

Geologischer Atlas der Schweiz Atlas géologique de la Suisse

1:25 000

Blatt:

1268 Lötschental

Topographie: Landeskarte der Schweiz 1:25 000

(Atlasblatt 82)

Erläuterungen

verfasst von

TH. HÜGI, H. LEDERMANN und E. SCHLÄPPI

Mit 9 Textfiguren, 7 Tabellen und 3 Tafelbeilagen

1988

Herausgegeben von der Schweizerischen Geologischen Kommission
und von der Landeshydrologie und -geologie
Publié par la Commission Géologique Suisse
et le Service hydrologique et géologique national

VORWORT

Das vorliegende Blatt des «Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000» bildet die östliche Fortsetzung des 1956 publizierten Atlasblattes Gemmi (Nr. 32). Das Gebiet ist schon auf älteren geologischen «Spezialkarten», die seinerzeit von LUGEON (Nr. 60, 1910), SWIDERSKI (Nr. 89, 1919) und KREBS (Nr. 98, 1925) aufgenommen wurden, enthalten.

Obwohl die ersten Aufnahmen für das Atlasblatt – den Sedimentanteil des Lötschberg-Gebietes betreffend – von L.-W. Collet und Ed. Paréjas bereits aus dem Jahre 1928 datieren, hat die Geologische Kommission erst Anfang der vierziger Jahre erwogen, die Kartierung des damaligen Blattes «Kippel» des Siegfried-Atlas unter Benützung der neuen Topographie (LK 1:50 000, vergrössert) voranzutreiben. Mit der geologischen Aufnahme des Kristallins nördlich der Lonza wurde Th. Hügi betraut und mit jener südlich und westlich der Lonza H. Ledermann – als Fortsetzung seiner Dissertationsarbeit über die «nördliche Schieferhülle des zentralen Aaregnits im obern Lötschental». Die von L.-W. Collet und Ed. Paréjas kartierten Sedimente wurden später von M. Frey (1968–1976) weiterbearbeitet und von E. Schläppi schliesslich im Rahmen seiner Dissertationsarbeit zwischen 1977 und 1980 mit Unterstützung der Geologischen Kommission revidiert und mit den übrigen, von ihm neukartierten Sedimenten links und rechts der Kander vervollständigt.

1986 wurden die Aufgaben der geologischen Landesaufnahme, die bisher der Geologischen Kommission oblagen, der zu diesem Zwecke reorganisierten Landeshydrologie und -geologie übertragen.

Die Landeshydrologie und -geologie dankt den verschiedenen Autoren des Atlasblattes und der Erläuterungen für ihre geleistete grosse Arbeit, die sie in unwegsamen und meist nur schwer zugänglichen Gebieten für eine bescheidene Entschädigung ausgeführt haben. Die Hilfe der lokalen Bevölkerung (Führer, Träger, Unterkunft) und die Unterstützung durch offizielle Stellen (Gemeinde-, Kantons- und Bundesbehörden, L+T) wie auch von privater Seite (BLS, BKW, Lonza AG, private geologische Büros usw.) waren ihnen bei ihrer Arbeit nützlich und führten dazu, dass das Gebiet geologisch detaillierter erfasst und der Karteninhalt nach und nach verbessert werden konnte; ihnen allen sei bestens gedankt.

Im Oktober 1987

Landeshydrologie und -geologie

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	2
Einleitung	4
Stratigraphie	7
Aar-Massiv	7
Altkristallin	7
Hercynische Granitkörper	19
Ganggesteine	29
Sedimente	34
Mesozoikum des Autochthon-Parautochthons und der Doldenhorn-Decke	35
Trias	35
Jura	36
Quartär	44
Tektonik	48
Chemische Analysen	54
Rohstoffe	56
Technische Geologie	62
Geologisch untersuchte Stollen	62
Bohrungen	64
Hydrologie	65
Literaturverzeichnis	67
Geologische Karten	75

EINLEITUNG

Verdankungen

Der besondere Dank der Autoren (Th. H. und H. L.) gilt den Bergführern Stefan Bloetzer †, Ferden sowie Peter Künzi † und Hermann Künzi, Selden/Kandersteg, ferner dem Träger Marinus Ritler †, Blatten, dem Wildhüter Alfred Lengen, Hochtenn und dem Hüttenwart Rudolf Leiggener (Baltschiederklause), Ausserberg. Sie alle waren ihnen bei geologischen Aufnahmen in schwierigem Gelände sichere Führer, getreue Helfer und gute Kameraden. Von Behördemitgliedern und Bewohnern des Lötschentales erhielten sie in verdankenswerter Weise wertvolle Informationen verschiedenster Art.

Gedankt sei auch den ehemaligen Studenten, die mit ihrer Lizentiatsarbeit oder als Feldassistent zum Gelingen des Kartenwerkes beigetragen haben. Ihr Dank gilt ferner den Herren A. Edenharter, H. Huber, K. Küpfer, J. Megert, R. Oberhänkli und H. Oschidari für die Herstellung von Präparaten, Analysen, Photos oder andere Hilfeleistungen.

Der dritte Autor (E. Sch.), der die Feldaufnahmen im Rahmen einer Dissertationskartierung ausgeführt hat, richtet seinen Dank im besonderen an die Einwohner des Gastern- und des Lötschentales für ihre freundliche Aufnahme, ferner an Herrn Prof. Dr. M. Frey für die Überlassung seiner Feldunterlagen aus dem Gebiet Oberferden-Kummenalp-Petersgrat sowie an die Herren Prof. Dr. W. K. Nabholz, Prof. Dr. J. G. Ramsay und Prof. Dr. R. Herb für wertvolle Hinweise im Feld, und an Herrn PD Dr. U. Gasser †, der ihn auf die Problemstellungen im untersuchten Gebiet aufmerksam machte. Ebenfalls dankt er dem Vermessungsamt des Kt. Wallis für die unentgeltliche Abgabe von Kartenunterlagen 1:10 000 und dem SEVA-Fonds des Kt. Bern für die Finanzierung von photogeologischen Arbeiten.

Gemeinsam danken möchten die Autoren (Th. H., H. L. und E. Sch.) noch folgenden Stellen, ohne sie alle namentlich erwähnen zu können: den grossen Unternehmen (insbesondere BLS, BKW und Lonza AG) für die Abgabe von zahlreichen unpublizierten Dokumenten aus ihren Archiven, den verschiedenen beteiligten kantonalen und Bundesämtern (unter anderen der L+T für die Überlassung von terrestrischen photogrammetrischen Aufnahmen) sowie den geologischen Privatbüros, die ihnen erlaubt haben, in unveröffentlichte Berichte Einsicht zu nehmen.

Für wertvolle Ratschläge und Hilfe bei der Drucklegung sei an dieser Stelle auch den Herren Dres. H. Fischer und L. Jemelin von der Dienststelle Basel der Landeshydrologie und -geologie bestens gedankt.

Geographisch-geologische Übersicht

Auf dem vorliegenden Atlasblatt Nr. 82 nimmt das von der Lonza durchflossene Lötchenttal den zentralen Bereich ein. Es verläuft vom Zungenende des Langgletschers – am Ostrand des Atlasblattes – vorerst in NE-SW Richtung und schwenkt dann bei Goltschried auf NNW-SSE um. Den Abschluss gegen Westen bilden die «Rothörner»: Ferden-, Resti- und Faldumrothorn. Die Bietschhorn-Kette, mit dem Bietschhorn (3934 m) als höchstem Gipfel des Atlasblattes, bildet die Begrenzung gegen Süden. Im Norden befindet sich das Gasterntal¹⁾, das von der Kander entwässert wird. Eine markante Gebirgskette liegt zwischen Gastern- und Lötchenttal. Sie erstreckt sich vom Lötchenpass zum Roten Tätsch – nach COLLET (1948) als Gasterngrat bezeichnet –, kulminiert beim Hockenhorn (3293 m) und setzt sich weiter gegen NE im vorwiegend mit Firn und Eis bedeckten Petersgrat fort. Nach Westen läuft der Gasterngrat am Lötchenpass gegen die 1000 m hohe Ostwand des Balmhorns aus. Das Gebiet SE der Bietschhorn-Kette wird südwärts entwässert durch das Joli-, Bietsch-, Baltschieder- und Gredetschtal.

Der grösste Teil von Atlasblatt Lötchenttal wird vom Westende des Aar-Massivs eingenommen, das gegen WSW abtaucht und unter seinem mesozoischen Sedimentmantel und der infrahelvetischen Doldenhorn-Decke verschwindet; dies kann besonders deutlich am Lötchenpass oder vom Hockenhorn beobachtet werden. Das Blockdiagramm von STECK (1968) veranschaulicht den geologischen Aufbau des westlichen Aar-Massivs eindrücklich.

Im dargestellten Gebiet wird das Aar-Massiv von einem alten, schiefrigen und gneisigen Sockel gebildet, in welchen mehrere hercynische Granit- und Granodiorit-Körper intrudiert sind: an seinem Nordrand der Gastern-Granit, im zentralen Teil – als jüngster – der Bietschhorn-Granit bzw. der Zentrale Aare-Granit und weiter südlich der Baltschieder-Granodiorit. Das Aar-Massiv ist kein homogener Gesteinskörper, sondern besteht infolge alpiner Deformationen aus grossen verschuppten und überschobenen Massen und Platten. Diese bilden u.a. in den Klippen des Gasterngrates und in den weiter östlich anschliessenden Gebieten den Kern der Doldenhorn-Decke. Die Verschuppung des Sockels und die Existenz synklinaler Strukturen werden verdeutlicht durch die im Westen auftretenden Karbon-Züge in der axialen Verlängerung des Lötchentales, dessen Richtung oberhalb Goltschried der alpidischen NE-SW-Hauptschieferungsrichtung entspricht. Unterhalb Goltschried folgt das Tal hingegen einem NNW-SSE-Kluftsystem.

Das autochthone und parautochthone Mesozoikum bedeckt den Gastern-Granitkörper sowie das Altkristallin in der äussersten SE-Ecke des Blattes (Schilt-

¹⁾ In den Kartenwerken sind die Schreibweisen «Gasteren», «Gastern» und neulich «Gastere» verwendet worden. Im nachfolgenden Erläuterungstext wird die im geologischen Schrifttum übliche Bezeichnung «Gastern» bzw. «Gasterntal» und «Gastern-Granit» beibehalten. Für die übrigen Lokalnamen ist mit Ausnahme von Lötchenpass (Lötchepass) die Schreibweise der Landeskarte massgebend.

horn) als dünne Hülle. Es erscheint ferner als grössere Massen in der Kette der «Rothörner» - verfaltet und verschuppt mit dem Kristallin.

Auf der Höhe des Ferdenrothorns ist der Übergang vom Parautochthon zur infrahelvetischen Doldenhorn-Decke fliessend. Stark verschuppt bildet letztere die hohen Wände des Balmhorns und der Nordseite des Gasterntales. Die Verwurzelung ihres Verkehrtchenkels, ausgewalzt und eingespiesst im Kristallin, kann auf der ganzen Nordseite des Lötschentales verfolgt werden (Sattlegi-Synklinale).

STRATIGRAPHIE

AAR-MASSIV

Altkristallin

(Prähercynische Schiefer- und Gneishülle der Granitkörper)

Dieser polymetamorphe prähercynische Komplex umfasst im westlichen Aar-Massiv vor allem Gneise und Schiefer verschiedenster Zusammensetzung, ferner Amphibolite, Augengneise und untergeordnet Gesteine ultrabasischen Ursprungs wie Serpentin, Giltstein und Talkschiefer. Ein gewisser Zonarbau ist erkennbar: auf hellglimmerreiche Schiefer und Gneise im Norden folgen südwärts vorwiegend Chloritgneise, dann Biotitgneise und schliesslich migmatitische Gneise und Granitgneise. Die Amphibolite und Ultrabasite treten als Einschaltungen in verschiedenen der genannten Gneise auf.

Die Gneise und Schiefer (G, G_b, P sowie evtl. G_s) sowie die Marmore (M) sind aus Sedimenten, insbesondere aus tonigsandigen Ablagerungen wie Sandsteinen, Arkosen, Grauwacken sowie Tuffen, hervorgegangen. Dem prämetamorphen Gesteinssubstrat eingelagerte Bänke oder Linsen aus unreinen Kalken bzw. Dolomiten wurden bei der Metamorphose zu Kalksilikatfels. Eruptiver evtl. allenfalls auch migmatitischer Abstammung sind dagegen die mit GI, GO_m (z.T.), GO_a, GO_a' sowie mit Am und Am' bezeichneten Gesteine, ferner altkristalline Granit-, Aplit- und Pegmatitstöcke sowie die ultrabasischen Einlagerungen.

Die heute zur Verfügung stehenden geochronologischen Einzeldaten genügen noch nicht, um die Bildungsgeschichte dieses präkambrisch-paläozoischen Grundgebirges im Zusammenhang zu erfassen. Im Lauterbrunner Kristallin und im Gotthard-«Massiv» sind Altersbestimmungen durchgeführt worden (GULSON & RUTISHAUSER 1976, GEBAUER & GRÜNENFELDER 1982), die auf wahrscheinlich während des späten Präkambrium-Kambrium gebildete Metasedimente hinweisen – wenn auch JÄGER & HANTKE (1983) diesbezüglich andere Ansichten vertreten. Ein «kaledonisches» Ereignis scheint durchwegs anerkannt zu sein: Schon GYSIN (1954) postulierte, die Gesteine des Jungfrau-Kristallins (Kristallkern der Doldenhorn-Decke) seien während einer prähercynischen Orogenese überprägt worden; NIGGLI (1978) schloss ein «event of Lower Paleozoic (Caledonian)» nicht aus, und VON RAUMER (1984) postulierte ebenfalls ein spätkaledonisches Hochdruck-Ereignis für die sogenannten Externmassive. Der Grad der prähercynischen Metamorphose steigt im Gebiet links der Lonza bis in den Grenzbereich einer metamorphen Stoffumlagerung ohne Schmelzbildung – Streifengneise, granitisierte Gneise (Migmatite s. 1.) – bis zu beginnenden anatektischen Vorgängen mit Bildung von «alkristallinen» Aplit-, Pegmatit-, Granitstöcken und -gängen. Durch nachfolgende Metamorphosen während der hercynischen (variszischen) und alpidischen Gebirgsbildung sind das Altkristallin und

die Granite vorwiegend retrograd überprägt worden (NIGGLI 1973, 1978); die verschiedenen Gesteine zeigen heute die Merkmale der Grünschiefer-Fazies (FREY et al. 1980). Möglicherweise bewirkten die Metamorphosen eine «Verjüngung» der Altersdaten.

Das Planargefüge der altkristallinen Schiefer und Gneise zeigt meist allgemein steiles SE-Einfallen. Die breiteste Altkristallin-Zone – mit einer Mächtigkeit von rund 5 km – liegt eingebettet zwischen Gastern-Granit und Bietschhorn-Granit. In dieser bildet die paläobotanisch datierte Karbon-Zone Goltschried-Loicherspitza eine tektonisch überprägte Synklinale. Weitere Altkristallin-Einschaltungen liegen zwischen Bietschhorn-Granit und Baltschieder-Granodiorit und südöstlich des letzteren.

G Grünliche, hellglimmerreiche Gesteine; «Altkristallin» im allgemeinen

Diese grünlich bis graugrünlich aussehenden Schiefer und Gneise¹⁾ – vorwiegend Muskowit(-Sericit)-Chlorit(-Biotit)schiefer und -gneise mit Kalksilikatfels-Einschlüssen – führen durchwegs Hellglimmer als charakteristischen Hauptgemengteil. Der Verschieferungsgrad ist unterschiedlich. Von recht massig beschaffenen Gneisen gibt es alle Übergänge zu Schiefnern und extrem tektonisch überprägten, mylonitischen Gesteinen.

Die hellglimmerreichen Gesteine zeigen bezüglich ihres Mineralbestandes, mit albitreichem Plagioklas, Alkalifeldspat, 2M₁-Muskowit (Analyse A. Edenharter), Sericit, Chlorit, Biotit, Turmalin (in variablen Mengen, doch fast durchwegs vorhanden), selten Granat und Akzessorien (z.B. bei P. 2926.3, SE Tellispitza), grosse Ähnlichkeit zu «Casanna-Schiefern» des Penninikums, wie dies bereits von FELLEBERG (1882) beobachtet hat.

Glimmerreiche Schiefer, die Disthen und Staurolith als Hauptgemengteile sowie etwas Granat enthalten, sind als Blockmaterial – leider aber noch nie im Anstehenden – am Fuss der Felsen von Blattig (Koord. 628.700/143.200) gefunden worden. Der bis 3 cm lange Stengel bildende Disthen ist an das Vorkommen von Quarzknauern gebunden und weitgehend in Muskowit umgewandelt. Zusammen mit dem Staurolith und Granat weist er auf einen ursprünglich höheren Metamorphosegrad im Altkristallin hin.

Die hellglimmerreichen Schiefer gehen oft ohne scharfe Grenze über in Gneise mit feinen, gelängten *Feldspat-Augen im Millimeter-Bereich* (vorwiegend Alkalifeldspat, gelegentlich auch Ab-reichen Plagioklas).

Feldspat-Augen im Zentimeter-Bereich sind vielfach in Augengneis-ähnlichen Gesteinen enthalten, wobei die grössten Feldspäte aber nur selten wesentlich länger als 1 cm sind.

¹⁾ Die Abgrenzung Schiefer/Gneise erfolgt hier im Sinne von WENK (1963).

In den grünlichen, hellglimmerreichen Gesteinen kommen immer wieder Bereiche vor, die reich an *Muskowit*, *Turmalin* und *Granat* führenden *Pegmatit- und Aplitadern und -linsen* sind. Diese treten gehäuft als helle Linsen und Nester auf. Sie bestehen aus Plagioklas, Alkalifeldspat, Quarz, Muskowit, Turmalin und Granat und zeigen pegmatitische oder aplitische Zusammensetzung. Vielfach handelt es sich dabei um perlschnurartige Gänge (Fig.1). Derartige Linsen erreichen in ihrer Längsrichtung mehrere Dezimeter bis Meter und Mächtigkeiten von mehreren Dezimetern.

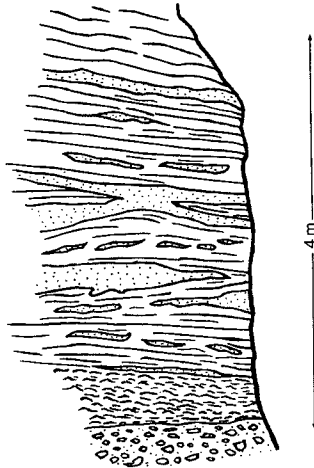


Fig. 1: Perlschnurartige Gänge, Linsen und Lagen von granatführendem Muskowitaplit (punktiert) in grobtaugigem Muskowit-Chloritschiefer, unterlagert von zerruscheltem Altkristallin (an der Basis von Schutt bedeckt). Aufschluss auf der linken Seite des Uisters Tals (Koord. 631.1/143.5).

Gehäuftes Auftreten von Kalksilikatfels-Linsen (K)

Kalksilikatfels-Linsen treten in verschiedenen Horizonten der hellglimmerreichen Gesteine (G) und des hellen Muskowitgneises (GO_n) auf; sie sind meist lang ausgezogen (Dezimeter- bis Meter-Bereich). Diese Linsen, von welchen nur die bedeutenderen Vorkommen auf der Karte eingetragen sind, verteilen sich vorwiegend entlang zweier Linien: die südliche, wenig über dem Talboden, erstreckt sich von Ferden nach Tellistafel, mit guten Aufschlüssen an der Strasse Wyssried-Tellistafel unterhalb Chländerflue; die nördliche, von Uf Fersyn zum Uisters Tal, verläuft teilweise in den hellen Muskowitgneisen. Die Kalksilikatfelse bestehen aus Granat, Diopsid, Calcit, Quarz, Plagioklas, Titanit, Biotit (Chlorit), Muskowit (Sericit), grüner Hornblende, Epidot (Klinozoisit), Rutil, Apatit, Zirkon, Orthit, Graphit sowie aus wechselnden Mengen Scheelit (siehe WENGER 1983, 1987). Je nach Überwiegen von Granat oder

Diopsid erscheint das Gestein rötlicher bzw. grünlicher. Die Mikrosonden-Analyse von Granat der Probe 64149 (Analyse R. Oberhänsli) ergab in Prozenten: Alm. 14,4%, Spess. 1,8%, Pyrop 1,0%, Gross. 82,7%.

Diese Kalksilikatfelse stimmen stofflich weitgehend mit denen des Altkristallins des Oberhasli überein (HÜGI 1955, HÜGI & WÜTRICH 1960), aber auch mit denen des östlichen Aar-Massivs (HÜGI 1941, HUBER 1948, EUGSTER 1951). Gute Aufschlüsse sind am Fahrweg Wyssried-Tellistafel bei Chländerflue zu beobachten: die Linsen sind deutlich gelängt, bis 1 m und mehr. Zu erwähnen sind noch auf der Karte nicht eingetragene Kalksilikatfels-Linsen im Kontaktbereich mit Lauterbrunner Kristallin (S. 27) und im Amphibolit ob Chastelli.

Granatamphibolit mit Almandin-Einsprenglingen

Eine linsenförmige, etwa 30 m lange Einlagerung von massigem Granatamphibolit findet sich in gebänderten Biotitgneisen in der Jegine (Koord. 628.650/144.090/2590). Das lagige, dunkle Gestein enthält auffällige bis zentimetergrosse Granat-Einsprenglinge von rötlichbrauner Farbe, neben brauner Hornblende, Biotit und Plagioklas. Gemäss der Mikrosonden-Analyse des Granates (Analyse R. Oberhänsli, Probe 66130) handelt es sich um Almandin, und zwar mit der Zusammensetzung: Alm. 58,5%, Spess. 3,5%, Pyrop 19,0%, Gross. 18,9%.

G_b Dunkle Biotit- und Biotit-Sericitgneise

Es handelt sich um nahezu massige bis bändrige Gneise von dunkler Farbe, textuell variierend von massiv-hornfelsartig über feinlagig-schiefrig bis streifig; stellenweise werden sie von phyllitischen Gesteinen begleitet. Verantwortlich für die dunkle Farbe dieser Gneise sind Biotit (bis 25 Vol.-%) und dunkler, blauschwarzer Quarz (20–25 Vol.-%). Wichtigster Hauptgemengteil ist Plagioklas (Andesin) mit 40–60 Vol.-%. Viele dieser dunklen Gneise enthalten auch bis 4% Granat, bis 5% Graphit und Erz (vorwiegend lilagraues Titaneisen), bis 8% Titanit und 1–2% Apatit; Kalifeldspat fehlt durchwegs. Diese Gesteine werden manchmal durchsetzt von pegmatoiden Adern im Zentimeter-Bereich, in welchen blauschwarzer Mikroclin besonders auffällt. Vereinzelt sind sedimentäre Kreuzschichtung sowie Verfaltungen erkennbar – unter anderem auf Öigstchumme (Koord. ca. 632.0/141.3) und 800 m nördlich Goppenstein, am Wanderweg nach Ferden.

Diese dunklen Biotit- und Biotit-Sericitgneise wurden von HENZEN (1986) mit dem übrigen Altkristallin im vorderen Jegital detailliert untersucht. Sie stehen vor allem im Bereich der Lonza, zwischen Ried und Langgletscher und am linken Talhang in Höhen um 2000–2700 m an. Sie werden vielfach von sauren Gängen durchsetzt; stellenweise treten meist unscharf begrenzte Linsen im Quadratdezimeter-Bereich auf, die neben brauner Hornblende, reliktschen Pyroxen, Granat, Titanit, Klinozoisit, Quarz, Plagioklas sowie Erz enthalten. Gute Aufschlüsse sind bergseits der Strasse vor Blatten oberhalb der Pension Breithorn, bei Gletscherstafel und im obern Teil von Guggistafel zu erwähnen.

Biotite eines an der Talstrasse zwischen Wiler und Ried anstehenden Gneises (Koord. 627.875/140.150) ergaben ein Alter von 287 ± 12 Mio. Jahren (WÜTHRICH 1965).

Stellenweise führen die Biotitgneise *Graphit*, z. B. in den unteren Felswänden der Gletscherspitza, am Loibinbach, am Gletschertossen nördlich des Nestgletschers, am Howitzegrat, beim Gattunmandli. Im Stollen der Kraftwerke Löttschen AG ist 1640 m ab Nordportal ein graphitführender Gneis mit mehrere Millimeter dicken Lagen und kleinen Linsen von reinem Graphit gefunden worden.

P Chloritschiefer und -gneise im allgemeinen

Von der SW-Ecke des Blattes (Einigs Alichji) ziehen diese graugrünen Gesteine – unmittelbar südlich der Synklinalstrukturen der Karbon-Zone – dem linken Hang des Löttschentales entlang bis gegen den Langgletscher. Als mafitischen Anteil enthalten sie fast ausschliesslich Chlorit.

Modalbestand : Quarz 16–28%, Plagioklas 45–57%, Chlorit 18%, Glimmer (Biotitrelikte \pm Muskowit) 1–2%, Calcit 3–10%, Titanit 1–4%, Akzessorien (Apatit, Pyrit, Magnetkies) < 1%.

Chlorit-Sericitschiefer und -gneise Sericitschiefer und Phyllite

Ganz im SE des Blattes, in einer Zone, die vom Grat südlich des Alpuhorns ins Gredetschtal hinunterzieht, sind Chlorit-Sericitschiefer vorherrschend; in schmalen Zügen kommen auch Sericitschiefer und Phyllite vor.

G_s Grobkörnige Chlorit-Albitgneise

Am Stritungrat (Koord. ca. 622.3/135.2) treten innerhalb der Chloritschiefer auf einem Areal von $\frac{1}{2}$ –1 ha, teilweise unter Schutt, texturell massige bis flaserige, strukturell granoblastische Chlorit-Albitgneise auf. Es handelt sich wahrscheinlich um ein ursprünglich gabbroides Gestein. Diese Annahme wird gestützt durch das Auftreten von Kupferkies – Siderit und Malachit als Sekundärminerale – in Klüften. Die chemische Analyse (DE QUERVAIN & JENNY 1956, Analyse II/364) ergab peléitischen Chemismus.

Modalbestand: zersetzter Plagioklas (Ab, Sc, Zo/Ep) 53,5%, Chlorit 18%, Quarz 12,7%, Calcit 11,5%, Titanit 3,6%, Akzessorien (Apatit, Zirkon) 0,7%.

GI Granitische Gneise mit Schollen von diversen Biotitgneisen und Amphiboliten

Das Altkristallin des Bietschhorn-Massivs enthält mächtige Zonen von Migmatiten s.str. mit Schollen von feinlagigen, flaserigen, streifigen oder dichten hornfelsartigen Biotitgneisen und Amphiboliten innerhalb granitischer Gneise. Die Schollen

sind teils kopfgross, können aber auch Linsen von mehreren Kubikmetern bilden. Eingebettet in diesen Migmatiten liegen an vielen Stellen bis über hundert Meter lange Zonen von Biotitgneisen verschiedener Art, die ihren Schollencharakter durch umfliessende Granitgneise, Aplite und Pegmatite verraten.

Granitgneise mit aplitisch-pegmatitischen Gängen

Am linken Hang des Löttschentales (zwischen 2700 bis über 3000 m ü.M.), ferner in der Zone zwischen Bietschhorn-Granit und Baltschieder-Granodiorit sowie südlich des letzteren liegt das Altkristallin als Granitgneis mit unruhig pygmatischer Durchaderung oder als Streifengneis (Bändergneis, Stromatit) vor. Letztere weisen eine Sonderung in 1–4 mm breite dunkle Lagen (Plagioklas, Biotit, Chlorit, Zirkon, Apatit, Orthit) und bis 15 mm breite helle Lagen (Quarz, untergeordnet Perthit und Plagioklas) auf. Der Modalbestand schwankt stark: 20–50% Quarz, 0–15% Perthit, 35–60% Plagioklas, 6–24% Biotit, 1–2% Akzessorien.

GO_m Heller Muskowitgneis, oft mit Granat

Dieser lagige Muskowitgneis zeigt helle Farbe und ist massig beschaffen. Die charakteristischen Mineralien sind Muskowit, Alkalifeldspat, Plagioklas, oft etwas Biotit und Chlorit. Als auffallender Gemengteil kommt meist auch Granat vor, der in wechselndem Masse chloritisiert ist. Diese Gneise bilden grössere Aufschlüsse am Nordhang des Löttschentales oberhalb Blatten und der Fafleralp. Sie können als ehemalige Granitstöcke interpretiert werden, die bereits, in einer prähercynischen Metamorphose vergneist worden sind.

Heller Muskowitgneis tritt im Uisters Tal und Im Tellin wechsellagernd *assoziiert mit dunklen Biotit-Muskowitgneisen* auf. Der Biotit kann unterschiedlich stark chloritisiert sein. In diesen meist gefalteten Gneispartien treten vereinzelt oder gehäuft *Kalksilikatfels-Linsen* auf (S. 9). Solche Schollen von Biotit-Muskowitgneis und Kalksilikatfels (Fig. 2) lassen sich in verfalteten, schiefrigen Muskowitgneisen NW oberhalb Tellistafel (Koord. 628.925/142.250) nachweisen.

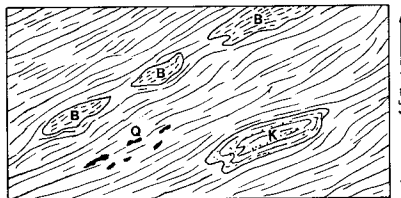


Fig. 2: Schieferiger Muskowitgneis mit Schollen von Biotit-Muskowitgneis (B), Einschlüssen von Kalksilikatfels (K) und Quarzknuern (Q). NW oberhalb Tellistafel (Koord. 628.925/143.250).

GO_a Augengneise von granitischem Chemismus

Es handelt sich um helle, massige Gneise mit nur angedeuteter Paralleltextur und grossen, bis 4 cm langen Alkalifeldspat-Augen. Diese sind schleierartig entmischte Perthite, z.T. Schachbrett-Albite; dagegen ist Mikroklingitterung eher selten. Die Augengneise, die gelegentlich Schollen von Biotithornfels enthalten, haben magmatischen Charakter und müssen als altkristalline metamorphe Granitstöcke gedeutet werden, worauf auch eine chemische Analyse hinweist (DE QUERVAIN & JENNY 1956, Analyse II/369). Diese Augengneise bilden im unteren Lötschental südlich Goppenstein bis 100 m mächtige Zonen. An verschiedenen Stellen sind Apophysen dieser Augengneise in das Nebengestein beobachtet worden. Am Schwarzhorn (Koord. 622.2/133.9, nordöstlich der Oberer Fäsilalpu, Blatt Raron) schliesst der Augengneis basische Butzen von Glimmerhornfels ein.

Ein ähnlicher Augengneis-Keil von 40 m Mächtigkeit, aber von *trondhjemitischem Chemismus* (DE QUERVAIN & JENNY 1956, Analyse II/371) liegt am Wilerhorn-Ostgrat auf 3200 m ü.M. zwischen Bänderamphibolit und Amphibolitgneis. Mit einer aufgeschlossenen Länge von etwa 400 m keilt er im Sattel östlich des Wilerhorn-Gipfels aus.

Ein schwach schlieriger Augengneis von *syenitischem Chemismus* ist an der Hogleifa nachgewiesen worden. Seine Mächtigkeit erreicht 60 m, und er lässt sich unterteilen in 10 m Amphibol(-Biotit)syenit und 50 m Biotit(-Amphibol)syenit, wobei nur letzterer chemisch ein Syenit ist (DE QUERVAIN & JENNY 1956, Analyse II/314, 315), strukturell und textuell hingegen ein metasomatisch umgewandelter Amphibolit. Anlässlich eines Querdurchstieges am Westhang der Hogleifa auf etwa 2500 m ü.M. konnte diese Zone nicht mehr nachgewiesen werden. Ihre Ausdehnung beschränkt sich daher auf maximal 800 m.

Modalbestand des Biotit(-Amphibol)syenits: Quarz 13%, Alkalifeldspat 41%, Plagioklas (An 30%) 28%, Biotit 12%, Amphibol 5%, Apatit 1%.

GO'_a Sericitische Augengneise

Am Schilthorn (SE-Ecke) treten mehrere Zonen von sericitischen Augengneisen auf mit bis zentimetergrossen Alkalifeldspat-Augen - Mikroclin, von Quarztropfen und Plagioklas-Bruchstücken durchsetzt. Die meist xenomorphen Plagioklase (Albit und Oligoklas) sind extrem sericitisiert. Beim Quarz, der in der Regel undulös auslöschet, handelt es sich oft um Mörtelquarz mit eingeregeltten Blättchen von Hellglimmer. DOLIVO (1982) bezeichnet die Textur als «porphyrogranolépidoblastique». Die mächtigste Zone ist 200 m breit. Unzählige diskordante *Aplitgänge* von 5-10 cm Breite durchsetzen diesen Orthogneis, der vor allem weiter südlich im Gebiet Eggerberg-Blatten-Naters vorkommt (LABHART 1965, DOLIVO 1982).

Am Bänderamphibolite

Bänderamphibolite – Wechsellagerung von dunkleren, amphibolreichen und von hellen, feldspatreichen Lagen – haben im Altkristallin eine recht grosse Verbreitung und treten ebenso im Kern der Doldenhorn-Decke auf (Hockenhorn und Kleinhockenhorn). Sie lassen sich über Hunderte von Metern, z.T. über Kilometer und mehr verfolgen. Ein markanter Amphibolitzug reicht vom Gebiet Kummenalp bis in die Westwand der Burstspitze (Blattrand). Diese Amphibolite zeigen generell ein SW-NE orientiertes Planargefüge bei wechselnd steilem SE-Einfallen; sie verlaufen in der Regel mehr oder weniger parallel zum Planargefüge der sie begleitenden Gesteine des Altkristallins. Amphibolitzüge weisen meist Mächtigkeiten von Dekametern bis mehreren Hektometern auf. Vereinzelt sind auch äusserst schmale, 1-2 dm dicke, nicht kartierte Amphibolitbänder (= sills) mit brauner basaltischer Hornblende und glimmerreichem Salband beobachtet worden. Die Amphibolite haben allgemein kompakte, massige Beschaffenheit. Die Mächtigkeiten der dunklen amphibolreichen und der hellen Lagen (vorwiegend Feldspat und Quarz) variieren von Zentimetern bis Metern und mehr. Gelegentlich treten amphibolreiche Boudins in Grössen um einen Quadratdezimeter auf.

Mineralbestand: Die Hauptgemengteile sind in der Regel grüne Hornblende (30–50 Vol.-%) und Plagioklas (40–50 Vol.-%) (Mittelwerte von 15 Dünnschliffen siehe ZGRAGGEN 1975). Der Plagioklas variiert in seiner Zusammensetzung vielfach zwischen Albit und Andesin. Immer wieder vorkommende Nebengemengteile sind Biotit (braun, grün), Chlorit, Muskowit, Titanit, Epidot-Klinozoisit, Rutil, Orthit, Calcit (stellenweise auch auf Adern und Nestern), Apatit, Zirkon, Leukoxen und opake Mineralien sowie gelegentlich Stilpnomelan.

Einzelne Amphibolitzüge von 1–2 m Breite sind Hornblendite mit bis 80% brauner, basaltischer Hornblende, z.T. mit bis 5% Diopsid. Amphibolite können bis 5% Magnetit und bis 10% Titanisen enthalten. Obwohl noch zu wenige geochemische Daten vorliegen, so deuten die relativ hohen Cr-Werte (140–560 ppm Cr) auf einen Orthocharakter der Amphibolite hin (ZGRAGGEN 1975, Tab. 5). Ausgedehnte Amphibolitzüge können als alte ozeanische Kruste, möglicherweise als metamorph überprägte tholeiitisch-dacitische Abfolgen aufgefasst werden (vgl. dazu STILLE & TATSUMOTO 1985).

Vielfach sind in Amphibolit-Aufschlüssen Verfaltungen zu sehen (isoklinale Falten vorherrschend), was für eine komplexe tektonische Vorgeschichte dieser Gesteine spricht. Zwei Amphibolit-Vorkommen (NW Chastelli und am Lötchenpass, wenig westlich P. 2678) weisen eine Bänderung auf, die allgemein NW-SE verläuft, bei einem SW-Einfallen. Vermutlich ist die andersartige Orientierung der Amphibolite durch tektonische Störungen im Bereich des Färdebaches westlich Kummenalp bedingt.

Einschaltungen von Muskowit-Chloritschiefern (G) in den Bänderamphiboliten sind vorwiegend nördlich dem Weritzstafel anzutreffen. Es dürfte sich dabei um stratigraphisch bedingte Wechsellagerung handeln.

Von Apliten und Muskowit-Turmalinpegmatiten durchsetzte Bänderamphibolite: Aplit- und Pegmatitgänge oder -nester sind vorwiegend in Amphiboliten der Gegend Arbächnebel-Lauchernalp (Koord. 625.6/140.6), stellenweise sogar gehäuft, zu beob-

achten. Sie führen fast ausnahmslos in wechselnden Mengen Muskowit und Turmalin (S. 30).

Bänderamphibolite mit *Amphibol-Biotitgneisen* und *Amphibol-Biotit-Granatgneisen* enthalten stellenweise gabbroide Linsen und Muskowit-Turmalinpegmatite. Solche Gesteine sowie deren Begleiter (G, S, Gi) zeigen im Gebiet NW oberhalb Arbächnebel ein abweichendes, NNW-SSE orientiertes Planargefüge. Gelegentlich treten Amphibolite wechsellagernd mit lagig-bändrigen Amphibol-Biotitgneisen und Biotitgneis-Lagen auf. Amphibol-Biotitgneise zeigen eine Wechsellagerung von dunkeln und hellen, je etwa 5 mm dicken Lagen. Erstere bestehen zur Hauptsache aus grüner Hornblende, braunem, z.T. chloritisiertem Biotit, albitreichem Plagioklas, Quarz sowie relativ viel Titanit (bis einige Vol.-%) und stellenweise Granat. Die hellen, aplitartigen Lagen führen vor allem albitreichen Plagioklas und Quarz sowie Sericit, Karbonat und vereinzelt Scheelit. Diese Gneise sind bei Märwig, im Bereich Koord. 625.070/141.410, vielfach durchsetzt von Muskowit-Turmalinpegmatiten (S. 31).

Vorwiegend Granatamphibolite

Es sind Bänderamphibolite mit unregelmässig verteilten, oft wolkig gehäuften, rötlichen Granaten (bis 10 Vol.-%). Einzelne bis 20 m mächtige Amphibolit-Zonen weisen alternierend Lagen mit und ohne Granat auf. Die Granate sind rundliche Individuen mit einem Durchmesser von 6–8 mm, selten bis 15 mm. Unter dem Mikroskop erscheinen die Granate zu $\frac{3}{4}$ zersetzt (Aggregat von Klinozoisit, Epidot und Titanit). Nur die Kerne bestehen noch aus Granatsubstanz. Solche Granatamphibolite wurden am Weg zum Bietschjoch oberhalb der Bietschhornhütte, in der Nordwand des Kl. Nesthorns, im Loibinbach-Kessel und in den unteren Felsen der Gletscherspitza festgestellt.

Übergang in dioritartige Amphibolgneise

Bei diesen Amphibolgneisen, die oft randlich aufgelöste Amphibolit-Schollen und Strahlstein-Linsen enthalten, handelt es sich um die von VON FELLEBERG & MOESCH (1893) als Feldspatamphibolit bezeichneten Gesteine. Je nach der Intensität der Granitisierung und wohl auch der metasomatischen Beeinflussung entstehen unterschiedliche Typen. In einem Metatekt von Quarz und Plagioklas «schwimmen» – makroskopisch sichtbar – grüne Hornblenden (z.T. mit braunem Kern). Mikroskopisch schwankt der Mineralbestand: Quarz 10–35%, Plagioklas 50–65%, Hornblende 10–27%, Biotit (\pm Muskowit + Chlorit) 3–15% und Akzessorien (Titanit, Apatit, Leukoxen, Zirkon, Orthit, Erz, Calcit) 1–2%.

Am' Schollenamphibolite

Schollenamphibolite entstehen aus Bänderamphiboliten durch eine sekundäre Breccierung und gleichzeitige Durchaderung mit granitoidem Neosom von meist granodioritischer Zusammensetzung (STECK 1966). Infolgedessen treten Schollen-

amphibolite gelegentlich streckenweise in Bänderamphibolit-Zügen auf. Die Schollengrösse variiert zwischen einigen Zentimetern und mehreren Metern. Amphibolit-Schollen sind vielfach von hellem, aplitischem Material umgeben. Chloritische Bereiche lassen auf mechanische Deformation schliessen.

Schollenamphibolite sind vorwiegend südlich der Karbon-Synklinalzone zu finden: in den granitischen Gneisen und Granitgneisen der Südseite des Lötschentaales und zwischen dem Baltschieder-Granodiorit und dem Bietschhorn-Granit im Osten; ferner beidseitig des Lötschentaales unterhalb von Goltschried und randlich der gequetschten Sediment-Syklinalen nördlich des Faldumrothorns im Südwesten.

Im Schollenamphibolit treten \pm dezimeterbreite - gelegentlich auch bis mehrere Dekameter mächtige - Aplitgänge mit Muskowit oder Biotit auf, die sich über grössere Distanzen verfolgen lassen (z.B. zwischen Loicherspitza und Faldumrothorn).

Altkristalline Granit- (γ), Aplit- (A) und Pegmatitstöcke (Pe)

Als Aplit werden Gänge, Linsen und Stöcke bezeichnet, welche Korndurchmesser im Millimeter-, als Pegmatit im Zentimeterbereich aufweisen. Linsen und Stöcke sind im Zentrum fast durchwegs pegmatitisch, randlich aplitisch entwickelt - mit Zwischenstufen. Im Gegensatz zu den Apliten (Ap) und Pegmatiten (Pg), welche als Gangfolge der Granite gedeutet werden können (S. 29 ff.), treten im Altkristallin Aplite (A) und Pegmatite (Pe) auf, die als Produkte der Migmatisierung der Gneise anzusehen sind. Es handelt sich teils um linsige Stöcke von Kopfgrösse bis mehreren Metern Durchmesser, teils kommen sie perschnurartig aneinandergereiht (boudiniert) oder auch als durchschlagende Gänge vor. Nur die markantesten davon sind auf der Karte eingezeichnet, während unzählige unauffällig vorwiegend in granitischen Gneisen liegen und nicht speziell ausgeschieden wurden.

Mineralbestand:

Granitstöcke: Quarz ca. 35%, Plagioklas \geq 60%, Biotit + Muskowit (+NG) \leq 5%.

Aplit- und Pegmatitstöcke (und -gänge): Quarz 45-50%, Kalifeldspat ca. 5%, Plagioklas ca. 45%, Mafiten (Biotit, \pm Muskowit, vereinzelt Hornblenden) \leq 5%.

Im Altkristallin des Bietschhorn-Massivs führen viele der aplitischen und pegmatischen Linsen und Stöcke *keinen* Alkalifeldspat. Für andere hingegen ist der Gehalt an dunkeln, bläulichen Alkalifeldspäten (Mikroklin) typisch, die teils sporadisch auftreten, teils aber bis 60% des Bestandes ausmachen können.

Ultrabasische Einlagerungen: Linsen von Serpentin (S), Giltstein (Gi) und Talkschiefer (T)

Die ultrabasischen Einlagerungen sind vielfach an amphibolitische Gesteine gebunden, vor allem am Nordhang des Lötschentaales (Märwig oberhalb der Lauerchernalp, Im Tellin), aber auch an Biotitgneis- oder Granitgneis-Zonen: dem linken Hang des Lötschentaales entlang zieht eine ultrabasische Zone mit Serpentin, Akti-

nolithschiefer, Giltstein oder Talkschiefer auf Höhen zwischen 2100–2300 m ü.M. Sie ist von Goppenstein bis zum Fuss des Öigstchummungletschers an zahlreichen Stellen sichtbar. Oberhalb der Nestalp (Koord. 629.450/138.940) ist sie rund 12 m mächtig, meist aber nur 0,5–2 m; über weite Strecken ist diese Zone ausgekeilt. Serpentine fallen im Gelände durch die charakteristische ockerfarbene Anwitterung auf (z.B. Vorkommen NW oberhalb der Lauchernalp) sowie durch Chrysotil-Äderchen.

Auf Grund mikroskopischer und röntgenographischer Untersuchungen können die ultrabasischen Einlagerungen unterteilt werden in Serpentine (S), Calcit-Talk-Antigoritschiefer, Ophidolomite und Ophicalcite (Gi) und Chlorit-Talkschiefer sowie Tremolit-Chlorit-Talkschiefer (T). Die Serpentine enthalten Antigorit, Klino- und Orthochrysotil, 6-layer Orthochrysotil(?), Lizardit sowie Chlorit, Stilpnomelan (?), Talk, Tremolit, Fe-haltigen Calcit bzw. Dolomit und opake Mineralien (vor allem Magnetit). Serpentin-Linsen können begleitet sein von Aktinolith-Nestern, Ophidolomit und Ophicalcit. Der Giltstein NW von Arbäch-nubel besteht aus Calcit-Talk-Antigorit-, Chlorit-Talk- und Tremolit-Talk-Chloritschiefer. Eine detaillierte Untersuchung der ultrabasischen Einlagerungen bei Märwig (Koord. ca. 625.1/141.3) NW von Arbäch-nubel ist von ZGRAGGEN (1975) durchgeführt worden. Serpentin und Giltstein oberhalb Stalpfleie (aufgelassener Steinbruch, Koord. ca. 628.5/142.5) sind von recht reinem Talk und Muskowitgneis begleitet. Eine grössere Talkschiefer-Masse steht bei Chrindelspitza neben Amphibolit an.

Die meisten Ultrabasit-Vorkommen sind seit langer Zeit bekannt und zum grössten Teil ausgebeutet worden (S. 59). Rechtsseitig der Lonza neu entdeckt wurden alte Abbaustellen NNE Arbäch-nubel, am Spalihorn und nordwestlich oberhalb Stalpfleie (in der älteren geologischen Literatur nicht aufgeführt).

Im oberen Gasterntal, im Kontaktbereich mit dem Lauterbrunner Kristallin (Koord. ca. 624.8/145.7), konnten im Schutt Serpentin-Gerölle gefunden werden, welche wohl aus dem Einzugsgebiet des Kanderfirns stammen.

M Marmorlinsen

Im Altkristallin treten an verschiedenen Stellen tektonisch stark überprägte Marmorlinsen auf. Ausser Karbonat (vorwiegend Calcit) enthalten solche Linsen meist noch Talk, Graphit, Zoisit und Quarz. Die Querschnitte dieser Linsen variieren von Quadratdezimetern zu -dekametern und mehr. Eine relativ grosse Linse in der Westwand der Burstspitze (Koord. 633.750/145.775/2970) ist etwa 30 m lang und bis 5 m dick; sie besteht aus einem grauweissen, körnigen Kalkmarmor (Korndurchmesser im Millimeter-Bereich) und wird von enggescharten Klüften durchsetzt. Der Talk ist an Klüftflächen gebunden.

Grosse Marmor-Sturzblöcke (neben Kalksilikat-Blöcken) liegen im vorderen Jigital am Fusspfad auf der linken Talseite.

Mylonitonen

Die im Altkristallin und in den Granitkörpern vorkommenden mylonitischen Gesteine (vgl. S. 25) sind auf der Karte durch eine blaue Strichsignatur gekennzeichnet. Mylonitonen, deren einzelne Mylonite Mächtigkeiten zwischen einigen Zentimetern und mehreren Dezimetern aufweisen (Fig. 3), treten besonders im Grenzbereich ungleich kompetenter Gesteinsmassen auf, wie z.B. nördlich des Tellihorns, im Grenzbereich zwischen Altkristallin und Sedimenten, im Inneren Tal, am Rand des hellglimmerreichen Schiefers gegen Amphibolite und zwischen Stieltihorn und P. 2911, am Kontakt zwischen Altkristallin und Gastern-Granit (HÜGI 1948).

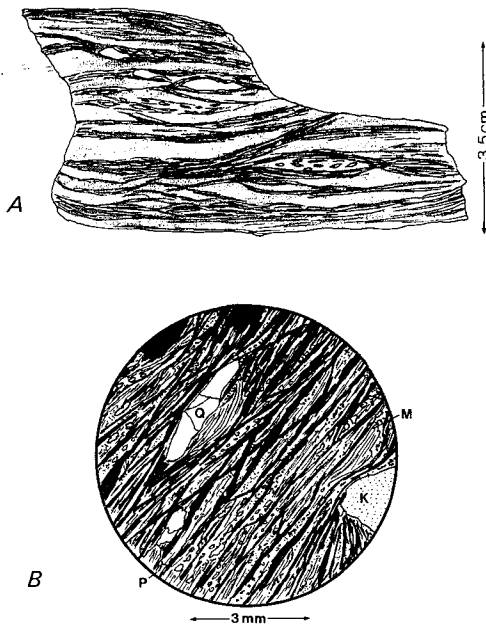


Fig. 3: Mylonit aus einer 2 m mächtigen Zone in grobtaugigem Muskowit-Chloritschiefer. Anschnittfläche quer zum Planargefüge (Im Tellin, Koord. 628.250/143.125, Hdst. 6227). *A* = makroskopischer Aspekt, *B* = Dünnschliff-Zeichnung; eingelagert zwischen schwarzen, aus Gesteinszerreißel bestehenden «Adern» erscheinen vorwiegend als feine Körner oder Schüppchen – Quarz (*Q*), Alkalifeldspat (*K*), Plagioklas (*P*) und Muskowit/Sericit (*M*).

Eine Hauptmylonitzone lässt sich vom untersten Teil des Lötschentales (am Blattrand) über Hogleifa und nördlich des Gletscherhorns verfolgen und hat vermutlich ihre Fortsetzung – auf der Karte nicht dargestellt – am Nordrand des Bietschhorn-Granites bis zum Beichpass (vgl. S. 28). Unterirdisch konnte sie im Stollen

Hohsteg-Mitthal mit einer Mächtigkeit von 40 m nachgewiesen werden (LEDERMANN 1942). Der Mineralbestand des auf Figur 3 abgebildeten Mylonites entspricht jenem eines grünlichen, hellglimmerreichen Schiefers (G), enthält aber zusätzlich reichlich feinverteilttes Erz, vorwiegend Hämatit, z.T. auch Graphit (HÜGI 1956).

Extrem verschieferte, mylonitische Altkristallin-Pakete und -Linsen unterschiedlichen Ausmasses finden sich zwischen dem Lötchenpass und Stierstutz; sie sind im Bereich des Passweges mehrfach zu beobachten.

Hercynische Granitkörper

Mehrere Eruptivkörper sind am Aufbau des Aar-Massivs beteiligt. Drei von ihnen kommen auf Atlasblatt Lötchenthal vor:

- der *Baltschieder-Granodiorit* als vermutlich ältester, ganz im Süden;
- der *Gastern-Granit* im Norden, der schon im Verlaufe der Trias an der Oberfläche auftauchte und z.T. erodiert worden ist;
- der *Zentrale Aare-Granit*, der in ein NE-streichendes Klufsystem des Altkristallins intrudierte. Dieser Granit-Lakkolith, der disruptiv in das umgebende Altkristallin eingedrungen ist und dessen grösste Breite mit etwa 10 km im Grimselgebiet zu beobachten ist, fingert sich gegen Westen in drei Züge auf, von denen die beiden nordwestlichen auf Atlasblatt Lötchenthal erscheinen (LABHART 1977, STECK 1966, 1984a). Da der nördliche, gleichzeitig der mächtigste, in der Bietschhorn-Pyramide kulminiert, wurde für diesen Teil des Zentralen Aare-Granites der Begriff *Bietschhorn-Granit* verwendet. Der andere, die «Grisighorn-Granitzunge» von STECK (1966), von ähnlichem Gefüge, ist im Gredetschtal abgeschlossen, also unter dem Baltschieder-Granodiorit.

γ_B Baltschieder-Granodiorit

Historische Begriffe: SWIDERSKI (1919) spricht von «Granite de Baltschieder» und charakterisiert ihn als «complètement différent du Granite de l'Aar». HUTTENLOCHER (1921a, b) bezeichnet ihn als «Wiwannigranit» wegen seiner grössten Breite im Gebiet des Wiwannahorns – makroskopisch mit grossen Unterschieden zum Bietschhorn-Granit, mikroskopisch ausserordentlich ähnlich.

Im Hangenden der «Grisighorn-Zunge» des Zentralen Aare-Granites zieht die durchschnittlich basischere Zone des Baltschieder-Granodiorites vom Lägunde Grat – das Baltschiederthal querend – über Chrütighorn und Wiwannahorn (Blatt Raron) in die Felsen ob Steg im Rhonetal, wo die westlichsten Ausläufer zu einem flaserigen, dunklen, mylonitischen Gneis zerquetscht sind. Die normale Fazies des Granodiorites ist auf den zentralen Teil des Lakkolithen beschränkt: es handelt sich um ein graues, bräunlich- bis rötlichgraues, z.T. grünliches gleichkörnig-mittelkörniges Gestein, das über längere Strecken eine sehr homogene Ausbildung aufweist. Der

Chemismus ist yosemit-granitisch bis adamellitisch (NIGGLI et al. 1930, Analyse II/14). Linsige Areale sind etwas grobkörnig; selten treten unscharf begrenzte, biotitreiche Schollen unterschiedlicher Grösse auf.

Modalbestand: Quarz 30–36%, Alkalifeldspat 18–22%, Plagioklas 39–41%, Biotit (+ Akzessorien) 7%.

Unter dem Mikroskop erkennt man undulöse bis gebrochene Quarzaggregate und Mörtelquarz-Züge sowie längliche aderig bis flammig entmischte Perthite, oft mit Mikroklingsitterung und Karlsbader Zwillingen. Plagioklase (30% An) sind sericitisiert, einzelne Individuen sogar zu Sericitsträhnen ausgewalzt. Brauner Biotit ist als zerstücktes und fächeriges Aggregat vorhanden.

Obwohl Altersbestimmungen noch nicht vorliegen, kann man doch auf Grund petrogenetischer und geometrischer Betrachtungen ein frühhercynisches oder noch höheres Bildungsalter annehmen (ROSIER 1931, STECK 1966).

Der südliche Teil des «normalen» Granodiorites wie auch seine weiter südlich anschliessende kataklastische Fazies ist von mehreren 1–2 m breiten quarzporphyrischen Gängen – konkordant zum andeuteten Parallelgefüge des Granodiorites und zum allgemeinen Streichen und Fallen der Gesteinszone – durchsetzt.

Ein *porphyrischer Granodiorit mit Ausbildung einer Paralleltexur* tritt am nördlichen Saum des Lakkolithen auf. Die Alkalifeldspat-Augen sind von Haselnuss- bis Eigrösse, vereinzelt bis handgross. Ihre Anordnung deutet eine Paralleltexur an. Die Augen sind von Glimmerlagen umflossen, was dem Gestein einen leicht schlierigen Aspekt verleiht. Einzelne der Augen sind – bereits makroskopisch sichtbar – deutlich zonar gebaut mit kleinen Biotiten als Kern.

Unter dem Mikroskop erweisen sich die Augen als grosse Mikroklone und Perthite mit Einschlüssen von idiomorphen kleinen Plagioklasen mit Albitsaum und sericitisiertem Kern. Auch Einschlüsse von chloritisiertem Biotit mit Titanit und Hämatit, ebenso von Orthit finden sich. Die Perthite sind flammig bis aderig entmisch, oft auch schachbrett-albitisch. Mikroklingsitterung und Karlsbader Zwillinge sind häufig. Plagioklas zeigt nur geringe Idiomorphie, relativ breite Zwillingslamellen nach Albitgesetz und wirre Sericitisierung. Der Gehalt an Anorthit beträgt 12–15% An. Biotit bildet zerfranste Aggregate, die im Kern noch sienabraun bis ockergelb, randlich olivbraun bis olivgrün pleochroitisch sind. Erz- und Leukoxenkleckse sind damit aggregiert. Einzelne Biotitpakete sind auch aufgeblättert und alternierend chloritisiert. Zirkone finden sich in Biotit und Plagioklas.

Modalbestand: Quarz 34%, Alkalifeldspat 16%, Plagioklas 44%, Biotit 5%, Akzessorien (Chlorit, Erz, Calcit, Orthit) 1%.

Die chemische Analyse ergibt rapakiwitischen Magmentyp (DE QUERVAIN & JENNY 1956, Analyse II/319).

Vereinzelte langgestreckte Gneisschollen schwimmen im porphyrischen Granodiorit, der auch gneisartige Partien enthält. Letztere können als \pm vollständig resorbierte Gneisschollen gedeutet werden. Der aus porphyrischem Granodiorit bestehende Streifen erreicht eine Breite von etwa 700 m.

Im Feld lässt sich keine sichere Abgrenzung gegen die altkrystallinen Granitgneise durchführen. In diesen treten eigrosse Porphyroblasten auf, die sich nicht als einheitliche Kristalle, sondern als hypidiomorph-körnige granitische Areale mit per-

thitischem Orthoklas und Mikroklin, albitreichem Plagioklas und Quarz, vereinzelt auch mit Biotit, Chlorit und Titanit erweisen. Diese porphyroblastische Übergangszone ist reich an Apliten – entweder als 0,1–2 m breite Lagergänge oder als bis mehrere Meter mächtige stockförmige Aplitknauer (S. 30).

Eine *kataklastische Fazies* des Granodiorites erstreckt sich als 200–250 m breite Zone am südlichen Rand des Lakkolithen. Makroskopisch ist das Gestein braun, mittelkörnig flaserig-schiefrig, mit Sericit- und Biotithäuten auf dem Längsbruch; rhomboedrischer Zerfall in faustgrosse Körper ist häufig.

Unter dem Mikroskop zeigt der Quarz kleine Areale von Sandquarz, aber auch rekristallisierte grössere lappige Individuen, die von Calcitflitterchen durchsetzt sind. Die Plagioklase (messbare Individuen ergaben 30% An) sind sericitisiert, ausgewalzt und ebenfalls von Calcitflittern durchsetzt. Kalifeldspat liegt als perthitischer Mikroklin mit aderiger bis fleckiger Albitisierung und länglich ausgezogenen Individuen vor – die grösseren mit Einschlüssen von kleinen sericitisierten Plagioklasen mit Albitsaum. Biotit bildet schmale linsige Lagen mit Pleochroismus von grünlich-braun bis olivgrün, oft chloritisiert, dann mit Titanitkörnchen-Schnüren. Vereinzelt Granatrelikte. Gemäss der chemischen Analyse handelt es sich um einen engadinitgranitischen Magmentyp (NIGGLI et al. 1930, Analyse II/19; DE QUERVAIN & JENNY 1956, Analyse II/320).

Modalbestand: Quarz 40%, Alkalifeldspat 16%, Plagioklas 38%, Biotit (+ Chlorit + Titanit) 6%, Calcit + Granat (+ Akzessorien) 1%.

Die Kataklastose ist zonenweise verschieden intensiv; einzelne Zonen sind zu Mylonit ausgewalzt. Innerhalb der kataklastischen Zone, auf halber Höhe der Alpuhorn-Nordwand, zieht konkordant eine etwa 40 m breite und 700 m lange, intensiv verschieferte Linse von Sericit-Epidot-Granatschiefer durch, die im Feld irrtümlich für intensiv mylonitisierten Granodiorit gehalten werden könnte (LEDERMANN 1955, DE QUERVAIN & JENNY 1956, Analyse II/383).

Neben den bereits erwähnten quarzporphyrischen Gängen treten im kataklastischen Granodiorit vereinzelt linsige, etwa 0,5 m mächtige Lamprophyrgänge auf. Die ebenfalls diffuse Übergangszone zum südlich anschliessenden Altkristallin zeigt vereinzelt Gneisschollen im Granodiorit und Granodiorit-Lamellen im Gneis. Auch hier treten gang- und knauerförmige Aplite auf (S. 30).

YG **Gastern-Granit**

Historische Begriffe: Nach TRUNINGER (1911b) ist die Bezeichnung «Gasterngranit» – soweit eruiert – erstmals auf einer aus dem Jahre 1802 datierenden, heute leider nicht mehr auffindbaren Etikette einer Granitprobe des Naturhistorischen Museums Bern verwendet worden. ESCHER VON DER LINTH (1821/22) gab die allererste, recht treffende Beschreibung des Gastern-Granites; er hat wohl erstmals im Gastertal die diskordante Überlagerung des Gastern-Granites durch Sedimente erkannt und in einer Skizze festgehalten (Fig. 4). Spätere Beschreibungen des Gastern-Granites stammen von STUDER (1851), TURNAU (1906) und – sehr ausführlich – von TRUNINGER (1911b) sowie von HUGI & TRUNINGER (1914a).

Der Gastern-Granit ist ein kuppelförmiger palingener Intrusivkörper – aufgeschlossen auf rund 30 km². Dessen permisch verwitterte Oberfläche (Verfärbungen) lässt sich u.a. am Petersgrat auf über 3100 m Höhe nachweisen. Gegen SW absin-

kend, verschwindet er am Lötschenpass (etwa 2700 m ü.M.) unter den Sedimenten (S. 35). Der im Vergleich zu den übrigen Graniten des Aar-Massivs am schwächsten metamorph überprägte Gastern-Granit ist ein heller, richtungsloser-mittelkörniger und massiger Biotitgranit bzw. Granodiorit bis Quarzmonzodiorit im QAP-Dreieck von STRECKEISEN (1974), d.h. er zeigt grosse Schwankungen in der mineralogischen und modalen Zusammensetzung (TRUNINGER 1911*b*, HÜGI 1956, EGGER 1975, LABHART 1977, RUTISHAUSER † & HÜGI 1978, KÜNZI et al. 1979). Die Untersuchung von 15 typischen Proben von Gastern-Granit aus einem Areal von rund 2 km² in der Jegine unterhalb Tellingletscher durch EGGER (1975) ergab folgende Schwankungen in der mineralogischen Zusammensetzung:

Plagioklas	15–65 Vol.-%
Alkalifeldspat	20–50 Vol.-%
Quarz	17–35 Vol.-%
Biotit und Nebengemengteile	5–10 Vol.-%

Der Gastern-Granit ist deutlich weniger sauer als der Zentrale Aare-Granit. Im Mittel zeigt ersterer folgende Zusammensetzung (RUTISHAUSER † & HÜGI 1978, Mittel aus 14 chemischen Analysen):

SiO ₂	65.3	(gerundete Gew.-%)
Al ₂ O ₃	16.3	
Fe ₂ O ₃	1.6	
FeO	2.9	
MgO	1.7	
MnO	< 0.1	
CaO	2.4	
Na ₂ O	2.0	
K ₂ O	4.0	
TiO ₂	0.4	
P ₂ O ₅	0.1	
H ₂ O ⁺	1.9	
H ₂ O ⁻	0.1	
CO ₂	0.4	
S	(0.1)	Für weitere chemische Daten siehe
	(99.3)	TRUNINGER (1911 <i>b</i>) und HÜGI (1956)

Mengenmässig überwiegt beim Haupttyp der Plagioklas mit 42,8 Vol.-% über Alkalifeldspat mit 21,6 Vol.-% (RUTISHAUSER † & HÜGI 1978). Der Plagioklas, ein Albit bis Oligoklas, ist meist mehr oder weniger saussuritisiert; die Alkalifeldspäte, Perthit und stellenweise auch Mikroklin, sind häufig von Karbonat-Adern durchsetzt. Der Quarz (25,3 Vol.-%) kommt als Sandquarz nur in Teilbereichen vor. Im Gegensatz zu den übrigen Graniten des Aar-Massivs – mit stets grünem, xenomorphem, «fetzig» ausgebildetem Biotit – sind dem Gastern-Granit fast durchwegs Biotite von schwarzer bis braunschwarzer Farbe eigen; unter dem Mikroskop zeigen sie gelegentlich kleine chloritische Bereiche. Die Biotitblättchen (im Millimeter-Bereich, manchmal mehr) sind idiomorph ausgebildet und zeigen pseudo-hexagonale Form. Als Nebengemengteile sind Apatit, Titanit, Rutil, Zirkon, Pyrit, Sericit sowie gelegentlich Prehnit vorhanden. Karbonatische Mineralien (vorwiegend Calcit) treten hauptsächlich feinverteilt in den Feldspäten auf. Stellenweise zeigen die umgewandelten Feldspäte und Biotite rötliche Hämatitbestäubung.

des Kalkstein's beseitigt wurde. Noch höher in der gleichen Thalenge zeigt sich aber bald wieder der Granit als anstehende Gebirgsart am Tage, er ist unter noch nicht sehr großkörnig, Quarz u. Feldspath hellgrün dem weissen, sich anähernd, letzterer selbst ins rötlich weisse fallend. Vorwaltend, doch hier sind noch neben den kleineren Silberweissen Kalkmerkschüpfchen dunkelgraue Thon Schiefer Schüpfchen im Gemenge welche sich oft der so anblende ziemlich anähernd, sehr schwarz, verfechtete Ladrigkeit zeigt sich in diesem ist zusammenhängenden Granit. Daher auch ist die Schichten senkung in diesem doch nicht sehr ausgeprägt zu Tage tretenden Granit zuweilen, doch schien sie im allgemeinen steil zu sein, doch wohl zu sein, daher also die nördlich geneigten Kalkstein Schichten der höherer Stellen der beidseitigen Gebirge der Thalenge nicht auf den Schichtenflächen des Granits, sondern auf einem Schichtenkörper aufliegen können.

Fig. 2. Bald erweitert sich das Gasternthal in einen ausgedehnten hochumringelten fruchtlichen Thalgrund der zwar keine horizontale Thalebene bildet, aber in welchem ein sehr vortheilhafter Schutthalden Fuß der Gebirge, eine schöne landwirtschaftliche Vegetation obkledung gestattet, daher hier wohlbesorgte Weiden, Kartoffel (S. 100)

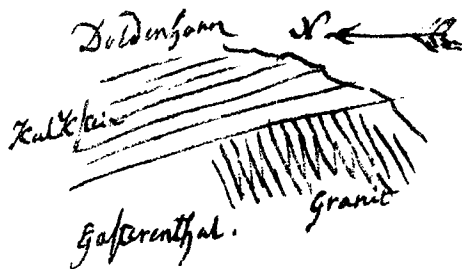


Fig. 4: Erste Darstellung der diskordanten Überlagerung des Gastern-Granites durch Sedimente von H. C. Escher v. d. Linth aus dem Jahre 1821 (Wissenschaftshistorische Sammlungen [Hs 704:1, 11. Heft, S. 40 (Rara)], ETH-Bibliothek Zürich). (Text x 0.75, Skizze x 1).

In der Regel ist der Gastern-Granit von grauweißer Farbe. Wo die prätriadische Granitoberfläche erhalten blieb, zeigt sie die Spuren der permischen Verwitterung, und der Granit ist meist rot-grün gefärbt. Am Lötschegletscher sind seine obersten zwei Meter – unter dem Basis-Sandstein der Trias – von ockerfarbenen, dolomitischen Knollen durchsetzt. Eine ähnliche rotgrüne Färbung des Granites erscheint als Folge der Anwesenheit von Roteisen, Hämatit und Pyrit, begleitet von chaledonartigem Material. Diese Mineralbildungen dürften aus zirkulierenden Lösungen im Gefolge der metamorphen Überprägung stammen, wofür auch Karbonat-Äderchen sprechen. Solcher rotgrün verfärbter Granit ist insbesondere unterhalb des Tellingletschers (Koord. 627.950/144.075/2700) und bei Staldi (Koord. 620.780/144.610) abgeschlossen.

Obwohl der Gastern-Granit auf den ersten Blick den Eindruck grosser Homogenität vermittelt, fällt bei genauerer Betrachtung die wechselnde Zahl dunkler Einschlüsse auf. Es sind kleine Schollen mit Durchmessern von rund einem Zentimeter oder etwas mehr, die neben reichlich braunem Biotit meist in unterschiedlichen Mengen Pinit (z.T. noch mit Cordieritresten), Granat und Sillimanit sowie Feldspat und Quarz enthalten. Besonders häufig sind solche Einschlüsse im Kontaktbereich mit dem Lauterbrunner Kristallin anzutreffen, aber auch im Lötschbergtunnel zwischen km 4 und 5 ab Nordportal (HUGI & TRUNINGER 1914b).

WÜTHRICH (1963, 1965) bestimmte an Biotiten einer Probe von Gastern-Granit (unter Hölje Ture, Bim Trittli, Koord. 622.000/144.200) ein Rb/Sr-Alter von 275 ± 11 Mio. Jahren, womit das bisher angenommene hercynische Alter als bestätigt gelten kann (JÄGER et al. 1967).

Innerhalb des Intrusivkörpers lassen sich neben dem «normalen» Gastern-Granit diverse, nachstehend beschriebene Varietäten unterscheiden, die aber vielfach nicht scharf abgegrenzt werden können.

An Gängen und Adern reicher Gastern-Granit

Im Gebiet nördlich des Lötschenpasses treten im Gastern-Granit gehäufte Gänge und Adern von Aplit oder Quarzporphyr auf (Mächtigkeiten im Zentimeter-bis Meter-Bereich), die sich auf der Karte nicht einzeln darstellen lassen. Die Aplitite führen neben Quarz und Feldspat meist Biotit, z.T. auch Muskowit und Turmalin.

Grünliche oder grünlichgraue Varietät

Dieser Typus des Gastern-Granites zeichnet sich aus durch das Vorhandensein von chloritisierten Biotiten und meist saussuritisierten Feldspäten. Der Granit ist unterschiedlich stark verschiefert, was die Zirkulation von Lösungen mit reduzierenden Agenzien, die für die Grünfärbung verantwortlich waren, ermöglichte. Gute Aufschlüsse sind in den Felsen oberhalb Schönbiel zu beobachten.

Auch innerhalb der Randfazies des Gastern-Granites (siehe nachstehend) kommt diese grünliche Varietät häufig vor (vgl. Mischsignatur im Lötschberg-Gebiet).

Randfazies, vorwiegend von Granit- oder Quarzporphyr durchsetzt

Gegen den Kontakt zum Altkristallin hin ist eine meist porphyrische Randfazies ausgebildet, die im Anschnitt quadratzentimetergrosse Feldspäte enthält. Kennzeichnend für diese Randfazies ist das Auftreten von schmalen Granitporphyr- und Quarzporphyr-Adern. Für die vielfach grünlichgraue Gesteinsfarbe sind wiederum umgewandelte Biotite und Feldspäte verantwortlich (siehe vorstehend). Die Aufschlüsse am Fuss des Tennbachgletschers sind besonders gut.

Glimmerreiche Varietät

Beim Trittli (Koord. 621.975/144.430) lässt sich als unregelmässige Einlagerung eine biotitreiche Varietät feststellen. In diesem glimmerreichen Gastern-Granit macht der Biotitanteil zwischen 10–15 Vol.-% aus. Das Gestein besteht aus braunem Biotit, Plagioklas (säussuritisiert), Alkalifeldspat, Quarz sowie den Nebengemengteilen Zirkon, Apatit, Karbonat, Sericit. Stellenweise führt es zudem Sillimanit, Granat und Erz.

Verquarzte, von Pyrit und Calcit durchsetzte Partien

NW von P. 2837 oberhalb Alpetli im hintern Gasterntal treten im Gastern-Granit verquarzte Felspartien auf, die zudem mit Pyrit, Kupferkies und Calcit durchsetzt sind.

γ_m **Biotit-Muskowitgranit mit Apliten**

Dieser Zweiglimmergranit kann porphyrtartig oder gneisig ausgebildet sein. Er steht in den Felsen NE des Lötschegletschers, am alten Lötschenpassweg (sog. «Römerweg»), als Einschaltung im Gastern-Granit an. Dieser Granit enthält Muskowit, Biotit (\pm chloritisiert), albitreichen Plagioklas, Mikroklin, Quarz und Akzessorien.

Mylonitzonen (vgl. S. 18)

Eine ausgeprägte, 5–30 m breite Mylonitzone lässt sich im Graben südlich Märbergg (linke Seite des Gasterntales) über annähernd 2 km gegen den Gasterngrat hin verfolgen. Möglicherweise handelt es sich bei diesem Mylonit um einen Begleiter der «Kandertal-Lötschenpass-Störung» von ZWAHLEN (1986). Im Graben, dessen Anlage offensichtlich durch den Mylonit bedingt ist, beginnt die Zone mit einem 2 m mächtigen, grünen, nassen Letten (plastisch formbar). Darüber folgt wechselnd stark deformierter, aber kompakter Gastern-Granit, der grünliche oder grünlichgraue Farbe zeigt und stark geschiefert ist. An Schnittflächen quer zur Schieferung sind bis millimetergrosse Quarz- und Feldspatkörner erkennbar (Fig. 5). Diese Mylonitzone markiert eine Bewegungsfuge, die zwei grosse Blöcke von Gastern-Granit trennt.

Unter dem Mikroskop zeigt sich, dass vor allem eckige, z.T. aber auch gerundete Quarz-, Plagioklas- und Alkalifeldspat-Körner in einem Gewebe von Sericit und Biotit/Chlorit eingelagert sind. Karbonat ist in wechselndem Masse vorhanden. Für chemische Daten (Mylonitprobe 6511) siehe HÜGI (1956).

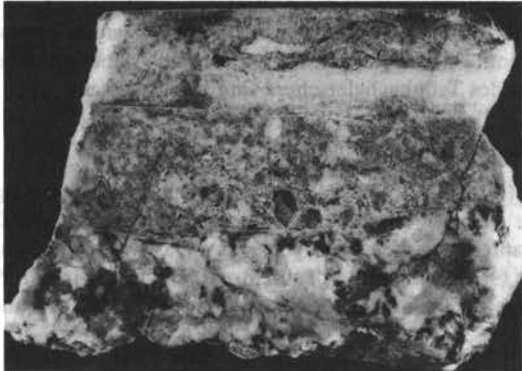


Fig. 5: Gastern-Granit aus der Mylonitzone südlich Märbeegg (Koord. 623.9/143.1). Photo J. Megert, Bern.

GI₁ Kontaktbereich mit Lauterbrunner Kristallin

Der Kontakt zwischen dem prähercynischen Rahmengestein, dem Lauterbrunner Kristallin und dem in dieses intrudierte Gastern-Granit ist in den Felsen am Absturz des Kanderfirns (Alpetligletscher) sehr eindrücklich aufgeschlossen. Dieser Kontaktbereich wurde von TRUNINGER (1911*a*) erstmals beschrieben. Anlässlich von Exkursionen in diesem Gebiet ist Vorsicht geboten vor jederzeit möglichen Eisabbrüchen und Steinschlägen. Beim Bau des Lötschbergtunnels wurden zwischen km 3,97 und 5,0 ab Nordportal ebenfalls Gesteine angeschnitten, die diesem Kontaktbereich angehören; sie wurden von E. Truninger (Berner Alpenbahn-Gesellschaft 1914, HÜGI & TRUNINGER 1914*a*) der «Assimilations- und Injektionszone» zugewiesen.

Das Lauterbrunner Kristallin ist in neuerer Zeit von RUTISHAUSER (1973*a,b,c*) sehr detailliert untersucht worden. Seine Forschungstätigkeit fand allerdings ein jähes Ende, als er im Sommer 1976 bei geologischen Arbeiten im südlichen Jungfrau-Gebiet tödlich verunfallte. Seine Untersuchungsergebnisse über den Kontakt zwischen Gastern-Granit und Lauterbrunner Kristallin wurden, zusammen mit einer Detailkarte, posthum publiziert (RUTISHAUSER † & HÜGI 1978).

Das Lauterbrunner Kristallin, ein in situ durch ausgeprägte selektive Anatexis entstandenes migmatitisches Gestein, besteht aus einer vorwiegend granodioritischen Matrix, die zahlreiche kubikdezimeter- bis mehrere kubikmeter-grosse Einschlüsse von Fremdgestein, z.B. Marmor, Amphibolite, feinkörnige Biotitgneise und Kalksilikatgesteine, enthält. Darin wurde ein Zirkon-Alter von rund 2000 Mio. Jahren

bestimmt (GULSON & RUTISHAUSER 1976). Im Kontaktbereich sind Schollen von Lauterbrunner Kristallin in regelloser Anordnung im Gastern-Granit vorhanden. Diese weisen ein deutliches Parallelgefüge auf und enthalten öfters boudinierte kompetente Schichten, meist Biotitgneise mit Boudins hornblenditischer oder kalksilikatischer Zusammensetzung. Verschiedentlich treten Gänge von Aplit und Pegmatit mit Muskowit und Turmalin auf. Ausserdem kommen im unteren, westlichen Teil grössere Kalksilikatfels- und Marmor-Einlagerungen vor (in Quadratmeter-Grösse und mehr). Diese Kalksilikatfels-Einlagerungen unterscheiden sich von den übrigen im Altkristallin (S. 9) durch zusätzliches Auftreten von Vesuvian und Wollastonit.

Im nördlichen Teil des Kontaktbereiches, direkt unterhalb der Felswand am Alpetligletscher, stehen feinkörnige, hornfelsartige Gesteine an («Hornfels» wird hier als deskriptive Bezeichnung für ein feinkörniges, splittrig brechendes Gestein verwendet). Zum Teil zeigen sie schwach angedeutete Schieferung; sie werden von turmalinführenden Aplit- und Pegmatit-Adern durchsetzt. Solche Hornfelse finden sich aber auch als dezimeter- bis metergrosse Schollen im Gastern-Granit. Diese hat TRUNINGER (1911b) als Kontaktsandstein beschrieben. Nach unseren Beobachtungen steht die Hornfelsbildung mit den komplexen migmatitisch-anatektischen Vorgängen des Lauterbrunner Kristallins in Verbindung.

Unter dem Mikroskop erscheinen in diesen hornfelsartigen Gesteinen Plagioklas, Alkalifeldspat (z.T.) und bräunlicher Biotit teilweise chloritisiert als Hauptgemengteile, Sericit/Muskowit, meist Turmalin, Karbonat und Erz als Nebengemengteile.

γ_A

Bietschhorn-Granit (bzw. Zentraler Aare-Granit)

Historische Begriffe: VON FELLEBERG & MOESCH (1893) sprechen von «Granitgneiss» (Protegin), SWIDERSKI (1919) nennt ihn «Granit de l'Aar» und HUTTENLOCHER (1921a,b) verwendet den Begriff «Bietschhorngranit» und zählt auch die im Gredetschtal unter dem Baltschiefer-Granodiorit liegende «Grisighorn-Zunge» dazu.

Der Bietschhorn-Granit ist selbst im Gebiet des Bietschhorns kein einheitlicher Intrusivkörper; es handelt sich um verschieden ausgebildete Gesteinszonen, besonders in bezug auf ihren Gehalt an Mafiten, ihre Körnigkeit und ihre Textur (LEDERMANN 1945). Die Hauptmasse des Granites – vorwiegend die äussere Ummantelung des Lakkolithen bildend – ist ein mittelkörniger Biotitgranit, der teilweise auch grobkörniger sein kann. In einem tieferen Niveau, das wegen des westlichen Axialgefälles erst im Grat Breitlauhorn-Jäghorn an die Oberfläche kommt, ist der Granit melanokrater und leicht porphyrisch und entspricht im übrigen chemisch genau dem Granit der Handeck im Grimselgebiet (MINDER 1934). Die chemische Analyse eines solchen Granites an der Ostflanke des Grates Jäghorn-Breitlauhorn ergibt yosemit- bis engadinitgranitische Zusammensetzung (DE QUERVAIN & FRIEDLAENDER 1942, Analyse II/253).

Der mittelwertige Modalbestand des Bietschhorn-Granites ergibt: Quarz 35–45%, Perthit 12–30%, Mikroklin 0–5%, Plagioklas 24–50%, Biotit 3–8% und Akzessorien 1–2%.

Unter dem Mikroskop erscheint der Quarz vielfach als Mörtelquarz; grössere Individuen lösen sich undulös aus. Perthit mit flammiger bis fleckiger Entmischung kommt selten als leistenförmige (Tafeln), meist aber als xenomorphe lappige Formen vor. Die Plagioklase sind mindestens hypidiomorph-körnig und sericit-erfüllt mit wenig Zoisitkörnchen, zum grösseren Teil albitreich (An 8–10%), in der Regel mit einschliessfreiem Saum, wenn sie an Perthit grenzen. Viele sind auch sericit-erfüllte Albite. Biotit bildet schwarzgrüne fransige Nester, oft von Titanitkrümeln durchsetzt und umsäumt. Akzessorisch kleine Zirkone, meist in den Biotit-Nestern.

Am Nordgrat des Bietschhorns und an der Beichspitza treten tektonisch beanspruchte, grünliche, leicht flaserige, grobkörnige Granite auf, durchzogen von einem Netz von dünnen (2–3 mm) Epidot-Adern. Mylonitzonen sind eher selten. Eine ist am Stockhorn zu beobachten, eine andere – auf der Karte nicht als solche eingetragen – begleitet an der Baltschiederlicka, mit wahrscheinlicher Fortsetzung westlich der Baltschiederklause (beim «Jägiterweidli», Koord. ca. 634.500/138.250) und am Bietschhorn-Südgrat (ROSIER 1929, MINDER 1934), das weit verbreitete ENE-WSW-Bruchsystem.

Zum Bietschhorn-Granit gehört eine Gefolgschaft von Gängen oder Stöcken von Biotitaplit, Quarzporphyr, Granitporphyr sowie Lamprophyr.

Helle, feinkörnige, aplitische Randfazies

Die nördlichen und südlichen Randgebiete des Lakkolithen bestehen aus einem meist feinkörnigen Granittyp mit punktförmig verteiltem schwarzgrünem, fransigem Biotit. Das Gestein enthält 41–44% Quarz, 26–30% Perthit, 0–9% Mikroklin, 27–32% Plagioklas, (An 8–10%), 1–3% Biotit und 1–2% Akzessorien. Gemäss den chemischen Analysen (NIGGLI et al. 1930, Analyse II/11) handelt es sich um aplitgranitische bis alkali-aplitgranitische Magmentypen. Die Randfazies lässt sich vor allem am Bietschhorn-Westgrat, am Südfuss des Stockhorns und Jäghorn im Reemi gut beobachten. Eine durch die Biotitverteilung sichtbare Fluidaltexur kann am Nordgrat des Bietschhorns, zwischen dem Anschluss des Westgrates und dem Hauptgipfel, beobachtet werden.

Auffällig sind in der Randfazies Aplitgänge, wobei der den Bergsteigern bekannte «Rote Turm» am Bietschhorn-Westgrat der mächtigste ist (ca. 8 m).

Intrusive Kontaktzone mit exogenen Hornfels- und glimmerreichen Schollen

Der primäre Intrusivkontakt des Bietschhorn-Granites mit den nördlich angrenzenden altkristallinen Gneisen ist im oberen Lötschental nur an wenigen Stellen leicht zugänglich – in der Abendbeleuchtung jedoch aus der Ferne deutlich erkennbar. Die Kontaktzone ist lokal tektonisch abgesichert, beispielsweise am Kleinen Nesthorn, ferner östlich vom Beichpass und westlich vom Bietschjoch. Diese etwa 170–200 m mächtige Kontaktzone ist gekennzeichnet durch die Anwesenheit von dunkeln, feinkörnigen, glimmerreichen Schollen verhornfelster Gneise von oft ellipthischer Form, die Kopf- bis Metergrösse erreichen und in den aplitischen Randgestei-

nen des Lakkolithen «schwimmen». Aussen, in Kontaktnähe, sind die Schollen dicht und gegen den Granit deutlich begrenzt – ihre Längsachsen parallel zur schwach angedeuteten Schieferung des Granites ausgerichtet. Gegen Innen werden die Begrenzungen diffuser: Schollenmaterial löst sich schalig ab und wird vom umgebenden Granit resorbiert. Dieser verändert sich dabei wesentlich durch die Zunahme des Biotitgehaltes von 2 bis 10% und des Plagioklas von 30 bis 52%; zudem ist die Sericit- und Zoisitisierung merklich intensiver als in den Plagioklasen des normal-randfaziel-ten Granites.

Modalbestand der Schollen: Quarz 25–30%, Perthit 2–3%, Mikroklin 1%, Plagioklas 57–60%, Biotit 9–14%.

Eine allenfalls vorhandene Kontaktzone am Südrand des Bietschhorn-Granites liegt auf weite Strecken unter Hangschutt oder an äusserst exponierten Stellen und bleibt daher fraglich. Der Kontakt der «Grisighorn-Zunge» des Zentralen Aare-Granites mit dem hangenden Baltschieder-Granodiorit am schwer zugänglichen Osthang des Lägunde Grates ist ein primärer Eruptivkontakt, der an zahlreichen Verwerfungen versetzt ist (persönl. Mitt. von Prof. A. Steck, Lausanne).

Ganggesteine

Gangartige Einlagerungen im allgemeinen

Im Altkristallin treten verschiedentlich Ganggesteine auf. Sie sind in wechselndem Masse metamorph überprägt. Vielfach ist die Verschieferung derart stark, dass selbst im Dünnschliff die ursprüngliche Gesteinsnatur nicht mehr eindeutig erkannt werden kann. In vielen Fällen dürfte es sich um stark überprägte Quarzporphyre oder Quarzporphyr-Tuffe (Ignimbrite?) handeln. Ihre Abstammung bleibt fraglich. Beispiel: Gänge am Weg Gassun-Wyssriedbaann (Koord. 628.375/141.300/1900).

Saure Gänge (vgl. Fig. 6)

Saure gangartige Gesteine treten teilweise in der Gefolgschaft des Gastern- oder des Bietschhorn-Granites auf. Die altkristallinen Granit-, Aplite- und Pegmatitstöcke wurden bereits beschrieben (S.16).

Die im Altkristallin auftretenden Ganggesteine wie Aplite, Pegmatite Quarzporphyre und die kleinen Quarzgänge können als Folge migmatitischer oder anatektischer Vorgänge, z.T. aber auch bei der Bildung von Granitkörpern, entstanden sein. Dabei waren vermutlich «fluids» beteiligt, was zu Vererzungen von Pb/Zn, Mo und U (S.57ff.) sowie zur Bildung von Mineralien, wie Scheelit, Turmalin und Beryll führte.

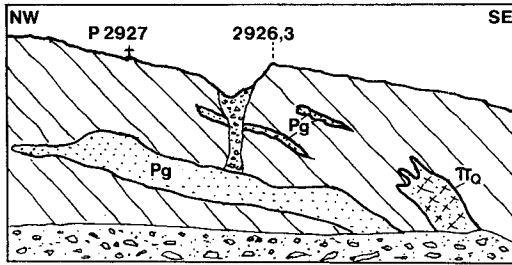


Fig. 6: Saure Gänge im Altkristallin am Westhang des Furggeltins (Koord. 629.650/143.950).
Pg = Muskowitaplit bis -pegmatit, π_Q = Quarzporphyr, am Hangfuss = Gehängeschutt.

Ap Aplite

Sowohl in den Granitkörpern als auch im Altkristallin linksseitig der Lonza treten helle, feinkörnig-massige Biotitaplite auf – am häufigsten als Gänge von stark wechselnder Mächtigkeit, von 6 cm bis über 2 m, vereinzelt noch viel breiter, konkordant und diskordant durchschlagend, manchmal gehäuft bis schwarmartig. Im Bietschhorn-Granit sind sie vorwiegend in der feinkörnigen Randfazies und der Kontaktzone häufig, seltener im Innern des Lakkolithen. Meist rein weiss, auch bläulich und selten schwach schlierig; verursacht durch blaugrauen Quarz, erscheinen einzelne Aplite viel dunkler, als ihr Mineralbestand vermuten lässt. Obwohl das Auftreten der Biotitaplit-Gänge nicht an bestimmte Gesteine gebunden ist, schieben sie sich aber besonders häufig zwischen Biotitgneise und Amphibolite ein. Aplitgänge sind gegen die Nebengesteine scharf abgegrenzt: kontaktmetamorphe Einwirkungen sind ganz gering.

Muskowitaplite treten nur rechtsseitig der Lonza auf: vor allem im Altkristallin. Verbreitet sind zentimeter- bis dezimeterdicke, langgezogene Linsen, Lagen oder Nester aplitischer Zusammensetzung, sog. «perlschnurartige» Aplite (vgl. Fig. 1, S. 9). Muskowitaplite sind ferner zu finden im Kontaktbereich mit Lauterbrunner Kristallin sowie im Gastern-Granit – neben Biotitapliten. In Muskowitapliten des Altkristallins weisen die Turmalin-Stengel Längen im Zentimeter- bis Dezimeterbereich auf; verschiedentlich kommen «Turmalinsohlen» vor.

Der Modalbestand der Biotitaplite schwankt zwischen 30–44% Quarz, 21–33% perthitischem Orthoklas, 0–3% Mikroklin, 27–37% Albit-Oligoklas, 1–7% Biotit, 0–3% Muskowit und 1–2% Akzessorien (Epidot, Titanit, Erz, Zirkon). Muskowitaplite zeigen neben grobblättrigem Muskowit, teilweise in feinen Sericitfilz zerstoßen, Alkalifeldspat. In Muskowitapliten mit Turmalin sind – charakteristisch für das Altkristallin des Aar-Massivs – dunkel bläulich gefärbte Alkalifeldspäte vorhanden (vgl. HÜGI 1956, S. 66). Muskowitaplite mit Scheelit sowie rötlichem Granit treten verschiedenerorts auf (für Spurengleichheit siehe HÜGI 1956, S. 46).

Typische Aufschlüsse von Biotitaplit: N oberhalb Heimritz, Koord. 623.200/144.075; von Muskowitaplit: Koord. 632.550/146.000/2580 (10 m mächtig); von Turmalin-Muskowitaplit: am Höhenweg Fafleralp-Schwarzsee, Koord. 631.300/142.500/1850.

In einem Gang können nebeneinander häufig gröbere und feinkörnigere Bereiche vorkommen, so dass eine Trennung zwischen Aplit und Pegmatit oft problematisch wird. Die feldgeologisch als Quarzgang-Trume (kleiner Gang) angesprochenen, meist 6 cm breiten Gänge, in welchen das Molybdän erz vorwiegend auftritt (S. 58), sind feldspatarme Apliten.

Pg Pegmatite

Pegmatite treten in den altkristallinen Schiefen als breite Gänge, z.T. als stockartige Massen, aber auch als kleinere Linsen und Nester auf und verlaufen meist schwach diskordant aber auch quer zum Planargefüge des Nebengesteines; die Gänge sind gelegentlich perlchnurartig angeordnet. Pegmatite mit Turmalin treten nur rechtsseitig der Lonza auf.

Auffallend sind in manchen Pegmatiten – wie in Apliten – dunkel-blaugraue Mikrokline, die im Extremfall bis 60% des Bestandes ausmachen können. Als weitere Hauptgemengteile treten albitreicher Plagioklas und recht grosse Muskowite ($2M_1$ -Muskowit nach Röntgen-Analyse von Dr. A. Edenharter, Mineral.-petrogr. Inst. Bern) auf. Dazu kommen Turmalin, gelegentlich Granat und Akzessorien. In den grössten Pegmatiten (z.B. an der Strasse Wiler-Fischbiel, Koord. 626.700/140.025) können die Alkalifeldspäte 10–20 cm in der Länge erreichen, die Muskowitblättchen eine Ausdehnung von mehreren Quadratzentimetern. An Muskowiten von zwei Pegmatiten (Koord. 623.325/138.925/2040, 623.200/138.450/2180) wurden Rb/Sr-Alter von 292 ± 24 bzw. 305 ± 30 Mio. Jahren bestimmt (WÜTHRICH 1965, JÄGER et al. 1967).

Im östlichen Teil von Jegine (im Bereich der Granatamphibolit-Linse, Koord. ca. 628.550/144.100) ist ein System von Muskowitpegmatit-Adern zu beobachten, das von einem jüngeren Muskowitpegmatit durchschlagen wird (Fig. 7).

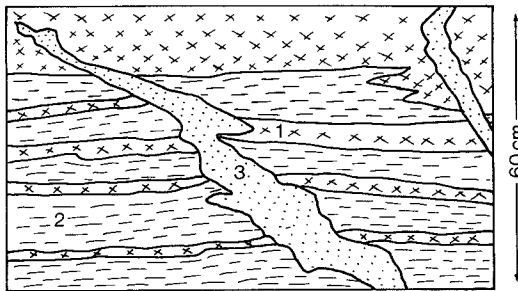


Fig. 7: Muskowitpegmatit-Adern (1) in bändrigem Biotitgneis (2) werden von einem jüngeren Muskowitpegmatit (3) durchschlagen (Jegine, Koord. ca. 628.550/144.100).

π_G Granitporphyre

Granitporphyre sind recht massig beschaffen, von meist grauer bis grünlicher Farbe. Auf Bruchflächen ist der porphyrische Charakter deutlich zu sehen: von der dichten, fein- bis feinstkörnigen Grundmasse heben sich die Feldspäte, Quarz und Biotit als Einsprenglinge ab.

Granitporphyr-Gänge treten im Gastern-Granit und im Altkristallin auf. *Im Gastern-Granit* unterscheidet sich dieses Ganggestein bezüglich seines Mineralbestandes kaum vom Granit selbst – einzig strukturell. Es sind darin kleine, doch mehrere Zentimeter grosse Gneisschollen erkennbar, mit verfaltetem Biotit, Zirkon, Sillimanit («Fribolith»), Granat usw. (Fig.8). *Im Altkristallin* andererseits erkennt man in den Granitporphyren die gleichen Mineralien wie in den Biotitapliten, ferner vereinzelt Cordierit mit beginnender Pinitisierung. Möglicherweise stehen diese Granitporphyre mit benachbarten Eruptivkörpern in genetischer Beziehung.



Fig. 8: Kleine Biotit-Granatscholle in einem Granitporphyr-Gang des Gastern-Granites (Mäderbärgli, Koord. 622.9/144.0).

Granitporphyr-Gänge lassen sich oft über recht grosse Strecken verfolgen. Ihre Mächtigkeiten schwanken: sie betragen südlich der Lonza um 1,5 m und nördlich davon 5–20 m. Typische Granitporphyre treten im Gastern-Granit unter- und oberhalb von Mäderbärgli (Koord. 622.9/144.3) auf, ferner im Altkristallin am Schwarzhorn, am Kl. Nesthorn und an der Nordseite des Beichpasses.

π_Q Quarzporphyre

Die meist grünlichgrauen Gänge sind vielfach mehr oder weniger verschiefert, z.T. aber recht massig beschaffen. Auf Schieferungsflächen ist der Quarz als \pm millimetergrosse, von Sericit umhüllte Knötchen ausgebildet (Fig.9). Trotz starker metamorpher Überprägung sind verschiedentlich Merkmale ignimbritischer Tuffe erkennbar (vgl. SCHENKER 1986). Im Inneren der mächtigeren Quarzporphyr-Gänge bleiben in einem dichten Grundgewebe von Quarz, Plagioklas, Sericit und feinen Biotitzügen idiomorphe Quarze und Albite (beide um 10%) als Einsprenglinge (ϕ bis 5 mm) erhalten. Die Quarze zeigen ein feines Netz von Flüssigkeits- und Gaslibellen. Akzessorisch führen einzelne Quarzporphyre kleine, z.T. limonitisierte Pyritwürfelchen (chemische Analyse in NIGGLI et al. 1930).

Im Altkristallin treten vielerorts Quarzporphyr-Gänge wechselnder Ausdehnung und Mächtigkeit (Dezimeter bis mehrere Dekameter) auf, manchmal schwarmweise wie in der Beichflie (Koord. 635.3/143.2). Generell liegen sie an dieser Lokalität konkordant im Gneis; nur vereinzelt fallen die Gänge flacher ein als die Gneisschieferung. Im Grat Schwarzhorn-Niven (Koord. 621.800/134.100) ist ein 40 m mächtiger Gang bemerkenswert.

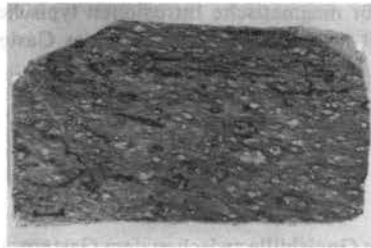


Fig. 9: Stark verschieferter Quarzporphyr, vermutlich metamorph überprägter ignimbritischer Tuff (Färdbach, Koord. 624.810/138.510).
Photo J. Megert, Bern.

Mehrere Quarzporphyr-Gänge durchziehen, in \pm gleicher Richtung wie das Plarnargefüge der Gneise, den Baltschieder-Granodiorit im Lägunde Grat und in der Alpuhorn-Nordwand (vgl. LEDERMANN 1955). Im Gastern-Granit kommen sie stellenweise gehäuft vor (vgl. S. 24). In diesem Fall dürfte die Quarzporphyr-Bildung in Zusammenhang stehen mit den auf Seite 27 erwähnten anatektischen Vorgängen. Die Frage, ob zwischen den Quarzporphyren des Gastern-Granites und denjenigen im Altkristallin rechtsseitig der Lonza ein Zusammenhang besteht, ist noch nicht geklärt.

Basische Gänge

L Lamprophyre

Sie treten fast ausschliesslich in der altkristallinen Gneishülle des Bietschhorn-Granites, südlich der Karbon-Mulde, auf. Die vorwiegend konkordanten, verhältnismässig häufigen Lamprophyre sind vereinzelt auf hundert und mehr Meter Länge verfolgbar; die diskordanten Gänge weisen eher langlinsige Formen auf. Schmale Gänge – ihre Mächtigkeit schwankt im allgemeinen von 0,1–3 m – zeigen stets eine intensive Verschieferung. Ein ungewöhnlicher, an seiner breitesten Stelle 80 m mächtiger, sich nach Westen verfingernder Gang tritt bei Oberi Meiggu auf. Randlich ist auch dieser verschiefert.

Zentrale Partien weisen strukturell ein sperriges Gefüge von Albit/Oligoklas- und Amphiboliteiten auf. Mineralbestand: Albit-Oligoklas ca. 40%, braune und grüne Amphibole ca. 30%, Zoisit-Epidot ca. 25%, Chlorit + Akzessorien (Ilmenit, Leukoxen, Titanit, Orthit) \leq 5%. In textueller Hinsicht ist es ein massiges Gestein, chemisch ein Malchit (DE QUERVAIN & JENNY 1956, Analyse II/311). Weiter östlich im Aar-Massiv liegende Lamprophyre (ausserhalb Blatt Löttschental) sind als Spessartite und Kersantite ausgebildet. (NIGGLI et al. 1930).

In der altkristallinen Gneishülle des Gastern-Granites ist auf der Lauchernalp ein Lamprophyrgang (ca. 1×4 m) gefunden worden (zwei durch die Fahrstrasse getrennte Aufschlüsse bei Koord. 625.782/140.435); der mikroskopische Befund des obern Gangteiles spricht für eine Minette, der des unteren für Malchit

(ZGRAGGEN 1975). Die für magmatische Intrusionen typischen Lamprophyre sind weder im Gastern-Granit noch im Kontaktbereich des Gastern-Granites mit dem Lauterbrunner Kristallin beobachtet worden.

Sedimente

h Karbon

In der altkristallinen Gneishülle zwischen dem Gastern- und Bietschhorn-Massiv erstreckt sich – als Synklinale eingekeilt – eine Karbon-Zone, die steil mit 85° nach Süden einfällt. Sie besteht aus phyllitischen Sericitschiefern, Tonschiefern (mit einem Anteil von 0,5% Graphit dunkel gefärbt) sowie Sandstein- und Konglomeratlagen; im zentralen Teil sind linsige Anthrazitflöze von wenigen Zentimetern bis 3 m Mächtigkeit eingelagert. Anthrazitproben enthalten bis 2% Graphit; es handelt sich dabei um erdigen, kryptokristallinen «amorphen» Graphit (KAJEL 1973). Diese Anthrazitflöze wurden bei Goltschried während der beiden Weltkriege ausgebeutet. (vgl. S.56). Angaben über den Gehalt an Spurenelementen in den Tonschiefern finden sich in HÜGI (1951). Die tektonisch überprägten, phyllitischen Sedimente dieser Karbon-Zone zeigen Anzeichen schwacher Metamorphose (Anchizone bis Grünschiefer-Fazies). Dies wird vor allem bestätigt durch die Anwesenheit von Graphit und Anthrazit. Sandsteine und Konglomerate hingegen zeigen kaum nennenswerte Anzeichen von Metamorphose.

Dieselbe Zone mit Tonschiefern, Sandsteinen, Konglomeraten und Quarzporphyr-Tuffen ist auch im Faldumgrund bei Koord. 621.495/135.860 sichtbar. Die Mächtigkeit des Karbons ist sehr unterschiedlich: bei der alten Abbaustelle des Anthrazites bei Goltschried beträgt sie 57 m (SCHMIDT & KREBS 1918), im Lötschbergtunnel hingegen nur noch 23 m. Zwischen km 1,519 und 1,542 ab Südportal konnte seinerzeit folgendes Profil aufgenommen werden (Berner Alpenbahn-Gesellschaft 1914):

<i>Süd</i>	1 m	Sericitische dünnstiefrige, graphitführende Schiefer
	2 m	Graphitische Tonschiefer mit Anthrazitlinsen
	1 m	Grobkörniger Anthrazit (mit 38,5% Aschengehalt)
	14 m	Graphitische Tonschiefer mit Anthrazitknauern
<i>Nord</i>	6 m	Graphitführender Sericitschiefer, der auf der Tunnelstrecke km 1,542–1,553 durch Sericit-Hornblendeschiefer abgelöst wird.

Weitere Karbonschiefer-Zonen liegen – in der allgemeinen Streichrichtung etwas nördlicher – am Grat bei der Loicherspitza und lassen sich bis in den westlichsten Teil des Aar-Massivs verfolgen (FURRER et al. 1956). Es handelt sich dabei um mannigfaltige, tektonisch verschuppte, verschleppte und mit Altkristallin verkeilte, z.T. mylonitische Karbongesteine (KAJEL 1973). Pflanzenfunde in den graphitischen Tonschiefern bei Goltschried sind erstmals 1941 gelungen. In LEDERMANN (1964) werden genannt: *Linopteris neuropteroides* GUTBIER, *Neuropteris valdensis* (HEER) und *Cyclopteris* (?).

MESOZOIKUM DES AUTOCHTHON-PARAUTOCHTHONS UND DER DOLDENHORN-DECKE

Bedingt durch die verschiedenartigen Ablagerungsräume und die ungleiche tektonische Beanspruchung weisen die auf Atlasblatt Lötschental vorkommenden mesozoischen Sedimente im autochthon-parautochthonen Gebiet der Rothörner gegenüber jenen der Doldenhorn-Decke (Balmhorn, Nordhang des Gasterntales) eine unterschiedliche Ausbildung auf. Um die beiden Gesteinsabfolgen besser vergleichen zu können, werden sie im folgenden jeweils zusammen behandelt.

Die hier verwendete stratigraphische Gliederung stützt sich auf die Arbeiten von LUGEON (1914), VON TAVEL (1937) und COLLET (1948). In neuerer Zeit hat sich vor allem SCHLÄPPI (1980) mit diesen Serien befasst.

Trias

Tabelle 1: *Gliederung der Trias*

AUTOCHTHON-PARAUTOCHTHON		DOLDENHORN-DECKE	
r	Olive Sandsteine bis Quarzite (basale Rhät-Schuppen)		
t	Dolomit, Trias im allgemeinen	t	Dolomit, Trias im allgemeinen
t _r	Rauwacke	t _r	Rauwacke
t _s	Basis-Sandstein		

t_s Basis-Sandstein

Die dem autochthonen Kristallin nördlich der Sattlegi-Synklinale aufliegende Gesteinsserie unterscheidet sich von jener auf dem altkristallinen Deckenkern. Über dem autochthonen Gastern-Granit, der in seinem obersten Teil einen deutlichen Verwitterungshorizont aufweist (Rotfärbung, Ankerit-Klüfte), setzen helle, stellenweise grünliche, schlecht sortierte Sandsteine und Breccien mit überwiegend Gangquarz-Komponenten ein. Eingelagert in den Sandstein treten grünliche, oft dolomitische Mergel auf. Deutliche Sedimentstrukturen, u.a. Kreuzschichtungen und Rippelmarken, sind häufig (z.B. Schönbüel, Koord. 621.075/142.525). Die Mächtigkeit beträgt auf der Nordabdachung des Gastern-Granites 1-13 m, wobei die Obergrenze immer durch einen Abscherhorizont gebildet wird.

Im Unterschied zum autochthon-parautochthonen Bereich wird der Basis-Sandstein über dem altkristallinen Deckenkern charakterisiert durch geringere Mächtigkeit, gut gerundete rosarote Quarzkomponenten anstelle der Gangquarze und durch eine durchwegs grünliche Farbe.

t_r Rauhwanke

Die Vorkommen von Rauhwanke sind an Störungs- und Abscherzonen gebunden. Sowohl monomikte Breccien aus Dolomitkomponenten (Oberferden, Lötchenpass) als auch polymikte Breccien mit dolomitischen und kristallinen Elementen (Schwärzdolde, Koord. 623/145) konnten beobachtet werden.

t Dolomit, Trias im allgemeinen

Im unteren Teil der bis etwa 25 m mächtigen Abfolge treten graue, bankige, rekristallisierte Dolomite auf. Der obere Teil besteht aus gelblichen anwitternden Laminiten, in denen sich Algenlagen und kleine Rippelmarken erkennen lassen. Stellenweise sind intraformationelle Breccien vorhanden. Gute Aufschlüsse befinden sich in Oberferden und auf der Lauchernalp; oberhalb Kummenalp herrschen die gelblich anwitternden Dolomite vor. Sehr kleine Aufschlüsse und Trias-Vorkommen unsicherer stratigraphischer Zugehörigkeit sind auf der Karte als «Trias im allgemeinen» bezeichnet.

r Olive Sandsteine bis Quarzite

Diese Gesteine – als «Rhät» eingestuft – zeigen ein oft intensives Bioturbationsgefüge. Ihre Zuordnung zum Rhät erfolgt aufgrund lithologischer Analogien zum Rhät des Lauterbrunnentales. Die Mächtigkeit dieser Formation, die im Lauterbrunnental 20 m erreicht, schwankt im Gebiet von Atlasblatt Löttschental aus tektonischen Gründen stark: am Löttschenpass ist lediglich noch 1 m und auf der Kummenalp noch 1,4 m vorhanden.

In den tektonisch intensiv deformierten Serien der Sattlegi-Synklinale lassen sich stellenweise einzelne Späne oliver Sandsteine als basale Rhät-Schuppen identifizieren, z.B. zwischen Chastelli und Brunnäbeden (Koord. ca. 622.6/139.5) und in dem mit «l» bezeichneten Aufschluss auf dem Löttschenpass (Koord. 621.180/140.500).

Jura

Lias

In der NW-Ecke des Blattes Löttschental sind, zwischen dem Ferdenrothorn und der Doldenhorn-Südflanke, Lias-Sedimente aufgeschlossen. In nordwestlicher Richtung setzen sie sich über den Blattrand fort bis in die Blümlisalp-Südwand; in südwestlicher Richtung schliesst das vollständig aus Lias-Sedimenten bestehende Torrenthorn-Gebiet an.

Die bisherigen Arbeiten zur Lias-Stratigraphie (v.a. LUGEON 1914, COLLET 1947) stützten sich vorwiegend auf den mächtig ausgebildeten Lias des Torrenthorn- und Ferdenrothorn-Gebietes. Die Feldaufnahmen für das Atlasblatt Lötschental führten im Gebiet der Doldenhorn-Südflanke zum Nachweis von faziellen Abweichungen, denen im Rahmen einer Neu-Unterteilung in eine «Torrenthorn-Serie» und in eine «Bachalp-Serie» Rechnung getragen wurde (SCHLÄPPI 1980). Diese Zweiteilung erwies sich als notwendig, weil sich der im Ferdenrothorn noch differenziert entwickelte Lias bereits in den Aufschlüssen von Balme-Schönbüel (Koord. 621/142) und vor allem im Gebiet Schwarzdolde (Koord. 623/145) nur noch in eine untere, Tonschiefer und Mergelkalk führende und in eine obere, durch Kalksandsteine charakterisierte Kartiereinheit unterteilen liess.

Für das Gebiet der Rothörner in der SW-Ecke des Atlasblattes (autochthon-parautochthoner Lias) wurden die bereits von LUGEON (1914) vorgeschlagenen Kartiereinheiten übernommen, während für die Gebiete Balme-Schönbüel und Schwarzdolde (Doldenhorn-Decke) die neu definierten «Serien» verwendet werden.

Eine detaillierte Bearbeitung der Ammoniten-Zonen des Lias wurde seinerzeit von COLLET (1947) am Ferdenrothorn durchgeführt.

Tabelle 2: *Gliederung des Lias*

AUTOCHTHON-PARAUTOCHTHON			DOLDENHORN-DECKE			
1	l ₆	Vorwiegend schiefrige Kalke («Toarcien»)	1	l ₃₋₆	Kalksandsteine	«Torrenthorn-Serie»
	l ₅	Kalksandsteine und Feinkonglomerate («Domérien»)				
	l ₄	Spatkalke («Pliensbachien»)				
	l ₃	Kalksandsteine («Lotharingien»)				
	t ₂	Spatkalke und Mergelkalke («Sinémurien»)	1-2	Vorwiegend Tonschiefer und Mergelkalke	«Bachalp-Serie»	
	r-l ₁	Tonschiefer und Kalksandsteine («Rhät-Hettangien»)				

«BACHALP-SERIE»

Am östlichen Hang des Bachalp-Kessels (Koord. 619.9/134.0, LK-Blätter Gemmi und Sierre) ist ein gutes Profil durch den unteren Teil des Lias aufgeschlossen, das sich im Gebiet Galm (Koord. 618.7/134.0) fortsetzt. Da die dort vorhandene Abfolge repräsentativ ist für eine weitere Region, wird sie als «Bachalp-Serie» bezeichnet. Lithologisch besteht der untere Teil aus Sandsteinen, Tonschiefern und Mergelkalk und der obere Teil aus Spat- und Mergelkalk.

Autochthon und Parautochthon

r-1₁ Tonschiefer und Kalksandsteine

Im Gebiet Oberferden wird die Basis der «Bachalp-Serie» von einem Breccienhorizont gebildet, der als Komponente vor allem Dolomitgeröll aus der unterlagernden Trias enthält. Darüber folgen schwarze, sandigtonige Schiefer mit Sandstein-Bänken, wie sie im Bachalp-Profil an der Basis der Serie auftreten. Typisch sind in den Sandsteinen Cardien-Lagen (verschwemmt). Östlich unterhalb des Faldumrothorns sind Lophen verbreitet vorhanden. Die Mächtigkeit der Sandsteine beträgt hier etwa 10 m. Darüber folgen rund 30 m schwarze Tonschiefer mit eingeschalteten Bänken biodetritischer Kalke (dünnchalige Lamellibranchier, kleine Turmschnecken).

1₂ Spatkalke und Mergelkalke («Sinémurien»)

Es sind 10–30 m bankige, graue anwitternde, auf frischem Bruch bläuliche, oft spätige Kalke, stellenweise mit Gryphäen und Arietiten. Nach heutiger Ansicht entsprechen sie altersmässig nur dem *unteren* Sinémurien.

Doldenhorn-Decke

1₁₋₂ Vorwiegend Tonschiefer und Mergelkalke

Am Ostende des Schwarzdoldes (hinteres Gasterntal, Koord. 623.750/145.600) befindet sich ein gut aufgeschlossenes Profil der «Bachalp-Serie». Es beginnt mit etwa 20 m mächtigen, graugelben Kalken mit einem leicht erhöhten Quarz-Anteil, überlagert von etwa 50 m schwarzen Tonschiefern mit Mergelkalk-Einlagerungen. Im Gebiet Balme (Koord. 620.900/142.550) folgen über den Tonschiefer (Basis fehlt tektonisch) z.T. mergelige, z.T. sandige Kalke (Mächtigkeit 35 m) mit vielen Gryphäenschalen und Spuren von Arietiten.

«TORRENTHORN-SERIE»

Der obere Teil des Lias umfasst eine detritische Abfolge von Kalksandsteinen, Spatkalcken, Feinkonglomeraten und vorwiegend schiefrigen Kalken. Die gesamte Mächtigkeit der Serie beträgt im Torrenthorn und im Ferdenrothorn mehr als 300 m

und reduziert sich gegen die Kummenalp zu auf etwa 50 m. Die «Torrenthorn-Serie» bildet die weitherum sichtbaren Erhebungen der Rothörner (Ferden-, Resti- und Faldumrothorn). Das Typus-Profil kann in den Südhängen des Torrenthorns (Blatt Gemmi) beobachtet werden.

Autochthon und Parautochthon

l₃ Kalksandsteine («Lotharingen»)

Braunrot anwitternder, kalkiger Sandstein mit häufigen Limonit-Häuten auf den Schicht- und Schieferungsflächen (Drucklösungs-Suturen). Nach heutiger stratigraphischer Einstufung entsprechen diese 20 bis 25 m mächtigen Sandsteine vorwiegend dem oberen Teil des Sinémurien.

l₄ Spatkalke («Pliensbachien»)

Diese gebänderten Spatkalke sind altersmässig dem obersten Teil des Sinémurien und der unteren Hälfte des Pliensbachien zuzuweisen. Sie können bis 130 m mächtig sein und enthalten oft viele Fossiltrümmer, Belemniten und Pecten. Etwa 40 m über der Basis befinden sich Lamellibranchier-Kalke; darüber folgt ein Kondensationshorizont mit zahlreichen Belemniten und chamositischen sowie phosphoritischen Knollen. Typisch sind vereinzelt, gelb anwitternde millimetergrosse Dolomit-Komponenten.

l₅ Kalksandsteine und Feinkonglomerate («Domérien»)

Die hellgelb bis braun anwitternden Gesteine leuchten aus der übrigen Lias-Abfolge deutlich hervor. Sie bestehen aus oft gut erkennbaren Feinkonglomeraten mit vielen Dolomit-Komponenten. Belemniten sind oft nur als Bruckstücke vorhanden. Unter tektonischer Beanspruchung bilden sich sehr viele Quarzklüfte. Die Mächtigkeit liegt zwischen 20 und 60 m.

l₆ Vorwiegend schiefrige Kalke («Toarcien»)

Blaugraue, an der Basis plattige, gegen oben schiefrige Kalke mit zunehmendem Tongehalt. Stark biodetritisch mit häufigen Stielgliedern von *Pentacrinus* an der Basis. Die Mächtigkeit ist oft tektonisch stark reduziert.

Doldenhorn-Decke

l₃₋₆ Kalksandsteine

In der nordöstlichen Fortsetzung der Zone Torrenthorn-Ferdenrothorn kann die «Torrenthorn-Serie» kontinuierlich verfolgt werden. In der Doldenhorn-Decke sind an zwei Stellen Profile zugänglich, die sich gut mit der Abfolge am Torrenthorn korrelieren lassen.

Im Profil Balme (Koord. 620.900/142.550) beginnt die «Torrenthorn-Serie» mit etwa 50 m kalkigen Sandsteinen, die linsig und flaserig mit dünnen Tonschiefer-Lagen wechseln. Gegen oben sind die Sandsteine parallel laminiert. Darüber folgen etwa 40 m detritische Kalke mit Kondensationshorizonten (phosphoritisierte Ammoniten, Belemniten, Phosphorit-Knollen). Die Kalke werden von Breccienlagen mit Dolomit-Komponenten, Phosphorit-Knollen und viel Biodetritus überlagert, die mit einem feinkörnigen, gelben Sandstein alternieren (Mächtigkeit ± 15 m). Die «Torrenthorn-Serie» wird gegen oben abgeschlossen von etwa 12 m biogenen Kalken; diese weisen einen nach oben zunehmenden Tongehalt auf und leiten zu den schwarzen Tonschiefern des Aalénien über.

Im Profil Schwarzdolde (Hinteres Gasterntal, Koord. 623.75/145.600) wird die «Torrenthorn-Serie» gebildet aus einer ± 80 m mächtigen, stark detritischen Sandkalk/Sandstein-Abfolge mit zahlreichen sedimentären Strukturen (Schrägschichtung, trogförmige Kreuzschichtung, Kleinrippel-Strukturen, Parallel-Laminationen, Bioturbations-Gefüge, lagenweise Anreicherung von Schwermineralien). Die detritischen Gesteine grenzen hier mit einem Überschiebungskontakt an stark sandhaltige Aalénien-Schiefer.

I Lias im allgemeinen

In den tektonisch stark deformierten Aufschlüssen wurden die zum Teil noch identifizierbaren Kartiereinheiten als «Lias im allgemeinen» zusammengefasst.

Dogger

Die auf dem Atlasblatt verwendete Gliederung des Doggers basiert auf der Arbeit von VON TAVEL (1937).

Autochthon und Parautochthon

a Schwarze Tonschiefer (Aalénien-Schiefer)

Die Sedimente des Aalénien bestehen vorwiegend aus schwarzen Tonschiefern mit Sandlagen, braunroten Sandbänken (*Eisensandstein*) und organodetritischen Kalken. Die Sandlagen mit Indizien für bipolare Strömung treten vor allem im Gebiet Lötchenpass-Gitzifurggu auf. Die schwarzen Tonschiefer bilden einen bevorzugten Abscherhorizont; sie sind deshalb überall tektonisch stark gestört und zu stratigraphischen Studien nicht geeignet. E. Paréjas fand seinerzeit eine einzige *Ludwigia arcitenens* BUCKMAN in der Gitzifurggu (COLLET 1947). *Leioceras* und *Pleydellia* wurden in einem Sturzblock aus Aalénien-Schiefer im hinteren Gasterntal (Koord. 623.820/144.550) entdeckt.

Tabelle 3: *Gliederung des Doggers und des Malms*

AUTOCHTHON-PARAUTOCHTHON		DOLDENHORN-DECKE	
i	Stark reduzierte, gestörte Schichtfolge; jurassische Sedimente im allgemeinen	i	Stark reduzierte, gestörte Schichtfolge; jurassische Sedimente im allgemeinen
i ₃₋₇	Vorw. dichter, malmartiger Kalk mit mergelig-spätigen Partien, z.T. laminiert, marmorisiert	i ₆₋₇	Dichter grauer Kalk (Quintner Kalk)
		i ₃₋₅	Mergelige Kalkschiefer (Schilt-Schichten)
i ₁₋₂	Kieselknauer-Kalk und Echinodermenbreccie	i ₁₋₂₀	Obere Spatkalk/Mergelschiefer-Wechselagerung, Kieselknauer-Schichten, obere Echinodermenbreccie
		i ₁₋₂ i _{1-2u}	Untere Spatkalk/Mergelschiefer-Wechselagerung
		i _{1-2b}	Untere Echinodermenbreccie
a	Eisensandstein Schwarze Tonschiefer (Aalénien-Schiefer)	a	Schwarze Tonschiefer (Aalénien-Schiefer)

i₁₋₂ Kieselknauer-Kalk und Echinodermenbreccie

Am Fusse des Alpetligletschers und bei dem isolierten Felsband im Kanderfirn folgen über der Trias transgressiv Echinodermenkalke mit vielen Terebrateln an der Basis. In diesem letzteren Aufschluss (Koord. 627.200/146.000), wurde eine *Parkinsonia subarietis* WETZEL gefunden (HÜGI & COLLET 1951), deponiert im Muséum d'histoire naturelle in Genf.

Südlich des Lötschenpasses sind die Echinodermenbreccien stark deformiert und enthalten zahlreiche Dolomit-Komponenten.

Doldenhorn-Decke

a Schwarze Tonschiefer (Aalénien-Schiefer)

Die Sedimentä des Aalénien in der Doldenhorn-Decke entsprechen jenen im Autochthon (Beschreibung siehe oben).

In der Doldenhorn-Decke erreicht die Abfolge Bajocien-Bathonien eine grössere Mächtigkeit als im Autochthon. Folgende Einheiten lassen sich kartographisch unterscheiden.

i_{1-2b} Untere Echinodermenbreccie

Es handelt sich um blaugrauen Spatkalk mit vielen Echinodermen-Bruchstücken und gut sichtbaren Dolomit-Komponenten (\varnothing bis 5 mm). Im Gebiet Löt-schenpass-Gitzifurggu beobachtet man an der Basis ein gröberes Konglomerat. Seine Komponenten (\varnothing bis 2 cm) bestehen aus aufgearbeiteten Quarten- und Aalénien-Schiefern sowie angebohrten Dolomit-Trümmern und «Makro-Ooiden» - unregelmässig konzentrischen Calcit-Rinden, häufig um einen Dolomit-Kern. Die Mächtigkeit der unteren Echinodermenbreccie schwankt zwischen 20 und 50 m.

i_{1-2a} Untere Spatkalk/Mergelschiefer-Wechsellagerung

In den oberen Falten der Doldenhorn-Decke, beidseitig des Gasterntales, kann die untere Echinodermenbreccie sowohl vertikal als auch seitlich übergehen in dunkle Spatkalke, die mit glimmerführenden Mergel- und Tonschiefern wechsella-gern und eine Mächtigkeit bis 200 m erreichen. Diese wechsellaagernden Schichten bzw. die untere Echinodermenbreccie werden von den Kieselknauer-Schichten über-lagert (VON TAVEL 1937).

i_{1-2o} Obere Spatkalk/Mergelschiefer-Wechsellagerung, Kieselknauer-Schichten, obere Echinodermenbreccie

Die Kieselknauer-Schichten bestehen aus einem feinsandigen, gebankten Spat-kalk mit rauher Oberfläche, der in den tieferen Partien graue, in den höheren bräun-

liche Anwitterungsfarbe zeigt. Die Kieselknauer treten oberflächlich als langgezogene, helle Knollen hervor und können stellenweise ausserordentlich häufig sein – ein Anzeichen von Mangelsedimentation.

In den höheren Partien geht aus diesem Sandkalk – unter stetiger Abnahme des Sandgehaltes – allmählich die obere, im allgemeinen feinspätige Echinodermenbreccie hervor. In den höheren Falten der Doldenhorn-Decke folgen über dieser Echinodermenbreccie schwarze Mergelschiefer, die im oberen Abschnitt regelmässig eingelagerte Kalkbänke enthalten.

Die ganze Serie misst 35–100 m – mit durchgehend geringeren Mächtigkeiten in den tieferen Falten.

Malm

(vgl. Tabelle 3, S. 41)

In den autochthon–parautochthonen Einheiten sind die Gesteine des Malms, soweit sie erhalten sind, sehr stark deformiert und reduziert. In der Doldenhorn-Decke hingegen können sie 200–300 m erreichen, wobei im vorderen Gasterntal der Faltenstapel mehr als 1000 m mächtige Wände aus Malmkalken bildet.

Autochthon und Parautochthon

i₃₋₇ Vorwiegend dichter, malmartiger Kalk

Dieser plattige, z.T. marmorisierte und laminierte Kalk mit mergelig-spätigen Partien und blaugrauer Patina lässt sich stellenweise im Lötchenpass-Gebiet und im «Inners Tal» ausscheiden. Der oberste Teil dieser Serie kann dolomitische Kalke enthalten – erkennbar an ihrer weissen Verwitterungsfarbe (COLLET 1948).

i Jurassische Sedimente im allgemeinen

In der stark reduzierten und gestörten Schichtfolge der Zone Kummenalp–Lötchenpass können die einzelnen lithostratigraphischen Einheiten auf der Karte nicht mehr dargestellt werden, obwohl sie sich im Aufschluss noch feststellen lassen. Ebenfalls mit dieser generellen Farbe (i) wurden die dem Lochseiten-Kalk ähnlichen Kalkmylonite entlang grosser Überschiebungsf lächen angegeben.

Doldenhorndecke

i₃₋₅ Mergelige Kalkschiefer (Schilt-Schichten)

Zwischen den Sedimenten des Doggers und den dichten, grauen Kalken des Malms liegen tektonisch ausgedünnte oder angehäuften, graue, z.T. mergelige Kalkschiefer mit einer Mächtigkeit von 5 m bis über 50 m. Typisch sind deutliche Streckungslineare auf den Schieferungsf lächen, z.T. Pyrit-Konkretionen mit Faserbärten.

i₆₋₇ Dichter grauer Kalk (Quintner Kalk)

Massiger, hellgrauer, auf frischem Bruch meist dunkelgrauer Kalk, z.T. dolomitisch, meist stark verformt. In der Nähe der Deckenbasis im Gasterntal (rechte Tal-seite) treten wiederholt etwa 10 cm mächtige, rosarote, laminierte Mylonite auf. Die Malmkalke sind entlang den mergeligen Kalkschiefern (i₃₋₅) tektonisch vom Dogger losgelöst.

i Jurassische Sedimente im allgemeinen

Im Gasterntal kann auf der linken Talseite vom Lötschegletscher bis zum Talgrund sowie auf der rechten Talseite vom Silleregrabe bis zum Alpetligletscher an der Basis der Doldenhorn-Decke eine 1-5 m mächtige, stark laminierte, oft marmorisierte Kalkbank verfolgt werden. Diese wird als verkehrter Malm-Schenkel der Doldenhorn-Decke interpretiert (vgl. S.52).

QUARTÄR

Weite Teile der Talhänge des Lötschentales, bis hinauf zu den Alpterrassen, sind mit verschiedenartigem Quartär-Schutt bedeckt. Der Langgletscher, der im Pleistocaen zeitweilig bis hinab ins Rhonetal reichte, sowie die vielen Lokalgletscher beidseitig des Gasterngrates und der Bietschhorn-Kette waren am Schutttransport massgebend beteiligt. Die Gletscher haben ferner zur Schaffung der heutigen Morphologie beigetragen: alte Kare von seitlichen Gletschern sind oft noch deutlich erhalten (z.B. im «Bätzlerfriedhof», Koord. 626.8/137.1); schöne Gletscherpolituren finden sich auf Guggistafel, Gletscherstafel, Fafleralp, Chastel und als rezente Bildungen bei Blauseeli. Die Quartär-Ablagerungen sind nach lithologischen und morphologischen Gesichtspunkten beurteilt und kartiert worden. Auf detailliertere quartärstratigraphische Untersuchungen wurde verzichtet; zusätzliche Hinweise finden sich in SWIDERSKI (1919), SALATHÉ (1961), MÜLLER et al. (1976), HANTKE (1980), AUBERT (1980, 1981) und BACHMANN-VOEGELIN (1984). Angaben über das Ausmass der Vergletscherung in historischer Zeit enthalten die Arbeiten von GRUNER (1760), KASTHOFFER (1822, S.301), HUGI (1830), VON FELLEBERG (1882), SCHULTZE (1889) und MANI (1986).

In der Lonza bei Blatten ist eine Schwebstoff-Fracht von 5600 t pro Jahr ermittelt worden (PETERS-KÜMMERLY 1973). Daraus ergibt sich für das weitgehend kristalline Einzugsgebiet der Lonza eine Abtragung von 0,03 mm pro Jahr – einer der niedrigsten in dieser Arbeit genannten Werte.

q_r q_m Rezente bis subrezente und ältere Moränen

Die *rezenten bis subrezenten Moränen* (q_r) der heutigen Gletscher sind gekennzeichnet durch gut erhaltene Wälle mit allgemein schmalem Kamm und steiler

Böschung und sind, abgesehen von Pionierpflanzen, vegetationsfrei. Sie entsprechen den Ablagerungen der letzten historischen Vorstöße, mit grössten Ausdehnungen am Anfang des 16. Jahrhunderts bzw. im Jahre 1820 oder 1850 (KINZL 1932). Die auf dem Atlasblatt eingezeichneten Gletscherstände aus historischer Zeit basieren vorwiegend auf topographischen Kartenoriginalen 1:50 000 von 1850 (Archiv des Bundesamtes für Landestopographie, Wabern) und auf deren später nachgeführten Auflagen. Das stärkste Vorrücken des Alpetligletschers im Gasterntal datiert von 1785; der nachfolgende Rückzug von «2000 Fuss» (ca. 660 m) dauerte nach KASTHOFER (1822) rund 23 Jahre. Der angegebene Gletscherstand von 1820 ist auf einem Aquarell von S. Birmann, datiert Aug. 1820, belegt (Kupferstichkabinett des Kunstmuseums, Basel). Die Zunge des Lötschegletschers reichte 1822 bis zum Talkessel südlich Schönbüel (siehe unterer Wall auf der geol. Karte). Diese Feststellung stützt sich auf eine bildliche Darstellung von H. C. Escher (Grafische Sammlung ETH, Zürich). Nach KINZL (1932) erfolgte der grösste frührezente Vorstoss des Langgletschers um 1850. Zu jener Zeit reichte der Dischliggletscher bis zu diesem hin und der Jegigletscher bis auf 100–150 m an dessen rechtes Ufer heran. Da für das Gebiet des Lötschentaales bis jetzt noch keine absoluten Quartär-Datierungen vorliegen, ist eine Abtrennung gegenüber älteren Moränen unsicher.

Die *ältere Moräne* (q_m) umfasst jene glazialen Ablagerungen, die nicht als «rezent bis subrezent» betrachtet werden. Sie zeigen meist Pflanzenbewuchs (Gras, Wald), und die morphologischen Formen sind stumpfer. Nach HANTKE (1980) handelt es sich dabei um Bildungen des Spätwürms.

Blockströme

Blockströme sind vorwiegend auf schattigen Berghängen verbreitet und bestehen aus lockeren Massen von grobem Moränen- und Gehängeschutt. Die charakteristischen morphologischen Merkmale – konvexe Oberfläche, Fließstrukturen mit nach vorn konvexen Wülsten und seitlichen Scherflächen sowie steile, scharf begrenzte Stirn und Flanken (JÄCKLI 1957) – sind im Gelände nicht immer leicht als solche zu erkennen. Die auf diesem Atlasblatt eingezeichneten Blockströme wurden nachträglich durch Interpretation von Luftaufnahmen kartiert. Die markantesten sind im Vorfeld des Oberferdengletschers zu beobachten.

Lawinen- und Schneehaldenmoränen

Diese Bodenerhebungen verdanken ihre Entstehung sowohl dem Kriechen eines Schneefeldes als auch der Materialzufuhr durch Steinschlag und Lawinen. Sie treten in Form von Wällen oder Girlanden in Erscheinung.

Sackungsgebiet, stark gelockerte Felsmassen, Hakenwurf

Grössere Sackungsgebiete finden sich vor allem am Gugginbärg, nördlich der Fäfleraip und weiter entlang des rechten Talhanges bis gegen Meiggu. Im Bereich der

Abrissränder treten im Fels ausgeprägte, bis meterbreite klaffende Spalten auf. Am Fuss solcher Sackungsgebiete entspringen meist Quellen in verschieden grosser Zahl. Hakenwurf ist besonders in den untern Talhängen zu beobachten.

Rutschgebiet

Aktive, zusammenhängende Rutschgebiete von grösserer Ausdehnung sind nicht vorhanden; kleinere Rutschungen sind auf der Karte nicht angegeben. Rutschgebiete mit undeutlicher Umgrenzung finden sich vor allem an Moränenhängen; sie sind, ohne Umrisslinien, durch Rutschbogen gekennzeichnet.

Bergsturz, Felssturzmateriale

Einige grössere Bergstürze ereigneten sich sowohl in Gebieten mit Sedimentgesteinen als auch in solchen mit Graniten oder Altkristallin. Als bedeutendste sind zu erwähnen derjenige von Brandhubel im Gasterntal, vorwiegend aus Dogger-Material und schon teilweise von jüngeren Schuttbildungen überdeckt, ferner jener aus granodioritischem Material am Fusse des nordwestlichen Pfeilers des Rothorns im Balt-schiedertal und jener unter Fleischweng (E der Restalp) im Altkristallin. Letzterer ist immer noch aktiv: die Halde wird ständig mit frischem Felssturzmateriale beliefert und zwar aus z.T. versackten oder gelockerten Felspartien.

Am Fuss von Howide im Gasterntal soll die «Alp Hochwyden» im 18. Jahrhundert durch Felsabbrüche zerstört worden sein (KASTHOFER 1812, 1822, S. 304; ESCHER VON DER LINTH 1821/22). Jüngere Schuttkegel und -ablagerungen haben alle Spuren dieses Ereignisses überdeckt. Von der Wand von Howide lösen sich weiterhin Felsen, was angewitterte und frische Sturzblöcke belegen. Gleichartige Sturzblöcke sind bei Selden niedergegangen.

Gehängeschutt (vermischt mit Blockschutt)

Trockenschuttkegel

Je nach Gesteinsart und örtlichen Gegebenheiten zeigen die Komponenten des Gehängeschutttes unterschiedliche Grösse. Der Anteil an Blockschutt ist recht variabel.

Die Trockenschuttkegel können z.T. eine grössere Ausdehnung erreichen; sie erstrecken sich vielfach über Hunderte von Metern. Der Schutt enthält, je nach Einzugsgebiet, sedimentäres, kristallines oder gemischtes Material.

Molybdänglanz führender Schutt

Im südöstlichen Teil der Galkichumma, am Fuss des Alpuhorns (Koord. 636.2/135.8), enthält der Gehänge- und Blockschutt viele Blöcke mit Quarzgang-Trümmern, welche Molybdänglanz in Nestern sowie diffus verteilt oder auf Schichtflächen im Nebengestein aufweisen. Während des ersten Weltkrieges ist Molybdänglanz nur aus Blöcken dieser Schutthalde gewonnen worden (vgl. S. 58).

Durch Lawinen transportierter, ortsfremder Blockschutt

Die vom Gender-Kessel niedergehende Milibach-Lawine kam im Winter 1981/82 erst im unteren Teil des linksseitigen Talhanges zum Stehen und brachte dem Wilerbach-Schuttkegel ortsfremdes Material: vor allem Blöcke aus Muskowit-Chloritschiefer und -gneis, Muskowit-Turmalinpegmatit und Gasternt-Granit. Der grösste Block, ein Biotit-Chlorit-Muskowit-Sericitgneis mit aplitischen Einschaltungen, misst rund 15 m³ (Koord. 626.950/139.200).

Bachschuttkegel

Grössere und meist breitgefächerte Bachschuttkegel sind weit verbreitet. Bei Gewittern können Bäche rasch sehr stark anschwellen, und es kommt immer wieder zu verheerenden Murgängen (z.B. Lonza bei Kühmad, Kander bei Selden).

Erosionsrand an Talterrassen, Rinnen in Talböden

Ausgeprägte Erosionsränder finden sich vor allem in verschiedenen Abschnitten des Lötschentales sowie des Gasterntales. Vor allem die Flüsse der Haupttäler erodieren stetig weiter, was anhand von markanten Abrissrändern ersichtlich ist.

Alluvionen

Junge Alluvionen, meist kleineren Ausmasses, gibt es im Tal der Lonza, im Gasterntal und in Seitentälern. Alluvialböden können stellenweise Torf enthalten, so z.B. in der Talebene N und NE des Grundsees.

Der Einbruch beim Bau des Lötschbergtunnels und die Untersuchungen die daraus folgten (S. 62 ff.), eine Kampagne geoelektrischer Sondierungen (FISCH & MÜNGER 1935) sowie einige Bohrungen (S. 64) geben Auskunft über die jüngste Auffüllung des Gasterntales. So liegt bei Selden die Felsoberfläche gemäss geoelektrischen Sondierungen in 40 m Tiefe.

Künstliche Aufschüttung, Abraumhalde, Schutzwall

Die grösste künstliche Aufschüttung – aus dem Ausbruch-Material des Lötschberg-Tunnels bestehend – diente zur Erstellung des Bahnhofareals Goppenstein. Ausbruch-Material aus dem Anthrazit-Kohlenbergbau Goltschried (1940-1947) bildet 200 m südlich dieser Lokalität eine schwarze Abraumhalde, die Pflanzenreste geliefert hat (vgl. S. 34). Eine neben der letztgenannten gelegene, deutlich hellere Halde besteht aus Felsausbruch-Material des Zuleitungsstollens der Kraftwerke Lötschen AG. Diese Halde wird laufend abgebaut und das Material vorwiegend für Fahrstrassen rechtsseitig der Lonza verwendet; diese erhalten so ortsfremdes Material (dunkle Biotitgneise), die nur linksseitig der Lonza anstehen. Von den zahlreichen Aufschüttungen, die im Rahmen von Strassenbau, Flusskorrekturen, Parkplätzen usw. angelegt wurden, sind nur die umfangreicheren auf der Karte eingezeichnet.

Von grosser Bedeutung sind die aufgeschütteten Lawinen-Schutzwälle am Faldum-, Färdan- und Milibach. Das benötigte Material wurde in der Regel direkt den Bachschuttkegeln entnommen, welche aus diesem Grund entsprechend umgestaltet worden sind.

Eine heute «offiziell» nicht mehr benutzte Abfall-Deponie befindet sich im Mündungsgebiet des Tännbaches, unterhalb der Talstrasse.

TEKTONIK

Wie anhand der «Geologisch-tektonischen Übersicht» am rechten Kartenrand hervorgeht, überdeckt das Atlasblatt Lötschental ein Gebiet, das in tektonischer Hinsicht folgende Einheiten des Grundgebirges und seiner mesozoischen Bedeckung enthält:

- Den *zentralen Teil des Aar-Massivs* (STECK 1984*b*), bestehend aus Altkristallin, Zentralem Aar-Granit, Baltschieder-Granodiorit, Gängen und eingefalteten Karbon-Sedimenten.
- Das *Gastern-Massiv*, zum Aar-Massiv gehörend, von dessen zentralem Teil aber entlang einer tiefreichenden, stark zerscherten und ausgedünnten Synklinalezone mit mesozoischen Sedimenten (Sattlegi-Synklinale) abgetrennt; aus Gastern-Granit, Lauterbrunner Kristallin und untergeordnetem Altkristallin bestehend.
- Die mesozoischen *autochthon-parautochthonen Sedimente*, im Gebiet der Rothörner als synklynal eingefaltete Reste eines ehemals kohärenten Lias-Falengebirges und über dem Gastern-Massiv als rudimentäre Bedeckung.
- Die Sedimente der *Sattlegi-Synklinale*, die im wesentlichen eine Überschiebungszone zwischen zentralem Aar-Massiv und Gastern-Massiv markieren und die sich nach Nordosten bis zum Jungfrau-Keil verfolgen lassen.
- Die Sedimente der *Doldenhorn-Decke*, die entlang einer in der Sattlegi-Synklinale wurzelnden Überschiebungsbahn über das Gastern-Massiv nach Nordwesten überschoben wurde.

Wichtige Grundlagen zur Tektonik des auf dem Atlasblatt Lötschental dargestellten Gebietes enthalten die Arbeiten von BAER (1959), LAUBSCHER (1961, 1982), LABHART (1966, 1968, 1977), STECK (1966, 1968, 1984*b*), BADOUX (1967), CHR. TAYLOR (1976), MASSON et al. (1980), SCHLÄPPI (1980), TRÜMPY (1980), KRÄYENBÜHL (1984), MORARIU (1985), SCHENKER (1986), ZWAHLEN (1986) und G. TAYLOR (1987). Von historischem Interesse sind BUXFORF & TRUNINGER (1909), SWIDERSKI (1919), HEIM (1921) und MORGENTHALER (1921). Vor allem der letzterwähnte Autor hat bereits auf alt angelegte Strukturen im Aar-Massiv hingewiesen.

Der zentrale Teil des Aar-Massivs

Das Vorkommen von Gesteinen verschiedenen Alters – die prähercynische Schiefer- und Gneishülle («Altkristallin»), die hercynischen Granite, die Karbon-Sedimente und die überlagernden Serien postpermischen Alters – hat es ermöglicht, Deformationen verschiedenen Alters zu unterscheiden.

Nach STECK (1968) wurde die dominierende NE-streichende Strukturrichtung samt Planargefüge bereits im Paläozoikum angelegt. Sie manifestiert sich in den Gesteinen der prähercynischen Schiefer- und Gneishülle als eine allgegenwärtige, deutliche Stoffbänderung (z.B. Amphibolit-Züge in der Südflanke des Lötschentales). Verschiedentlich auftretende isoklinale Falten wie auch NNW-SSE gerichtetes Planargefüge NW oberhalb Arbächnebel (vgl. S.15) sind vermutlich als prähercynische Strukturelemente erhalten geblieben. Die Synkinalstrukturen der Karbon-Sedimente im Gebiet Loicherspitza-Goltschried, ebenso gewisse Mylonitzonen (vgl. S.18 und 25), wurden hercynisch gebildet und von posthercynischen Orogenphasen tektonisch überprägt. Innerhalb des Altkristallins entstanden in einer Spätphase der Orogenese Gastern- und Zentraler Aare-Granit durch in-situ Mobilisation bzw. Intrusion.

Vor allem im hercynisch kaum mehr deformierten Zentralen Aare-Granit mit seinen Gängen können die durch die alpidische Gebirgsbildung erzeugten Deformationsstrukturen beobachtet werden. STECK (1984b) beschreibt als Hauptgefüge-Elemente zwei in NE-Richtung streichende, nach SE einfallende Schieferungen. Die Schieferung S_1 ist nur in den mesozoischen Sedimenten und – oberflächlich – in den südlichen Massivteilen deutlich sichtbar; sie lässt sich im Bereich des Atlasblattes lediglich unter der Faldumrothorn-Synklinale nachweisen. Sie wird begleitet von einem nach SE einfallenden Streckungslinear, und beide werden einer frühen, vor allem die Sedimente erfassenden Überschiebungstektonik zugeordnet. Als zweite bzw. als Hauptschieferung S_2 tritt ein intensives Planargefüge auf – steiler als S_1 . Sie wird im Gebiet des Lötschentales von einem ebenfalls in SE-Richtung einfallenden Streckungslinear begleitet; in der SE-Ecke des Atlasblattes dominiert dagegen eine in SW-Richtung verlaufende Streckung. Beziehungen zwischen Gefüge und Mineralneubildungen lassen auf synmetamorphe Anlage bei Temperaturen $> 300^\circ\text{C}$ schließen. Die Hauptschieferung S_2 überprägt – nach heutigem Kenntnisstand – präexistente hercynische Strukturen vollständig.

Entlang der Grenzzone zwischen altkristalliner Schieferhülle und Sattlegi-Synklinale (bzw. Jungfrau-Keil) wird die Schieferung S_2 von weiteren Gefüge-Elementen erfasst. Deutlich ist vor allem eine flacher als die Hauptschieferung S_2 liegende, in Zentimeter- bis Dezimeterabständen ausgebildete Schieferung. Entlang dieser können systematisch NW-vergente Aufschiebungen beobachtet werden. Korrelierbar mit diesem Gefüge-Element sind die im Aar-Massiv intern auftretenden, leicht nach Süden fallenden Überschiebungsflächen, mit den dazu konjugierten, in NW-Richtung einfallenden Scherflächen. Zum selben Beanspruchungsplan gehören auch steilstehende N- bzw. E-streichende Scherflächen mit sinistralen bzw. dextralen Versätzen (STECK 1968, 1984b).

In der Bildung der Gefüge-Elemente der zweiten Phase widerspiegelt sich eine intensive Einengung des Aar-Massivs mit von Hochlängung begleitetem Auspressen und Überschieben seiner nördlichen Teile über das Gastern-Massiv. Letzteres stellt die Fortsetzung der Überschiebungstektonik dar, welche in den Gefüge-Elementen der ersten Generation – vorwiegend entlang der ursprünglichen Grenzfläche Sedi-mente/Kristallin auftretend – abgezeichnet wurde. Die Ausbildung verschiedener Generationen von Gefüge-Elementen während der zweiten Phase ist deshalb nicht in einer Änderung des Beanspruchungsplanes zu sehen, sondern in einer Rotation des strukturierten Gesteines innerhalb eines räumlich im wesentlichen konstant bleibenden Beanspruchungsplanes – allenfalls in Verbindung mit sich verändernden Druck- und Temperaturbedingungen.

Das Gastern-Massiv

Das Gastern-Massiv ist relativ schwach deformiert, was aus dem Fehlen eines deutlichen Planargefüges sowie der Existenz von pseudo-hexagonal erhaltenen Biotiten im Granit ersichtlich ist. In lokal begrenzten Bereichen jedoch ist der Gastern-Granit während der alpinen Orogenese stark deformiert worden (Mylonitzonen, vgl. S. 18 und 25). Die stärksten Deformationen treten unter der Überschiebungsfäche der Doldenhorn-Decke auf. Innerhalb einer Distanz von 10 m verändert sich der Gastern-Granit zunehmend zu einem Kataklasit, mit einem penetrativen überschiebungsfächen-parallelen Gefüge-Element (= S₁).

Die in NW-Richtung aufstreichenden Brüche im Bereich Lötchenpass–Lötchenberg dürfen mit der von ZWAHLEN (1986) erwähnten «Kandertal–Lötchenpass-Störung» in Beziehung gebracht werden.

Die autochthon-parautochthonen Sedimente

Zu unterscheiden ist zwischen den im SW des Atlasblattes anstehenden, Trias und Lias umfassenden Elementen und den Sedimenten auf dem Gastern-Massiv.

Im Gebiet der Rothörner überlagern die Sedimente das durch Störungszonen in einzelne Blöcke aufgelöste Altkristallin, (vgl. Profil 1, Tafel I). Ihre Basis wird gebildet durch teilweise ins Kristallin eingespiesste Rauhwacken. Als ältere Gefüge-Elemente sind Schieferung S₁ (vgl. Beschreibung bei Aar-Massiv, S. 49) und – dieser zugeordnet – in Rauhwacke-Horizonten verborgene Abscherflächen zu nennen. Als deutlichstes Gefüge-Element (S₂, nach STECK 1984b aus zweiter Generation) tritt in den Lias-Falten des Faldum- und Restrothorns eine penetrative, achsenflächen-parallele Schieferung auf. Damit verbunden ist ein vor allem im Torrenthorn-Gebiet (Blatt Gemmi) in Faltenachsen-Richtung verlaufendes Streckungslinear, welches in den massiven Kalksandsteinen und Feinkonglomeraten von einer intensiven, senkrecht dazu stehenden, von Quarz und Calcit ausgefüllten Klüftung begleitet ist. Entlang einzelner, schieferungs-paralleler Verschiebungsfächen tritt aber auch ein nach SE gerichtetes Streckungslinear auf. Aufgrund der Gefügebeziehungen ergibt sich somit für die autochthon-parautochthonen Sedimente am SW-Rand des Atlasblattes eine Deform-

mationsgeschichte, die mit einer früheren Überschiebungsaktivität und damit verbundener Abscherung der Sedimente von ihrem kristallinen Substrat beginnt und sich fortsetzt mit einer intensiven Verfaltung, die charakterisiert ist durch eine zweite Schieferung mit zugehörigen Streckungslinearen. Angesichts dieser Situation sind die in den Rothörnern anstehenden Sedimente als Parautochthon anzusprechen.

Im Bereich des Gastern-Massivs wird die sedimentäre Abfolge von einem in ursprünglicher Position anstehenden Basis-Sandstein unterlagert. Darüber folgt im allgemeinen ein erster Überschiebungshorizont mit überschobenen Decken-Elementen. Einzig im Gebiet des Alpetligletschers sind – sedimentär auflagernd – bis etwa 60 m mächtige Gesteine des Doggers vorhanden. Aufgrund des Deformationsstils muss angenommen werden, dass die hier ursprünglich vorhandenen jüngeren Einheiten mit der Überschiebung der Doldenhorn-Decke von ihrem Substrat abgesichert und weiter nach NW verfrachtet wurden (LAUBSCHER 1961). Mit Annäherung an die Überschiebungsfäche nehmen die Anzeichen von Deformation zu: eine Reihe von untergeordneten Überschiebungen trennen einzelne, verfaltete und gegen oben stärker zerscherete Gesteinspakete von unteren, ruhig gelagerten. Eine in den oberen Verschuppungen ausgebildete achsenflächen-parallele Schieferung biegt in die Überschiebungsfäche der Doldenhorn-Decke ein.

Die Sattlegi-Synklinale

Die Sattlegi-Synklinale bildet die schmale Zone mit stark deformierten Sedimenten zwischen Gastern-Massiv und zentralem Teil des Aar-Massivs. Im Nordhang des Lötschentales (Sattlegi–Stieltihorn–Im Tellin–Uisters und Inners Tal) zeigt ihre Axialfläche Südfallen, biegt gegen die Kulmination des Gastern-Massivs in die Horizontale um (Elwertätsch–Birghorn) und setzt sich dann mit NW-Fallen, ausdünnend, unter dem Überschiebungsmylonit der Doldenhorn-Decke fort (vgl. Profile). Im Lötschbergtunnel (ca. 1230 m ü.M.) wurde die Fortsetzung der Sattlegi-Synklinale als eine etwa 200 m mächtige Sedimentabfolge durchfahren (vgl. Tafel IIIb).

Als Elemente der Synklinale können angeführt werden:

- a) Eine – allenfalls fehlende – autochthone Bedeckung des Gastern-Massivs, bestehend aus Basis-Sandstein.
- b) Einige meist aus stark zerschertem Altkristallin bestehende Schuppen, die gegeneinander durch Karbonat-Mylonite abgetrennt sind.
- c) Eine Verkehrtserie, beginnend mit einem gebänderten Marmor, mit nachfolgenden stark ausgedünnten, aber identifizierbaren Malm- bis Trias-Elementen, die oft durch interne Aufschiebungen verschuppt sein kann.
- d) Eventuell weitere, in überkippter Position anstehende Schuppen, z.T. Kristallin und Sedimente (Trias-Malm) umfassend.
- e) Schliesslich ein verkehrt unter dem Altkristallin des Doldenhorn-Deckenkernes aufsitzender Basis-Sandstein.

In einer frühen Phase des Gebirgsbaues spielte eine Überschiebungstektonik, die zur Bildung der einzelnen, heute noch identifizierbaren Schuppen führte (vgl. S1 im zentralen Aar-Massiv, Rauhawacke im Gebiet der Rothörner). Als Folge einer fort-dauernden Einengung kam es zur Ausbildung von Falten (vgl. S2 in den Rothörnern), die vom Altkristallin überfahren und ein weiteres Mal verfaultet wurden. Die Hochlängungs-Komponente der andauernden Verformung bewirkte dabei eine starke Zerschierung des Sedimentkeils mit einer Einregelung der frühen Faltenachsen parallel zum SE-NW orientierten Streckungslinear. Voraussichtlich gegen Ende dieser sehr intensiven Verformung wurde das dominante Planargefüge leicht aus der allgemeinen Überschiebungsrichtung herausrotiert, und es bildete sich eine etwas steilere Runzelschieferung mit zugehörigen NW-vergenten Aufschiebungen und Kleinfalten aus (vgl. S.49). Schliesslich erfolgte die in den Profilen (Taf. I) deutlich erkennbar grossräumige Verbiegung des gesamten Sedimentkeiles («*retrocharriage*» von STECK 1984b).

Die Doldenhorn-Decke

Der Gebirgsbau ist geprägt von zahlreichen Überschiebungsflächen, die im wesentlichen parallel zur Hauptüberschiebung der Decke verlaufen. Diese Flächen trennen einzelne, intern einen mehrphasigen Faltenbau aufweisende, bis mehrere hundert Meter mächtige Gleitbretter voneinander ab (vgl. Profile 1 und 2, Taf. I). Diese Gleitbretter bestehen beidseits des Kandertales aus Lias, Dogger und Malm. Die inkompetenten Gesteine des Aalénien und der Schilt-Schichten wirkten als weitgehend sich duktil verhaltende Matrix, innerhalb welcher sich die Schuppen und Umbiegungen der kompetenten Gesteine des Lias («*Torrenthorn-Serie*»), des Doggers (Echinodermenbreccie und Kieselknauer-Kalk) und des Malms (Quintner Kalk) gegeneinander verschoben konnten. Je nach Platznahme der kompetenten Formationen verlaufen deshalb die Überschiebungsbahnen – vor allem zwischen den unteren Gleitbrettern – nicht mehr den ursprünglich angelegten Abscherhorizonten entlang. Dies erklärt die schlechte Korrelation zwischen den Profilen 1 und 2 im Bereich des Gasterntales.

Wie schon erwähnt (S. 5, 14 und 35), weist die Doldenhorn-Decke einen altkristallinen Deckenkern auf. Dies bestätigen die Klippen mit altkristallinen Gesteinen entlang dem Gasterngrat (Hockenhorn-Birghorn) und der verkehrt unter dem Altkristallin liegende, triasische Basis-Sandstein in der Sattlegi-Synklinale.

Die Hauptüberschiebung der Doldenhorn-Decke ist im gesamten Gasterntal charakterisiert durch einen laminierten Kalkmylonit. Im Gebiet Silleregrabe (Koord. ca. 620.7/145.0) spalten sich einzelne sekundäre Überschiebungsflächen ab, zwischen denen grosse, boudinierte dolomitische Kalkschuppen zu erkennen sind. Weiter intern, auf der linken Talseite des Gasterntales, folgen über dem Kalkmylonit stark deformierte Dogger-Gesteine und im Gebiet Balme (Koord. ca. 620.9/142.4) schliesslich ebenfalls stark deformierter Lias. Aus diesen Gründen wird der Überschiebungs-Mylonit als verkehrter Malm-Schenkel der Doldenhorn-Decke interpretiert; dieser lässt sich bis in die Sattlegi-Synklinale hineinverfolgen.

Der Hauptabscherhorizont der Doldenhorn-Decke folgt östlich des Lötchenpasses entlang der evaporitischen Trias, im Gebiet des Torrenthorns (Blatt Gemmi) hingegen entlang den Aalénien-Schiefern. Daraus ergibt sich, dass der Lias vom Lötchenpass westwärts aus einer überschobenen Position (im Ferdenrothorn) in eine autochthon–parautochthone Stellung (im Torrenthorn) wechselt. Dieses «lateral ramping» des Abscherhorizontes erfasst sicher das unterste Gleitbrett mit dem Lias der Ferdenrothorn-Antiklinale und der darunterliegenden Dogger-Synklinale (vgl. Profil 1); es kann unter anderem mit der sich nach NE erhebenden Aufwölbung des Gastern-Massivs und grossräumig mit der sinistralen Axialverbiegung und den sinistralen Versätzen – im Kandertal und vorderen Gasterntal den gesamten Deckenstapel erfassend – in Verbindung gebracht werden (SCHLÄPPI 1980).

Der Deformationsgrad der Gesteine nimmt von den tieferen zu den höheren Gleitbrettern und von intern nach extern ab. Im intern gelegenen Gebiet Unders Färda–Lötchenpass sind Dolomitkomponenten in den Dogger-Gesteinen um das über Hundertfache gelängt, während sich die Streckungslineare in ihren externen Äquivalenten, z.B. am Fuss des Lerchiwanges (Koord. ca. 620.650/144.200), nur noch als Faserbärte abzeichnen.

Die vorhandenen Gefüge lassen sich im wesentlichen in drei Generationen gliedern:

1. Die erste ist vor allem in den mergeligen Kalken der Schilt-Schichten abgezeichnet, wo intensiv verfaltete Calcitbänder vorliegen. Diese werden als ursprünglich \pm schichtparallele Überschiebungsflächen interpretiert.
2. Als Gefüge zweiter Generation wird ein über die einzelnen Gleitbretter hinaus verfolgbarer Grossfaltenbau betrachtet. Die zahlreichen internen Überschiebungsflächen dürften als Achsenflächen zu diesem angesehen werden.
3. Eine dritte Gefügegeneration äussert sich in der Anlage einer NW-vergenten Runzelschieferung und in einer damit assoziierten Verfaltung im Meter- bis Dekameterbereich. Da diese jedoch die Hauptschieferungsflächen im wesentlichen unbeeinflusst liessen, dürften die Überschiebungsbewegungen in jener Zeit ebenfalls noch aktiv gewesen sein.

Damit zeigt sich eine grosse Übereinstimmung mit den in den anderen tektonischen Einheiten auf Atlasblatt Lötchenthal beobachteten Gefügen. Die Aufeinanderfolge von initialer Überschiebungstektonik, übergehend in eine Verfaltung der übereinandergestapelten Elemente mit andauernder Überschiebungsaktivität und anschliessend eine durch penetrative Runzelschieferung und zugehöriger Faltung abgezeichnete Zerscherung dürfte auch für die Doldenhorn-Decke Geltung haben.

CHEMISCHE ANALYSEN

Publizierte Analysen

Eine Reihe chemischer Analysen von Gesteinen, Mineralien und Erzproben, die aus dem Gebiet des vorliegenden Atlasblattes Lötschental stammen, sind in der Publikation «Chemismus schweizerischer Gesteine» (NIGGLI et al. 1930, DE QUERVAIN & FRIEDLAENDER 1942 und DE QUERVAIN & JENNI 1956) zusammengestellt. Weitere Daten finden sich in RUTISHAUSER † & HÜGI (1978).

Tabelle 4: *Gesteinsarten mit vorliegenden Analysen*

<i>Eruptiva:</i>	<i>Metamorphite:</i>
Aplit	Amphibolit
Baltschieder-Granodiorit	Augengneis
Bietschhorn-Granit	Bändergneis
Biotitporphyr	Biotitgneis
Gastern-Granit	Biotit-Sericitgneis
Granit	Chloritgneis
Granophyr	Granatamphibolit
Lamprophyr	Mischgneisartiger Mylonit
Quarzporphyr	Sericit-Biotit-Epidot-Granatschiefer
Spessartit	Sericit-Chloritschiefer
Syenit	
<i>Erze:</i>	<i>Mineralien:</i>
Pb/Zn-Erz	Mikroklin aus Pegmatit
Zinkblende	
Molybdänglanz	

Bezüglich Angaben über Spurenelemente siehe HÜGI (1956). Im Rahmen einer Untersuchung über Beryllium-Mineralien der Schweizer Alpen sind Be-Gehalte an Gesteinen aus dem Gebiet des Atlasblattes Lötschental bestimmt worden (HÜGI & RÖWE 1970). Niedrigste Gehalte zeigt der Gastern-Granit, während leicht erhöhte Werte in Muskowit-Turmalinapliten gefunden wurden. Tonschiefer des Karbons (W von Faldumalp) enthalten 4,5 ppm Beryllium.

Unpublizierte Analysen

Kristalline Gesteine

Von den sechs hier neu veröffentlichten chemischen Analysen sind die ersten zwei (1-2) im Rahmen der geologischen Kartierung durchgeführt worden, während die restlichen vier (3-6) aus einer Detailstudie des Kontaktes Altkristallin-Gastern-Granit im Felskessel Jegine (EGGER 1975) stammen.

Tabelle 5: *Neue Analysen kristalliner Gesteine*

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	74.21	73.10	67.7	65.9	73.8	71.8
TiO ₂	Sp.	0.09	0.19	0.19	0.07	0.11
Al ₂ O ₃	13.89	13.85	15.4	14.8	13.2	14.1
Fe ₂ O ₃	0.06	0.98	0.57	1.46	0.39	0.75
FeO	1.72	---	3.4	3.4	1.8	1.6
MnO	0.04	0.06	0.07	0.07	0.03	0.05
MgO	0.22	2.64	1.9	2.0	0.54	0.79
CaO	0.76	0.00	1.4	1.7	1.3	2.3
Na ₂ O	3.64	4.00	3.1	2.5	3.9	3.5
K ₂ O	4.08	4.00	4.7	3.8	4.1	4.1
P ₂ O ₅	0.01	0.17	0.18	0.25	0.15	0.11
H ₂ O ⁺	1.60	1.01	1.8	2.2	0.75	0.60
H ₂ O ⁻	0.00	0.00	0.10	0.10	0.07	0.07
CO ₂	---	---	0.00	0.60	0.16	0.15
	100.23	99.90	100.51	98.97	100.26	100.03

Analysen:

- 1 = Feinkörnige, mylonitische Ader (\pm cm) in Biotit-aplit nördlich Heimritz, Gasterntal (Koord. 623.200/144.075), Probe 6140, Samml. Th. Hügi (Anal. Th. Hügi, 1955).
- 2 = Muskowitführender Aplit, Weg Fafleralp-Schwarzsee (Koord. 631.300/142.500), Probe 6812, Samml. Th. Hügi (Anal. E. Spycher, 1964).
- 3 = Biotitgneis (Altkristallin), 2 m vom Kontakt zum Gastern-Granit, Probe AE 156
- 4 = Biotitgneis (Altkristallin), 0.2 m vom Kontakt zum Gastern-Granit, Probe 157
- 5 = Porphyrtiger Gastern-Granit, 0.3 m vom Kontakt zum Altkristallin, Probe AE 158
- 6 = Porphyrtiger Gastern-Granit, 3 m vom Kontakt zum Altkristallin, Probe AE 159
- } Kontakt Altkristallin-Gastern-Granit im Felskessel Jegine, Talabschluss von Im Tellin (Koord. 628.300/143.750), Samml. A. Egger (Anal. A. Egger, 1975).

Tabelle 6: *Pb/Zn-Erzmittelprobe der Mine Goppenstein*

In HNO ₃ Unlösliches	37.11%	Sb	nicht nachweisbar
Pb	37.22%	Bi	nicht nachweisbar
Zn	1.39%	Cu	Spur
Fe	0.75%	S	7.38%
As	0.14%	Ag	127 g pro Tonne

Probenahme April 1943, Bureau für Bergbau, KIAA (Anal. Th. Hügi, 1943).

*Sedimentäre Gesteine*Tabelle 7: *Neue Analysen sedimentärer Gesteine*

	1	2	3	4	5
In HCl Unlösliches	3.35	1.24	1.40	3.69	5.96
Al ₂ O ₃	0.06	0.07	0.27	0.21	0.13
Fe ₂ O ₃	0.72	0.77	0.82	0.83	1.99
CaO	36.45	47.38	37.61	34.48	34.89
MgO	14.99	6.40	14.52	16.04	14.15
CO ₂	44.37	44.05	45.53	44.61	42.79
H ₂ O ⁻	0.02	0.04	0.04	0.04	0.02
	99.96	99.95	100.19	99.90	99.93

Analysen:

- 1 = Triasdolomit, Profil Lötschenpass (Koord. 621.000/140.750), Probe 6036, Samml. Th. Hügi.
 - 2 = Rauhwanke, Profil Lötschenpass (Koord. 621.0/140.4), Probe 6035, Samml. Th. Hügi.
 - 3 = Triasdolomit Kanderfirn-Absturz (Koord. 625.0/146.0), Probe Hl.
 - 4 = Weisser Triasdolomit, Schwarzdolde (Koord. 623.8/145.5), Probe 6267, Samml. Th. Hügi.
 - 5 = Gelbängewitterter Triasdolomit, Schwarzdolde (Koord. 623.8/145.2), Probe 6269, Samml. Th. Hügi.
- (Anal. 1-5 Th. Hügi, 1948).

ROHSTOFFE**Anthrazit**

Das Anthrazit-Vorkommen von Goltschried südlich von Ferden ist Ende des 19. Jahrhunderts durch E. von Fellenberg (VON FELLEBERG & MOESCH 1893) bekannt geworden. Es werden metermächtige Graphitlinsen in grünem Schiefer erwähnt, welche aber später nicht mehr nachgewiesen werden konnten. Vermutlich handelt es sich um dunkle Mylonitzone, die damals als Graphitschiefer betrachtet wurden.

Erstmals wurde Anthrazit zur Zeit des ersten Weltkrieges 1917-1920 ausgebeutet (SCHMIDT & KREBS 1918, FEHLMANN 1919, CHRIST 1925). Im Jahre 1916 ist bei Koord. 623.860/137.090 ein fast meterbreites Anthrazitflöz erschlossen worden. Die 1917 aufgrund dieses Fundes gegründete «Société des mines de Ferden SA» hat dann auf 1551 und 1535 m ü.M. von 1917 bis 1919 rund 2 340 Tonnen Anthrazit gefördert (FEHLMANN 1919). KAJEL (1973) nennt eine bis 1920 ausgebeutete Menge von total 3 275 Tonnen.

Während des zweiten Weltkrieges wurde ab 1940 grosszügiger gearbeitet. Die damaligen geologischen und bergwirtschaftlichen Untersuchungen sind zusammengestellt in den «Akten des Bureau für Bergbau» (vgl. FEHLMANN 1947) - zurzeit bei der

Schweizerischen Geologischen Dokumentationsstelle deponiert. Trotz einem intensivierten Abbau ab 1943 konnte die Produktion aber erst 1945 auf monatlich 1000 Tonnen gesteigert werden. Ein Stollennetz von total rund 800 m Länge mit Aufhauen, Kaminen und Schächten lieferte, bis zur Stilllegung des Bergwerkes im Jahre 1948, gegen 39 500 Tonnen Anthrazit (BACHMANN & BELLWALD 1984). Zwei Stollen lagen an der Lonza auf 1272,5 und 1279 m ü.M., die Hauptstollengruppe am Hang ob Goltschried zwischen 1370 und 1424 m ü.M. Die Kohlenmine Goltschried stand mengenmässig an sechster Stelle der Walliser Kohlengruben, und der mittlere Aschengehalt von 20% ist der niedrigste aller Walliser Anthrazite. Die Analyse von Proben aus dem Innern einer grossen Anthrazitlinse ergab sogar einen Aschengehalt von nur 7,5%.

Bei Goltschried erinnert das an einer Stallscheune angebrachte Holzkreuz mit der für den Bergbau traditionellen Aufschrift «Glückauf, Gott mit uns, 1917» an die Abbauezeit während des ersten Weltkrieges.

Bleiglanz und Zinkblende

Die alte Bleimine am «Rote Bär» südöstlich von Goppenstein liegt in chloritisch-sericitischen Schiefeln. Der Bleiglanz - besonders in den höheren Abbaustellen mit Zinkblende und wenig Pyrit vermischt - kommt in einem linsigen Quarzgang von durchschnittlich $\frac{3}{4}$ m Mächtigkeit innerhalb dieser Schiefer vor. In noch höheren Lagen ist vorwiegend Baryt mit wenig Calcit und Fluorit Gangart. Untersuchungen liegen vor von DUPARC (1901), OBERSCHUIR (1909), HUTTENLOCHER (1931) und BARBEY (1933).

Die Rotenberg-Mine ist seit dem 15. Jahrhundert bekannt (TIEBEL 1902, ROSSI 1949, CARLEN 1980). Stollenbauten aus den Jahren 1903-1907 sind in der konkordanten Erzzone auf verschiedenen Niveaus zwischen 1310 und 2250 m ü.M. sichtbar. Die ergiebigsten Flöze sind bei 1400, 1720 und 1900 m ü.M. angefahren und ausgebeutet worden. Aus der gemäss Grubenplan abgebauten Gangfläche von ca. 5400 m² und $\frac{3}{4}$ m Gangmächtigkeit lässt sich bei einem Ausbeutungsfaktor von 5% und dem spezifischen Gewicht des Mischerzes von 4,4 abschätzen, dass 900-1000 Tonnen reines Erz gewonnen wurden.

Im ersten Weltkrieg ist die Grube nicht in Betrieb genommen worden (FEHLMANN 1919). Im zweiten Weltkrieg wurde wieder eine Konzession erteilt, anschliessend aber nur Aufwältigungsarbeiten in den alten Stollen ausgeführt und etwa 40 Tonnen Erz - daneben einige Wagen Quarz - gewonnen. Bergwirtschaftliche Berichte von J. Th. Dahl 1900, R. Tiesel 1902, 1903, 1905, Eichmeier 1903, J. Naumann 1904 (Gesellschaft «Helvetia») und von C. Schmidt 1902, 1914 sind zusammen mit den «Akten des Bureau für Bergbau» von 1941 bis 1946 (vgl. FEHLMANN 1947) bei der Schweizerischen Geologischen Dokumentationsstelle deponiert; sie geben Auskunft über die verschiedenen Erkundungen und Abbauperioden. Im Jahre 1949 ist unterhalb des alten «Tieselstollens» eine Aufbereitungsanlage errichtet worden, welche nur während eines kurzen Probetriebes und ohne befriedigende Resultate lief (mündl. Mitt. Vorarbeiter Métrailler, SCHMUTZ et al. 1982). Die Grube war nie rentabel und ist oft zu Spekulationszwecken benutzt worden.

Die PbS/ZnS-Vererzung ist ausser am «Rote Bär» weiter westlich im Martinsgraben und östlich auf Wileralp oberflächlich aufgeschlossen (vgl. RYKART 1973). Rund 500 m südlich der Erzzone am «Rote Bär» kommt im Stockgraben eine PbS-Vererzung vor. Im Stollen der Lonza-Werke Hohsteg-Mitthal sind drei Bleiglanz-Gänge durchfahren worden (LEDERMANN 1942). Erfolglos wurde hingegen im Stollen der Kraftwerke Lötschen AG die Erzzone gesucht. Wahrscheinlich quert dieser eine Zone zwischen zwei Gross-Boudins des Rote Bär-Erzganges (vgl. KAJEL 1982). Die Zinkblende aus der Vererzungszone Rote Bär-Scheenbiel, auf 1870 m ü.M., ist von GRAESER (1971) spektral-analytisch auf Spurenelemente untersucht worden. Sie führt danach:

Cu	300 ppm	Cd	4500 ppm	In	30 ppm
Ga	100 ppm	Mn	1400 ppm	Fe	7,5%

In den Jahren 1972-1974 ist die Mine erneut vom BRGM, und zwar in den Niveaus 1310, 1820 und 1860 m ü.M., untersucht worden. Die für einen rentablen Betrieb benötigten 2 Millionen Tonnen zu 7% PbS + ZnS konnten jedoch nicht nachgewiesen werden (JACQUESON & MELOUX 1971, 1973)¹⁾. Im Jahre 1973 ist die Vererzungszone von Goppenstein bis in den Bereich des Grundsees mit geophysikalischen (méthode de polarisation spontanée) und geochemischen Prospektionsmethoden (Analyse von Bodenproben auf Cu, Pb, Zn, Ag und Mo) untersucht und die gefundenen Anomalien kartographisch dargestellt worden (MOREL 1978). Danach lässt sich die Vererzungszone auf eine Länge von ca. 12,5 km verfolgen.

Molybdänglanz

Molybdänglanz tritt im westlichen Aar-Massiv an vielen Stellen auf, oft im unmittelbaren Dach des Zentralen Aare-Granites (STECK & HÜGI 1970). Meist handelt es sich aber um unbedeutende Vorkommen, welche nur für den Wissenschaftler oder den Mineraliensammler interessant sind. Eine Ausnahme macht das Vorkommen am Alpuhorn, das in die Molybdänglanz-Lagerstätten einzureihen ist (LEDERMANN 1955). Die Molybdänglanz führende Zone liegt im südlichen Lägunde-Grat-Alpuhorn-Nordwand auf 2740-2950 m ü.M., streicht von dort in den Herdgraben und weist eine Länge von rund 1000 m und eine Mächtigkeit von 200 m auf. Sie liegt über der höchsten Aufwölbung der «Grisighorn-Granitzunge» des Zentralen Aare-Granites in der kataklastischen Zone des Baltschieder-Granodiorites, welche hier von mehreren Quarzporphyr-Gängen konkordant durchsetzt ist.

Der Molybdänglanz tritt vorwiegend in Quarzgang-Trümen auf, welche jünger sind als die Quarzporphyr-Gänge; oft kann beobachtet werden, dass Quarzgang-Trüme die Quarzporphyr-Gänge diskordant durchschlagen. Die Quarzgang-Trüme – im Durchschnitt 6 cm mächtig – sind unter dem Mikroskop sehr feldspatarme aplitische Gänge, welche vorherrschend in den

¹⁾ Die Direktion des BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans) ermöglichte freundlicherweise die Einsichtnahme in diese unveröffentlichten Berichte, was bestens verdankt sei.

Richtungen N80°E/50°S und N30°E/65–70°S im kataklastischen Granodiorit mit der Richtung N60°E/65–70°S liegen. Der Molybdänglanz tritt vorwiegend im Zentrum dieser Quarzgang-Trume auf, aber auch diffus im Granodiorit verteilt und auf Scherflächen desselben (vgl. OGI 1970).

Erste Untersuchungen und Ausbeutungen sind aus den Jahren 1916–1918 bekannt (vgl. LEDERMANN 1955). Nach FEHLMANN (1919) konnten aus abgebauten Erzmengen von ca. 1 Tonne, aus Blöcken der Schutthalde, 30 kg MoS₂ gewonnen werden. Während der Abbauperiode im zweiten Weltkrieg sind von 1943 bis 1946 rund 28 Tonnen handgeschiedenes Erz gewonnen worden. Der durchschnittliche MoS₂-Gehalt betrug 2%, d.h. es fielen 500–600 kg MoS₂ an. Über den Abbau in dieser Zeit liegen zahlreiche Berichte und Gutachten vor (vgl. FEHLMANN 1947, LEDERMANN 1955), welche grösstenteils bei der Schweizerischen Geologischen Dokumentationsstelle deponiert sind. Geschichtliche Notizen bringen unter anderen OGI (1970) und JOSSEN (1982).

Im Auftrag der Schweizerischen Geotechnischen Kommission ist in den Jahren 1951–1953 das Molybdän-Vorkommen Alpuhorn erneut untersucht worden (LEDERMANN 1955). Neue Vererzungszonen sind 1964 entdeckt worden (SCHENKER 1965). Während der Sommer 1970 und 1971 wurden auf der Suche nach der Haupterzader acht Kernbohrungen von total 1161 m abgeteuft; bescheidene Ergebnisse zwangen zur Aufgabe des Unternehmens. Nach weiteren Untersuchungen erstatteten Fachleute im Jahre 1978 Bericht an eine kanadische Bergbaufirma, aber 1981 wurde auch diese Kampagne aufgegeben (JOSSEN 1982). Zur Zeit wird die Mo-W-Lagerstätte Alpuhorn erneut bearbeitet (ENGEL et al. 1986, SCHAUFELBERGER 1986).

Im Zusammenhang mit Ernährungsfragen haben WENGER & HÖGL (1968), im weiteren Bereich der Mo-Lagerstätte Alpuhorn, erhöhte Molybdän-Gehalte im Baltschiederatal ermittelt, und zwar im Bachwasser bis 40,5 µg Mo/l, im Baltschieder-Granodiorit bis 42,6 mg Mo/kg und bei Bodenproben bis 40,5 mg Mo/kg (vgl. STECK & HÜGI 1970).

Scheelit

Im Verlaufe der Kartierarbeiten zeigte es sich, dass Kalksilikatfelse (S.9) sowie Muskowitaplite (S.30) und Amphibol-Biotitgneise (S.15) fast durchwegs in wechselnden Mengen Scheelit enthalten. Auf Scheelit-Vorkommen ist man auch in der Molybdän-führenden Zone des kataklastischen Baltschieder-Granodiorites am Alpuhorn aufmerksam geworden (nächtliche Beobachtungen mit Ultraviolett-Lampe). Wolfram scheint in einigen auffallend braunen Zonen der Alpuhorn-Nordwand sogar häufiger zu sein als Molybdänglanz (REIMANN 1984, SCHAUFELBERGER 1984).

Auf Wolfram ist auch eine geochemische Prospektion durchgeführt worden (vgl. S.61).

Giltstein

Die auf Seite 16 beschriebenen ultrabasischen Einlagerungen sind in vielen Fällen mehr oder weniger reine Giltstein-Linsen, von welchen zahlreiche Spuren eines Abbaues zeigen. Ausgebeutete Giltstein-Lager liegen an folgenden Stellen vor:

- Koord. 625.070/141.190, nordwestlich Arbäch-nubel
- Koord. 625.660/141.100, NNE Arbäch-nubel
- Koord. 626.190/141.340, am Spalihorn
- Koord. 628.470/142.510, nordwestlich Stalpfle
- Koord. 632.300/141.350, oberhalb Äbriz
- Koord. 630.550/140.200, südwestlich Juidas («Galläger»)
- Koord. 629.520/140.530, Bellwaldwald südlich Blatten
- Koord. 629.500/138.950, Gletschertossen oberhalb Nästalpa
- Koord. 627.750/137.600, zwischen Innre und Uistre Wilerrigg
(oberhalb «Wileralp»)
- Koord. 623.850/134.620, NNE Underi Meiggu
- Koord. 628.100/134.300, Jegi im Jolital

An einigen wenigen Stellen liegen noch roh behauene Blöcke umher. Der Giltstein wird heute nicht mehr ausgebeutet: das Ofenbauer-Handwerk stirbt aus.

Der weitaus grösste Teil des gewonnenen Giltsteins wurde zum Bau von Heizöfen für Wohnräume verwendet, zum kleineren Teil auch für Tür- und Fensterstütze (RÜTIMEYER 1919, SEEBERGER 1973, HÜGI 1981). In Blatten steht noch ein Ofenhaus mit einem Giltstein-Ofen. Der älteste bekannte Lötschentaler Giltstein-Ofen befindet sich in einer Alphütte auf Lauchernalp und trägt die Jahreszahl 1581. DE QUERVAIN (1984) erwähnt aus Giltstein hergestellte Lampen. Eine medizinische Verwendung erwähnt MÜLLER (1969): Früher wurde im Lötschental Giltstein zu Bett-Thermophoren verarbeitet; diese fanden unter anderem bei Geburten Verwendung.

Talk

Im Jahre 1942 lieferte eine Talkschiefer-Linse im Richtstollen der Lötschbergbahn bei Koord. 624.600/135.000 einige Bahnwagen reinen Talk. Ein Abbauersuch bei Oberi Meiggu (Koord. 623.240/134.760) war erfolglos.

Uran-Prospektion

Es ist historisch von Interesse, dass bereits im ersten Viertel unseres Jahrhunderts Gesteine des Lötschbergtunnels auf ihre Radioaktivität hin untersucht wurden (POOLE 1920, HÜGI 1956). Im Rahmen radiometrischer Messungen sind 1975 im Gastern-Granit am Lötschberg, unweit des Kontaktes zum Altkristallin, im Bereich von Koord. 621.9/140.4, verschiedene Anomalien gefunden worden. Letztere lassen sich über etwa 100 m verfolgen (Zentrum auf Atlasblatt durch Zeichen gekennzeichnet). Die einzelnen Anomalien schienen an Bruchzonen gebunden zu sein (LABHART 1976). Normaler Gastern-Granit zeigt geringe Radioaktivität: An Proben seiner Randfazies, NW oberhalb der Lauchernalp, ermittelte L. Rybach (Mittel aus zwei Analysen, unpublizierte Daten) einen Gehalt von 6 ppm U – also niedriger als beispielsweise beim Zentralen Aare-Granit – ferner 10 ppm Th und 4% K. Während einer ergänzenden Prospektion sind im Herbst 1986 im gleichen Gesteinskontext am Lötschberg weitere Anomalien gefunden worden (ARNOLD & ZAUGG 1987).

Im Verlaufe radiometrischer Messungen in den Stollen der Kraftwerke Löttschen AG sind zwar verschieden hohe Werte, aber keine Anomalien registriert worden, die auf Uran-Vererzungen hinweisen (KAJEL 1982). Erhöhte Radioaktivität zeigen ebenfalls einzelne Blöcke am alten Saumweg, Koord. 630.950/141.975, kurz vor Kühmad (LABHART 1972).

Neuere geochemische Prospektionen

Abgesehen von früheren Prospektionen in schon bekannten Vererzungszonen (S. 58 und 59) ist im Wallis von 1978 bis 1984 im Rahmen des Nationalen Forschungsprogrammes Nr. 7 «Rohstoff- und Materialprobleme» ein vielseitiges Forschungsprojekt «Uromine» (Projet Uromine 1985) durchgeführt worden (WOODTLI 1983, 1985, WOODTLI et al. 1985). Im Gebiet von Atlasblatt Löttschental sind eine grössere Zahl von geochemischen Anomalien entdeckt worden. Für die Elemente W, Ag, Bi und Pb konnten Vererzungen in situ nachgewiesen werden.

Kluftminerale

Seit alters her ist das Löttschental bekannt wegen der bis in die Gegenwart immer wieder gemachten Funde von Kluftmineralien. Bereits BACHMANN (1877) und VON FELLEBERG & MOESCH (1893) erwähnten Axinit, Quarz, Zepherquarz, Epidot, Amiant und Heulandit¹⁾. Übersichten der Löttschentaler Mineralfunde geben SCHRÖTER (1938), NIGGLI et al. (1940) und PARKER (1954). In der jüngsten zusammenfassenden Darstellung der Mineralfunde des Kartengebietes (STALDER et al. 1973) sind als Kluftminerale – ausser Quarz als Durchläufer – Adular, Albit, Amiant, Asbest, Axinit, Bleiglanz, Calcit, Chlorit, Desmin, Epidot, Fluorit, Heulandit, Pyrit, Skolezit und Titanit genannt.

Als wichtige Fundorte gelten nach STALDER et al. (1973) rechtsseitig der Lonza: das Vorfeld des Anungletschers, der Südgrat des Jegichnubels (Koord. 636.0/146.0), die Moräne des Langgletschers, Fafleralp, Kummenalp, Jeizel bei Goppenstein, der Meiggbach sowie seinerzeit der Löttschbergtunnel; links der Lonza: das Chiehorn, die Kessel von Tännerra, Wilerra und Bätzla mit Innre und Uistre Wilerrigg und der Gattunmandli. Der grösste Fund von Bergkristall ist 1965 am Anungletscher erfolgt. Anlässlich der eigenen Feldaufnahmen konnten am Schafbärg in Amphibolgneis Klüfte mit Adular, Asbest, Chlorit und ausserdem Anatas beobachtet werden.

Bruchstein, Schotter

In einigen, heute aufgelassenen Steinbrüchen sowie aus Blöcken von Moränen und Bächen wurden altkristalline Schiefer und Gneise, z.T. auch Quarzporphyre, gewonnen, bearbeitet und als Platten zur Bedachung oder für Mauerwerk verwendet.

¹⁾ Die Fellenberg'sche Sammlung mit Löttschentaler Mineralien wird im Naturhistorischen Museum Bern aufbewahrt.

Heute ist Steinplatten-Bedachung vorwiegend noch bei alten Ställen zu sehen. Kreisrunde Steinplatten sind als Schutz vor Mäusen gelegentlich auf Holzpfosten unter Stadeln (Getreidespeicher) zu beobachten. In letzter Zeit werden Kies und Steinblöcke (Bietschhorn-Granit u.a.) aus Bachschutt gewonnen und u.a. beim Strassen-, Stützmauer- und teilweise auch beim Treppenbau gebraucht.

TECHNISCHE GEOLOGIE

Geologisch untersuchte Stollen

Lötschbergtunnel

Die ersten geologischen Studien bezüglich des Trassees einer ins Rhonetal hinüberführenden und an die Simplonlinie anschliessenden Eisenbahnlinie führten um die Jahrhundertwende von FELLEBERG et al. (1900) durch. Man einigte sich schliesslich auf das Projekt der Lötschbergbahn (vgl. VOLMAR 1938), und die «Berner Alpenbahn-Gesellschaft» erbaute in den Jahren 1906–1913 diese Linie.

Mit den geologischen Oberflächen- und Tunnelaufnahmen waren seinerzeit E. Hugli und E. Truninger betraut worden. Quartal-Berichte (Berner Alpenbahn-Gesellschaft 1906–1913) orientieren über das Fortschreiten der Bauten, und der gedruckte Schlussbericht der Berner Alpenbahn-Gesellschaft (1914) enthält eine umfangreiche Übersicht der geologischen Verhältnisse im Lötschbergtunnel (HUGLI & TRUNINGER 1914a). Zahlreiche Dokumente befinden sich im Archiv der BLS (Bern-Lötschberg-Simplon-Bahn, Bern) und bei der Schweizerischen Geologischen Dokumentationsstelle, unter anderem ein vollständiges geologisches Tunnelprofil 1 : 2 000 (HUGLI & TRUNINGER 1914b). Je eine Gesteinsbelegsammlung zur seinerzeitigen Tunnelaufnahme ist im Naturhistorischen Museum Bern und im Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Bern hinterlegt.

Durch den am 24. Juli 1908 erfolgten Tunneleinbruch unter dem vorderen Gasterntal, bei km 2,675 ab Nordportal (vgl. Atlasblatt Gemmi, FURRER et al. 1956), waren neue Untersuchungen im Hinblick auf das abzuändernde Tunneltrasse notwendig geworden. Die Katastrophe, die 25 Todesopfer forderte, gab Anlass zu zahlreichen Diskussionen, Experten- und internen Berichten (insbesondere das Dokument «Bericht über die Katastrophe im Lötschbergtunnel vom 24. Juli 1908 von der bestellten Expertenkommission, datiert 7.9.1908» und die Quartal-Berichte Nr. 7, 8, 10 und 11 im Archiv der BLS aufbewahrt; SCHMIDT & BUXTORF 1909a), wie auch wissenschaftlichen Abhandlungen (HEIM 1908, ROLLIER 1909, SALOMON 1909, BUXTORF 1910, FRÜH 1910, SCHMIDT 1911). Um beim neu festgelegten Trasse sicher zu gehen, wurden im Gasterntal zwei Schächte abgeteuft. Im ersten, bei Staldi (Koord. 620.950/144.512/1465), ist in einer Tiefe von 41,5 m die Oberfläche des Gastern-Granites erreicht wor-

den. Dieser war in einem 11 m langen Horizontalstollen weiter verfolgbar. Im zweiten Schacht bei Brandhubel (Koord. 621.425/144.250/1593), lag die Granit-Oberfläche in 25 m Tiefe. Der Granit wurde in einem bergwärts vorgetriebenen Stollen nach 115 m wiedergefunden. Die Neigung der Granit-Oberfläche berücksichtigend, konnte eine glaziale Übertiefung ausgeschlossen werden (HUGI & TRUNINGER 1909, SCHMIDT & BUXTORF 1909b). Auf Grund all der neu gewonnenen Erkenntnisse (u.a. Nachweis einer zusammenhängenden Granitmasse) wurde beschlossen, eine das Gasterntal unter Staldis querende Tunnelstrecke, mit einer Granitüberdeckung von ca. 200 m, zu bauen.

Ab Südportal verläuft der Tunnel anfänglich durch Altkristallin mit eingeschaltetem Karbon (vgl. S. 34) und einer mesozoischen Sedimentserie. Letztere stellt die Fortsetzung eines Sedimentzuges dar, der sich oberflächlich von der Sattlegi bis gegen Chastelli nachweisen lässt (vgl. Profil 2, Taf. I). Anschliessend folgt im Tunnel Gastern-Granit (aufgefahren über 6.986 km), mit der «Assimilations- und Injektionszone» (nach TRUNINGER 1911b) – gemäss Atlasblatt 82 dem Kontaktbereich mit Lauterbrunner Kristallin entsprechend (S. 26). Im nordwestlichen Teil des Atlasblattes verläuft die Tunnelstrecke, nach Verlassen des Gastern-Granites, in mesozoischen Sedimenten mit tektonisch verschlepptem Karbon (vgl. Tafel IIIa).

Schwarze Schiefertone mit Sandstein- und Geröll-Einlagerungen, die beim Tunnelbau eingelagert in mesozoischen Sedimenten am Nordrand des Gastern-Massivs auftraten, wiesen H. Preiswerk und A. Buxtorf ursprünglich dem Karbon zu (Quartal-Berichte Nr. 13 und 14, BUXTORF 1910). Diese Sedimente sind später jedoch von BECK (1912) und im Tunnelprofil (Berner Alpenbahn-Gesellschaft 1914) als tertiärer Wildflysch bezeichnet worden (vgl. Tafel IIIa). BRÜCKNER (1943) entscheidet schliesslich die Streitfrage, ob diese Gesteine Wildflysch oder verschlepptes Karbon seien, zugunsten des letzteren. Ebenfalls hier vorkommender, oberflächlich jedoch fehlender Gips begünstigte zweifellos die Mobilität von Deckenelementen.

Die Felsüberdeckung am Lötschberg beträgt rund 1600 m. Die höchste Felstemperatur von 34°C ist während des Baus bei Kilometer 6 ab Südportal im Gastern-Granit gemessen worden (Berner Alpenbahn-Gesellschaft 1914).

Gesamthaft gesehen, hat die Tunnelgeologie Wesentliches zum besseren Verständnis der geologischen Verhältnisse des Lötschberg-Gebietes beigetragen.

Stollen der Lonzawerke, Hohsteg-Mitthal

Dieser 1942 durchschlagene Wasserstollen liegt im rechten Hang des unteren Lötschentales. Ein detailliertes petrographisches Profil ist während des Vortriebes aufgenommen und publiziert worden (LEDERMANN 1942).

Stollen der Kraftwerke Lötschen AG, Fystertella-Laden

Dieser 1974 erstellte Wasserstollen liegt im linken Hang des unteren Lötschentales. Seine Gesamtlänge beträgt 6,9 km; davon liegen 3,2 km auf Atlasblatt Lötschentale. Eine geologische Aufnahme des Stollens wurde seinerzeit von H. Ledermann (unpubliziert) durchgeführt. Der Stollen (Mundloch: Koord. 626.434/137.190)

beginnt im Chloritgneis, der bis etwa 0,6 km ab Nordportal anhält und dann in Biotitgneis übergeht (bis rund 2,0 km) – mit Varietäten von dichtem, flaserigem, bänderigem und scholligem Biotitgneis. Südlicher folgen granitische und migmatische Gneise. Der ganze Komplex enthält häufig bänderige und schollige Amphibolite, viele Aplite und Pegmatite, weniger häufig Amphibolgneise und Augengneise.

Über den Bau des Kraftwerkes Lötschen sowie über geotechnische Probleme beim Stollen- und Kraftwerkbau orientieren FUX (1974), BISCHOF (1975) und AEMMER (1975).

Bohrungen

Die tiefsten und bedeutendsten Bohrungen sind im Rahmen von Stauseeprojekten abgeteuft worden.

Im vorderen Gasterntal veranlasste das Konsortium Rhone-Kander in den Jahren 1956–1958 die Durchführung zahlreicher Bohrungen, von denen drei auf Atlasblatt Lötschental unterhalb Staldi liegen. Eine davon (Nr. 18, Koord. 620.670/144.736/1422.90) hat den Gastern-Granit in 25,8 m Tiefe angebohrt und ist bis 34,0 m abgeteuft worden; die beiden anderen wurden in etwa 60 m Tiefe innerhalb des Quartärs aufgelassen. In diesen Bohrungen bestand das Lockergestein aus einer Wechselfolge verschieden mächtiger Lagen von Sand mit Geröll, Grobsand, Sand mit tonigem Material – vielfach vermischt mit Kalkblöcken. Wasserverluste traten in Bohrung Nr. 6 (Koord. 620.220/145.020/1412.63) von 57,0–60,0 m (Endtiefe) auf. In Bohrung Nr. 10 (Koord. 620.240/144.780/1413.77) war der Wasserverlust von 34,5–59,5 m (Endtiefe) vollständig. Im Rahmen dieses Projektes (Konsortium Rhone-Kander 1958) sind u.a. Färbversuche und chemische Wasseranalysen durchgeführt sowie die Grundwasserhältnisse und die Wasserbilanz im Gasterntal untersucht worden.

Im unteren Lötschental erschürfte 1968 die Kraftwerke Lötschen AG mit 15 Bohrungen unterschiedlicher Tiefe (minimal 21 m, maximal 86 m) den Bereich der geplanten Staumauer für die Aufstauung der Lonza (WINTERHALTER & SCHNEIDER 1968). Vier dieser Bohrungen – zwei im Bachbett (Nr. 6a und 10) und je eine in der dicksten Quartärbedeckung beidseits der Schlucht (Nr. 9 und 15) – sind auf der Karte eingetragen.

Ein paar weniger tiefe Bohrungen betreffen vorwiegend das Strassennetz. Für die Vergrößerung der Autoverladerampe Goppenstein liess die Direktion der BLS drei Kernbohrungen abteufen (KELLERHALS 1975, SCHNEIDER 1975):

- Bohrung 1 (Koord. 624.400/135.120): 15,2 m tief; Felsoberfläche unter quartären Lockergesteinen in 9,7 m Tiefe.
- Bohrung 2 (Koord. 624.410/135.100): 16,0 m tief; Felsoberfläche unter Beton und Auffüllung in 2,0 m Tiefe.
- Bohrung 3 (Koord. 624.470/134.850): 16,0 m tief; Felsoberfläche unter quartären Lockergesteinen nicht erreicht.

Für die projektierte Lawinenschutz-Galerie «Blötza» zwischen Ried und Blatten sind im Frühjahr 1981 zwei Bohrungen bis in das Anstehende ausgeführt worden (SCHMID 1981).

Für das abzuändernde Trasse des Lötschbergtunnels sind im Gasterntal zwei Schächte abgeteuft worden (vgl. S. 62).

HYDROLOGIE

Quellen, Wasserversorgungen

Quellen treten vor allem aus Moränen- und Gehängeschutt sowie am Fuss von Sackungsmassen zu Tage. Felsquellen sind seltener und meist wenig ergiebig. Bei den auf der Karte eingetragenen Quellen handelt es sich vor allem um solche, welche sich bei wiederholten Begehungen als wasserführend erwiesen. Die folgenden Angaben betreffen vor allem die ergiebigeren Quellen, die der Speisung der öffentlichen Wasserversorgungen dienen. Die Talgemeinden verfügen über Quellwasserversorgungen; die Fassungen befinden sich am rechten Talhang und zwar in Höhen bis gegen 2000 m.

Das Dorf *Blatten* – mit geplanten Anschlüssen für Eisten, Wyssried, Oberes Ried und Ried – wird seit 1984 von der Quelle «Chalte Brunne» im vorderen Uisters Tal (Koord. 631.240/143.140/1919) versorgt. Beim «Chalte Brunne» handelt es sich um eine tiefgründige Schuttquelle mit vermutetem Zufluss aus dem zerklüfteten Gebiet «Chrindellicka». Die Quellschüttung beträgt 140–150 l/min, und die Temperatur bleibt sogar im Sommer um ca. 4°C (Messungen Th. Hügi 1951/55).

Das Reservoir des Dorfes *Wiler*, am untern Rand des Baann-Waldes, erhält Wasser vom rechten Hang des Gafenbach-Grabens (Sammelschacht Koord. 625.625/139.525/1693) und beidseits des Milibach-Schuttkegels. Die letzteren Fassungen befinden sich nahe der beiden Flussarme in relativ grobem Schutt: infiltrierendes Bachwasser kann daher das Trinkwasser zeitweilig ungünstig beeinflussen. Mit der um 1975 zunehmenden Bautätigkeit wurde auf der *Lauchernalp* eine grössere Wasserversorgung erstellt. Genutzt wird Quellwasser westlich der Lauchernalp-Stafel (2100 m) und das Gallendloch-Wasser (S. 66). Der Speicherung des Wassers dienen die Reservoirs Arbegge (2034 m) und Stutz (2150 m).

Die Gemeinde *Kippel* bezieht ihr Trinkwasser von einer Schuttquelle – der sog. «Blackenquelle» – die auf dem Gemeindegebiet von Ferden, SE unterhalb Kumenalp (Koord. 623.680/139.165) liegt. Via Druckbrecher-Kammern (auf der Landeskarte als Reservoir dargestellt) gelangt das Wasser von rund 1845 m Höhe zum Dorf Kippel (1376 m). Rechts vom Färdbach (Koord. 623.190/139.010) liegt die alte Fassung des «Engelbrunnens» (auf der Landeskarte als Reservoir vermerkt).

Diese Quelle wird nicht mehr genutzt; das Wasser war wegen Bachwasser-Zufluss bakteriologisch nicht einwandfrei. Andere alte Fassungen die Kippel versorgten, befinden sich beidseits des Gafenbaches, in rund 1500 m Höhe.

Ferden versorgt eine Schuttquelle, linksseitig des Färdbaches (Koord. 624.010/139.068/1760) gefasst.

Im *Gasterntal* werden die Bauern- und Gasthäuser von Gastere, Heimritz und Gfelalp durch Einzelversorgungen mit Trinkwasser beliefert (Gewässerschutzkarte des Kantons Bern 1:25 000, 1974). Der Chemismus verschiedener Quellwässer ist von HÜGI (1956) analysiert worden.

Beim Bau des *Lötschbergtunnels* sind eine ganze Anzahl grösserer und kleinerer Quellen angetroffen worden (HUGI & TRUNINGER 1914a, Berner Alpenbahn-Gesellschaft 1914). Eine dieser Quellen wurde gefasst und dient zur Versorgung des Bahnhofs Goppenstein.

Die Karstquelle Gallendloch

Das Gallendloch, eine früher über 30 m weit begehbare Höhle, befindet sich im oberen Milibachtal (Koord. 625.810/141.425/2290) in Rauhawacke aus der Wurzelzone des Verkehrtchenkels der Doldenhorn-Decke (S. 51). Die Karstquelle ist seinerzeit von VON FELLEBERG (1882) und SWIDERSKI (1919) beschrieben worden.

Vermutlich stammt das Wasser aus der weiten Mulde zwischen Stieltihorn und Tennbachhorn: Bis zum Jahre 1951 befand sich bei P. 2629 der Spalisee (vgl. LK 1:50 000, Blatt 261, Ausgabe 1941); am 3. Junisonntag, nach einem sehr schneereichen Winter, brachte das viele Schmelzwasser den Moränenwall, der dem Spalisee südlich vorgelagert war, zum Bersten (Angaben von Herrn Battist Bellwald, Blatten). Der See ist damals grossenteils ausgelaufen. Nach der Entwässerung des Spaliseses ergab sich bei der Gallendloch-Quelle (Messungen von Th. Hügi) eine Abnahme der maximalen Quellschüttung um ca. 2000 l/min. Am 14.10.1950 lieferte die Gallendloch-Quelle 2400 l/min. Nach Aquatechnique (1976) betrug die Ergiebigkeit 444 l/min. im Dezember 1975 und im Januar 1976 162 l/min. In strengen Wintern dürfte das Gallendloch während 3-5 Wochen kein Wasser mehr führen.

Im Rahmen des Ausbauprogrammes «Touristik-Zentrum Lauchernalp» ist die Gallendloch-Quelle für die Wasserversorgung auf Lauchern gefasst worden.

LITERATURVERZEICHNIS

(SGD = Dokumente, deponiert bzw. aufgenommen bei der
«Schweizerischen Geologischen Dokumentationsstelle»)

- AEMMER, F. (1975): Mechanische Stollenvortriebe beim Bau des Kraftwerkes Löttschen. – Mitt. schweiz. Ges. Boden- u. Felsmech. 91.
- Aquatechnique (1976): Bericht über die Projektierung und Ausführung einer Trinkwasserversorgung auf Lauchernalp. – Aquatechnique SA, Sierre (unpubl.).
- ARNOLD, PH. & ZAUGG, F. (1987): Ergänzende radiometrische Oberflächenmessungen im Gebiet des Löttschenpasses. Bericht. – Archiv Studiengesellschaft für Nutzbarmachung Schweizerischer Lagerstätten mineralischer Rohstoffe, Bern.
- AUBERT, D. (1980): Les stades de retrait des glaciers du Haut-Valais. – Bull. Murithienne, Soc. valais. Sci. nat. 97, 101–170.
- (1981): Les réavancées tardi- et postglaciaires dans le Haut-Valais. – Eclogae geol. Helv. 74/1, 291–295.
- BACHMANN, A. & BELLWÄLD, W. (1984): Zur Geologie und Geschichte des Anthrazitbergwerkes Ferden VS. – Minaria helv. 4b, 33–64.
- BACHMANN, I. (1877): Die neueren Vermehrungen der mineralogischen Sammlungen des städtischen Museums in Bern. – Mitt. natf. Ges. Bern 1877, 25–64.
- BACHMANN-VOEGELIN, F. (1984): Blatten im Löttschental: Die traditionelle Kulturlandschaft einer Berggemeinde. – Verlag Paul Haupt, Bern und Stuttgart.
- BADOUX, H. (1967): Géologie abrégée de la Suisse. In: Guide géologique de la Suisse (Fasc. 1, p. 1–44). – Wepf, Basel.
- BAER, A. (1959): L'extrémité occidentale du massif de l'Aar (Relation du socle avec la couverture). – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 82, 5–160.
- BARBEY, O. (1933): Le gisement plombifère de Goppenstein. – Thèse sci., Genève.
- BECK, P. (1912): Die Niesen-Habkerndecke und ihre Verbreitung im helvetischen Faciesgebiet. – Eclogae geol. Helv. 12, 65–147.
- Berner Alpenbahn-Gesellschaft (1906–1913): Quartal-Berichte an das eidgenössische Post- und Eisenbahndepartement über den Stand der Arbeiten der Berner Alpenbahn (Frutigen-Brig). – BLS-Selbstverlag, Bern.
- (1914): Schluss-Bericht an das eidgenössische Post- und Eisenbahndepartement über den Bau des Löttschbergtunnels der Berner Alpenbahn 1906–1913. – BLS-Selbstverlag, Bern.
- BISCHOF, R. (1975): Geotechnische Probleme beim Bau der Staumauer Ferden des KW Löttschental. – Mitt. schweiz. Ges. Boden- u. Felsmech. 91.
- BRÜCKNER, W. (1943): Über Carbon und Trias auf der Nordseite des Gasternmassivs im Löttschbergtunnel, mit einigen allgemeinen Bemerkungen über das zentralmassivische Carbon. – Eclogae geol. Helv. 36/1, 35–53.
- BUXTORF, A. (1910): Geologische Prognose für den nördlichen Teil des neuen Trace des Löttschbergtunnels, bis Kilometer 8 vom Nordportal. – Verh. natf. Ges. Basel 21, 222–244.
- BUXTORF, A. & TRUNINGER, E. (1909): Über die Geologie der Doldenhorn-Fisistockgruppe und den Gebirgsbau am Westende des Aarmassivs. – Verh. natf. Ges. Basel 20/2, 135–179.
- CARLEN, L. (1980): Zur Geschichte der Bergwerke in Löttschen. – Bl. Walliser Gesch. 17, 357–358.
- CHRIST, P. (1925): Das produktive Karbon der Schweizeralpen. 2. Teil: Die Walliser Anthrazitlagerstätten und der Walliser Anthrazitbergbau während der Jahre 1917–1924. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 11/2.
- COLLET, L. W. (1947): Les Ammonites du Lias dans le Ferdenrothorn (Nappe de Morcles, Löttschental). – Eclogae geol. Helv. 40/1, 1–6.
- (1948): La géologie du versant Sud du massif de Gastern. – Eclogae geol. Helv. 40/2 (1947), 257–281.

- DOLIVO, E. (1982): Nouvelles observations structurales au SW du massif de l'Aar entre Visp et Gampel. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 157.
- DUPARC, L. (1901): Rapport sur les gisements de galène de Goppenstein (Vallée de la Lonza). – SGD.
- EGGER, A. (1975): Petrographische Untersuchungen im nordwestlichen Aarmassiv nördlich Telli bei Blatten – Löttschen VS. – Unpubl. Lizentiatsarb. Univ. Bern.
- ENGEL, W., AMSTUTZ, G. C. & SCHAUFELBERGER, F. (1986): Zur petrographisch-lagerstättenkundlichen Stellung der Molybdän-Wolfram-Lagerstätte Alpuhorn, Wallis, Schweiz. – Fortschr. Mineral. (Kristallogr. Petrogr.) 64/1, 43.
- ESCHER VON DER LINTH, H. C. (1821/22): Fragmente über die Naturgeschichte Helvetiens, die Gebirgskunde betreffend. II. Heft: Gasterntal–Löttschenpass–Löttschental (Manuskript). – Wissenschaftshistorische Sammlungen [Hs 704:1 (Rara)] ETH-Bibliothek Zürich.
- EUGSTER, H. P. (1951): Petrographische Untersuchungen im Gebiete der Val Russein (Aarmassiv-Ostende). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 31/1, 1–131.
- FEHLMANN, H. (1919): Der Schweizerische Bergbau während des Weltkrieges. – Schweiz. Volkswirtschaftsdept., Abt. für industrielle Kriegswirtschaft. (Kümmerly & Frey, Bern).
- (1947): Der schweizerische Bergbau während des zweiten Weltkrieges. – Bureau für Bergbau, Eidg. Kriegsindustrie- u. Arbeitsamt.
- FELLENBERG, E. VON (1882): Itinerarium für das Excursionsgebiet des SAC für die Jahre 1882 und 1883. Die westlichen Berner Kalkalpen und der westliche Teil des Finsteraarhorn-Centralmassivs. – Stämpfli, Bern.
- FELLENBERG, E. VON & MOESCH, C. (1893): Geologische Beschreibung des Westlichen Theiles des Aarmassivs, enthalten auf dem nördlich der Rhone gelegenen Theile des Blattes XVIII der Dufour-Karte. Mit petrographischen Beiträgen von Prof. Dr. C. SCHMIDT. – Beitr. geol. Karte Schweiz 21.
- FELLENBERG, E. VON, KISSLING, K. & SCHARDT, H. (1900): Löttschberg- und Wildstrubeltunnel. Geologische Expertise im Auftrage des Regierungsrates. – K. J. Wyss, Bern (ebenfalls Mitt. natf. Ges. Bern 1900, 100–131).
- FISCH, W. & MÜNGER, O. (1935): Geoelektrische Sondierungen für die Zwecke der Bautechnik. – Schweiz. Baumeister-Ztg. 34/14, 108–111.
- FREY, M., TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R., MULLIS, J., KÜNZI, B., BREITSCHMID, A., GRUNER, U. & SCHWIZER, B. (1980): Very low-grade metamorphism in external parts of the Central Alps: Illite crystallinity, coal rank and fluid inclusion data. – Eclogae geol. Helv. 73/1, 173–203.
- FRÜH, J. (1910): Einbruch des Löttschbergtunnels unter dem Gasterntal. – IX^e Congrès internat. de Géographie, Genève 27.7.–6.8.1908. C. R. Trav. du Congrès, t. II, 326–329.
- FURRER, H., BADOUX, H., HUBER, K. & TAVEL, H. VON (1956): Geologischer Atlas der Schweiz 1: 25 000, Blatt 32: Gemmi. – Schweiz. geol. Komm.
- FUX, CHR. (1974): Das Kraftwerk Löttschen. – Lonza Revue 1, 7–14.
- GEBAUER, D. & GRÜNENFELDER, M. (1982): 2,2 Mrd. Jahre alte mafische und ultramafische Gesteine aus dem Val Nalps, Gotthardmassiv. – Unpubl. Vortrag.
- Gewässerschutzkarte des Kantons Bern 1: 25 000 (1974): Löttschental, Blatt 1268. – Dir. Verkehr, Energie- und Wasserwirtschaft des Kantons Bern (VEWD), Bern.
- GRAESER, S. (1971): Mineralogisch-geochemische Untersuchungen an Bleiglanz und Zinkblende. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 51/2-3, 415–442.
- GRUNER, G. S. (1760): Die Eisgebirge des Schweizerlandes. – A. Wagner Sohn, Bern.
- GULSON, B. & RUTISHAUSER, H. (1976): Granitization and U-Pb studies of zircons in the Lauterbrunnen Crystalline Complex. – Geochem. J. 10, 13–23.
- GYSIN, M. (1954): Contribution à l'étude du Cristallin du massif de la Jungfrau. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 98.
- HANTKE, R. (1980): Eiszeitalter (Bd. 2). – Ott, Thun.
- HENZEN, A. (1986): Aarmassivisches Altkristallin im vordern Jeggital (Löttschen, VS). – Unpubl. Lizentiatsarb. Univ. Fribourg.

- HEIM, ALB. (1908): Geologische Nachlese Nr. 20. Beweist der Einbruch im Lötschbergtunnel glaciale Übertiefung des Gasterntales? – Vjschr. natf. Ges. Zürich 53/4, 471–480.
- (1921): Geologie der Schweiz (Bd. II/1). – Tauchnitz, Leipzig.
- HUBER, W. (1948): Petrographisch-mineralogische Untersuchungen im südöstlichen Aarmassiv. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 28/2, 555–642.
- HÜGI, TH. (1941): Zur Petrographie des östlichen Aarmassivs (Bifertengletscher, Limmernboden, Vättis) und des Kristallins von Tamins. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 21/1, 1–120.
- (1948): Petrographische Beobachtungen zwischen Lonza und Petersgrat (westliches Aarmassiv). – Eclogae geol. Helv. 40/2 (1947), 282–287.
- (1951): Anwendungsmöglichkeiten spektrographischer Methoden in der Petrographie. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 31/2, 581–586.
- (1955): Petrographische Beobachtungen im Zuleitungsstollen Gadmental–Rotloui der Kraftwerke Oberhasli AG (Aarmassiv). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 35/2, 301–310.
- (1956): Vergleichende petrologische und geochemische Untersuchungen an Graniten des Aarmassivs. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 94.
- (1981): Giltsteinofenbau, ein aussterbendes Handwerk. – Walliser Spiegel 32, 10–11.
- HÜGI, TH. & COLLET, L. W. (1951): Découverte d'un nouvel affleurement d'Autochtone sédimentaire sur le versant Nord du Petersgrat (Coord. 627.200/146.000). – Eclogae geol. Helv. 44/1, 169–170.
- HÜGI, TH. & RÖWE, D. (1970): Berylliumminerale und Berylliumgehalte granitischer Gesteine der Alpen. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 50/3, 445–480 (ebenfalls Beitr. Geol. Schweiz, klein. Mitt. 52).
- HÜGI, TH. & WÜTHRICH, H. (1960): Geologische Aufnahmen im Zuleitungsstollen Gadmental–Rotloui der Kraftwerke Oberhasli AG. – Archiv KWO.
- HUGI, E. & TRUNINGER, E. (1909): Die geologischen Verhältnisse des Umgehungsstracés des Lötschbergtunnels mit 2 Profilen. Gutachten. – Archiv BLS.
- (1914a): Die geologischen Verhältnisse des Lötschbergtunnels und geologisches Längenprofil 1: 25 000. In: Berner Alpenbahn-Gesellschaft: Schluss-Bericht an das eidgenössische Post- und Eisenbahndepartement über den Bau des Lötschbergtunnels der Berner Alpenbahn 1906–1913 (p. 33–47). – BLS-Selbstverlag, Bern.
- (1914b): Geologisches Längenprofil des Lötschbergtunnels von ca. 14 536 m Länge. 1: 2 000. Profil der östlichen Tunnelwand und Grundriss im Dach des Sohlstollens aufgenommen. – Berner Alpenbahn-Gesellschaft Bern–Lötschberg–Simplon, Bern. Bauarchiv BLS. / SGD.
- HUGI, F. J. (1830): Naturhistorische Alpenreise. – Solothurn und Leipzig.
- HUTTENLOCHER, H. (1921a): Beiträge zur Petrographie und Geologie des westlichen Aarmassivs. – Unpubl. Diss. Univ. Bern.
- (1921b): Beiträge zur Petrographie und Geologie des westlichen Aarmassivs. – Jb. phil. Fak. II. Univ. Bern 1, 43–51.
- (1931): Die Blei-Zinklagerstätten von Goppenstein (Wallis). – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 16/2, 1–47.
- JÄCKLI, H. (1957): Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 36.
- JACQUESON, R. & MELOUX, J. (1971): Le filon plombo-zincifère de Goppenstein. Première reconnaissance (Été 1971). – Rapport du BRGM (Orléans), inédit.
- (1973): Le filon plombo-zincifère de Goppenstein (Valais-Suisse) – Echantillonnage par rainures des niveaux 1310, 1820 et 1860 (Été 1972). – Rapport du BRGM (Orléans), inédit. / SGD.
- JÄGER, E. & HANTKE, R. (1983): Die Entwicklungsgeschichte der Alpen. – Naturwissenschaften 70, 209–215.
- JÄGER, E., NIGGLI, E. & WENK, E. (1967): Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 134.

- JOSSEN, E. (1982): Geschichte der Molybdänglanzvorkommen im Baltschieder- und Gredetschtal, 1866–1981. – Walliser Jb., Kalender f.d. Jahr 1982, 73–83.
- KAJEL, L. (1973): Geologisch-mineralogische Untersuchungen an Karbonvorkommen im westlichen und nördlichen Aarmassiv. – Unpubl. Lizentiatsarb. Univ. Bern.
- (1982): Bericht über radiometrische Messungen in den Stollen des KW-Lötschen. – Arbeitsausschuss für die Untersuchung schweizerischer Mineralien und Gesteine auf Atombrennstoffe und seltene Elemente. / SGD.
- KASTHOFER, K. (1812): Ein Gang durch Kandersteg und Gastern, im Berner-Oberland. In: KUHN, G. J., MEISNER & WISS, J. K. (Hrsg.): Alpenrosen, ein Schweizer-Almanach auf das Jahr 1812 (S. 161–182). – Bern, Leipzig.
- (1822): Bemerkungen auf einer Alpen-Reise über den Susten, Gotthard, Bernardin und über die Oberalp, Furka und Grimsel. – Aarau.
- KELLERHALS, P. (1975): Geologisches Gutachten für die Verladerampe Goppenstein. – Archiv BLS. / SGD.
- KINZL, H. (1932): Die grössten nacheiszeitlichen Gletschervorstösse in den Schweizer Alpen und in der Mont Blanc-Gruppe. – Z. Gletscherkd. 20, 269–397.
- Konsortium Rhone-Känder (1958): Schlussbericht [vom 28. Nov. 1958] über die in den Jahren 1956–1958 im Gastertal durchgeführten Untersuchungen. – Archiv Bauabt. der Bernischen Kraftwerke AG, Bern.
- KRÄYENBÜHL, TH. (1984): Géologie de l'Innerfaflertal et du Lötschberg. – Trav. Diplôme Univ. Lausanne, inédit.
- KREBS, J. (1925): Geologische Beschreibung der Blümlisalp-Gruppe. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 54/3.
- KÜNZI, B., HERB, R., EGGER, A. & HÜGI, TH. (1979): Kristallin-Einschlüsse im nordhelvetischen Wildflysch des Zentralen Berner Oberlands. – Eclogae geol. Helv. 72/ 2, 425–437.
- LABHART, T. P. (1965): Petrotektonische Untersuchungen am Südrand des Aarmassivs nördlich Naters (Wallis, Schweiz). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 124.
- (1966): Mehrphasige alpine Tektonik am Nordrand des Aarmassivs. Beobachtungen im Druckstollen Trift-Speicherberg (Gadmental) der Kraftwerke Oberhasli AG. – Eclogae geol. Helv. 59/2, 803–830.
- (1968): Der Bau des nördlichen Aarmassivs und seine Bedeutung für die alpine Formungsgeschichte des Massivraumes. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 48/ 2, 525–537.
- (1972): Radioaktivitätsmessungen im westlichen Aarmassiv 1972. Rapport Nr. 329. – Arbeitsausschuss für die Untersuchung Schweizerischer Mineralien und Gesteine auf Atombrennstoffe und seltene Elemente. / SGD.
- (1976): Ergänzende Radiometrische Oberflächenmessungen in den Alpen 1975. Bericht Nr. 343. – Arbeitsausschuss für die Untersuchung Schweizerischer Mineralien und Gesteine auf Atombrennstoffe und seltene Elemente. / SGD.
- (1977): Aarmassiv und Gotthardmassiv. – Samml. geol. Führer, Bd. 63 (Borntraeger, Berlin/Stuttgart).
- LAUBSCHER, H. P. (1961): Die Fernschubhypothese der Jurafaltung. – Eclogae geol. Helv. 54/1, 221–282.
- (1982): A northern hinge zone of the arc of the western Alps. – Eclogae geol. Helv. 75/2, 233–246.
- LEDERMANN, H. (1942): Das petrographische Profil im Wasserstollen der Lonzawerke Hohsteg-Mitthal (westl. Aarmassiv). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 22/2, 300–304.
- (1945): Petrographische Untersuchungen in der nördlichen Schieferhülle des zentralen Aaregranits im obren Lötschtal (westliches Aarmassiv). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 25/2, 383–530.
- (1955): Zur Kenntnis der Molybdänglanzlagerstätte im Baltschieder (Wallis). – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 33.
- (1964): Pflanzenfunde im Karbonzug von Ferden (westliches Aarmassiv). – Eclogae geol. Helv. 57/1, 149.

- LUGEON, M. (1914): Les Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 30/1.
- MANI, P. (1986): Morphogenese und aktuelle Morphodynamik im Gasterntal – mit einem Beitrag zur geomorphologischen Kartierung im Hochgebirge. – Unpubl. Diplomarb. Univ. Bern.
- MASSON, H., HERB, R. & STECK, A. (1980): Helvetic Alps of Western Switzerland (Excursion N° 1). In: TRÜMPY, R. (Ed.): Geology of Switzerland, a guide-book. Part B: Geological Excursions (p. 109–153). – Schweiz. geol. Komm. (Wepf, Basel/New York).
- MINDER, W. (1934): Petrographisch-tektonische Untersuchungen im Zentralgranit des obern Baltschiedertales. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 14/1, 150–175.
- MORARIU, D. (1985): Deformation und Metamorphose der mesozoischen Metasedimente am West- und Südrand des Aarmassivs (Leukerbad–Ausserberg). – Unpubl. Diss. Univ. Basel.
- MOREL, F. (1978): L'Extension du Filon Pb-Zn de Goppenstein (Valais–Suisse). Contribution à son Etude Géophysique et Géochimique. – Matér. Géol. Suisse, Sér. géotech. 57.
- MORGENTHALER, H. (1921): Petrographisch-tektonische Untersuchungen am Nordrand des Aarmassivs. – Eclogae geol. Helv. 16/2, 179–217.
- MÜLLER, C. (1969): Volksmedizinisch-geburtschilfliche Aufzeichnungen aus dem Löttschental. – Berner Beitr. Geschichte Med. Natw. [N.F.] 3.
- MÜLLER, F., CAFLISCH, R. & MÜLLER, G. (1976): Firn und Eis der Schweizer Alpen. Gletscherinventar. – Publ. geogr. Inst. ETH 57, 57a.
- NIGGLI, E. (1973): Metamorphic Map of Europe 1: 1 000 000, Sheet 17: Metamorphic Map of the Alps. – Subcomm. Cartogr. metamorphic Belts World, Leiden / UNESCO, Paris.
- (1978): Metamorphic map of the Alps 1: 1 000 000, Explanatory text. – Subcomm. Cartogr. metamorphic Belts World, Leiden / UNESCO, Paris.
- NIGGLI, P., KOENIGSBERGER, J. & PARKER, R. L. (1940): Die Mineralien der Schweizer Alpen. – Wepf, Basel.
- NIGGLI, P., QUERVAIN, F. DE & WINTERHALTER, R. U. (1930): Chemismus schweizerischer Gesteine. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 14.
- OBERSCHUIR (1909): Die Bleierzlagerstätten von Goppenstein im Löttschental. – Berg- u. hüttenmänn. Rdsch. (Kattowitz) 5/22.
- OGI, H. (1970): Die Molybdänglanzvorkommen im Baltschiedertal / Les gisements de molybdénite du Baltschiedertal. – Schweizer Strahler 1, 17–23.
- PARKER, R. L. (1954): Die Mineralfunde der Schweizer Alpen. – Wepf, Basel.
- PETERS-KÜMMERLY, B. E. (1973): Untersuchungen über Zusammensetzung und Transport von Schwefelstoffen in einigen Schweizer Flüssen. – Geographica helv. 28/3, 137–151.
- POOLE, J. H. J. (1920): The Radium Content of the Rocks of the Loetschberg Tunnel. – London, Edinburgh and Dublin Phil. Mag. and J. Sci. (6), 40 (238), 466–471.
- QUERVAIN, F. DE (1984): Gesteinsarten an historischen Bau- und Bildwerken der Schweiz: Aufzeichnungen 1954–1983. Bd. 8: Tessin, Wallis. – Inst. für Denkmalpflege ETH Zürich.
- QUERVAIN, F. DE & FRIEDLAENDER, C. (1942): 1. Nachtrag zu Chemismus schweizerischer Gesteine. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 20.
- QUERVAIN, F. DE & JENNY, V. (1956): 2. Nachtrag zu Chemismus schweizerischer Gesteine. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 34.
- RAUMER, J. F. VON (1984): The External Massifs, relics of Variscan Basement in the Alps. – Geol. Rdsch. 73/1, 1–31.
- REIMANN, H. (1984): Vom Wolfram und von Schweizer Wolframvorkommen. – Schweizer Strahler 6/11, a13–a14.
- ROLLIER, L. (1909): Sur le tunnel du Löttschberg, côté de Kandersteg (Alpes Bernoises). – Mém. Soc. Emul. Jura (Lons-le-Saunier).
- ROSIER, G. (1929): Sur une mylonite granitique de la Baltschiederlücke (massif du Bietschhorn). – C. R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève 46/1, 58–60.
- (1931): Contribution à la géologie de l'Aletschhorn. – Eclogae geol. Helv. 24/1, 83–124.

- ROSSI, H. (1949): Zur Geschichte der Walliser Bergwerke. – Bl. aus d. Walliser Gesch. 10, 291–379.
- RÜTIMEYER, L. (1919): Zur Geschichte der Topfsteinbearbeitung in der Schweiz. – Arch. suisses Anthropol. gén. 3/2–4, 228–270.
- RUTISHAUSER, H. (1973a): Die quantitative Erfassung von Migmatiten im Aufschlussbereich (Erläutert am Beispiel des Lauterbrunner Kristallins). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 53/1, 99–124.
- (1973b): Die historische Entwicklung der Ansicht über die Entstehung des Lauterbrunner Kristallins (Aarmassiv). – Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.] 30, 63–85.
- (1973c): Die Beziehungen zwischen dem Lauterbrunner Kristallin und dem Gasterntal-Granit. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 53/3, 472–474.
- RUTISHAUSER †, H. & HÜGI, TH. (1978): Der Kontakt zwischen Gasterntal-Granit und Lauterbrunner-Kristallin im Gasterntal (Aarmassiv, Schweiz). – Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.] 35, 1–53.
- RYKART, R. (1973): Der Blei-Zinkerzbergbau bei Goppenstein. – Schweizer Strahler 3/3, 128–130.
- SALATHÉ, R. H. (1961): Die stadiale Gliederung des Gletscherrückganges in den Schweizer Alpen und ihre morphologische Bedeutung. – Verh. natf. Ges. Basel 72/1, 137–231.
- SALOMON, W. (1909): Der Einbruch des Lötschbergtunnels. – Verh. nathist.-med. Ver. Heidelberg [N.F.] 10/1 (1910), 1–6.
- SCHAUFELBERGER, F. (1984): Vom Wolfram und von Schweizer Wolframvorkommen. – Neue Zürcher Ztg. 205/119 (23. Mai 1984).
- (1986): Prospektion auf Molybdän und Wolfram – Zusammenfassung der Arbeiten 1969–1983 im Gebiet des Alpuhorns (VS). Proj. Schweiz. Nationalfonds 2.568-0.84. – Unpubl. Bericht schweiz. Nationalfonds u. Schweiz. geotech. Komm. / SGD.
- SCHENKER, F. (1986): Spätprä-äozoischer saurer Magmatismus und Beckenbildung im Aarmassiv unter kompressiver Tektonik. – Unpubl. Diss. Univ. Bern.
- SCHENKER, M. (1965): Neuere Beobachtungen über das Auftreten und die Ausdehnung der Molybdänglanzvorkommen im Baltschiedertal (Wallis). – Eclogae geol. Helv. 58/1, 423–441.
- SCHLÄPPI, E. (1980): Geologische und tektonische Entwicklung der Doldenhorn-Decke und zugehöriger Elemente. – Diss. Univ. Bern.
- SCHMID, O. (1981): Lawinenschutzgalerie «Blötza» Blatten. Geologischer Bericht. – Service des ponts et chaussées, Sion. / SGD.
- SCHMIDT, C. (1911): Le tunnel du Lötschberg. – C. R. somm. Soc. géol. France 5, 51–55.
- SCHMIDT, C. & BUXTORF, A. (1909a): Note géologique sur le Côté Nord du Tunnel du Lötschberg. In: Rapport de la commission des experts désignés par l'entreprise générale du chemin de fer des Alpes bernoises pour donner un avis sur la continuation des travaux du tunnel du Lötschberg (2^{ème} Annexe). – Archiv BLS.
- (1909b): Bericht über die Schürfungen bei Staldi-Brandhubel im Gasterntal. – SGD.
- SCHMIDT, C. & KREBS, J. (1918): Geologischer Bericht über das Carbonvorkommen von Ferden im Lötschental. – SGD.
- SCHMUTZ, L., BELLWALD, W. & BACHMANN, A. (1982): Das Bleibergwerk Goppenstein: Lagerstättenkunde, Geschichte, Technik. – Minaria helv. 2, 24–47.
- SCHNEIDER, T. R. (1975): BLS Berner Alpenbahn-Gesellschaft. Station Goppenstein, Ausbau der Autoverladerampe, Geologisches Gutachten 344a. – Archiv BLS.
- SCHROETER, J. (1938): Über neuere Mineralvorkommen im oberen Lötschental (Kanton Wallis) und ihre Paragenesis. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 18/2, 461–472.
- SCHULTZE, W. (1889): Der Petersgrat im Berner Oberland und die Tradition über früher begangene, jetzt vergletscherte Schweizer Hochpässe. – Mitt. dtsh. österr. Alpenver. [N.F.] 5/ 10, 117–121.
- SEEBERGER, M. (1973): Die Giltsteinofenmacher. – Schweiz. Ges. für Volkskd., Abt. Film, Reihe Altes Handwerk 34.

- STALDER, H., 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.
- (1968): Die alpidischen Strukturen in den Zentralen Aaregraniten des westlichen Aarmassivs. – *Eclogae geol. Helv.* 61/1, 19–48.
- (1984a): Geologie der Aletschregion (VS). – Bull. Murithienne, Soc. valais. Sci. nat. 101 (1983), 135–154 (ebenfalls Bull. Géol. Lausanne 276).
- (1984b): Structures de déformations tertiaires dans les Alpes centrales (transversale Aar–Simplon–Ossola). – *Eclogae geol. Helv.* 77/1, 55–100.
- STECK, A. & HÜGI, TH. (1970): Das Auftreten des Molybdänglanzes im westlichen Aarmassiv und Molybdängehalte von Gesteinen der gleichen Region. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 50/2, 257–276.
- STILLE, P. & TATSUMOTO, M. (1985): Precambrian tholeiitic-dacitic rock-suites and Cambrian ultramafic rocks in the Pennine nappe system of the Alps: Evidence from Sm–Nd isotopes and rare earth elements. – *Contr. Mineral. Petrol.* 89, 184–192.
- STRECKEISEN, A. (1974): Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. – *Geol. Rdsch.* 63/2, 773–786.
- STUDER, B. (1851): Geologie der Schweiz (Bd. 1). – Stämpfli & Schulthess, Bern/Zürich.
- SWIDERSKI, B. (1919): La partie occidentale du massif de l'Aar entre la Lonza et la Massa. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 47/1.
- TAVEL, H. VON (1937): Stratigraphie der Balmhorngruppe mit Einschluss des Gemmpasses (Berner Oberland). – Mitt. natf. Ges. Bern 1936, 43–120.
- TAYLOR, CHR. (1976): Tectonic Studies at the SW End of the Aar Massif, Switzerland. – Unpubl. Ph. D. thesis, Luton College of Technology (England).
- TAYLOR, G. (1987): The Tectonics of the mainly mesozoic cover of the western end of the Aar Massiv. – *Eclogae geol. Helv.* (im Druck).
- TIEBEL, R. (1902): Die Bergwerks-AG zu Gampel. – Denkschrift, Berlin.
- TRUNINGER, E. (1911a): Kontaktmetamorphe Erscheinungen im westlichen Teil des Aarmassivs (Gasterenmassiv). – *Eclogae geol. Helv.* 11/4 (1910), 484–496.
- (1911b): Geologisch-petrographische Studien im Gasterenmassiv. – Diss. Univ. Bern (ebenfalls Mitt. natf. Ges. Bern 1911 (1912), 18–116).
- TRÜMPY, R. (1980): Geology of Switzerland, a guide-book. Part A: An Outline of the Geology of Switzerland. – Schweiz. geol. Komm. (Wepf, Basel/New York).
- TURNAU, V. (1906): Beiträge zur Geologie der Berner Alpen. I. Der prähistorische Bergsturz von Kandersteg. 2. Neue Beobachtungen am Gasteren-Lakkolith. – Diss. Univ. Bern (ebenfalls Mitt. natf. Ges. Bern 1906 (1907), 1–46).
- VOLMAR, FR. (1938): Die Lötschbergbahn. Deren Gründungsgeschichte. – Pochon-Jent, Bern.
- WENGER, C. (1983): Mineralogisch-petrographische Untersuchungen im Val Pirocca (Malcantone). Scheelit-Prospektion im Sottoceneri und Untersuchungen der Scheelitvorkommen. – Unpubl. Lizentiatsarb. Univ. Bern.
- (1987): Scheelitvorkommen im Sottoceneri (schweiz. Südalpen). Allgemeines zur Geochemie und Lagerstättenkunde des Wolframs. – Unpubl. Diss. Univ. Bern.
- WENGER, R. & HÖGL, (1968): Molybdän als Spurenelement in unserer Ernährung. I. Mitt.: Molybdän in Gewässern, Gesteinen und Böden. – Mitt. aus dem Gebiet der Lebensmitteluntersuchung und Hygiene 59/6, 525–545.
- WENK, E. (1963): Zur Definition von Schiefer und Gneiss. – N. Jb. Mineral. [Mh.] 1963/5, 97–107.
- WINTERHALTER & SCHNEIDER (1968): Kraftwerke Lötschental, Stufe Ferden–Rhone. Geologisches Gutachten [der Sperrstelle Ferden] Nr. 194h. – Archiv Lonza AG, Basel.

- WOODTLI, R. (1983): Le projet uromine: reconnaissance minière au Valais. – Bull. Murithienne, Soc. valais. Sci. nat. 100, 21–32.
- (1985): Projet Uromine (revue des résultats). – Minaria helv. 5, 70–80.
- WOODTLI, R. avec la collaboration de: BUGNON, CH., DELLA VALLE, G., ESCHER, A., GEX, P., GREBERT, Y., IMFELD, N.J., JAFFE, F., LAVANCHY, J.C., MORITZ, R., PFEIFFER, H.R., VON RAUMER, J., SARTORI, M. & THIERRIN, J. (1985): Projet UROMINE, Recherches minières exécutées au Valais par les Universités de Lausanne, Fribourg et Genève. Rapport final au Fonds national Suisse de la recherche scientifique, Bern (Manuscrit).
- WÜTHRICH, H. (1963): Rb–Sr–Altersbestimmungen an Gesteinen aus dem Aarmassiv. – Eclogae geol. Helv. 56/1, 103–112.
- (1965): Rb–Sr–Altersbestimmungen am alpin metamorph überprägten Aarmassiv. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 45/2, 875–971.
- ZGRAGGEN, P. (1975): Petrographische Untersuchungen im Altkristallin der Lauchernalp (NW Aarmassiv, Lötschental), insbesondere an Serpentiniten und verwandten Gesteinen. – Unpubl. Lizentiatsarb. Univ. Bern.
- ZWAHLEN, P. (1986): Die Kandertal-Störung, eine transversale Diskontinuität im Bau der helvetischen Decken. – Unpubl. Diss. Univ. Bern.

GEOLOGISCHE KARTEN

(mit Topographie)

a) *Herausgegeben von der Schweizerischen Geologischen Kommission:***Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200 000**

Blatt 6 Sion, 1942 (mit Erläuterungen).

Geologische Karte der Schweiz 1:100 000

Blatt XVIII Brieg-Airolo, 1885.

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000 (angrenzende Blätter)

Blatt 473 Gemmi (Nr. 32), 1956 (von H. FURRER et al.).

Geologische Spezialkarten

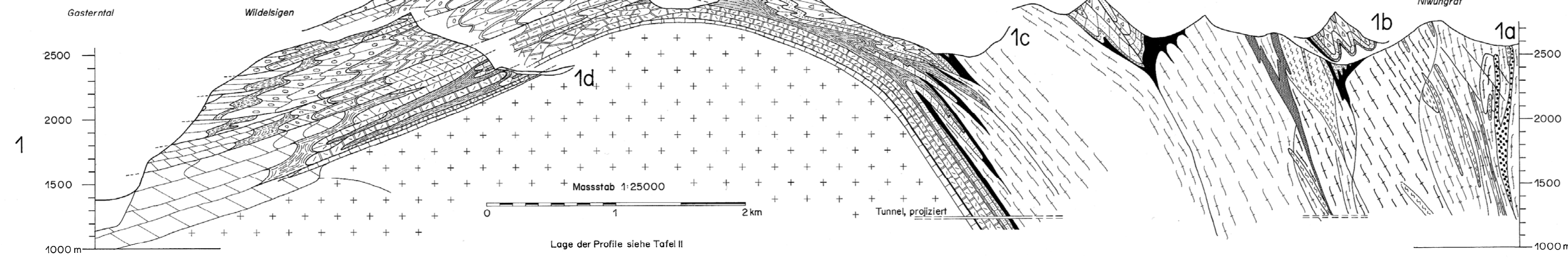
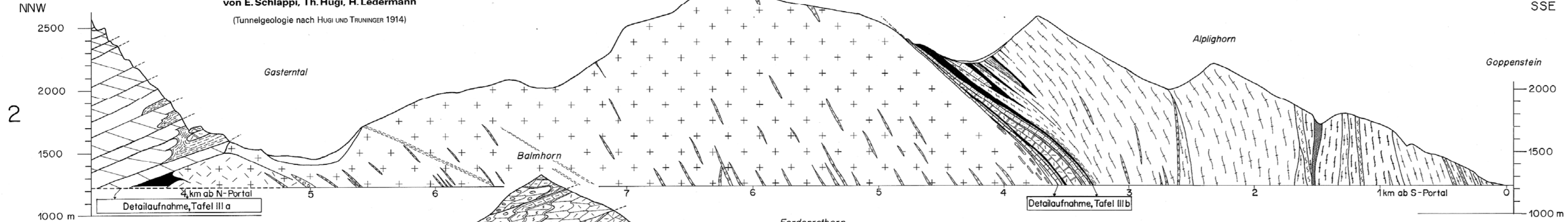
- Nr. 60 Carte géologique des Hautes-Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander, 1:50 000, 1910 (par M. LUGEON).
- Nr. 89 Carte géologique de la partie occidentale du massif de l'Aar (entre la Lonza et la Massa), 1:50 000, 1919 (par B. SWIDERSKI).
- Nr. 98 Geologische Karte der Blümlisalpgruppe, 1:25 000, mit nördlichen Anschlüssen von H. ADRIAN, H. ALTHAUS, H. STAUFFER und unter Verwertung der Aufnahmen von A. BUXTORF, 1925 (von J. KREBS).
- Nr. 113 Carte géologique de la Chaîne de la Jungfrau, 1:25 000, 1928 (par L. W. COLLET & E. PAREJAS).

b) *Nicht von der Schweizerischen Geologischen Kommission veröffentlicht:***Publikationen seit 1880**

- BUXTORF, A.: Carte géologique de la partie inférieure de la vallée de Gastern, 1:50 000. Dans: SCHMIDT, C. & BUXTORF, A.: Note géologique sur la Côte Nord du Tunnel du Lötschberg. - 2^e annexe au Rapport de la Commission des Experts désignés par l'Entreprise générale du Chemin de fer des Alpes bernoises pour donner un avis sur la continuation des travaux du Tunnel du Lötschberg, 1909 (Pl. 1).
- BUXTORF, A.: Esquisse d'une carte de la distribution des formations quaternaires dans la vallée de la Kander, 1:50 000. Dans: SCHMIDT, C. & BUXTORF, A.: Note géologique sur le Côte Nord du Tunnel du Lötschberg. - 2^e annexe au Rapport de la Commission des Experts désignés par l'Entreprise générale du Chemin de fer des Alpes bernoises pour donner un avis sur la continuation des travaux du Tunnel du Lötschberg, 1909 (Pl. 3).
- KISSLING, E. & BALTZER, A.: Geologische Karte des Kantons Bern, 1:200 000. - Schmid, Francke & Co., Bern, 1889.

Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Lötschental (I)

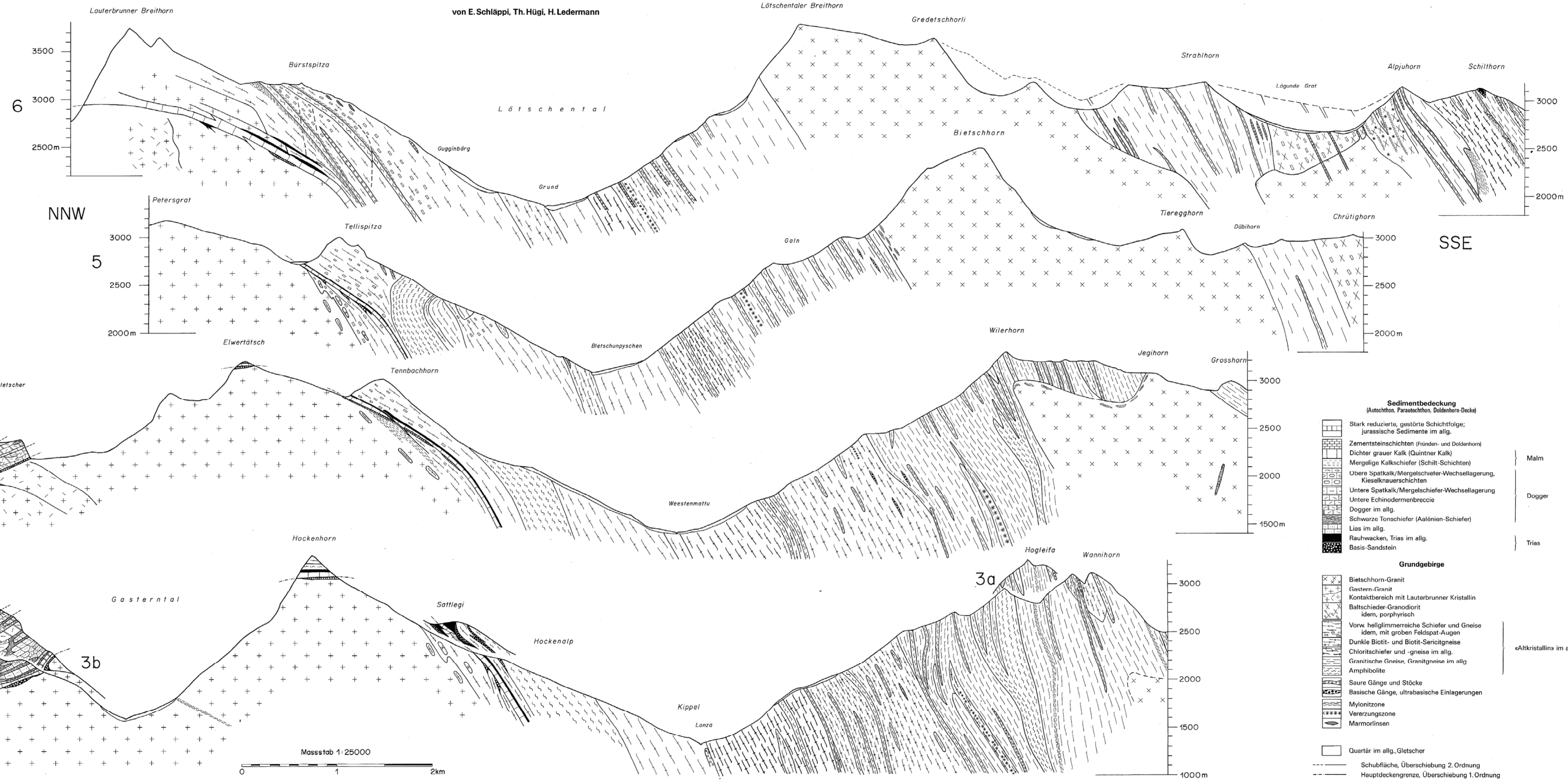
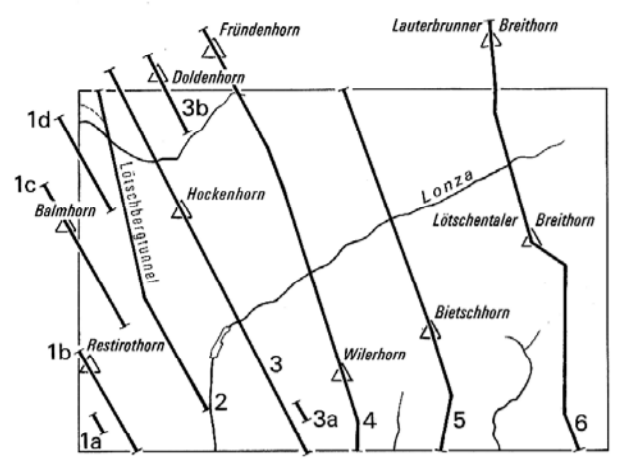
von E. Schläppi, Th. Hügi, H. Ledermann
(Tunnelgeologie nach HUGI UND TRUNINGER 1914)



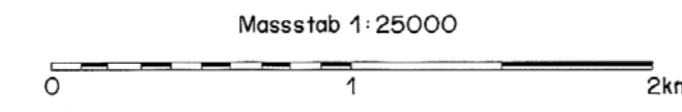
- Sedimentbedeckung**
(Autochthon, Parautochthon, Doldenhorn-Decke)
- Stark reduzierte, gestörte Schichtfolge; jurassische Sedimente im allg.
 - Dichter grauer Kalk (Quintner Kalk)
 - Mergelige Kalkschiefer (Schilt-Schichten)
 - Obere Spatkalk/Mergelschiefer-Wechsellagerung, Kieselknauernschichten
 - Untere Spatkalk/Mergelschiefer-Wechsellagerung
 - Untere Echinodermenbreccie
 - Dogger im allg.
 - Schwarze Tonschiefer (Aalénien-Schiefer)
 - Vorw. schiefrige Kalke («Toarcién»)
 - Kalksandsteine und Feinkonglomerate («Domérien»)
 - Spatkalke («Pliensbachien»)
 - Kalksandsteine («Lotharingien»)
 - Lias im allg. (Profile 1c und 1d)
 - Tonschiefer und Mergelkalke
 - Rauhewacken, Trias im allg.
- Grundgebirge**
- Karbon-Sedimente
 - Gastern-Granit
 - Kontaktbereich mit Lauterbrunner Kristallin
 - Vorw. hellglimmerreiche Schiefer und Gneise
 - Dunkle Biotit- und Biotit-Sericitgneise
 - Chloritschiefer und -gneise im allg.
 - Grobkörnige Chlorit-Albitgneise (Stritungrat)
 - Granitische Gneise, Granitgneise im allg.
 - Amphibolite
 - Saure Gänge
 - Basische Gänge, ultrabasische Einlagerungen
 - Mylonitzone
- «Altkristallin» im allg.**
- Quartär im allg., Gletscher
 - Schubfläche, Überschiebung 2. Ordnung
 - Hauptdeckengrenze, Überschiebung 1. Ordnung

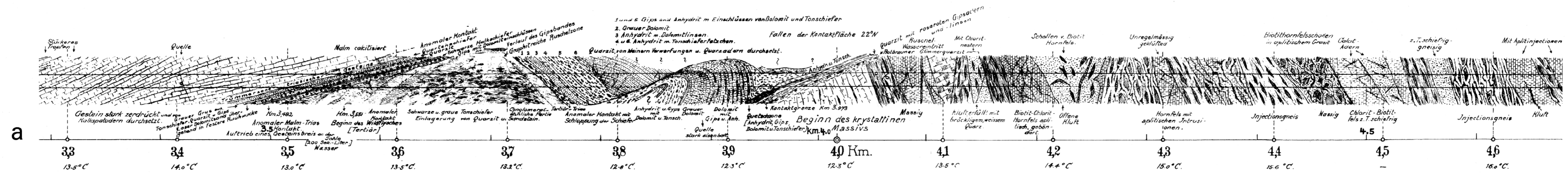
Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Löttschental (II)

von E. Schläpfi, Th. Hügi, H. Ledermann



- Sedimentbedeckung**
(Autochthon, Parautochthon, Doldenhorn-Decke)
- Stark reduzierte, gestörte Schichtfolge, jurassische Sedimente im allg.
 - Zementsteinschichten (Fründen- und Doldenhorn)
 - Dichter grauer Kalk (Quintner Kalk)
 - Mergelige Kalkschiefer (Schilt-Schichten)
 - Obere Spatkalk/Mergelschiefer-Wechsellagerung, Kieselknauernschichten
 - Untere Spatkalk/Mergelschiefer-Wechsellagerung
 - Untere Echinodermenbreccie
 - Dogger im allg.
 - Schwarze Tonschiefer (Aalénien-Schiefer)
 - Lias im allg.
 - Rauhwaeken, Trias im allg.
 - Basis-Sandstein
- Grundgebirge**
- Bietschhorn-Granit
 - Gastern-Granit
 - Kontaktbereich mit Lauterbrunner Kristallin
 - Baltschieder-Granodiorit idem, porphyrisch
 - Vorw. hellglimmerreiche Schiefer und Gneise idem, mit groben Feldspat-Augen
 - Dunkle Biotit- und Biotit-Sericitgneise
 - Chloritschiefer und -gneise im allg.
 - Granitische Gneise, Granitgneise im allg.
 - Amphibolite
 - Saure Gänge und Stöcke
 - Basische Gänge, ultrabasische Einlagerungen
 - Mylonitzone
 - Vererzungszone
 - Marmorlinsen
- Quartär im allg., Gletscher
- Schubfläche, Überschiebung 2. Ordnung
- Hauptdeckengrenze, Überschiebung 1. Ordnung





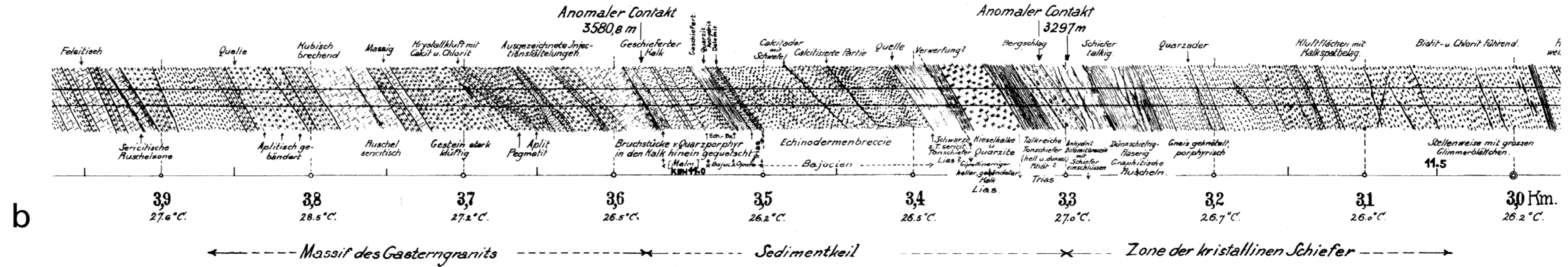
Überschiebungzone der Doldenhorn-Decke am Nordrand des Gastern-Massivs

Ausschnitte aus dem Profil der östlichen Tunnelwand

«Geologischen Längenprofils des Löttschbergtunnels von ca. 14536 m Länge»

Aufgenommen und gezeichnet durch Dr. E. Hugli und Dr. E. Truninger September 1914

Masstab für die Länge: 1:2000
 Masstab für Höhe und Breite: 1:400
 Reproduziert im Originalmasstab (Bauarchiv BLS-SGD)



Fortsetzung der Sattlegi-Synklinale: eingeschaltete, vorwiegend verkehrt liegende Sedimentabfolge zwischen Gastern-Massiv und Altkristallin des zentralen Teils des Aar-Massivs.