Zeitschrift: Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft Bern
Herausgeber: Geographische Gesellschaft Bern
Band: 62 (2007)

Artikel: Geologie : 500 Millionen Jahre Erdgeschichte
Autor: Labhart, Toni
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-960376

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 14.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

2

Geologie – 500 Millionen Jahre Erdgeschichte

Toni Labhart

Einführung

2

Die Welterbe-Region Jungfrau-Aletsch-Bietschhorn befindet sich im helvetischen* Bereich der Alpen, zum grössten Teil im helvetischen* Grundgebirge des Aarmassivs, zu einem kleinen Teil in mesozoischen helvetischen* Sedimenten (*vgl. Kasten S. 26). Die beiden Komplexe sind dank ihren charakteristischen Gesteinen gut gegeneinander abgrenzbar:

Das ***Aarmassiv*** besteht aus kristallinen Gesteinen, überwiegend Granit und Gneis. Es baut die Berner Hochalpen zwischen dem Westende des Lötschentals und der Grimsel auf und ist ein Teil des alten europäischen Grundgebirges; seine Gesteine sind 300 und mehr Millionen Jahre (MJ) alt. ***Helvetische Sedimente*** finden sich am Nord-, West- und Südwestrand des Gebiets, dem Kristallin des Aarmassivs auf-, ein- oder vorgelagert. Zwischen den Engelhörnern und der Jungfrau bauen sie die gewaltigen Nordabstürze des Aarmassivs auf, im Nordwesten die Gebirgsmassive des Gspaltenhorns, die Blüemlisalp- und die Doldenhorngruppe. Es sind durchwegs gut geschichtete, oft auch verfaltete Sedimentgesteine. Kalksteine aller Art dominieren; dazu kommen Mergel (Kalk-Ton-Mischgesteine), Tonschiefer, Sandsteine und Dolomite. Es sind Ablagerungen eines subtropischen Meeres, das 200 Millionen Jahre lang, zwischen der Trias- und der beginnenden Tertiärzeit, das kristalline Grundgebirge überdeckt hat.

Zu Beginn des Tertiärs lag der helvetische Sedimentstapel praktisch horizontal über dem Kristallin. Diese einfache Geometrie ist durch die nachfolgende alpine Gebirgsbildung völlig verändert worden. Viele Sedimentpakete sind offensichtlich schief gestellt, verfaltet und verschoben worden, und das Kristallin, herausgehoben zum Aarmassiv, bildet die höchsten Gipfel.

Die heutigen geologischen Verhältnisse lassen sich nur durch die Kenntnis der Entstehungsgeschichte verstehen.

Die Erdgeschichte

Die Zeit vor dem Perm: Die Entstehung des Grundgebirges

Die kristallinen Gesteine des Aarmassivs verdanken ihre Entstehung im Wesentlichen zwei alten Gebirgsbildungen (siehe auch Tab. 1). Die hochmetamorphen Gneise und Amphibolite des Altkristallins wie auch das Innertkirchner-Lauterbrunner-Kristallin dürften weitgehend Produkte der ordovizischen *kaledonischen Gebirgsbildung* vor etwa 450 MJ sein. Das Ausgangsmaterial muss natürlich noch älter sein. Die *variszische* (auch *variskische*) Gebirgsbildung im Karbon ist wie im übrigen Mitteleuropa charakterisiert durch das Eindringen gewaltiger Mengen granitischer Magmen um 300 MJ. Zur Permzeit war das variszische Gebirge zu einem flachen wüstenartigen Hügelland abgetragen.

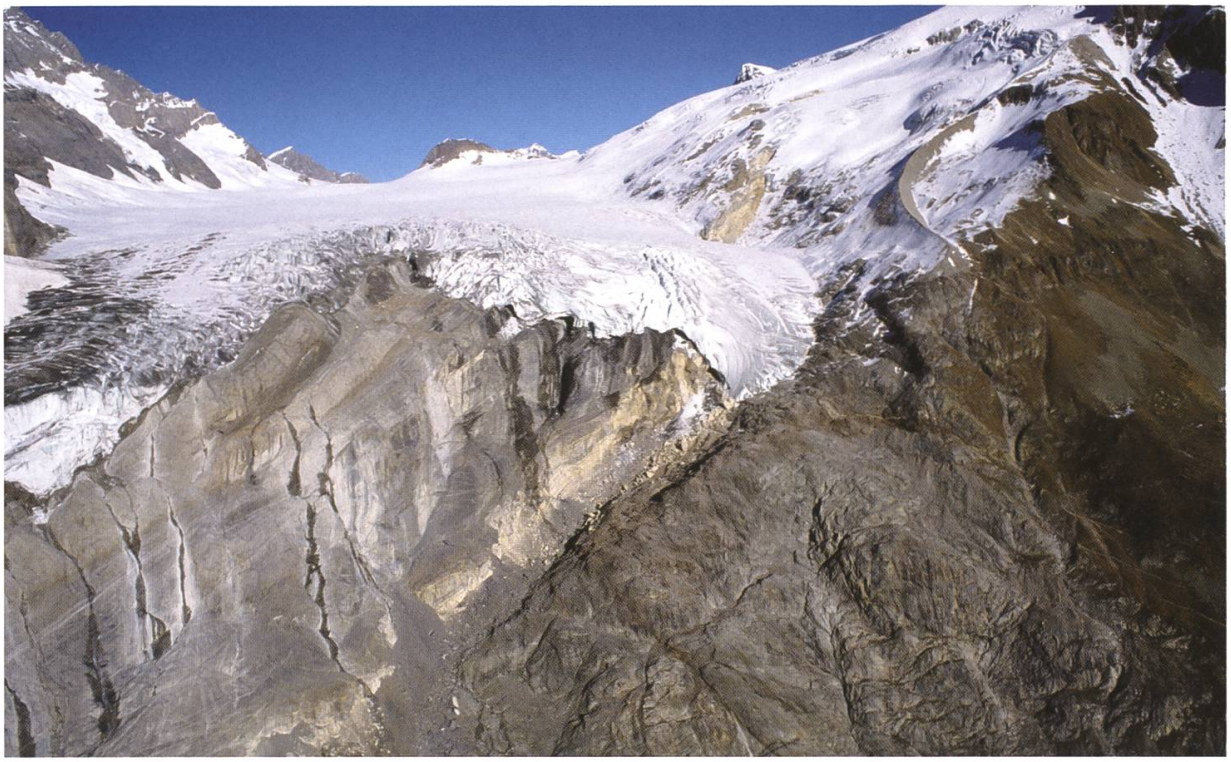


Abbildung 1: Auflagerung des helvetischen Autochthons auf Gasterngranit am Alpetligletscher. Flugbild von Westen. (Foto: T. Labhart, 1985)

Die mesozoische Meeresüberflutung

In der Triaszeit begann sich der alte europäische Kontinent abzusenken und auseinander zu brechen. Für rund 200 MJ, während des gesamten Mesozoikums, wurde er vom Meer überflutet und von dessen Ablagerungen überdeckt. Dabei öffnete sich zwischen zwei divergierenden Platten ein Ozeanbecken von der Grösse des heutigen Mittelmeeres, die Tethys. Unser Gebiet, der helvetische Ablagerungsraum, lag ganz im Norden am europäischen Kontinentalrand.

■ **Helvetisch** nennt man in den Alpen sowohl einen bestimmten *Ablagerungsraum* (den nördlichsten des Urmittelmeeres, der *Thetys*) als auch die darin entstandenen Sedimente und die später bei der Alpenfaltung daraus gebildeten Decken. Je nach ihrer heutigen tektonischen Position bezeichnet man helvetische Sedimente als *autochthon, parautochthon* oder *allochthon*. Das Autochthon liegt an Ort und Stelle, liegt also noch auf seiner ursprünglichen kristallinen Unterlage. *Parautochthone* Elemente sind etwas nach Nordosten verschoben, besitzen aber noch eine Verbindung zu ihrem Herkunftsort. *Allochthon* sind Deckenkomplexe, die als weit transportierte, mehr oder weniger verfaltete Sedimentpakete jeden räumlichen Bezug zum Herkunftsort im Süden verloren haben.

Epoche	Alter (Mio Jahre)	Geologische Vorgänge
Gegenwart		Abtragung, gleichzeitig fortgesetzte Heraushebung des Gebirges.
Quartär	1.75	**Eiszeiten** Gestaltung des Reliefs durch Eis und Wasser.
Tertiär		**Alpine Gebirgsbildung** Überschiebung der helvetischen Decken über das Aarmassiv. Stauchung im Kristallin bewirkt Zersplitterung und Verschieferung, im W und SW dabei zonenweise Einfaltung des Autochthons. Metamorphose und Zerrkluftbildung. In der Schlussphase Aufwölbung des Aarmassivs und Heraushebung zum Hochgebirge.
Mesozoikum: Kreide	65	**Mesozoische Meeresüberflutung des alten europäischen Grundgebirges**
Mesozoikum: Malm	135	
Mesozoikum: Dogger	154	Ablagerung vorwiegend kalkiger Sedimente
Mesozoikum: Lias	175	über dem aarmassivischen Grundgebirge im
Mesozoikum: Trias	203	helvetischen Bereich am Nordrand der Tethys.
Perm	250	Wüstenklima; Wüstenverwitterung des eingeebneten variszischen Gebirges.
Karbon	295	**Variszische Gebirgsbildung** Magmatismus: Eindringen des Aaregranits und des Gasterngranits. An der Erdoberfläche z.T. Vulkanismus und Festlandsedimente (Kohle von Ferden).
Devon	355	Abtragung und Einebnung des kaledonischen Gebirges.
Silur/Ordoviz	408	**Kaledonische Gebirgsbildung** Entstehung der metamorphen Gesteine des Altkristallins (Gneise, Schiefer und Amphibolite) sowie des Lauterbrunner-Kristallins.
Kambrium und Älteres	500	Entstehung der Ursprungsgesteine des Altkristallins (Sedimente, ozeanische Basalte usw.).

Tabelle 1: Erdgeschichtlicher Überblick

Die alpine Gebirgsbildung

Im Tertiär wurden die flach gelagerten Ozeansedimente mitsamt ihrem kristallinen Untergrund als Folge einer Kontinentalplatten-Kollision von Süden nach Norden zum alpinen Gebirge zusammengestaucht. Im Bereich des Aarmassivs und des südlich anschliessenden Gotthardmassivs ist dabei ein grosser Teil der (1–2 km mächtigen) helvetischen Sedimentbedeckung abgeschürft und als allochthone Decken bis zu 40 km weit nach Nordwesten auf und über nördlichere Teile hinweg geschoben worden. Dies gilt insbesondere für die Wildhorn-Decke (bzw. Drusberg-Axen-Decke) nördlich des Welterbe-Gebiets. Hingegen ist die Doldenhorn-Decke im NW-Teil des Gebiets nur wenig weit disloziert und hat deutlich parautochthonen Charakter. Nur relativ geringmächtige Sedimentanteile verblieben als Autochthon im Kontakt mit dem Kristallin.

Das kristalline Grundgebirge des Aarmassivs ist bei der alpinen Faltung zusammengestaucht, in Späne zerlegt und verschiefert, sowie wegen der Tiefenlage schwach metamorph überprägt worden. Im W und SW sind entlang gewissen Zonen autochthone Sedimente ins Kristallin eingemuldet worden (Baltschieder, Bietschtal usw.). Nur am zentralen Nordrand des Aarmassivs sind höchste Kristallinspäne in den Überschiebungsprozess einbezogen, etwas nach Norden verschleppt und auf autochthone Sedimente geschoben worden (vgl. Abb. 7).

Junge Hebungsvorgänge

Das kristalline Grundgebirge lag während der Deckenüberschiebung tief unter dem Deckenstapel begraben. Erst gegen Ende der Faltung wurde es zum Gebirgsmassiv herausgehoben und durch gleichzeitige starke Abtragung freigelegt. Die Hebungsbeträge betrugen wohl nie mehr als 0.5 bis 0.8 mm/Jahr, summieren sich aber zu eindrücklichen Gesamtwerten: Im Raum Grimsel finden sich heute alpin schwach metamorphe Gesteine wie auch Kristallhöhlen an der Erdoberfläche, die sich vor rund 20 MJ in 10–15 km Tiefe gebildet haben. Diese junge und heute noch unvermindert andauernde Heraushebung ist verantwortlich dafür, dass hier die ursprünglich tiefsten und zugleich ältesten Gesteine die höchsten Gipfel aufbauen.

Eiszeiten und Reliefbildung

Eine globale Abkühlung führte im Quartär zu einer ausgedehnten Vergletscherung der Alpen. Zum Zeitpunkt der grössten Vereisung war die Region Jungfrau-Aletsch-Bietschhorn bis unter die höchsten Gipfel von Eis bedeckt. Ihre grösste Höhe erreichte die Eiskuppe mit 2800 m ü. M. über dem Obergoms. Der Höchststand des Eises ist vor allem im Aaregranit der Grimsel als Schliffgrenze gut erkennbar (Abb. 2). Hier ist auch ersichtlich, in welchem Ausmass die eiszeitlichen Gletscher das alpine Relief geprägt haben. Die Tiefenerosionskraft des Eises zeigt sich etwa im Gasterental, dessen glazial übertiefte, mit Schutt gefüllte Rinne 1908 zur Einbruchskatastrophe beim Bau des Lötschbergtunnels führte. Eine weitere übertiefte Mulde ist unter dem Eis des Konkordiaplatzes nachgewiesen. Ihre Entstehung ist bis heute ungeklärt (reine Eiserosion, tektonische Ursache oder – wahrscheinlicher – eine Kombination von beidem). Eindrückliche Beispiele glazialer Schluchten sind der Trümmelbach, die Rosenlauischlucht, die Schlucht des Oberaletschgletschers und die gewaltige Massaschlucht. Grosse Flächen der tiefer gelegenen Regionen sind von eiszeitlichem Moränenschutt bedeckt. Die heutigen Gletscher sind vergleichsweise kümmerliche Reste dieses eiszeitlichen Eisschildes. Seit der Mitte des 19. Jahrhunderts sind sie in raschem Abschmelzen begriffen, in allerjüngster Zeit dramatisch beschleunigt durch menschliche Aktivitäten. Besonders eindrücklich ist dieser Schwund an den hoch liegenden Seitenmoränen des 19. Jahrhunderts am Aletschgletscher und am Unteraargletscher zu sehen, wo die heute hoch über dem Gletscher

liegenden SAC-Hütten Lauteraar und Konkordia seinerzeit direkt am Gletscherrand erbaut worden sind!

Der Rückzug der Gletscher vor etwa 10 000 Jahren ins Innere der Alpen hatte vielerorts Bergstürze zur Folge. Die Bergflanken verloren dabei nicht nur ihre Stütze, sondern – durch das Schmelzen des Permafrosts – auch ihren inneren Zusammenhalt (ein Prozess, der auch heute wieder zu beobachten ist). Von Bergstürzen geprägt ist der Kessel von Kandersteg, durch Stürze vom Fisistock (dessen Ausbruchsnische und Gleitbahn im Gelände nicht zu übersehen sind; 800 mio m^3), von der Birre (ca. 400 mio m^3) und vom Doldenhorn (Aufstau des Oeschinensees).

Abbildung 2: Die eiszeitliche Schliffgrenze in der Brunberg-Brandlammhorn-Kette auf der Nordseite des Grimselsees. (Foto: U. Schüpbach, 2006)

Die geologischen Einheiten

Kristalline Gesteine des Aarmassiv

Das Altkristallin

Als «Altkristallin» bezeichnet man im Aarmassiv (und den anderen Zentralmassiven) die Gesamtheit der metamorphen Gesteine, die älter sind als die variszischen Granite («präaaregranitischer Gneiskomplex»). Kriterium sind die vielerorts auftretenden primären Intrusionskontakte gegen die Granite. Dieser Komplex nimmt mehr als 50% der Oberfläche des Welterbe-Gebiets ein. Seine räumliche Verbreitung ist aus der Kartenskizze ersichtlich.

Geologisch-tektonische Karte

Eisenbahntunnel
LST Lötschberg-Scheiteltunnel
LBT Lötschberg-Basistunnel

Sedimentmulden

Mo Pb U Erzvorkommen

Gletscher; Schuttfüllung der Haupttäler

Helvetische Sedimente
(Mesozoikum und Alttertiär)

höhere helvetische Decken (Gällihorn-Decke, Wildhorn-Decke, Axen-Drusberg-Decke)

Doldenhorn-Decke

Autochthon

parautochthone Schuppen

Permokarbon

AARMASSIV

Altkristallin

AK allgemein: Biotit-Gneis und -Schiefer, mittel bis stark metamorph, oft migmatisch

Amphibolite (Schollenamphibolite, massige Vorkommen)

Bänderamphibolite

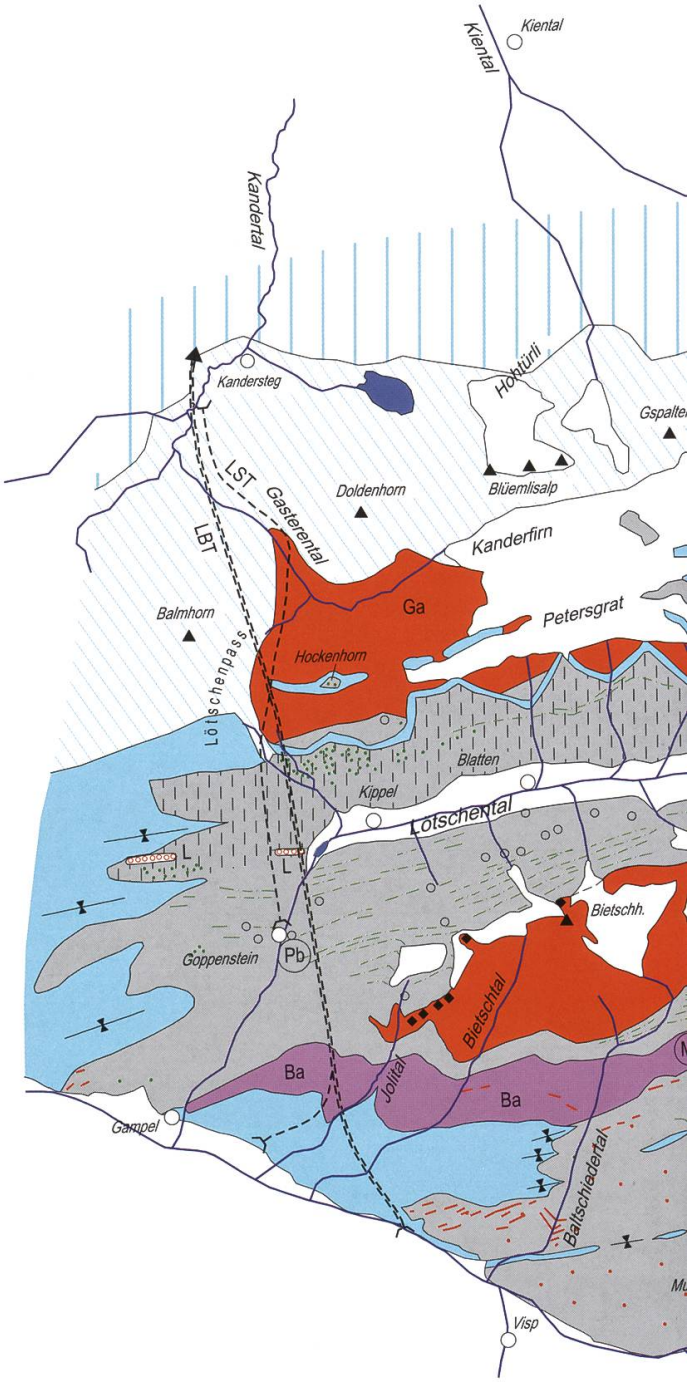
Serpentinit-Schollen

Kalksilikatfels-Schollen

Muskovit-Gneis

Augengneis

Erstfeldergneis-Zone

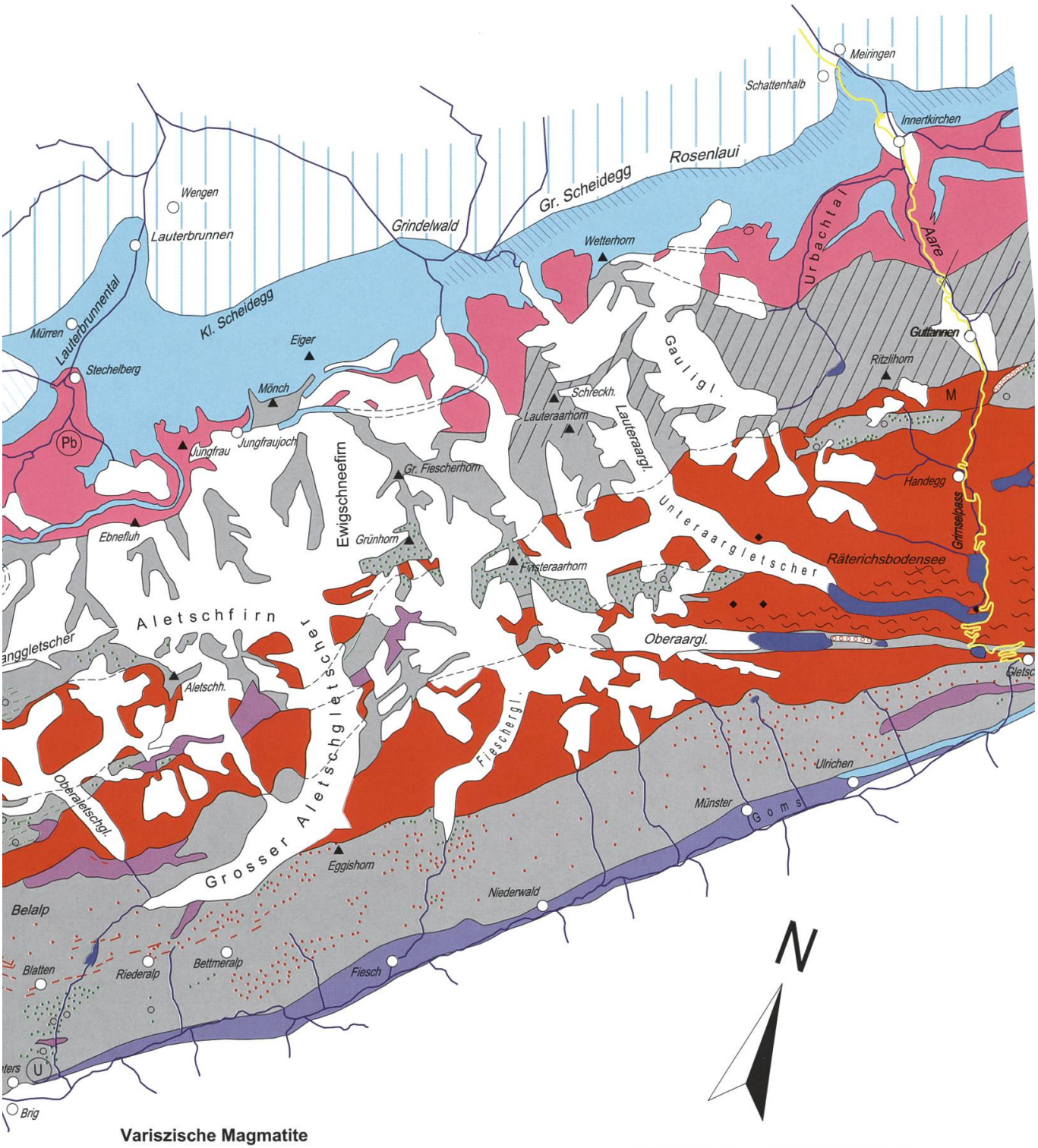


Granitoide unbestimmten Alters

Granite, Granodiorite, Tonalite
Ba: Baltschieder-Granit

Ordovizische Migmatite

Innertkirchner-Lauterbrunner-Kristal



Variszische Magmatite

Vulkanite

Vulkanisch-sedimentäre Serien im Lötschental (L) und in der Oberaar

Rhyolithische Gänge ("Quarzporphyre")

Plutonite

Ga Gastern-Granit

Zentraler Aaregranit
◆ Nebengesteins-Schollen
M Mittagfluh-Granit
Grimsel-Granodiorit

Abbildung 3: Geologisch-tektonische Karte. Ausschnitt aus T. Labhart, 1999: Geologisch-tektonische Übersichtskarte Aarmassiv, Gotthardmassiv und Tavetscher Zwischenmassiv. Modifiziert April 2005. Technische Bearbeitung: B. Dräyer.

Er ist durch die Intrusion der Granite sekundär in langgestreckte SW-NE-orientierte Züge zerlegt worden.

Das Altkristallin ist ein faszinierender, vom Gesteinsinhalt und den Strukturen her vielfältiger und in seiner Entstehungsgeschichte noch immer schlecht verstandener Gesteinskomplex. Mit Ausnahme des Lauterbrunner-Innertkirchner-Kristallins im Norden (vgl. Kasten S. 33), und den von Osten her über das Gauligebiet bis zum Schreckhorn reichenden Erstfeldergneisen ist er kaum zu gliedern.

Wenn auch im Welterbe-Gebiet noch keine einzige Altersbestimmung an einem Gestein des Altkristallins ausgeführt worden ist, deutet doch vieles auf ein kaledonisches Alter der Metamorphose hin (Altersbestimmungen an Erstfeldergneisen im Sustengebiet und am Innertkirchner Kristallin mit Alterswerten um 440–450 MJ). Auch über das Alter der Ausgangsmaterialien («Protolithe») gibt es nur wenige Anhaltspunkte. Bei den Amphiboliten und den mit ihnen assoziierten Gesteinen gibt es Indizien, dass es sich um 800 bis 1000 MJ alte ozeanische Krusten- und Mantelgesteine (Basalte und Peridotite) handeln könnte. Sie wären dann Zeugen einer frühen plattentektonischen Vorgeschichte Europas.

Unter den Gesteinen dominieren Gneise, Schiefer und Amphibolite / Serpentinite. ***Gneise*** sind gebänderte Gesteine, in denen helle Lagen von Feldspat und Quarz mit Glimmerschichten abwechseln. Durch das Zurücktreten von Quarz und Feldspat und das Überhandnehmen des Glimmers gehen Gneise oft ohne scharfe Grenze in die feinlagigen ***Schiefer*** über. Die Art des Glimmers bestimmt die Farbe der Gneise und Schiefer: dunkler Biotit, heller, grobblättriger Muskovit oder feinschuppiger, hell-seidig glänzender Serizit; in Schiefern kommt oft der verwandte grünliche Chlorit dazu. Die Schieferflächen fallen meist steil gegen Südosten ein. Sehr verbreitet sind solche Gesteine am Südrand des Aarmassiv entlang dem Rhonetal («südliche Schiefer- und Gneiszone»); besonders häufig sind hier Gneise mit linsenförmigen Feldspäten, sogenannte Augengneise, vielleicht uralte metamorphe Granite.

Manche Schieferzonen sind durch tektonische Vorgänge während der variszischen und/oder der alpinen Gebirgsbildung aus den älteren Gneisen entstanden. Die Schieferzone des Lötschentals mit ihrem eingefalteten Karbon (Kohle von Ferden und vulkanische Gesteine) ist wohl ursprünglich variszischen Alters. Eindeutig alpin hingegen sind die Schieferzonen entlang den eingefalteten mesozoischen Sedimenten im Südwesten (z. B. Schiltfurgge, Baltschiedertal). Gneise und Schiefer bauen die Viertausender Schreckhorn, Lauteraarhorn und Gross Fiescherhorn auf.

Amphibolite enthalten vorwiegend grüne Hornblende (Amphibol) und weissen Feldspat. Es sind attraktive Gesteine, die durch ihre grüne Farbe, das hohe spezifische Gewicht und die von gebändert zu schollig-chaotisch wechselnde Struktur (Übergänge zu Migmatiten) auffallen. Amphibolite sind verbreitet am Südhang des Lötschentals. Eine weitere Konzentration findet sich im Raum Grünhörner-Finsteraarhorn, wo Amphibolite den höchsten Gipfel der Berner Alpen aufbauen. Typische Begleitgesteine sind die Serpentinite, im Volksmund auch

Giltstein, Ofenstein und Speckstein genannt. Gehäuft treten sie innerhalb der Amphibolitzone auf der Südseite des Lötschentals auf, in einer Höhenlage von 2100 bis 2300 m ü.M, und zwar als Linsen von einigen wenigen bis maximal 100 m^3. Die Serpentinite – metamorphe Peridotite des ozeanischen Erdmantels – bestehen überwiegend aus den weichen, blättrigen Mineralien Talk, Serpentin (Antigorit) und Chlorit in wechselnden Mengenanteilen.

■ Das **Innertkirchner-Lauterbrunner-Kristallin** bildet zwischen dem Lauterbrunnental und dem Titlis auf über 50 km den Nordrand des Aarmassivs. Seine Gesteine sind auffallend inhomogen: in einer granitischen Grundmasse ist eine Vielzahl von Einschlüssen («Schollen») älterer Gesteine enthalten, Gneise, Marmore, Amphibolite u.a. Es handelt sich um einen Migmatit, ein Gestein, in dem der granitische Anteil an Ort und Stelle durch teilweise Aufschmelzung von Gneisen des Altkristallins entstanden ist. Der Zeitpunkt dieses Vorgangs ist an Proben aus dem Gebiet von Innertkirchen auf 440 MJ datiert worden. Aus diesen interessanten Gesteinen bestehen der hinterste Teil des Lauterbrunnentals, der Unterbau wie auch die überschobene Gipfelkappe der Jungfrau, das Glecksteingebiet sowie die Umgebung der Dossenhütte und das Dossenhorn. Prachtvolle, gletscherpolierte Aufschlüsse finden sich in den Vorfeldern des Tschingelgletschers im Lauterbrunnental und des Krinnengletschers oberhalb der Glecksteinhütte.

Aaregranite und Gasterngranit

Wie aus der geologischen Karte hervorgeht, bildet der ***Zentrale Aaregranit*** im Aarmassiv eine massivparallele Zentralzone, die im Grimselprofil mit 10 km ihre grösste Breite erreicht. Hier ist auch eine Differenzierung in verschiedene Granittypen festzustellen: Neben dem hellen *Aaregranit im engeren Sinne* findet sich der etwas dunklere, glimmerreichere *Grimsel-Granodiorit* (Grimselnollen-Passhöhe-Zinggenstock) und der sehr helle *südliche Aaregranit* der Grimselpasshöhe und der Sidelhörner. Im Norden kommt noch der Mittagfluegranit dazu, der von der Hauptmasse zum Teil durch einen Altkristallinspan getrennt ist. Der Zentrale Aaregranit im engeren Sinne ist ein helles, körniges, massiges (in gewissen Zonen leicht schiefriges) Gestein mit dem klassischen Mineralien der Granite: Quarz, Feldspäte (weisser Kalifeldspat und grünlicher Plagioklas) und grüner Glimmer (Biotit). Auch in verwittertem Zustand bleibt er hell und ist daher auch von weitem sehr gut von den rot-braun oder dunkel anwitternden Gesteinen des Altkristallins zu unterscheiden. Die Vielfalt der Granittypen, die gute Zugänglichkeit, die Kraftwerkbauten, aber auch die reichen Mineralfunde haben dazu geführt, dass die Granite der Grimselregion die bestuntersuchten Gesteine das Aarmassivs sind. Radiometrische Altersbestimmungen belegen, dass die verschiedenen Granite kurz nacheinander zwischen 300 und 295 MJ intrudiert sind, in der Reihenfolge Grimsel-Granodiorit – Zentraler Aaregranit – Mittagfluegranit (der südliche Aaregranit ist undatiert).

Gegen Westen löst sich der Komplex des Aaregranits in mehrere massivparallele, von Altkristallin getrennte Teilzüge auf. Der südliche Aaregranit zieht vom Sidelhorn über den Aargrat und die Massive des Galmihorns und des Wasenhorns zum unteren Fieschergletscher.

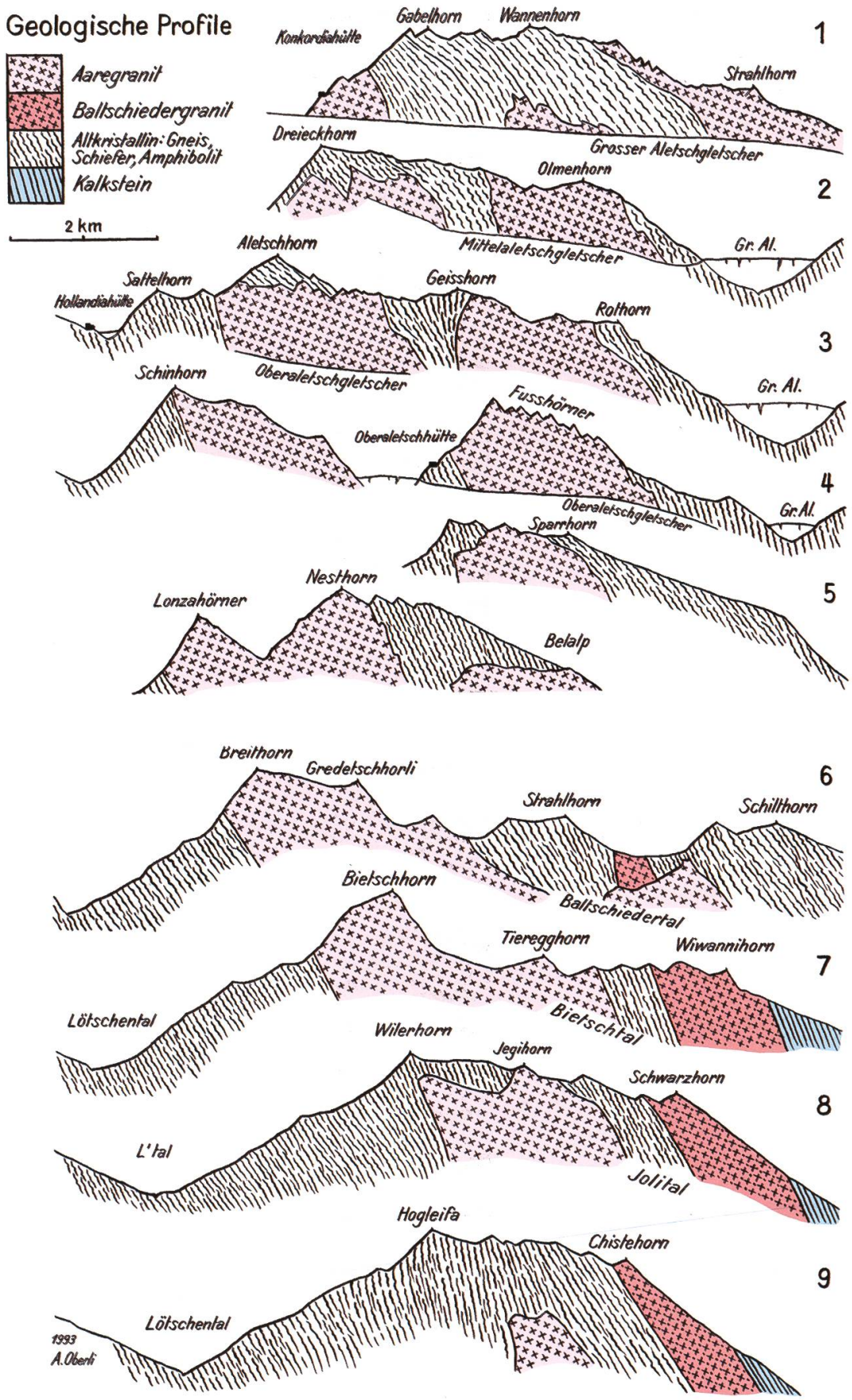


Abbildung 4: Profilserie durch die Aletsch-/Bietschhorngruppe (T. Labhart und A. Oberli, 1993).

Hier und im Gebiet südlich des Kleinen Wannenhorns erreicht er eine maximale Breite von rund 5 km, um dann rasch auszukeilen und beim Märjelensee unter das Altkristallin abzutauchen. An zwei nördlicher gelegenen Zügen westlich des Aletschgletschers lässt sich anhand einer Profilserie die Geometrie derartiger Granitkörper gut aufzeigen (Abb. 4).

Der nördliche Zug setzt am Fuss des Fiescher-Gabelhorn-Westgrates im Gebiet der Konkordiahütte ein. Er zieht unter dem Dreieckhorn durch und bildet – überdeckt von einem Gipfelaufbau aus Altkristallin-Gneisen – die Basis des Aletschhorns. In der südöstlichen Fortsetzung baut er auf der Südseite des Lötschentals eine Kette überaus eindrücklicher Berge auf, von Ost nach West Weisshorn, Schinhorn, Nesthorn, Breithorn, Breitlauihorn, Stockhorn sowie als Kulmination und landschaftlich-morphologischen Höhepunkt das Bietschhorn. Im Südwesten taucht er im oberen Jolital unter die Gneise der Hohgleifen-Wannihorn-Kette ab; im Lötschberg-Basistunnel ist er auf 700 m ü.M. angefahren worden (Abb. 5).

Der südliche Zug bildet das Olmenhorn, das Zenbächenhorn, die Fusshörner, Teile der Belalp und das Grisighorn. Seine östliche Fortsetzung findet sich abtauchend auf der Ostseite des Aletschgletschers. Im Südwesten taucht der Granitzug auf der Westseite des Gredetschtales ab. Er unterlagert dort einen älteren Granit, den Baltschiedergranit, der sich gegen Westen fortsetzt und auch im Neat-Tunnel angetroffen worden ist. Baltschiedergranitähnliche Gesteine flankieren diesen Zug im Norden wie im Süden.

Was im Kartenbild als lang gestreckte Züge erscheint, sind also einige Kilometer mächtige, steil stehende, plattenförmige Körper, die sich in die Tiefe fortsetzen, und die auch in ihrer Längsrichtung unter das Altkristallin abtauchen. Das Granitmagma ist seinerzeit aus der Tiefe in sich öffnende Bruchzonen des Altkristallins eingeströmt; es ist mehrere Kilometer unter der Erdoberfläche stecken geblieben und dort zum Granit erstarrt. Die ursprünglich darüber liegenden Gesteine des Altkristallins sind heute vielerorts abgetragen worden. An einigen wenigen Stellen (wie etwa am Aletschhorn) hat die Erosion über einem Granitsockel Gneiskappen stehen lassen. Dass der Granit jünger ist als das Altkristallin, zeigt sich auch darin, dass an einigen Stellen (etwa am Bietschhorn-Nordgrat oder im Jolital) Gneisschollen im Granit eingeschlossen sind. Die für Granite an sich untypische Zerscherung ist eine Folge der alpinen Stauchung des Aarmassivs.

Die Intrusion der Aaregranite war an der Erdoberfläche begleitet von vulkanischer Tätigkeit. Deren Spuren sind nur an wenigen Stellen am Rand des Welterbe-Gebiets erhalten, so z. B. am Oberaarsee und am Westende des Lötschentals. Sie sind oft begleitet von Sedimenten («vulkanosedimentäre Bildungen») oder von Kohlevorkommen (Karbon von Ferden).

Mit 303 MJ ist der ***Gasterngranit*** praktisch gleich alt wie der Aaregranit. Das kompakte, kaum alpin verschieferte Gestein mit seinen charakteristischen sechseckigen braunen Glimmern ist im Talgrund des oberen Gasterentales und im Sockel der Kette Hockenhorn-Sackhorn-Petersgrat auf insgesamt rund 30 km^2 aufgeschlossen. Der tiefere Teil des Granitkörpers wird vom alten wie vom neuen Lötschbergtunnel durchfahren (Abb. 5).

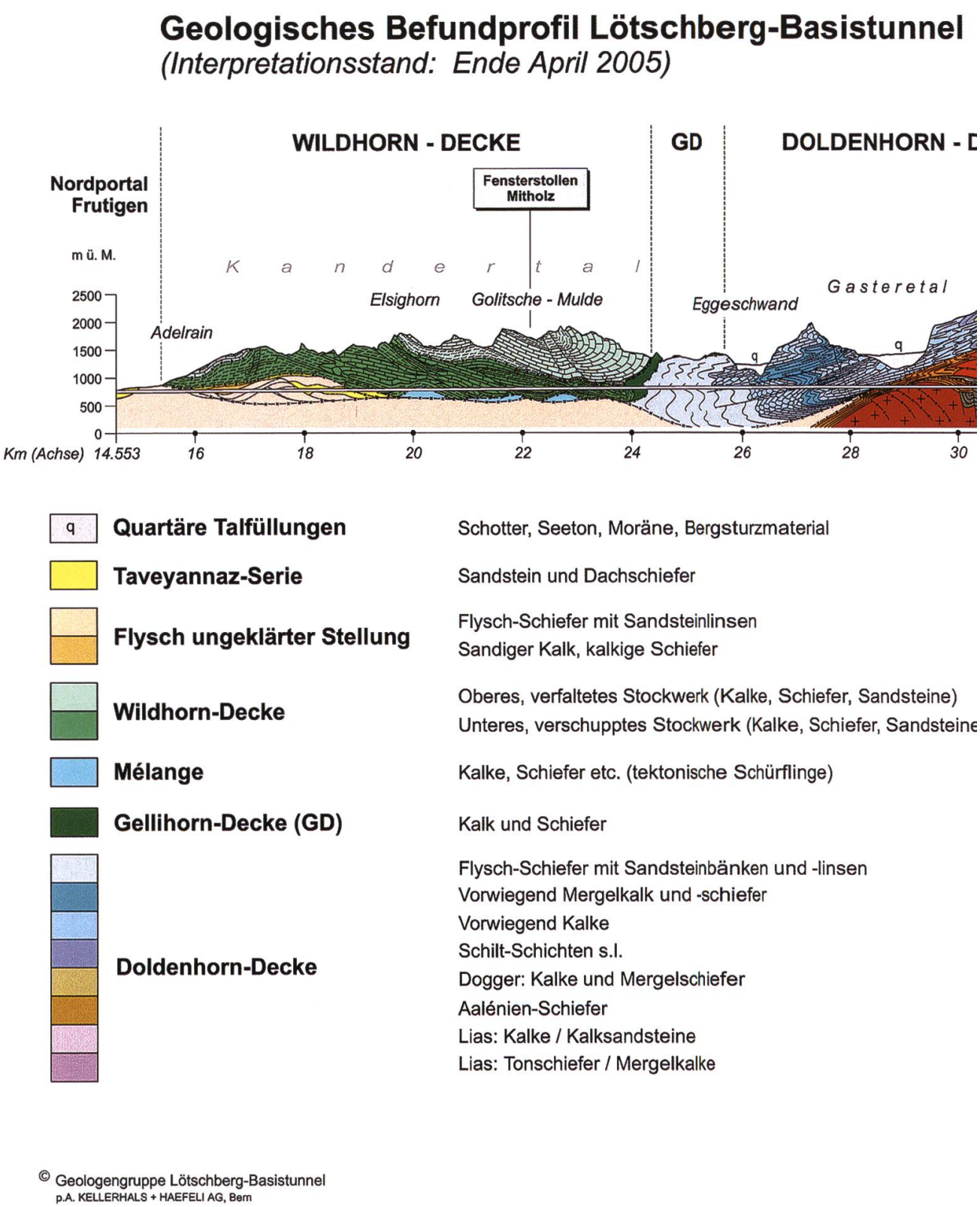
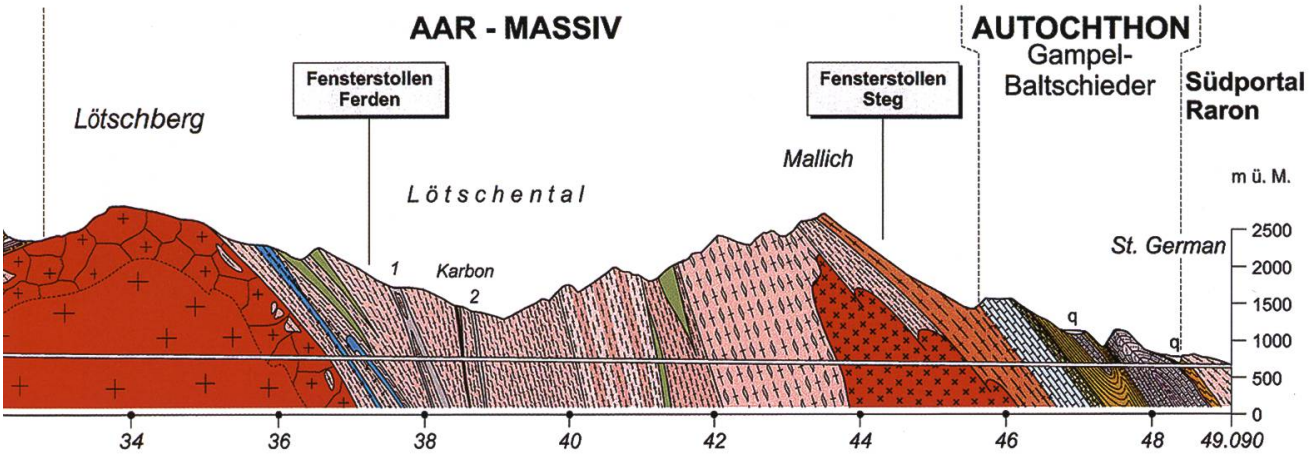


Abbildung 5: Geologisches Befundprofil des Lötschberg-Basistunnels. Mit freundlicher Genehmigung der BLS AlpTransit AG.

2



	Autochthone Trias	Dolomit, Schiefer, Gips/Anhydrit, Sandstein
	Jungfraukeil	Kalk, Dolomit, Anhydrit, Schiefer und Sandstein *(inkl. vorgelagerte Sedimentschuppen)*
	Autochthon Gampel-Baltschieder	Vorwiegend Kalke "Dogger-Mergel" und "Dogger-Kalk" Aalénien-Schiefer "Lias-Kalk" "Lias-Schiefer"
	Karbon	Sand- und Siltsteine, schwarze Schiefer und Anthrazitlinsen
	Aar - Massiv	Lauterbrunner Kristallin Gastern-Granit *(inkl. Randfazies)* Zentraler Aare-Granit Baltschieder Granodiorit
	Aar - Massiv (Altkristallin)	Hellglimmerreiche Chlorit-Gneise und -Schiefer *(massig bis schiefrig)* Biotit- (Chlorit-) und Biotit-Sericit-Gneise *(massig)* Dito, gebändert *(massig, lokal verschiefert)* Schollengneise *(massig)* Amphibolgneis, Amphibolit
		1 Dornbach-/ 2 Faldumbach-Störung *(mit Phylliten)*

Abbildung 6: Das Aletschhorn vom Sparrhorn aus. Gipfelaufbau aus Gneis über einem Sockel aus Zentralem Aaregranit. (Foto: T. Labhart)

Der Gasterngranit war bereits im Perm von der Erosion freigelegt und zeigt stellenweise eine spektakuläre Wüstenverwitterung.

Helvetische Sedimente

Das Autochthon

Autochthone Sedimente finden sich fast überall am Rand des Aarmassivs. Ihre unterschiedliche Lagerung – schiefgestellt, eingefaltet oder gar von Kristallin überdeckt – ist bedingt durch den Verlauf der alpinen Gebirgsbildung.

Die Auflagerung des Autochthons auf das Kristallin – das ist der Meeresboden der Triaszeit! – kann man gut bei Stechelberg und im Gasterental studieren. Von hier steigt diese Kontaktfläche infolge der Aufwölbung des Massivs südwärts an, zu verfolgen im Aufstieg zur Rottalhütte oder von Selden zum Lötschenpass oder zum Kanderfirn. Auffallendste Gesteine sind der weisse Sandstein und das gelbe Dolomitband der Trias, überlagert durch die braunen, oft fossilreichen Kalke des Doggers und die mächtigen Kalksteine des Malms, der sogenannte Hochgebirgskalk. Am Lötschenpass und unter den Gipfeln Hockenhorn / Sackhorn / Elwertätsch liegt die Trias praktisch horizontal über dem hier permisch verwitterten Gasterngranit.

Entlang alpiner Quetschzonen ins Aarmassiv eingefaltetes Autochthon trifft man im Südwesten an (Baltschieder, Gärsthorn, Bietschtal). Im Raum Raron-Hohtenn-Gampel liegt das Autochthon dem Südrand des Massivs in Form steiler Platten auf.

Am Nordrand des Aarmassivs finden sich über den autochthonen Sedimenten die bereits erwähnten, überschobenen Kristallinpakete. Sie bilden die Gipfel Hockenhorn, Mutthorn, Tschingelhorn, Breithorn bis Gletscherhorn, sowie die Gipfelkappen von Jungfrau, Mönch, Mettenberg und Gstellihorn. Diese Verbandsverhältnisse sind in Abb. 7 dargestellt. Aus dieser Profilserie ist gut ersichtlich, dass das überfahrene Autochthon im Süden zu schmalen, zwischen Kristallinblöcken eingeklemmten Lagen verkümmert. Der von der Jungfrau westwärts streichende Zug ist als *Jungfraukeil* in die Literatur eingegangen: er verläuft durch die Nordwände der Gipfel vom Gletscherhorn bis zum Breithorn; weiter westlich ist er im Hintergrund der südlichen Seitentäler des Lötschentals (Jegi, Inners und Üisters Tal, Im Telli) aufgeschlossen, und wurde auch im Neat-Lötschberg-Basistunnel in einer Mächtigkeit von ca. 80 m angefahren. Die östliche Fortsetzung zieht quer durch die Felsen des Jungfraujochs. Weitere solche auffallenden schmalen Sedimentlagen trifft der Bergsteiger am Mönchsjoch, im Aufstieg zur Schreckhornhütte oder im Wetterhorn-Westcouloir. Am Eiger, am Wetterhorn sowie in den Wellhörnern und Engelhörnern sind die autochthonen Sedimente – insbesondere der Hochgebirgskalk – vor der Kristallinfront steil gestellt worden. Dies äussert sich morphologisch in den eindrücklichen Steilabstürzen, die das Tal von Grindelwald und das Rosenlaui im Süden begrenzen.

Helvetische Decken

Die ***Doldenhorn-Decke*** ist eine nur wenig nach Nordwesten verschobene parautochthone Deckfalte. Sie ist bei der spätalpinen Aufwölbung des Massivs mit dem Kristallin herausgehoben worden, und zwar zum höchsten Kalkmassiv der Alpen. Der geologische Bau – nordwestfallende, überkippte Grossfalten – wirkt sich hier in seltener Klarheit direkt auf die Form der Berge aus: im NW abfallende Platten (Blüemlisalp, Doldenhorn), im SE gestufte Steilflanken (Absturz der Doldenhorn-Blüemlisalp-Gspaltenhorn-Kette zum Kanderfirn). Darüber hinaus ist die Doldenhorn-Decke ein gutes Beispiel für den Zusammenhang zwischen Gestein und Morphologie. Der Dogger als ältestes Schichtglied bildet den Kern der Falten. Er findet sich in den Südabstürzen, besonders eindrücklich in den Südwänden des Doldenhorn-Blüemlisalpmassivs. Der klotzige, blaugraue Hochgebirgskalk des Malms baut praktisch alle bedeutenden hohen Gipfel auf: Gspaltenhorn, Morgenhorn, Wyssi Frau, Blüemlisalphorn, Oeschinenhorn, Fründenhorn und Doldenhorn, weiter westlich Altels und Rinderhorn. In die weichen, mergeligen Kalke der unteren Kreide sind viele den hohen Gipfeln nördlich vorgelagerte Übergänge eingetieft (so etwa Bütlassesattel und Rothornsattel). Aus den harten, plattigen Kalksteinen und Kieselkalken der Kreide besteht eine weitere Kulisse von weniger

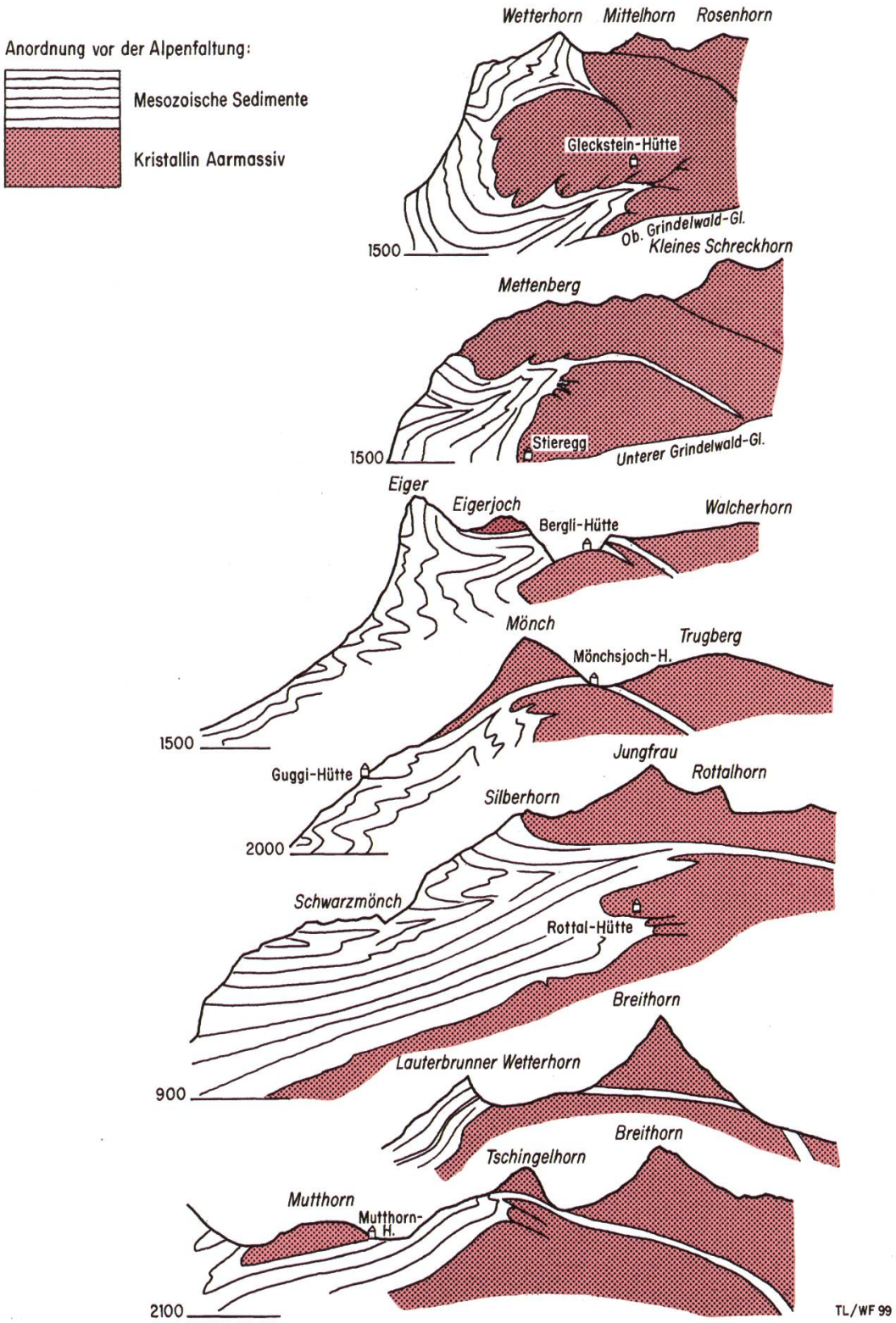


Abbildung 7: Verbandsverhältnisse von Kristallin und Sedimenten am Nordrand des Aarmassivs zwischen Wetterhorn und Tschingelhorn (T. Labhart und W. Frei, 1999).

hohen aber markanten Gipfeln: Bütlasse, Wildi Frau, Blüemlisalp-Rothorn, Ufem Stock und Spitzstein. Die Kreideschichten der Doldenhorn-Decke tauchen gegen Nordwesten kaskadenartig in die Tiefe. Dieser spektakuläre Faltenbau ist aber nur in Quertälern zu sehen, etwa im vorderen Gasterental (Titelbild S. 23) oder oberhalb des Oeschinensees.

Eine Zone von Passübergängen – Sefinenfurgge, Hohtürli, weiter westlich auch die Gemmi – markiert die Nahtlinie, an der die Doldenhorn-Decke von höheren (das heisst von weiter südlich her stammenden) Decken überlagert wird. Das sind die schmächtige Gellihorn-Decke und die mächtige Wildhorn-Decke. Gegen Osten keilt die Doldenhorn-Decke im Bereich des Lauterbrunnentals aus. Ihre verkümmerte Fortsetzung findet sie in parautochthonen, steil gestellten, wenig mächtigen Schuppen im Raum Grindelwald–Grosse Scheidegg–Rosenlaui.

Wegen des oben erwähnten Auskeilens der Doldenhorn-Decke grenzt auf einer Linie Lauterbrunnen–Grindelwald–Rosenlaui die ***Wildhorn-Decke*** direkt an das Autochthon und die parautochthonen Schuppen. Nordwestlich davon baut sie das ganze Gebirgssegment bis über den Brienzersee hinaus auf. Die Wildhorn-Decke ist eine einige zehn Kilometer von Süden her über das Aarmassiv und das Autochthon/Parautochthon hinweg geschobene wurzellose Deckenmasse, die beim Transport in einen zurückgebliebenen Dogger-Malm-Anteil und einen nach NW vorgeschobenen Kreideanteil zerglitten ist. Aus Analogie mit den Verhältnissen in der Zentralschweiz wird die Wildhorn-Decke des östlichen Berner Oberlandes neuerdings zweigeteilt, in eine Axen-Decke (Dogger-Malm-Anteil) und eine Drusberg-Decke (Kreide-Anteil).

Auch wenn die Wildhorn-Decke das Welterbe-Gebiet nur ganz marginal bei der Wengernalp berührt, bauen ihre Gesteine doch das ganze nördliche Vorland auf, das insbesondere bei allen Anfahrten von Norden gequert wird: die Bahnstrecken Interlaken–Lauterbrunnen–Stechelberg, Interlaken–Grindelwald–Kl. Scheidegg, Interlaken–Brienz–Meiringen, ebenso wie die Wanderung bzw. Postautofahrt Grindelwald–Gr. Scheidegg–Rosenlaui–Meiringen.

Der Dogger, vertreten durch dunkle, brüchige Tonschiefer und braune, schiefrige Kalksteine dominiert im Raum Lauberhorn, Kl. Scheidegg, Grindelwald, First, Faulhorn, Gr. Scheidegg und nördliches Rosenlaui. Graue, klotzige Kalksteine des Malms finden sich beispielsweise an der Schynigen Platte.

Mineralische Rohstoffe

Die Ausbeutung nutzbarer Gesteine und Mineralien in der Welterbe-Region ist nur ganz lokal und in geringem Ausmass erfolgt, und sie hat Natur und Landschaft höchstens temporär beeinträchtigt (Waldrodung im Lauterbrunnental im 18. Jahrhundert). Volkswirtschaftlich war dieser Bergbau wenig bedeutsam, wenn man vom Sonderfall der grossen Kristallfunde an der Grimsel absieht.

Alpine Zerrkluftmineralien

Im Grimselgebiet finden sich manchenorts flachliegende, zylindrische Hohlräume von einigen dm^3 bis 100 m^3 Grösse mit auskristallisierten Mineralien. Das berühmteste und häufigste ist der Quarz in Form von wasserklarem Bergkristall oder braunem Rauchquarz. Dazu kommen Dutzende weiterer Mineralien, von denen Fluorit und Adular die bekanntesten sein dürften.

Die Kristallsuche (das *Strahlen*) bildet seit Jahrhunderten vor allem im Oberhasli eine wichtige Verdienstquelle eines Teils der einheimischen Bevölkerung. Zu Beginn wurde nur der wasserklare Bergkristall gesucht, der in die Mailänder Kristallschleifereien verkauft werden konnte. Höhepunkt bildete 1719 die Entdeckung einer riesigen Kluft am Zinggenstock, aus der zwischen 20 und 150 t Bergkristall gewonnen werden konnten. Ein präzis umschriebenes Exemplar war beispielsweise 82 cm lang und 125 kg schwer. Der Wert der Ausbeute (geschätzt aufgrund der Steuerabgaben an die bernische Obrigkeit) betrug rund 2.5 Millionen Franken heutiger Kaufkraft, ein für das arme Bergtal enormer Betrag.

Das vom Ende des 18. Jahrhunderts an erwachende Interesse an Mineralien brachte den Strahlern mit Privatpersonen und wissenschaftlichen Sammlungen eine neue, zahlungskräftige Kundschaft. Das war der Aufschwung des vorher gering geachteten Rauchquarzes, aber auch der vielen anderen Mineralien. Typisch für diese neue Zeit ist eine zweite Kluft am Zinggenstock, aus der die Familie Rufibach zwischen 1962 und 1993 aus 300 m^3 Klufthohlraum hunderte von bis 10 cm grossen, zum Teil auf Gesteinsplatten aufgewachsenen Rauchquarzen gewonnen hat (Titelbild S. 24). Das Strahlen wird als traditionelle Tätigkeit im Naturschutzgebiet Grimsel unter strengen Auflagen auch heute noch toleriert.

■ **Genese der Zerrkluftmineralien** Entstanden sind diese Zerrklüfte und ihr Mineralinhalt durch eine komplizierte Abfolge von Vorgängen, die alle mit der alpinen Gebirgsbildung verknüpft sind: Aufreissen der Klüfte durch tektonische Vorgänge in Tiefen von 10–15 km, Einströmen heisser Lösungen mit Temperaturen von um 450 Grad, Auslaugung des Nebengesteins und anschliessende Auskristallisation von Kristallen an den Kluftwänden bei der Abkühlung des Gebirges synchron mit der Heraushebung während mehreren Millionen Jahren (alles im Zeitraum zwischen 20 und 14 Millionen Jahren vor der Gegenwart) und schliesslich Freilegung an der Erdoberfläche durch natürliche Erosionsvorgänge oder durch menschliche Aktivitäten.

Mehr über Entstehung, Vorkommen und Ausbeutung von Zerrklüften im Grimselgebiet auf http://www.lead.ethz.ch/module.php?id=4 (Lehrangebot: Modul: Zerrklüfte; Verfasser: T. Labhart).

Mineralzerrklüfte sind in der Welterbe-Region ganz ungleichmässig verteilt. Die Hauptvorkommen liegen im Grimsel-Granodiorit mit weltweit einmaligen Klüften am Zinggenstock und im Zuleitungstollen zur Zentrale Grimsel der KWO als Highlights (Schaukluft Gerstenegg, direkt am Ostrand des Welterbe-Gebiets). Gegen Westen nehmen Kluftdichte und -häufigkeit rasch ab. Eine Ausnahme ist das Lötschental, wo vor allem in Amphiboliten

Klüfte mit sehr speziellem Mineralbestand auftreten (Adular, Calcit, Chlorit, Amiant, Titanit, Epidot, Anatas, Ilmenit, Magnetkies, Zeolithe, Axinit).

Erzvorkommen

Blei-Zink-Erze des Lötschentals

Im altkristallinen Chlorit-Serizit-Schiefern des südlichen Lötschentals finden sich geringmächtige Lagen (<1 m) von Bleiglanz mit wenig Zinkblende in einer Gangart von Quarz, Baryt, Calcit und Fluorit. Von einem Schwerpunkt bei Goppenstein lassen sich einzelne Lagen über 12 km weit ostwärts bis gegen den Grundsee verfolgen. Dieses Erz ist bei Goppenstein im Zeitraum zwischen dem 15. und dem 20. Jahrhundert während verschiedenen Perioden abgebaut worden, letztmals 1903–1907 mit einem Ertrag von rund 1000 Tonnen Bleiglanz PbS. Das Bergwerk aus dieser Zeit mit (nicht begehbaren) Stollenbauten liegt in der Nähe der Autoverladestation von Goppenstein. Dort befinden sich auch Abraumhalden und die Reste einer um 1950 gebauten, nie in Betrieb genommenen Aufbereitungsanlage.

Bleierze von Trachsellauenen im Lauterbrunnental

Bei Trachsellauenen und Breitlauenen im hinteren Lauterbrunnental treten im Lauterbrunner-Kristallin steil stehende, 10 bis 80 cm mächtige Gänge von Baryt und Quarz mit schwach silberhaltigem Bleiglanz, Zinkblende und Pyrit auf. Diesen Silberspuren galt der Bergbau, der hier im 17. und 18. Jahrhundert in mehreren Etappen stattfand. Trotz grossem Finanzaufwand der Stadt Bern blieb er praktisch erfolglos, zum Teil auch wegen dilettantischer oder betrügerischer Führung. 1636–1640 wurden im Schmelzofen von Zweilütschinen insgesamt 6500 kg Blei erschmolzen. Die letzte Abbauperiode 1782–1805 ergab trotz gross aufgezogener Infrastruktur (Siedlung und komplette Aufbereitungsanlage bei Trachsellauenen) den kläglichen Gesamtertrag von 1650 kg Blei und 2300 g Silber. Erhalten geblieben ist ein Stollensystem westlich ob Trachsellauenen mit insgesamt fünf Horizontalstollen im Abstand von 15 Höhenmetern, verbunden durch Schächte. Der unterste Stollen – der sog. Erbstollen – ist für entsprechend ausgerüstete Personen auf eine Länge von rund 300 m begehbar. Konservierte Reste der Aufbereitungsanlage finden sich bei Trachsellauenen.

Eisenerze des Lauterbrunnentals

Zwischen 1637 und 1715 wurde im Lauterbrunnental in äusserst bescheidenem Umfang Eisenerz gewonnen und verhüttet. Der Grund, diese armen Erze anzugehen, lag wohl (wie bei den benachbarten Blei-Silber-Vorkommen) in der unsicheren Versorgungslage während des Dreissigjährigen Krieges. Abgebaut wurde der Eisenoolith des autochthonen Doggers, eine Schicht von lediglich 0.3 bis 0.5 m Dicke mit einem bescheidenen Eisengehalt von etwa 20 %. Die Abbaustellen lagen auf der östlichen Talseite bei Matten, bei der Alp Stufenstein sowie nördlich des Dirlocherhorns und der Roti Flue auf rund 2000 m ü.M. Von hier musste

das Erz mühsam mit Schlitten und Karren zum Hochofen nach Zweilütschinen geschafft werden. Insgesamt sind wohl nicht mehr als einige Dutzend Tonnen Eisen gewonnen worden. Dieser Hochofen wurde 1632 südlich von Zweilütschinen in einem waldreichen Gebiet zur Verhüttung des Eisenerzes und auch des Blei/Silber-Erzes von Trachsellauenen gebaut (Raum Schmelzi und Schmelziwald der Landeskarte, Koord. 635 640/163 440). Der gut restaurierte Ofen ist ein schönes Beispiel eines Holzkohlen-Blasofens, wie er seit der Mitte des 15. Jahrhunderts in Belgien und Deutschland, und vom 16. Jahrhundert an auch in der Schweiz verwendet wurde.

Molybdänerze des Baltschiedertals

Ein grösseres Vorkommen von Molybdänglanz (MoS_2) findet sich am Alpjuhorn im Baltschiedertal. Das Erz ist angereichert in Quarzgängen und Scherzonen des Baltschiedergranits über dem unterlagernden, jüngeren Aaregranit. Im Ersten wie im Zweiten Weltkrieg wurden hier unter harten Bedingungen insgesamt 500–600 kg des seltenen, für die Waffenherstellung benötigten Stahlveredlers Molybdän gewonnen.

Nutzbare Gesteine

Ofenstein im Lötschental

Die Giltsteinlinsen auf der Südseite des Lötschentals wurden zwischen dem Ende des 16. und der Mitte des 20. Jahrhunderts abgebaut. Das leicht zu bearbeitende Material eignete sich wegen seiner enormen Wärmespeicherkapazität hervorragend für die Herstellung von Heizöfen. Bei einigen der im Geologischen Atlas Blatt Lötschental verzeichneten Abbaustellen findet man noch heute ausgebrochene, roh behauene Blöcke.

Marmore von Grindelwald und Rosenlaui

Am Nordrand des Welterbe-Gebietes treten in der parautochthonen Schuppenzone von Grindelwald-Rosenlaui einzigartige Gesteine auf, die als Grindelwalder Marmor und Rosenlaui-Marmor berühmt geworden sind. Es sind bunte ungleichmässige brekziöse Gesteine, in denen eckige marmorisierte Kalkkomponenten von roter, gelber, grauer oder weisser Farbe von einer grünen oder roten schiefrig-sandigen Grundmasse umgeben sind. Sie gehören zu den schönsten und eigenartigsten Gesteinen der Schweiz.

Das Material, das dem Geschmack des Spätbarocks in idealer Weise entsprach, wurde ab 1740 in einem Steinbruch am Unteren Grindelwaldgletscher abgebaut. Verarbeitet wurde es in Bern durch die bekannte Kunsthandwerkerfamilie Funk, vor allem zu Deckplatten für die berühmten Funk-Kommoden und für Kamineinfassungen. In noch grösserem Umfang wurde der Rosenlaui-Marmor verwendet. Er stammt aus der östlichen Fortsetzung der Zone, und wurde aus Sturzblöcken aus der Nordwand des Wellhorns im Rosenlauital gewonnen.

Ein Grossteil der Funk'schen Produktion ist heute noch erhalten; es mögen 100–200 Objekte sein. 1760 überfuhr der vorstossende Gletscher den Steinbruch in Grindelwald und gab ihn erst 1862 wieder frei. In der folgenden kurzen Abbauperiode wurden grosse Werkstücke für Türumrahmungen im Parlamentsgebäude und Säulen für die Universität und den Hauptsitz der Kantonalbank in Bern gewonnen. Die Produktion wurde 1903 eingestellt.

Verarbeitung erratischer Kalksteinblöcke des Aletschgletschers zur Mörtelgewinnung

Die südöstlich des Bettmerhorns bei Chatzulöcher ausstreichende Seitenmoräne des Aletschgletschers enthält eine grosse Anzahl von Malmkalk-Blöcken aus dem Raum Jungfraujoch-Mönchsjoch. Die Einheimischen haben diese Quelle eines im Gebiet sonst fehlenden Rohstoffs genutzt, und den Kalk in der Zeit zwischen 1875 und 1900 in zwei Brennöfen zu Mörtel gebrannt. Standorte bei Koord. 646 320/138 800, 2400 m ü.M. (1982 rekonstruiert) resp. Koord. 644 100/137 100, 1720 m ü.M.

Kohle von Ferden

In einem maximal 60 m mächtigen, steilgestellten Zug vulkano-sedimentärer Gesteine karbonischen Alters treten bei Goltschried meterdicke Flöze und Linsen eines hochwertigen Anthrazits auf. Im Ersten wie im Zweiten Weltkrieg wurde hier Kohle gewonnen, insgesamt etwa 40 000 t.

Ausblick

Die Welterbe-Region Jungfrau-Aletsch-Bietschhorn ist während mindestens einer halben Milliarde Jahre Erdgeschichte Schauplatz aller denkbaren geologischen und geographischen Szenarien gewesen: Tropenmeer, Mangrovensumpf, Wüste und Hochgebirgsvergletscherung; Plattenverschiebungen und -kollisionen mit dreimaliger Auffaltung und Abtragung von Gebirgen in Intervallen von jeweils etwa 150–200 MJ, begleitet von Magmatismus, Vulkanismus auf Kontinent und Meeresboden und Metamorphose im tiefen Untergrund. Auf kleinem Raum findet sich hier eine Zusammenfassung der geologischen Geschichte Mitteleuropas. Und die Entwicklung ist keineswegs abgeschlossen. Zwar fallen uns heute vor allem die Erscheinungen der Abtragung, des Zerfalls auf: Verwitterung, Steinschlag, Felsstürze, Hochwasser und Rüfen. Messungen zeigen aber, dass die Alpen nach wie vor herausgehoben werden; im Bereich des Welterbes sind das Beträge von 0.5 bis 0.7 mm pro Jahr. Diese Werte sind grösser als die Abtragungsrate, was bedeutet, dass das Gebirge sogar etwas höher wird. Auch die Erdbebenaktivität des Rawilgebiets und der Region Siders-Visp-Brig – die intensivste der Schweiz – deutet darauf hin, dass die gebirgsbildenden Vorgänge keineswegs völlig abgeklungen sind.

Ausgewählte weiterführende Literatur

Abrecht, J. 1994: Geologic units of the Aar massif and their pre-Alpine rock associations: a critical review. Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen, 74/1: 5–27.

BLS AlpTransit AG 2005: Lötschberg-Basistunnel. Von der Idee zum Durchschlag. Stämpfli, Bern.

Frey, M., Mählmann Ferreiro, R. 1999: Alpine metamorphism of the Central Alps. Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen, 79/1: 135–154.

Geologischer Atlas der Schweiz mit Erläuterungsheften: Blätter Lauterbrunnen (1933), Grindelwald (1939, Nachdruck 1985), Gemmi (1956), Lötschental (1985), Adelboden (1993), Brig (1993). Schweizerische geologische Kommission.

Hänni, R., Pfiffner, O.A. 2001: Evolution and internal structure of the Helvetic nappes in the Bernese Oberland. Eclogae Geologicae Helvetiae, 94: 161–171.

Kellerhals, P, Isler, A. 1988: Lötschberg-Basistunnel: Geologische Voruntersuchungen und Prognose. Geologische Berichte, 22.

Labhart, T. P. 1999: Aarmassiv, Gotthardmassiv und Tavetscher Zwischenmassiv: Aufbau und Entstehungsgeschichte. In: S. Löw, R. Wyss (Hrsg.): Vorerkundung und Prognose der Basistunnels am Gotthard und am Lötschberg. Balkema, Rotterdam: 31–43. Mit separater geologischer Karte 1:200 000.

Labhart, T.P. 2005: Die Marmore von Grindelwald und Rosenlaui. Heimatvereinigung und Gemeinde Grindelwald.

Labhart, T.P. 2007: Granitland Grimsel. hep-/Ott-Verlag, Bern.

Ledermann, H. 1945: Petrographische Untersuchungen in der nördlichen Schieferhülle des zentralen Aaregranits im oberen Lötschental. Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen, 74/1: 69–86.

Mullis, J. 1995: Entstehung alpiner Kluftmineralien. Mitteilungen für Wissenschaft und Technik, XI/2: 54–64.

Rutishauser, H., Hügi, Th. 1978: Der Kontakt zwischen Gasterngranit und Lauterbrunner-Kristallin im Gasterental. Mitteilungen der naturforschenden Gesellschaft Bern, neue Folge, 35: 1–53.

Schaltegger, U. 1989: Geochemische und isotopengeochemische Untersuchungen am Zentralen Aaregranit und seinen assoziierten Gesteinen zwischen Aare und Reuss. Dissertation am mineralogisch petrographischen Institut der Universität Bern.

Schaltegger, U. 1993: The evolution of the polymetamorphic basement in the Central Alps unravelled by precise U-Pb zircon dating. Contributions to Mineralogy and Petrology, 113: 466–478.

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 isotopes. Contributions to Mineralogy and Petrology, 111: 329–344.

Stalder, H. A. 1964: Petrographische und mineralogische Untersuchungen im Grimselgebiet. Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen, 44: 187–398.

Stalder, H. A., de Quervain, F., 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. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, neue Folge, 130.

Steck, A. 1983: Geologie der Aletschregion. Bulletin La Murithienne, 101: 135–154.

Adresse des Autors

Prof. em. Toni Labhart, Austrasse 26, CH-3084 Wabern, toni.labhart@bluewin.ch