solothurn.
- 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, 559–573.
- JÄCKLI, H. (1962): Die Vergletscherung der Schweiz im Würmmaximum. – *Eclogae geol. Helv.* 55/2, 285–294.
- JANOTS, E., BERGER, A., GNOS, E., WHITEHOUSE, M., LEWIN, E. & PETTKE, T. (2012): Constraints on fluid evolution during metamorphism from U-Th-Pb systematics in Alpine hydrothermal monazite. – *Chem. Geol.* 326/327, 61–71.
- JANOTS, E., ENGI, M., RUBATTO, D., BERGER, A. & RAHN, M. (2009): Metamorphic rates in collisional orogeny from in situ allanite and monazite dating. – *Geology* 37/1, 11–14.
- JENNI, J.-P. (1973): Die Vorkommen von Bleiglanz, Kupferkies und Zinkblende des Bristenstocks (Kt. UR) als Beispiel schwach metamorph überprägter Vererzungen. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 53.
- JENNY, E. (1931): Über Gletscher und Gipfel. – Rentsch, Erlenbach-Zürich/Lepizig.
- JOHNSON, M.R.W. (1967): Belemnite deformation at Fernigen, Switzerland. – *Geol. Mag.* 104/3, 268–273.
- JOSSI, H., LABHART, T., ROHRBACH, R., SAURER, J., STRAUB, R. & WAGNER, G. (1996): Führer durch den Gletscherpfad Steinalp am Sustenpass. – Pauli, Meiringen.
- KAJEL, L. (1973): Geologisch-mineralogische Untersuchungen an Karbonvorkommen im westlichen und nördlichen Aarmassiv. – *Diplomarb. Univ. Bern* (unpubl.).
- KAMMER, A. (1980): Geologie des Wendentales (östliches Berner Oberland). – *Diplomarb. 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.
- KELLER, F., WANNER, H. & SCHNEIDER, T.R. (1987): Geologischer Schlussbericht Gotthard-Strassentunnel. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 70.
- KEMPF, O. & PFIFFNER, A. (2004): Early Tertiary evolution of the North Alpine Foreland Basin of the Swiss Alps and adjoining areas. – *Basin Res.* 16, 549–567.

- KING, L. (1987): Studien zur postglazialen Gletscher- und Vegetationsgeschichte des Sustenpassgebietes. – Basler Beitr. Geogr. 18.
- (1985): Studien zur postglazialen Gletscher- und Vegetationsgeschichte des Sustenpassgebietes. – Giessener geogr. Schr. 2.
- KINZL, H. (1932): Die grössten nacheiszeitlichen Gletschervorstösse in den Schweizer Alpen und in der Mont-Blanc-Gruppe. – Z. Gletscherkd. 20, 269–397.
- KOENIGSBERGER, J. (1909): Einige Folgerungen aus geologischen Beobachtungen im Aare-, Gotthard- und Tessinermassiv. – Eclogae 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.B.
- (1910b): Die kristallinen Schiefer der zentralschweizerischen Massive und der Versuch einer Einteilung der kristallinen Schiefer. – C.R. Congr. geol. internat. Stockholm 11, 639–671.
- KREBS, J. (1925): Geologische Beschreibung der Blüemlisalpgruppe – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 54/3.
- KUGLER, C. (1987): Die Wildeggen-Formation im Ostjura und die Schilt-Formation im östlichen Helvetikum; ein Vergleich. – Diss. ETH Zürich.
- LABHART, T. (1966): Mehrphasige alpine Tektonik am Nordrand des Aarmassivs – Beobachtungen im Druckstollen Trift–Speicherberg (Gadmental) der Kraftwerke Oberhasli AG. – Eclogae geol. Helv. 59/2, 803–830.
- (1977): Aarmassiv und Gotthardmassiv. In: GWINNER, M.P. (Hrsg.): Sammlung geologischer Führer 63. – Bornträger, Berlin/Stuttgart.
- (2002): Steinführer Bundeshaus Bern. – Ges. schweiz. Kunstgesch. Bern.
- (2012): Blatt 1231 Urseren. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 133.
- LABHART, T. & RENNER, F. (2012): Blatt 1231 Urseren. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 133.
- LATELTIN, O. (1988): Les dépôts turbiditiques oligocènes d'avant-pays entre Annecy (Haute Savoie) et le Sanetsch (Suisse). – Diss. Univ. Fribourg.
- LAWS, S. (2001): Structural, geomechanical and petrophysical properties of shear zones in the Eastern Aar Massif, Switzerland. – Diss. ETH Zürich 14245.
- LEHMANN, A. (2008): Geologie des hinteren Erstfeldertals. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- LIECHTI, H. (1933): Recherches pétrographiques et tectoniques dans la vallée de Göschenen (Canton d'Uri). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 13/2, 491–563.
- LOTZE, R. (1914): Beiträge zur Geologie des Aarmassivs. Untersuchungen über Erstfelder Gneise und Innertkirchner Granit. – Z. dtsch. geol. Ges. Abh. 2/66, 217–301.
- LUSSER, K.F. (1829): Geognostische Erforschung und Darstellung des Alpen-Durchschnitts vom St. Gotthard bis Arth am Zugersee. – Denkschr. schweiz. natf. Ges. 1, 144–172.
- MAGNY, M. & HAAS, J.N. (2004): A major widespread climatic change around 5300 cal. yr BP at the time of the Alpine Iceman. – J. Quartern. Sci. 19/5, 423–430.
- MAISCH, M. (1981): Glazialmorphologie und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz). – Phys. Geogr. 3.
- (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'Helvetique et de l'Ultraschiste. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 71/341, 373–383.
- MAYNC, W. (1938): Die Grenzschichten von Jura und Kreide in der Titlisette. – Eclogae geol. Helv. 31/1, 21–70.
- MEISEL, T. & BIINO, G.G. (1994): Major, trace, noble and rare earth elements distribution and Osmium isotopes in polymetamorphic ultramafic rocks (Aar and Gotthard massifs, Central Alps, Switzerland). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 74/2, 292–293.
- MENKVELD, J.W. (1995): Der geologische Bau des Helvetikums der Innerschweiz. – Diss. Univ. Bern.
- MERCOLLI, I., ABRECHT, J. & BIINO, G.G. (1994): The pre-Alpine crustal evolution of the Aar-, Gotthard and Tavetsch massifs. Introduction. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 74/1, 3–4.
- 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.
- MILNES, A.G. & PFIFFNER, O.A. (1977): Structural development of the Infralhelvetic complex, eastern Switzerland. – Eclogae geol. Helv. 70/1, 83–95.
- MOCK, S. (2014): Deformation of the sediment-crystalline contact in the northern Aar massif (Innertkirchen, Bernese Oberland). – Masterarb. Univ. Bern (unpubl.).
- MOESCH, G. (1894): Geologische Beschreibung der Kalk- und Schiefergebirge zwischen dem Reuss- und dem Kiental. – Beitr. geol. Karte Schweiz 24/3.
- MOHR, H. (1992): Der Helvetische Schelf der Ostschweiz am Übergang vom Späten Jura zur Frühen Kreide. – Diss. ETH Zürich.
- MORGENTHALER, H. (1921): Petrographisch-tektonische Untersuchungen am Nordrand des Aarmassivs. – Eclogae geol. Helv. 16/2, 179–217.
- MÜLLER, F. (1938): Geologie der Engelhörner, der Aareschlucht und der Kalkkeile bei Innertkirchen. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 74.
- MULLIS, J. (2011): Entstehung alpiner Zerrklüfte und Kluftminerale im Gotthard-Basistunnel, Abschnitt Amsteg–Sedrun und im Zugangs- und Kabelstollen von Amsteg. In: AMACHER, P. & SCHÜPBACH, T. (Hrsg.): NEAT-Mineralien, Kristallschätze tief im Berg (S.196–229). – GEO-Uri GmbH, Amsteg.
- MULLIS, J., KLAPPENBACH, K. & OBERHÄNSLI, R. (2001): Kronleuchter aus Bergkristall. – Schweizer Strahler 2001/1, 4–8.
- NIGGLI, P., GRUBENMANN, U. & JEANNET, A. (1915): Die natürlichen Bausteine und Dachschiefer der Schweiz. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 5.
- NIGGLI, P., QUERVAIN, F. DE & WINTERHALTER, R.U. (1930): Chemismus schweizerischer Gesteine. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 14.
- NÜESCH, R. (1981): Strukturelle Beziehungen zwischen dem kristallinen Grundgebirge und der darüberliegenden Sedimenthülle im Gebiet von Erstfeld. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- OBERHÄNSLI, R. (1986): Geochemistry of meta-lamprophyres from the Central Swiss Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 66/3, 315–342.
- (1987): Mineralogy and Alpine metamorphism of meta-lamprophyres from the Central Swiss Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 67/3, 321–338.

- OBERHÄNSLI, R., BOUSQUET, R., ENGI, M., GOFFÉ, B., GOSSO, G., HANDY, M., HÖCK, V., KOLLER, F., LARDEAUX, J.-M., POLINO, R., ROSSI, P., SCHUSTER, R., SCHWARTZ, S. & SPALLA, M.I. (2004): Metamorphic structure of the Alps. In: OBERHÄNSLI, R. (Ed.): Explanatory note to the map «Metamorphic structure of the Alps, 1:1000 000». – Mitt. österr. mineral. Ges. 149.
- OBERHÄNSLI, R., SCHENKER, F. & MERCOLLI, I. (1988): Indications of Variscan nappe tectonics in the Aar Massif. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 68/3, 509–520.
- OBERLI, F., BIINO, G.G. & MEIER, M. (1993): Early polymetamorphic evolution of a Central Swiss Alpine terrain examined by single-crystal U-Pb dating techniques. – Terra Abstr. 5/1, 392.
- OBERLI, F., MEIER, E. & BIINO, G.G. (1994): Time constraints on the pre-Variscan magmatic/metamorphic evolution of the Gotthard and Tavetsch units derived from single-zircon U-Pb results. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 74/3, 483–488.
- OBERLI, F., SOMMERAUER, J. & STEIGER, R.H. (1981): U-(Th)-Pb systematics and mineralogy of single crystals and concentrates of accessory minerals from the Cacciola granite, central Gotthard massif, Switzerland. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 61/2–3, 323–348.
- 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. – Eur. J. Mineral. 12/6, 1245–1260.
- PARKER, R.L. (1954): Die Mineralfunde der Schweiz. – Wepf, Basel.
- 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.
- PERSAUD, M. & PFIFFNER, O.A. (2004): Active tectonics in the eastern Swiss Alps: postglacial faults, seismicity and surface uplift. – Tectonophysics 385/1–4, 59–84.
- PETERS, M. (2012): Spatial distribution of quartz recrystallization microstructures in the Aar massif (Swiss Central Alps). – Masterarb. Univ. Bern (unpubl.).
- PFEIFER, H.R., BIINO, G.G., MÉNOT, R.-P. & STILLE, P. (1993): Ultramafic rocks in the Pre-Mesozoic basement of the Central and External Western Alps. In: RAUMER, J.F. VON & NEUBAUER, F. (Ed.): The Pre-Mesozoic Geology in the Alps (p.119–143). – Springer, Berlin/Heidelberg.
- PFIFFNER, O.A. (1977): Tektonische Untersuchungen im Infrahelvetikum der Ostschweiz. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 217.
- (1978): Der Falten- und Kleindeckenbau im Infrahelvetikum der Ostschweiz. – Eclogae geol. Helv. 71/1, 61–84.
- (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. – Geological Special Map 128.
- 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.
- PURDY, J.W. & JÄGER, E. (1976): K-Ar ages on rock-forming minerals from the Central Alps. – Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova 30, 1–32.
- PURDY, J.W. & STALDER, H.A. (1973): K-Ar ages of fissure minerals from the Swiss Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 53/1, 79–98.

- RAUMER, J.F. VON & NEUBAUER, F. (1993): Late Precambrian and Palaeozoic evolution of the Alpine basement – an overview. In: RAUMER, J.F. VON & NEUBAUER, F. (Ed.): *The Pre-Mesozoic Geology in the Alps* (p. 625–639). – 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 von Uri* (S. 97–134). – *Ber. natf. Ges. Uri* 24.
- 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 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating: The structural evolution of the Grimsel Pass area (Aar Massif, Swiss Alps). – *J. struct. Geol.* 31/11, 1377–1394.
- RUTISHAUSER, H. (1972): Die quantitative Erfassung von Migmatiten im Aufschlussbereich (Erläuterungen am Beispiel des Lauterbrunner-Kristallins). – *Diss. Univ. Bern*.
- SAUER, A. (1905): Über die Erstfelder Gneise am Nordrand des Aarmassivs. – *Ber. Versamml. oberh. geol. Ver.* 38, 25–28.
- SCABELL, W. (1926): Beiträge zur Geologie der Wetterhorn-Schreckhorn-Gruppe. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 57/3.
- SCHAEER, J.P., REIMER, G.M. & WAGNER, G.A. (1975): Actual and ancient uplift rate in the Gotthard region, Swiss Alps: a comparison between precise levelling and fission track apatite age. – *Tectonophysics* 29/1–4, 293–300.
- SCHALTEGGER, U. (1984): *Geologie und Petrographie der Gneiszone von Erstfeld in der Umgebung des Sustenpasses*. – *Diplomarb. Univ. Bern* (unpubl.).
- (1986): Voralpine und alpine Mineralbildungen in der Gneiszone von Erstfeld (Sustenpass, Aarmassiv); der Mechanismus der K-Ar- und Rb-Sr-Verjüngung alpin umgewandelter Biotite. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 66/3, 395–412.
- (1989): Geochemische und isotopengeochemische Untersuchungen am Zentralen Aaregranit und seinen assoziierten Gesteinen zwischen Aare und Reuss. – *Diss. Univ. Bern*.
- (1990): The Central Aar Granite: Highly differentiated calc-alkaline magmatism in the Aar Massif (Central Alps, Switzerland). – *Eur. J. Mineral.* 2/2, 245–259.
- (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. – *Contrib. 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.
- (1997): The age of an Upper Carboniferous/Lower Permian sedimentary basin and its hinterland as constrained by U/Pb dating of volcanic and detrital zircons (Northern Switzerland). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 77/1, 101–111.
- SCHALTEGGER, U., ABRECHT, J. & CORFU, F. (2003): 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. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 111/3, 329–344.
- (1995): Late Variscan «Basin and Range» magmatism and tectonics in the Central Alps: Evidence from U-Pb geochronology. – *Geodin. Acta* 8/2, 82–89.
- SCHALTEGGER, U. & GEBAUER, D. (1999): Pre-alpine geochronology of the Central, Western and Southern Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 79/1, 79–87.
- SCHALTEGGER, U. & QUADT, A. VON (1990): U-Pb zircon dating of the Central Aar Granite (Aar Massif, Switzerland). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 70/3, 361–371.
- 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.
- 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 and planet. Sci. Lett.* 393, 220–230.
- SCHINDLER, C. (1972): Zur Geologie der Gotthard-Nordrampe der Nationalstrasse N2. – *Eclogae geol. Helv.* 65/2, 391–423.
- SCHMID, S.M. (1975): The Glarus overthrust: field evidence and mechanical model. – *Eclogae geol. Helv.* 68/2, 247–280.
- SCHMID, S.M., PFIFFNER, O.A., SCHÖNBORN, G., FROITZHEIM, N. & KISSLING, E. (1997): Integrated cross section and tectonic evolution of the Alps along the Eastern Travers. In: PFIFFNER, O.A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MÜLLER, S. & STECK, A. (Ed.): *Deep Structure of the Swiss Alps: Results of NFP 20* (p. 289–304). – Birkhäuser, Basel.
- SCHMIDT, C. (1894): Zentrale Alpen. In: *Livret guide géologique dans le Jura et les Alpes de la Suisse* (p. 111–158). – F. Payot, Lausanne.
- SCHNEIDER, T.R. (1984): Geologischer Schlussbericht Seelisbergtunnel. Zusammenfassung. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 65.
- SCHLÜCHTER, C. (Kompil.) (2009): Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM), 1: 500 000. – Bundesamt für Landestopografie, Wabern.
- 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 Paraautochthonzone des oberen Engelbergtales (Zentral-schweiz). Mit einem Anhang: Zur Herkunft der Gerölle im Gruontalkonglomerat (Zentralschweiz). – *Mitt. naturf. 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.*
- SOLAR, G. (1974): Hans Conrad Escher von der Linth. Ansichten und Panoramen der Schweiz. Die Ansichten 1780–1822. – Atlantis, Zürich/Freiburg i. Brsg.
- SPILLMANN, P. & FUCHS, M. (2011): Hydrogeologie, Grundwasser und Grundwassernutzung. In: SPILLMANN, P., LABHART, T., BRÜCKER, W., RENNER, F., GISLER, C. & ZGRAGGEN, A. (Hrsg.): *Geologie von Uri* (S. 169–178). – *Ber. natf. Ges. Uri* 24.

- SPILLMANN, P., LABHART, T., BRÜCKER, W., RENNER, F., GISLER, C. & ZGRAGGEN, A. (2011): Geologie des Kantons Uri. – 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.
- STALDER, H.A., QUERVAIN, F. DE, NIGGLI, E. & GRAESER, S. (1973): Die Mineralfunde der Schweiz. – Wepf, Basel.
- STECK, A. (1966): Petrographische und tektonische Untersuchungen am Zentralen Aaregranit und seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aarmassiv im Gebiet Belalp – Grisighorn. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 130.
- (1976): Albit-Oligoklas-Mineralgesellschaften der Peristeritlücke aus alpinmetamorphen Granitgneisen des Gotthardmassivs. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56/2, 269–292.
- (2011a): Blatt 1269 Aletschgletscher. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 131.
- (2011b): Blatt 1269 Aletschgletscher. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 131.
- STUTZ, U. (1879): Geologische Notizen aus den Alpen. Über das Erstfeldertal. – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. 1879, 842–849.
- STYGER, G. (1961): Bau und Stratigraphie der nordhelvetischen Tertiärbildungen in der Hausstock- und westlichen Kärpfgruppe. – Diss. Univ. Zürich.
- SULZER, J.G. (1743): Beschreibung der Merckwürdigkeiten, welche er in einer Anno 1742 gemachten Reise durch einige Orte des Schweizerlandes beobachtet hat. – Zürich.
- SUSTEN (1946): Susten, die schönste Alpenstrasse. Festschrift zur Eröffnung der neuen Sustenpassstrasse. – Walther, Olten.
- TAVEL, H. VON (1936): Stratigraphie der Balmhorngruppe mit Einschluss des Gemmipasses (Berner Oberland). – Mitt. natf. Ges. Bern 1936/2, 43–120.
- TOBLER, A. (1897): Über die Gliederung der mesozoischen Sedimente am Nordrand des Aarmassivs. – Verh. natf. Ges. Basel 12, 25–107.
- TRÜMPY, R. (1966a): Graspass-Schichten. – In: RUTSCH, R.F. (Hrsg.): Internationales stratigraphisches Lexikon, Bd. I: Europa, Fasz. 7 Schweiz, 7c Schweizer Alpen und Südtesin. – Congr. géol. int. Comm. Stratigr.
- (1966b): Quintnerkalk. – In: RUTSCH, R.F. (Hrsg.): Internationales stratigraphisches Lexikon, Bd. I: Europa, Fasz. 7 Schweiz, 7c Schweizer Alpen und Südtesin. – Congr. géol. int., Comm. Stratigr.
- (1966c): Obere Schiefer. – In: RUTSCH, R.F. (Hrsg.): Internationales stratigraphisches Lexikon, Bd. I: Europa, Fasz. 7 Schweiz, 7c Schweizer Alpen und Südtesin. – Congr. géol. int., Comm. Stratigr.
- (1966d): Rötldolomit. – In: RUTSCH, R.F. (Hrsg.): Internationales stratigraphisches Lexikon, Bd. I: Europa, Fasz. 7 Schweiz, 7c Schweizer Alpen und Südtesin. – Congr. géol. int., Comm. Stratigr.
- (1966e): Schiltschichten. – In: RUTSCH, R.F. (Hrsg.): Internationales stratigraphisches Lexikon, Bd. I: Europa, Fasz. 7 Schweiz, 7c Schweizer Alpen und Südtesin. – Congr. géol. int., Comm. Stratigr.
- (1966f): Troskalk. – In: RUTSCH, R.F. (Hrsg.): Internationales stratigraphisches Lexikon, Bd. I: Europa, Fasz. 7 Schweiz, 7c Schweizer Alpen und Südtesin. – Congr. géol. int., Comm. Stratigr.
- (1999): Die tektonischen Grosseinheiten im Bereich AlpTransit. In: Löw, S. & Wyss, R. (Hrsg.): Vorerkundung und Prognose der Basistunnels am Gotthard und am Lötschberg (S. 21–29). – Tagbd. Symp. Geologie AlpTransit, Zürich (15.–17. Febr. 1999). Balkema, Rotterdam.

- USTASZEWSKI, M. & PFIFFNER, A.O. (2008): Neotectonic faulting, uplift and seismicity in the central and western Swiss Alps. Tectonic Aspects of the Alpine–Dinaride–Carpathian System. – Spec. Pap. geol. Soc. London 298, 231–249.
- VOLL, G. (1976): Recrystallization of quartz, biotite and feldspars from Erstfeld to the Leventina nappe, Swiss Alps, and its geological significance. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56/3, 641–647.
- WAGNER, G.A., REIMER, G.M. & JÄGER, E. (1977): Cooling ages derived by apatite fission track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: the uplift and cooling history of the Central Alps. – Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova 30, 1–27.
- WEHRENS, P. (2015): Structural evolution in the Aar Massif (Haslital transect): implications for mid-crustal deformation. – Diss. Univ. Bern.
- 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, C., STEIGER, R. & BIANCONI, F. (1990): Karte der Vorkommen mineralischer Rohstoffe der Schweiz 1:200 000, Bl. Tessin–Uri, mit Erläuterungen. – Schweiz. geotech. Komm., Zürich.
- WIGET, A. & GUBLER, E. (1988): Beitrag der Geodäsie zur Geodynamik der Alpen. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 54/127, 9–14.
- ZOLLER, H. (1977): Alter und Ausmass postglazialer Klimaschwankungen in den Schweizer Alpen. – In: FRENZEL, B. (Hrsg.): Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa (S. 271–281). – Erdwiss. Forsch. 13.
- ZOLLER, H., SCHINDLER, C. & RÖTHLISBERGER, H. (1966): Postglaziale Gletscherstände und Klimaschwankungen im Gotthardmassiv und Vorderrheingebiet. – Verh. natf. Ges. Basel 77/2, 97–164.
- ZURFLUH, K. (1990): Steinige Pfade. 160 Jahre Urner Wirtschaftsgeschichte. – Urner Kantonalbank.
- ZWYSSIG, B. (1997): Strahlgang im Voralptal. – Mineralienfreund 1997/1.

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 3 Zürich – Glarus, von P. CHRIST & W. NABHOLZ, 1957.

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

Geologische Karte der Schweiz 1:100 000

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

Blatt XIV Altdorf – Chur, von ALB. HEIM, A. ESCHER VON DER LINTH, G. THEOBALD,
A. BALTZER & K. VON FRITSCH, 1885.

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000

Nr. 83 Schächental (LK 1192), von W. BRÜCKNER & P. ZBINDEN, 1987.

Nr. 126 Oberalppass (LK 1232), von E. AMBÜHL, H. M. HUBER, E. NIGGLI, W. HUBER,
M. NIGGLI & W. FLÜCK, 2008.

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

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. BALT-
ZER, 1880.

Nr. 55 Geologische Karte des Gebirges zwischen Engelberg und Meiringen, 1:50 000, von
P. ARBENZ, 1911.

Nr. 62 Geologische Karte der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal, 1:50 000,
von W. STAUB, 1911.

Nr. 84 Geologische Karte der Urirotstockgruppe, 1:50 000, von P. ARBENZ, 1918.

Nr. 101 Tektonische Übersicht des Wurzelgebietes der helvetischen Decken am Ostende von
Aar- und Gotthardmassiv, 1:100 000, von F. WEBER, 1922.

Nr. 110 Geologische Karte der Urserenzone, 1:33 333, von W. FEHR, 1926.

Nr. 128/3 Structural Map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Aus-
tria) and Haute Savoie (France), 1:100 000, map sheet 42 Oberwallis, von O. A. PFIFF-
NER, M. BURKHARD, R. HÄNNI, A. KAMMER, R. KLIGFIELD, N. MANCKTELOW,
J. G. RAMSAY & R. ZURBRIGGEN, 2010.

Nr. 128/5 Structural Map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Aus-
tria) and Haute Savoie (France), 1:100 000, map sheet 38 Panixerpass, von
O. A. PFIFFNER, J. G. RAMSAY & S. M. SCHMID, 2010.

Hydrogeologische Karte der Schweiz 1:100 000

Nr.3 Panixerpass, von H. JÄCKLI, A. BÖGLI, T. LOCHER, W. NABHOLZ, C. SCHINDLER, E. WEBER & L. WYSSLING, 1985.

Karte der Vorkommen mineralischer Rohstoffe der Schweiz 1:200 000

Blatt 1 Tessin – Uri, von C. WENGER, R. STEIGER & F. BIANCONI, 1990.

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

- Gi GIORDANO, F. (1873): Carta geologica del S. Gottardo, 1:50 000. In: *Esame geologico della catena alpina del San Gottardo che deve essere attraversata dalla grande galleria della ferrovia italo-elvetica*. – Mem. Serv. Descr. Carta geol. Ital. 2.
- Kö KÖNIGSBERGER, J. (1910): Geologische und mineralogische Karte des östlichen Aarmassivs von Disentis bis zum Spannort, 1:50 000. In: *Erläuterungen zur geologischen und mineralogischen Karte des östlichen Aarmassivs von Disentis bis zum Spannort*. – Speyer & Kaerner, Freiburg/Leipzig.
- Ki KISSLING, E. & BALTZER, A. (1889): Geologische Karte des Kantons Bern, 1:200 000. – Schmid, Francke & Co., Bern.
- La LABHART, T., PFIFFNER O.A., BURKHARD, M., HÄNNI, R., KAMMER, A., KLIGFIELD, R., MANCKTELOW, N., MENKVELD, J.-W., RAMSEY, J.G., SCHMID, S.M. & ZURBRIGGEN, R. (2011): Geologische Karte des Kantons Uri, 1:100 000. In: SPILLMANN, P., LABHART, T., BRÜCKER, W., RENNER, F., GISLER, C. & ZGRAGGEN, A. (2011): *Geologie des Kantons Uri (Beil. 1)*. – Ber. Natf. Ges. Uri 24.
- S SCHMIDT, C. (1886): Geologische Karte der Windgällen-Kette, 1:50 000. In: *Geologisch-petrographische Mitteilungen über einige Porphyre der Centralalpen und die in Verbindung mit denselben auftretenden Gesteine. 1. Teil: Der Porphyry der Windgällen (Taf. 22)*. – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Beilbd. 4.
- St STAPFF, F.M. (1885): Geologische Übersichtskarte der Gotthardbahnstrecke Kil. 38–149 (Erstfeld–Castione), 10 Blätter 1:25 000. – Im Auftrag der Direction der Gotthardbahn, Berlin.
- P PLOEG, P. VAN DER (1954): Geologische Karte der Schlossberg-Spannortgruppe, 1:50 000. In: *Geologische Beschreibung der Schlossberg-Spannortgruppe*. – *Eclogae geol. Helv.* 12/2, 194–245.

BEILAGE

Tafel I Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Meiental 1:25 000.

