

# Geologischer Atlas der Schweiz Atlas géologique de la Suisse

1:25 000

Blatt:

**1308 St. Niklaus**

Topographie: Landeskarte der Schweiz 1:25 000

(Atlasblatt 71)

## Erläuterungen

verfasst von

PETER BEARTH

Mit 18 Textfiguren und 1 Tafelbeilage

1980

Herausgegeben von der Schweizerischen Geologischen Kommission  
Publié par la Commission Géologique Suisse

## VORWORT DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION

Mit Atlasblatt St. Niklaus findet die Reihe der von P. Bearth kartierten Walliser Hochgebirgsblätter – Zermatt (Nr. 29, 1953), Monte Moro (Nr. 30, 1954), Saas (Nr. 31, 1954), Randa (Nr. 43, 1964), Simplon (Nr. 61, 1972) – ihren Abschluss.

Im Jahre 1958 erhielt Professor Bearth von der Geologischen Kommission den Kartierungsauftrag für die beiden Blätter Simplon und St. Niklaus. Die Feldaufnahmen zum vorliegenden Blatt erstreckten sich über die Jahre 1959–1973; gleichzeitig erfolgten auch die Aufnahmen für Blatt Simplon (bis 1967) und des Silvretta-Kristallins auf Blatt Albula-pass (von 1964–1973).

Der Autor legte das Kartenoriginal anlässlich der Frühjahrssitzung der Kommission vor. Nach erfolgter redaktioneller Bearbeitung konnte es im Frühjahr 1976 als erstes Blatt dem von der Kommission neu angestellten Kartographen zur Bearbeitung übergeben werden. Verzögerungen, vor allem beim Bundesamt für Landestopographie, waren die Ursache dafür, dass das Blatt erst im März 1979 gedruckt werden konnte.

Auch die Herausgabe der vorliegenden Erläuterungen erlitt beträchtliche Verspätung, da unser Büro längere Zeit stark überlastet war.

Die Geologische Kommission spricht ihrem langjährigen Mitarbeiter Herrn Professor Bearth für seine Leistung ihren herzlichen Dank aus. Ebenso dankt sie allen denen, die Ergänzungen zu diesem Atlasblatt beigetragen haben, besonders den Herren Dres. F. Gilliéron (Bern), R. Dössegger (Zürich), W. H. Müller (Zürich) und H. Leu (Bern), welche Einsicht in ihre unveröffentlichten Originale gewährten, ferner dem Kantonslaboratorium für Lebensmittelkontrolle in Sitten sowie dem Ingenieurbüro A. & P. Bonvin, Visp, welche Angaben über Quellfassungen zur Verfügung stellten.

Basel, im September 1980

Für die Schweizerische Geologische Kommission

Der Präsident:

Prof. Dr. W. Nabholz

## INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort der Geologischen Kommission .....	2
Einleitung .....	4
Stratigraphie .....	5
Zone valaisanne mit Ophiolithen .....	5
?Jura – Kreide .....	5
Bernhard-Decke .....	6
Mischabel-Kristallin .....	6
Paläozoikum .....	6
Unterer Lappen von Stalden und Lappen von Visperterminen ...	16
?Permo-Karbon – Trias .....	17
Mulde von St. Niklaus .....	18
?Permo-Karbon – Trias .....	18
Barrhorn-Serie und Permo-Karbon .....	19
?Karbon – Trias .....	21
Jura .....	22
Oberkreide – Tertiär .....	23
Obere Zermatter Schuppenzone .....	24
?Obertrias – ?Kreide .....	24
Quartär .....	25
Tektonik .....	29
Interne Struktur des Kristallinkörpers .....	29
Deformation und Kristallisation .....	30
Mylonit- und Ruschelzonen, Brüche und Klüfte .....	32
Der Untere Lappen von Stalden .....	33
Die Barrhörner .....	34
Metamorphose .....	36
Literaturverzeichnis .....	37

## EINLEITUNG

Auf Blatt St. Niklaus sind ausschliesslich tektonische Einheiten der penninischen Zone vertreten. Den weitaus grössten Teil nimmt das prätriadische, polymetamorphe Kristallin der Mischabel (Bernhard-Decke) ein. Die «Mulde» von St. Niklaus trennt einen basalen Teil dieses Kristallins, den sogenannten Oberen Lappen von Stalden, von der Hauptmasse. Lithologisch deutlich verschieden von diesen Kristallinmassen sind die vermutlich permo-karbonen Serien des Unteren Lappens von Stalden und desjenigen von Visperterminen, die wir ebenfalls zur Bernhard-Decke stellen. Sie sind durch einen Flysch-Ophiolith-Keil voneinander getrennt.

Als Rest der ursprünglichen Sedimentbedeckung der Bernhard-Decke wird die Serie der Barrhörner mitsamt ihrer oberpaläozoischen Unterlage betrachtet. Der Kontakt mit dieser Unterlage ist tektonisch; die ganze Serie ist verschuppt und verfaltet.

Auf der Barrhorn-Serie liegen klippenförmige Erosionsrelikte einer höheren Bündnerschiefer-Ophiolith-Decke, getrennt durch einen Überschiebungshorizont. Paläogeographisch gesehen sind diese Klippen Reste der südpenninischen (piemontesischen) Zone, während die Barrhorn-Serie und wohl auch Teile der Mulde von St. Niklaus zur mittelpenninischen Schwellenfazies gehören. Dem nordpenninischen (Walliser) Trog werden Flysch und Ophiolithe des vorderen Vispertales zugewiesen.



## STRATIGRAPHIE

### ZONE VALAISANNE MIT OPHIOLITHEN

#### ? Jura – Kreide

##### **T      Talk-Chloritschiefer**

Dieses S vom unteren Beiterbach bei Koord. 635.3/121.5 liegende Vorkommen ist von FEHLMANN (1919) und von WERENFELS (1924, S. 116–117) beschrieben worden. Es wurde schon früher zur Gewinnung von Ofenstein und 1919–1920 von Talk abgebaut. Der Kontakt Kalkschiefer/Ofenstein wird durch ein Chloritschieferband (½ m) gebildet.

##### **O<sub>p</sub>      Prasinite**

Sie bilden schmale hellgraue bis dunkelgrüne Lagen, die konkordant dem Flysch eingelagert sind. Die Zusammensetzung variiert sehr stark. Hauptkomponenten sind: Albit, Epidot, Klinozoisit, Pistazit, Orthit, Zoisit (selten), Chlorit und Aktinolith. Die meisten führen auch Biotit (Pleochroismus: intensiv grün oder braun) und Calcit, selten Quarz. Akzessorien: Titanit, opakes Erz (z. T. Pyrit) und Apatit.

Die Prasinite am unteren Beiterbach liegen in der Fortsetzung der ebenfalls von WERENFELS (1924) beschriebenen «Variolithe» von Spiss, in welchen VUAGNAT (1947) Pillowformen zu erkennen glaubte. Solche beschrieben DIETRICH & OBERHÄNSLI (1975) aus Prasiniten von Visp.

Von den Prasiniten des Unteren Lappens von Stalden (vgl. S. 17) lassen sich die mesozoischen nur durch die Verbandsverhältnisse unterscheiden.

##### **f'      Flysch calcaréo-gréseux**

Diese zwischen dem Unteren Lappen von Stalden und demjenigen von Visperterminen eingeschobenen Kalkglimmerschiefer zeigen z. T. kalkige, z. T. schwarze, phyllitische Lagen. Sporadisch Einschaltungen von schwarzem Albit. Nach BURRI (1979) handelt es sich bei diesen Gesteinen um Vertreter der Couches de St-Christophe der Zone valaisanne.

## BERNHARD-DECKE

### MISCHABEL-KRISTALLIN

#### Paläozoikum

Dieser polymetamorphe, paläozoische Komplex umfasst Paragneise und -schiefer, Amphibolite und Orthogneise verschiedener Art. Zwischen Simplon und dem Val d'Anniviers bildet dieser Komplex die Hauptmasse der Bernhard-Decke.

#### AE      Eklogitamphibolite

Bei dem auf der Karte (Koord.: 629.5/120.2) angegebenen Gestein ist der reichlich vorhandene, 1–2 mm grosse Granat in einer teilweise deformierten, feinen Diablastik eingebettet. Pyroxen fehlt; Rutil ist reichlich vertreten. Auch in einem anderen, sehr feinkörnigen, rutilreichen Eklogitamphibolit von Pt. 2489 W vom Zungenende des Brunegg-Gletschers liegt der Granat in einem geregelten diablastischen Gefüge. Dieses Gestein stimmt mit einem Eklogitamphibolit aus dem von GILLIÉRON (1946) erwähnten Metabasit des Frilitälli (westlich Turtmanntal, Blatt 1307 Vissoie) überein. Der hier schlierenartig in den Amphiboliten auftretende Eklogit (Granat, blassgrüner Omphazit + Hornblende<sup>I</sup> ?) zeigt lokal Umwandlung von Granat in Hornblende<sup>II</sup> + Epidot, von Omphazit in Hornblende<sup>II</sup> – aber keine Diablastik.

Ein Teil der Amphibolite ist sicher eklogitogen. Der hohe Rutil- und Titanitgehalt dieser Gesteine spricht für ihren Orthocharakter.

#### Am      Amphibolite

Die meisten Amphibolite bilden Linsen (Boudins) oder Lagen von geringer Mächtigkeit (selten >1 m) und Ausdehnung, welche konkordant in die Paragesteine eingelagert sind. Ihr Hauptverbreitungsgebiet sind das Jung- und das Turtmanntal sowie das Törbeltälli und deren Umrahmung. Grössere Körper findet man E Gruben (Grüobustafel) und N Niggelingu, ferner im obersten Ginalstal und im Oberen Stalder Lappen zwischen Kalpetran und Törbel.

Sehr häufig zeigen die Amphibolite eine Bänderung im cm- bis m-Bereich. Die einzelnen Lagen können sich sowohl in Korngrösse wie Zusammensetzung unterscheiden. Oft werden sie von hellen hornblende- und granat- oder epidotführenden Gneisen oder von feinkörnigen, aplitartigen Quarz-Albitgneisen begleitet, dies vor allem im vorderen Turtmanntal. Lagenweise treten auch Epidotide im Verband mit Amphiboliten auf. Bei Emdb findet man im Hangenden der Amphibolite einen

feinkörnigen, magnetitreichen Albitgneis mit Neubildungen von Hellglimmer und grünem Biotit (Pseudomorphosen nach Hornblende). Die Kontakte Amphibolit/Nebengestein sind immer scharf.

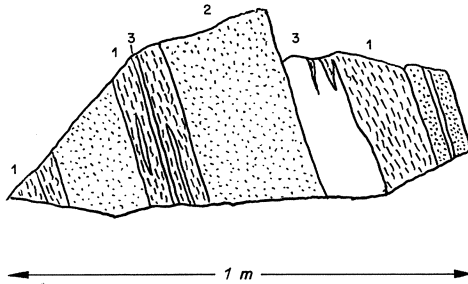


Fig. 1: Verbandsverhältnisse Amphibolit/Zweiglimmergneis; Ritzuegg (Pt. 2976) S Gröbttäli (Turtmannthal). 1 = Amphibolit, 2 = Zweiglimmergneis, 3 = idem, leukokrat.

*Mineralbestand:* Quarz, Albit, Hornblende, Aktinolith, Glaukophan, Zoisit, Epidot, Klinozoisit, Pistazit, Granat, Hellglimmer, Biotit, Chlorit, Karbonat, Magnetit, Ilmenit, Hämatit, Rutil, Titanit, Turmalin.

In den meisten Amphiboliten ist die z. T. streng geregelte Hornblende von parallel s gelängten, hellen Flecken begleitet, die aus einem mit Sericit-Zoisit-(oder Epidot-)Mikrolithen gefüllten Albit-Einkristall oder -Aggregat bestehen, wahrscheinlich Zerfallsprodukte des Plagioklas eines älteren (herzynischen ?) Metamorphose.

Nur in einem Falle konnten sichere Relikte einer früheren Plagioklasgeneration festgestellt werden. Es handelt sich um ein relativ grobkörniges (gabbroides ?) Gestein aus dem Saastal, östlich Zeneisten (Koord.: 635.8/116.25). Dieses titanreiche Gestein besteht aus grüner, teilweise idiomorpher Hornblende, aus zersetztem Plagioklas und braunrotem Biotit. Der Plagioklas ist von einem dichten Filz von Klinozoisit-Mikrolithen erfüllt, doch ist die frühere Zwillinglamellierung z. T. noch gut erkennbar. Relikte der ehemaligen Paragenese sind wahrscheinlich auch Hornblende und der z. T. chloritisierte Biotit. Neubildung von Quarz, (wenig) Albit, Klinozoisit und Phengit.

Unter Berücksichtigung dieser Deutung ergibt sich die folgende Einteilung dieser Gesteine:

- Epidot- oder (seltener) Zoisit- und Granatamphibolite
- «Plagioklas»amphibolite
- Hornblendeführende «Plagioklas»gneise ± Granat und Epidot
- Biotit und Biotit-Hellglimmer führende Amphibolite

Die Amphibolite zeigen randlich und im stark tektonisierten Bereich Umwandlung in Albit-Epidot-Chlorit-Aktinolithschiefer  $\pm$  Sericit und in Quarz-Epidot-Chloritschiefer  $\pm$  Karbonat.

Glaukophan wurde nur in einem Amphibolit am Nordgrat von Pt. 3248.2 (zwischen Wasu- und Sparruhorn) auf Kote 2900 m gefunden. Er ist hier z.T. in blaugrüne Hornblende umgewandelt. Granat ist oft zerrissen und in Chlorit, Epidot und Hornblende umgewandelt. Epidot (z.T. auch Pistazit) ist in Zeilen angeordnet, ebenso der häufig von Hellglimmer begleitete Biotit (braun). Sämtliche Amphibolite sind rutil- und/oder titanitreich. Rutil, z.T. als gepanzertes Relikt in Granat, ausserhalb (teilweise oder ganz) in Titanit umgewandelt. Apatit kann in seltenen Fällen eine überdurchschnittliche Anreicherung erfahren, ebenso Magnetit, seltener Ilmenit oder Hämatit. Vom Wannehorn stammt ein turmalinreicher Amphibolit.

#### **P<sub>M</sub>      Zweiglimmergneise und Chlorit-Muskowitschiefer und -gneise**

Die mächtige Masse der Paraserien des Mischabel-Kristallins besteht aus fein- bis mittelkörnigen Gneisen und Schiefen verschiedener Art, die auf der Karte nicht ausgeschieden werden konnten. Östlich der Matter Visp überwiegen die feinkörnigen sogenannten Hornfelsgneise, die mit Zweiglimmergneisen und -schiefern ( $\pm$  Granat) abwechseln. Diese Gesteine finden sich zwar auch im Westen der Matter Visp. Dominierend werden aber im Hangenden der Augengneise von Randa, im Jung- und im Turtmantal, neben Albit-Knotenschiefern und -gneisen vor allem die unten beschriebenen Chlorit-Hellglimmerschiefer mit Linsen und Lagen von Amphiboliten und Hornblendegneisen, die zusammen mit Muskowitpegmatiten den oberen Teil der Mischabel-Gneise bilden.

Hellglimmer kann sowohl Muskowit wie Phengit und Paragonit (selten) sein; vorherrschend scheint Phengit zu sein. Biotit, braun oder grünlich, ist oft gebleicht und in Chlorit umgewandelt. Feldspat (Albit) ist fast immer vorhanden; er bildet nicht selten grössere Porphyroblasten, oft auch Aggregate oder Einkristalle, die mit Sericit- und Zoisit-Mikrolithen gefüllt sind; wahrscheinlich Zerfallsprodukte von Plagioklas (siehe S.7). Quarz fehlt nie, Chlorit selten; dieser ist z.T. aus Biotit oder Granat entstanden. Epidot, opakes Erz (Magnetit, Ilmenit, Hämatit, Pyrit), Apatit, Titanit und Turmalin sind Akzessorien, doch können Magnetit und Ilmenit (seltener Hämatit) in einzelnen Fällen mehrere Vol.-% ausmachen, ebenso Karbonat und Chloritoid.

### Chlorit-Hellglimmerschiefer und -gneise ( $\pm$ Granat, $\pm$ Albit)

Diese Gesteine stellen auf Blatt St. Niklaus das Hauptelement der Paraserien im Hangenden des Augengneises von Randa dar. Sie sind also vor allem im Jung- und im Turtmanntal verbreitet und bilden hier zusammen mit den Amphiboliten und Pegmatiten eine lithostratigraphische Einheit, deren Zusammensetzung sich gegen Süden zu aber ändert (siehe BEARTH 1964). Westlich vom Turtmanntal wird der stark laminier- te und gefaltete oberste Abschnitt dieser Serie von verrucanoartigen, konglomeratischen und quarzitischen, permo-triadischen Metasedimen- ten überdeckt. Das Charakteristische dieser meist stark gefalteten Schie- fer sind cm-grosse, in *s* liegende Aggregate von Chlorit, die meist unscharf gegen grössere, silberglänzende Sericitflecken (z. T. Paragonit)



Fig. 2: Fältelung in granatführen- dem Chlorit-Hellglimmerschie- fer. A = Amphibolit, Q = Quarz.

abgegrenzt sind. Wo Chlorit deutlich begrenzte, gelängte Flecken bildet, ist er aus Granat entstanden, in andern Fällen geht er auch aus Biotit hervor, in den meisten ist die Herkunft nicht erkennbar. Die Mehrzahl dieser Gesteine führt auch in *s* eingeregelter Poikiloblasten von Albit, häufig mit feinen polysynthetischen Lamellen, die mit Zoisit oder Epidot und Sericit gefüllt sind und vermutlich durch Zerfall von Plagioklas entstanden sind. Auch hier wird der Albit vom Chlorit-Glimmergewebe umflossen, hat sich also nicht, wie das sonst häufig der Fall ist, postdeformativ auf Kosten desselben gebildet.

### Albit-Porphyroblastenschiefer (z. T. Knotenschiefer)

Die Knotenschiefer sind durch cm-grosse, augenförmige Albit-Porphyroblasten ausgezeichnet, die von einem Glimmergewebe (Muskowit, Biotit) umflossen werden. Der Albit zeigt polysynthetische Zwillingbildung und rotiertes Interngefüge aus Glimmer, Granat und Quarz. Der feinkörnige Granat ist oft ausschliesslich im Albit konzen-

triert. Wo eine zweite Generation Granat auftritt, ist sie grösser und bildet oft mit Muskowit oder Biotit gefüllte Atolle.

Diese Knotenschiefer sind in der Umgebung der Turtmann- und der Topalihütte (Distulgrat), also in der Unterlage der Barrhörner verbreitet, ebenso am Gigigrat, NW vom Furggwanghorn. Sie wurden von SIGG (1944) und HALM (1945) aus dem Turtmantal (Frilitäli) beschrieben.

Paragenetisch analoge Gesteine alternieren mit feinkörnigen Lagen, reich an Quarz, Albit und Chlorit. Sie zeigen gefaltete Phengitzüge mit grösseren Poikiloblasten von Albit, die das Glimmergewebe abschneiden und z. T. auflösen. Hier liegt eine bezüglich der Schieferung jüngere, bei den Knotenschiefern aber eine ältere Albitgeneration vor.

### **Granat-Glimmerschiefer**

Mit mm- bis cm-grossen Granaten, mit Biotit (braun), Phengit und einem mehr oder weniger grossen Anteil an den oben erwähnten Plagioklas-Pseudomorphosen.

### **Chloritoidführende Schiefer ( $\pm$ Staurolith)**

Die hier beschriebenen Gesteine stammen aus der wechselreichen, gefalteten Gneis- und Schieferzone zwischen Ze Briggeltinu und Ahorn (Saastal). Der Aufschluss am östlichen Pfeiler der Brücke, S vom erstgenannten Weiler, enthält Granat und Chloritoid führende Paragonitschiefer. Chloritoid tritt hier in zwei Generationen auf, einmal als Einschluss in Granat, wo er ein rotiertes Internegefüge bildet, und als jüngere Porphyroblasten in  $s_g$ , z. B. im Druckschatten von Granat. Hier ist er z. T. in Hellglimmer und Chlorit umgewandelt.

Ein ganz anderes Chloritoid führendes Gestein findet sich SE Ahorn (Koord.: 636.1/115.3). Chloritoid ist hier Bestandteil eines Turmalin führenden, biotitreichen Granat-Glimmerschiefers, in welchem er wirre, randlich sericitisierte Aggregate bildet. Diese Aggregate sind Pseudomorphosen nach Staurolith, von welchem in einem Dünnschliff noch Relikte gefunden werden konnten.

Makroskopisch zeigt dieses Gestein sehr grosse Übereinstimmung mit Granat und Staurolith führenden Glimmerschiefern des Grossen St. Bernhard, die mit Andalusit und Disthen führenden Schiefen in einer Zone auftreten, welche als Fortsetzung der Mischabel-Gneise zu betrachten ist (siehe Geologischer Atlas der Schweiz 1:25000, Bl. 33: Grand Saint-Bernard und BEARTH 1963).

### **Hornfelsartige, feinkörnige Gneise**

Feinkörnige, graue oder braune Zweiglimmergneise ( $\pm$  Granat), die mit gröberkörnigen Gneisen alternieren, welche cm-grosse, verboge-

ne Relikte von Muskowit, selten auch von Biotit führen. Ein sehr gutes Profil durch diese Serie ist am Wege zu sehen, der von Gspon südwärts nach Bord führt (siehe BEARTH 1973).

### Vererzungen

An verschiedenen Stellen des Mischabel-Kristallins kann man eine nicht näher untersuchte Vererzung (Pyritisierung) feststellen, so vor allem im Niggelingtälli bei Pt. 2661.1, wo das limonitisch verwitterte Erz an gebänderte, granatführende Zweiglimmergneise und Streifenamphibolite gebunden ist. Andere Vorkommen am Augstbordpass. Diese Vererzung ist vom selben Typus, wie die in den Amphiboliten am Grosskastel (Bl. Randa) beobachtete.

### Pg Muskowitpegmatite

Sie sind auf die amphibolitführende Zone beschränkt. Nirgends konnte ein Zusammenhang mit den Augengneisen nachgewiesen wer-



Fig. 3: Gefalteter Albitpegmatit an der Basis der Barrhorn-Nordwand, Pipjitalli.

den. Die vor allem im Jung- und im Turtmantal sehr häufigen, granat- und turmalinführenden Pegmatite erreichen selten mehr als 1 m Mächtigkeit. Sie sind immer stark deformiert, gefaltet und zerschert.

Neben Quarz ist verbogener, fein verzwilligter und reiner Albit Hauptbestandteil dieser Pegmatite. Er zerfällt z.T. in ein Aggregat isometrischer Körner, die mit Quarz ein mosaikartiges Pflaster bilden. Die bis zu mehreren cm grossen Muskowitpakete sind verbogen, zeigen Stauchung (Kinkbands) und sind z.T. zu feinem Sericit ausgewalzt. Auch der hellrote Granat und der seltenere Turmalin sind mechanisch zerlegt.

### Ap Aplitgänge, Aplitgneise

Aplitgänge findet man sowohl am Rande wie auch im Innern des Augengneises, hier z.T. diskordant, z.T. aber auch konkordant zur

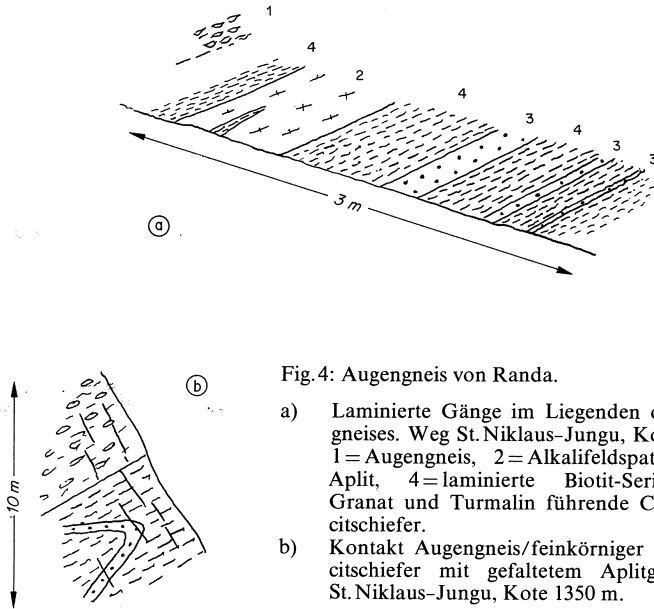


Fig. 4: Augengneis von Randa.

- a) Lamierte Gänge im Liegenden des Augengneises. Weg St. Niklaus-Jungu, Kote 1500 m. 1 = Augengneis, 2 = Alkalifeldspatgneis, 3 = Aplrit, 4 = lamierte Biotit-Sericitschiefer, Granat und Turmalin führende Chlorit-Sericitschiefer.
- b) Kontakt Augengneis/feinkörniger Biotit-Sericitschiefer mit gefaltetem Aplritgang. Weg St. Niklaus-Jungu, Kote 1350 m.

Stoffbänderung, stets aber geschiefert. Mineralien: Quarz, Mikroklin, Albit und Phengit ( $\pm$  Chlorit). Die aplitische Randfazies, die vor allem im Gebiete des Balfringletschers, am Grossen Bighorn und am Lammenhorn auftritt, hat analoge Zusammensetzung, ebenso die Aplitgneismasse im Embdtal. Wo diese Randfazies fehlt, findet man im Nebengestein, und zwar sowohl im Liegenden wie im Hangenden, konkordante aplitische Lagen oder Linsen, wahrscheinlich boudinierte Gänge.

Ein sehr schöner Kontakt ist am Wege St. Niklaus-Jungu (Kote 1500 m) aufgeschlossen, wo im Liegenden des Augengneises mehrere Aplite konkordant in stark lamierten, feinkörnigen Biotit-Sericit- und in Granat-Turmalin führenden Chlorit-Sericitschiefern eingelagert sind. Auch die Aplite zeigen hier eine kräftige, durch Rekristallisation überholte Lamination (siehe Fig. 4).

#### GO<sub>R</sub> Augengneis von Randa

Dieser aus der Gegend von Randa aufsteigende Gneiskörper erreicht unmittelbar südlich von St. Niklaus seine grösste Mächtigkeit, ca. 1000 m. Seine westwärts einfallende Unterlage wird hier durch die Mulde von St. Niklaus gebildet. Gegen Norden löst er sich in kleinere Züge auf, deren Fortsetzung an den Abhängen des Rhonetals, ob



Bürchen und Ergisch, verfolgt werden kann. Zwischen Matter- und Saastal streicht der Augengneis nordwärts in die Luft aus. Ein südlicher Ast verliert sich in den Paragneisen nördlich von Saas Fee.

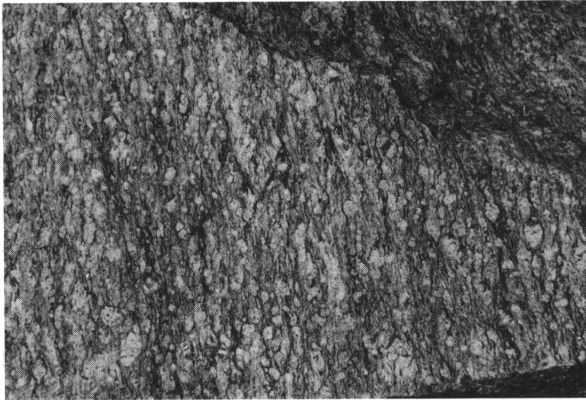


Fig. 5: Augengneis von Randa. Typische Ausbildung.

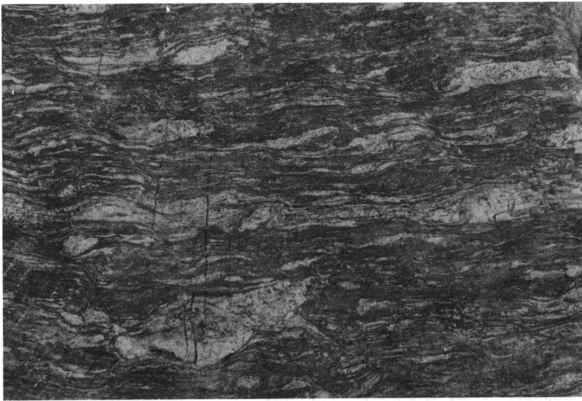


Fig. 6: Augengneis von Randa, laminiert (man beachte die Querrisse).

Die im Dach und am Nordrand in sichtbarer oder vermuteter Verbindung mit der Hauptmasse stehenden Augengneiszüge betrachten wir als genetisch zu ihr gehörend. Es besteht kein Grund, sie getrennt zu beschreiben.

Die Bezeichnung Augengneis ist summarisch und gilt genau genommen nur für den dominierenden Typus. Dieser wird von mittelkörnigen, homogenen und mehr oder weniger mächtigen Lagen begleitet,

auch von feinkörnigen, aplitischen, diese vor allem randlich. Streckenweise ist das Gestein inhomogen schlierig und führt Schollen von Paramaterial (siehe unten). Pegmatite fehlen, ebenso granitische (oder granitporphyrische) Strukturen.

Das charakteristische Gestein zeigt graue, in *s* abgeplattete,  $\pm$  gestreckte Porphyroklasten von Kalifeldspat in einem Grundgewebe von kleinen, makroskopisch oft dunkelgrauen Fragmenten von Mikroklin, von neugebildetem Quarz, Albit, Sericit,  $\pm$  Epidot und Chlorit. Als Pseudomorphosen nach Plagioklas werden grössere Porphyroblasten von Albit betrachtet, die einen mikrolithenreichen Kern mit Phengit und Zoisit umschliessen. Nur selten werden Relikte von braunem, z.T. gebleichtem Biotit<sup>1</sup> beobachtet. Der Sericit (Phengit) der Grundmasse entsteht z.T. bei der mechanischen Zerkleinerung von Muskowit, der teilweise in grösseren Schuppen noch erhalten ist. Grünlicher Biotit<sup>11</sup> ist randlich mit Phengit verwachsen. Akzessorien: Ilmenit, Pyrit, Titanit, Apatit und Calcit.

Der Kalifeldspat ist oft schlierenartig angereichert. Es handelt sich um perthitischen Orthoklas und um Mikroklin-Mikroperthit, oft mit randlicher Anwachsung von neugebildetem Mikroklin. Häufige Umwandlung in Schachbrett-Albit, der sich aus Perthit-Schnüren entwickelt. Albit bildet auch rundliche, unverzwillingte Blasten, entweder direkt aus Mikroklin oder auf dem Umweg über Schachbrett-Albit.

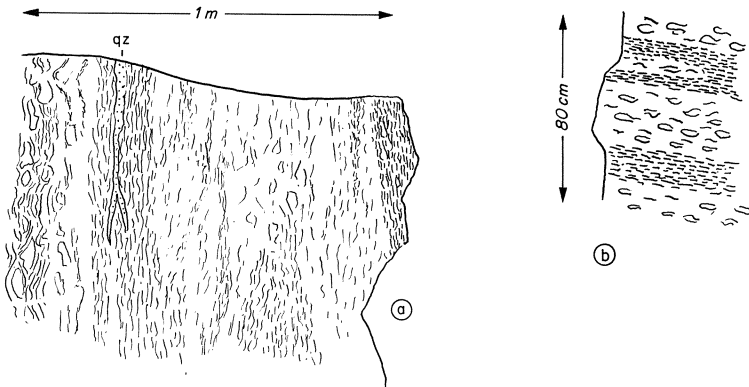


Fig. 7: Augengneis von Randa.

- a) Inhomogen-schlierige Partie des Augengneises. Alternierend glimmerreiche (gestrichelt) und feldspatreiche Schlieren. Block in Moräne des Färichgletschers. qz = Quarzader.
- b) Augengneis am Wege St. Niklaus-Jungu (Kote 1520 m): feinkörniger, glimmerreicher Gneis (gestrichelt) in grobfaserigem Gneis.

Die Porphyroklasten von Kalifeldspat sind gewöhnlich 1–3 cm, können aber bis dm gross werden. Vor allem die Augengneise, welche das vordere Jungtal queren, zeigen lagenweise solche  $\pm$  idiomorphe Riesenfeldspäte, ebenso ein Gneis von der Moosalp (Koord.: 629.7/121.8). Die Kalifeldspat-Kristalle sind in *s* eingeregelt und gestreckt. Die Streckungsachse parallel *B* ist nur schwach ausgeprägt, ausser in Fällen starker Deformation. In selektiv stark deformierten Partien können aber grosse Kalifeldspäte bis zu 50 cm langen, flachen Spindeln ausgewalzt werden. Risse werden durch Quarz, Albit  $\pm$  Calcit verheilt.

Lokal enthält der Augengneis erhebliche Mengen von Paramaterial, meist in Form dünner Platten, seltener von Schollen. Diese Einschlüsse bestehen aus feinkörnigem, hornfelsartigem Biotitgneis und zeigen alle Übergänge zu biotitreichem Augengneis. Diese Platten können im Dach der Augengneismasse sowohl westlich wie östlich vom Mattertal beobachtet werden, hier vor allem im Gebiete zwischen Ried- und Balfringletscher. Sie zeigen verschiedene Grade der Assimilation und der Kalifeldspat-Sprossung. Die wenig mächtigen Augengneiszüge im Dach der Hauptmasse, z.B. im Jung- und im Embdtal und am Grossen Bigerhorn haben bis faustgrosse Kalifeldspat-Augen in einer glimmerreichen Matrix. Hier kann es sich um nachträglich deformierte, im Paragestein gewachsene Porphyroblasten handeln.

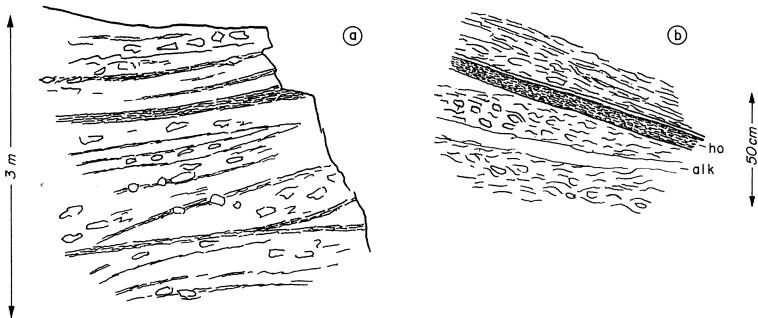


Fig. 8: Augengneis von Randa.

- a) Aufblätterung von Biotitgneis (gestrichelt) durch Augengneis. Gässi, NE Bordierhütte.
- b) *ho* = hornfelsartiger Biotitgneis in inhomogen-schlierigem Augengneis. *alk* = kalifeldspatreiche (alkalisyenitische) Schliere.

**Zusammenfassung:** Wir betrachten den Augengneis von Randa als einen alpin bald stärker, bald schwächer deformierten, strukturell und

stofflich heterogenen grobporphyrischen Intrusivgranit, der vor allem randlich von Gesteinen begleitet wird, die teils durch Assimilation von Paramaterial, teils durch Sprossung von Kalifeldspat in diesem entstanden sind. Nachintrusive, alpine Überprägung hat ehemalige Stoffdiskordanzen bis auf spärliche Reste zum Verschwinden gebracht und den lakkolithartigen Granitkörper flach gedrückt. Auf internen, stark laminierten Scherflächen wird der Augengneis in einen Quarz-Albitschiefer oder – in extremen Fällen – in einen Quarz-Sericitphyllit umgewandelt.

### **GO            Orthogneis des oberen Ginalstales (Metagranit)**

Graugrünes Gestein mit nur schwach ausgeprägter Schieferung. Helle Flecken von Quarz und subidiomorphem Mikroklin mit beginnender Schachbrett-Albitisierung in einer Grundmasse von Sericit, Phengit, etwas grünlichem Biotit und Albit. Akzessorisch Orthit, Rosetten von postkinematisch gewachsenem Stilpnomelan, Calcit, Leukoxen und Apatit.

### **UNTERER LAPPEN VON STALDEN UND LAPPEN VON VISPERTERMINEN**

Diese Einheiten werden hauptsächlich von monometamorphem *Permo-Karbon* gebildet. Diese stratigraphische Zuordnung ist hauptsächlich dadurch begründet, dass an der Basis der Serie, mit ihr verschuppt oder in sie übergehend, schmale Züge oberkarbonischer Sedimente auftreten, die in der Regel auch dem Kontakt mit dem polymetamorphen Kristallin der Mischabel (bzw. dem des Oberen Lappens von Stalden) folgen. Als Elemente aus dem Dach der Serie betrachten wir die mit ihr verschuppten permo-triadischen Gesteine der Mulde von St. Niklaus.

Im Unteren Lappen von Stalden sind keine Relikte einer voralpidischen Metamorphose gefunden worden. Wenn eine solche existiert hat, so muss sie jedenfalls schwächer gewesen sein als die alpidische.

Die Grenze zum Mischabel-Kristallin kann nicht überall eindeutig gezogen werden. Diese Unsicherheit ist z. T. eine Folge der oft kräftigen mechanischen Überprägung dieses Kontaktes und einer dadurch bedingten Konvergenz der Korngrößen und Paragenesen. Problematisch erscheint die Situation vor allem zwischen Törbel und Brunnen sowie am Milibach SW Stalden, wo das Kristallin ebenfalls stark laminiert und zerrüttet ist und graphitische Schiefer auch in demjenigen des Oberen Lappens von Stalden eingeschuppt sind.

## ? Permo-Karbon – Trias

### **h'                      Graphitphyllite, Psammitgneise, Quarzite und Konglomerate**

Das ?Oberkarbon umfasst schwarze, z. T. anthrazitführende graphitische Phyllite (N Gspon, Pt. 1870.5), graue Psammitgneise (oft mit Schmitzen schwarzer Phyllite, Quarzite und Konglomerate). Häufig sind auch dünne Lagen vom Typus Permo-Karbon ( $P_{SV}$ ) eingeschaltet, was dafür spricht, dass  $P_{SV}$  wenigstens z. T. oberkarbonisch sein könnte (siehe die ausführlichere Beschreibung in den Erläuterungen zu Blatt Simplon; BEARTH 1973).

### **$P_{SV}$                      Chlorit-Sericit-Albitgneise und -schiefer (? Permo-Karbon)**

Vorherrschend sind (karbonatführende!) Sericitphyllite, Sericit-Albitschiefer, Sericit-Chlorit-Albitgneise und -schiefer mit Lagen karbonatführender Prasinite ( $\pm$  Biotit) und Ovardite. Seltener sind sericit- und chloritführende Quarzite und polygene Konglomerate mit Karbonat-, Quarzit- und Gneiskomponenten (Flüe, E Staldenried).

Die Gesteine sind durchgehend feinkörnig und fast immer karbonatführend. Das Karbonat ist in der Regel dispers verteilt, kann aber auch in dünnen Lagen angereichert sein. Z. T. handelt es sich um Calcit, z. T. aber auch um ein unter Ausscheidung von Limonit gebildetes eisenschüssiges Karbonat. Auf Kote 960 m am Wege Stalden–Unnerflie (Blatt Raron) ist eine max. 30 cm dicke Marmorlage aufgeschlossen. An zwei Stellen, im Rutschgebiet von Staldenried und am Wege Stalden–Unnerflie, wurden schmale (40–70 cm), linsenförmige Einlagerungen eines aplitischen, völlig weissen und feinkörnigen Gesteines gefunden, das aus Quarz, Albit und Kalifeldspat (+ Sericit) besteht. Die Herkunft dieser Aplite ist nicht bekannt. Ein Zusammenhang mit dem Augengneis von Randa wäre denkbar, konnte aber nicht nachgewiesen werden.

### **$t'_q$                      Quarzite $t'_m$                      Dolomit und Rauhwacke**

An der Felskante zwischen den beiden Zuflüssen des Beiterbaches bei Studersäldolt findet man in einem schmalen, stark zerrütteten Zug Dolomit- und Kalkmarmor, verschuppt mit karbonatführendem Quarzit, mit Prasinit und Graphitschiefer. Diese tektonische Mischzone trennt den nordpenninischen Flysch vom Kristallin des Unteren Lappens von Stalden.

## MULDE VON ST. NIKLAUS

### ? Permo-Karbon – Trias

Die Gesteine dieser «Mulde» sind auf der Karte teils als untertriasische Quarzite ( $t'_q$ ), teils als Perm ( $p$ ,  $p_{ph}$ ) und ?Permo-Karbon ( $P_N$ ) ausgeschieden. Tatsächlich spielen quarzitisches Gesteine im ganzen Bereich der Mulde eine grosse Rolle, doch sind die für die untere Trias charakteristischen reinen Quarzite selten. Die Zuordnung zur Trias stützt sich auf den spärlichen Rest von Dolomit und Rauhwacke ( $t'_m$ ), der den verrucanoartigen Quarzit der Fluh südlich von St. Niklaus (Flüe-Balmu) überlagert. Dies ist das einzige Vorkommen karbonatischer Gesteine in der Mulde. Möglicherweise ist diese Fluh als Ganzes abgesackt, also nicht anstehend.

Für die Zugehörigkeit der Gesteine der Mulde von St. Niklaus zum Perm sprechen:

- Die grob- bis feinkonglomeratische Ausbildung der meisten Quarzite, die häufig auch limonitisch anwitterndes Karbonat führen.
- Die Assoziation mit chloritoid- und/oder karbonatführenden Phylliten E und NE St. Niklaus, sowie die analogen Vorkommen S vom Eistbach, am und ob dem Fussweg, der von der Hannigalp nach Saas Fee führt (z.B. beim Roten Biel). Zum selben Verband gehören auch karbonatführende Chlorit-Sericitschiefer, Chlorit-Sericit-Albitschiefer und Chlorit-Albitschiefer ( $P_N$ ). Gesteine, die lithologisch denjenigen des Unteren Lappens von Stalden ( $P_{SV}$ ) entsprechen, also zu dieser vermutlich permo-karbonen Serie gehören. Das vereinzelte Vorkommen ?karboner Graphitschiefer S Grossberg (Koord.: 629.1/116.9) passt gut in dieses Bild.
- Wie oben erwähnt fehlen reine Quarzite oder sind selten. Immer führen die quarzitisches Gesteine neben Hellglimmer einen mehr oder weniger grossen Anteil an Alkalifeldspat und zeigen Übergänge in rein weisse Arkosen oder in Mikrokonglomerate. In den meisten Fällen erscheint der klastische Alkalifeldspat (Orthoklas, Mikroklin, Schachbrett-Albit und polysynthetisch verzwilligter Albit) zusammen mit einer älteren Generation von undulosem Quarz in einem feinkörnigen, feldspatfreien Grundgewebe von Sericit und rekristallisiertem Quarz. Die unter der Bezeichnung «Quarzit» in den Handel kommenden, S Emdbd abgebauten Gesteine sind phengit- und alkalifeldspatreiche Schiefer oder Gneise detritischer Herkunft (auf der Karte irrtümlicherweise als Trias-quarzite ausgeschieden). Diese grünlichen, feinkörnigen Gesteine werden wegen ihrer ausgezeichneten Spaltbarkeit zur Dachbedek-

kung, für Gartenwege u.a. verwendet. Sie zeigen auf *s* zum Teil reichlich, schön geregelten Turmalin.

- Als ein weiteres Argument für permisches Alter wenigstens eines Teiles der Gesteine der Mulde von St. Niklaus kann der Gehalt derselben an radioaktiven Substanzen (Pechblende) erwähnt werden. Diese sind von Adern mit dunkelviolettem Fluorit begleitet. Makroskopisch kann das radioaktive Erz nicht festgestellt werden. Siehe dazu die Arbeiten von HÜGI (1958, 1966) und HÜGI et al. (1962).

?*Quarzporphyrtuffe*: Westlich vom Törbelbach, am Wege Risige Flüe-Törbel (Koord.: 631.1/120.45) ist ein Gestein anstehend, das neben «Einsprenglingen» von Kalifeldspat und Quarz Schmitzen einer dichten Substanz erkennen lässt, das Ganze eingebettet in einer sehr feinkörnigen, grauen Grundmasse von Sericit (Phengit) und Quarz. Ähnliche Gesteine, z.T. überwiegend aus den erwähnten Schmitzen bestehend, findet man N Törbel, im Wichilwald. Diese Schmitzen werden durch ein mikrokristallines Aggregat von Kalifeldspat, Sericit und Quarz gebildet, wobei der Kalifeldspat-Anteil stark dominiert. Vermutlich handelt es sich hier um rhyolithisches, vulkanoklastisches Material. Einwandfreie Kriterien für eine vulkanische Herkunft konnten aber in diesen durch Deformation und Rekristallisation veränderten Gesteinen nicht gefunden werden.

## BARRHORN-SERIE UND PERMO-KARBON

Die Barrhorn-Serie ist die einzige vollständig erhaltene mittelpenninische Schichtfolge zwischen der Vanoise im W und den Splügener Kalkbergen im E und hat deshalb für das Problem der Herkunft der Klippen-Decke besondere Bedeutung.

ARGAND hat den karbonatischen Anteil der Serie, mit Ausnahme der Bündnerschiefer, als triadischen Rest der Sedimenthülle der Decke des Grossen St. Bernhard betrachtet.

ITEN hat 1948 eine neue, differenziertere Gliederung der Barrhorn-Sedimente aufgestellt. Nach ihm würde lediglich der basale Teil zur «Mischabel»-(Bernhard-)Decke gehören, während seine Barrhorn-Serie und die tektonisch darüberliegenden Elemente der sog. Hühnerknubel-Decke beide zur Combin-Zone gestellt werden.

1953 hat ELLENBERGER in zwei kurzen Mitteilungen gezeigt, dass die Schichtfolge der Barrhörner Glied für Glied mit derjenigen der Vanoise und der Préalpes übereinstimmt. 1954 fand die berühmte Exkursion der Französischen Geologischen Gesellschaft in die Maurien-

ne und Tarentaise statt, die z.T. von F. Ellenberger geführt wurde. STAUB, der daran teilnahm, revidierte daraufhin in seiner Arbeit «Klippendecke und Zentralalpenbau» (1958) die Stratigraphie seines Schülers W. Iten und korrigierte einige Irrtümer. 1958 erschien die grosse Monographie von ELLENBERGER über die Geologie der Vanoise.

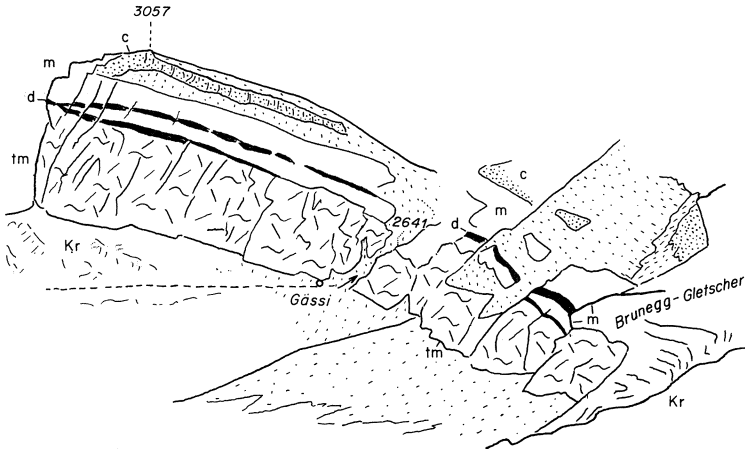


Fig. 9: Der westliche Abfall der Barrhörner zwischen Barrwang und Brunegg-Gletscher. Ansicht vom Hang W oberhalb des Turtmann-Gletschers.

Legende: Kr = Kristallin, tq = Triasquarzite, tm = Triaskalke und -dolomite, d = Dogger, m = Malm, c = Kreide, f = Flysch, k = ?Keuper, S = Bündnerschiefer.

Die folgende Gliederung stützt sich auf die Arbeiten von ELLENBERGER und auf vergleichende Begehungen in den französischen und italienischen Westalpen, besonders der Vanoise. Über neue Fossilfunde in den Sedimenten der Barrhörner, insbesondere auch den Nachweis von kretazischen und tertiären Foraminiferen, hat WEIDMANN (1973) in einer kurzen Notiz berichtet.

Wir haben hier unter der Bezeichnung «Barrhorn-Serie und Permo-Karbon» alle Sedimente zusammengefasst, die über den amphibolitführenden Gneisen und Schiefen der Mischabel und unter den klippenartigen Resten der südpenninischen Bündnerschiefer und dem fraglichen Keuper liegen. Die so definierte Schichtfolge wird als parautochthone Sedimenthülle der Bernhard-Decke betrachtet. Das eigentlich Charakteristische dieses Erosionsreliktes ist die Existenz einer sehr typischen zusammenhängenden Abfolge posttriadischer Sedimente, die Dogger, Malm, Oberkreide und tertiären Flysch umfasst, sowie das Fehlen von Ophiolithen.



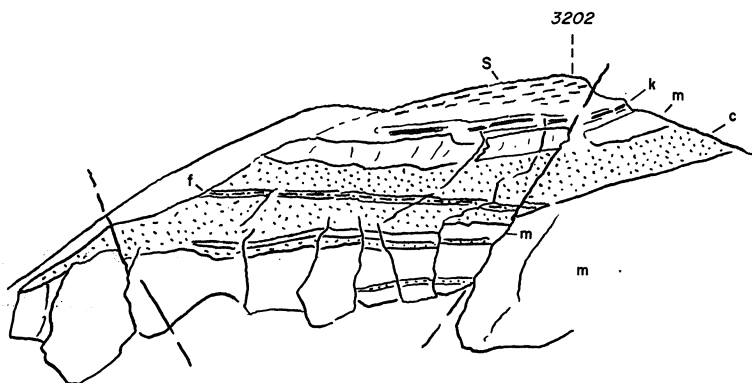


Fig. 10: Südostwand von Pt. 3202 (Legende vgl. Fig. 9).

## ? Karbon – Trias

### h Graphitische Schiefer (? Karbon)

Einziger Aufschluss am Distulgrat (sowohl von ARGAND wie von ITEN zu mächtig dargestellt). Schmale Einschaltung von graphitischen Quarz-Muskowitschiefern. Die unterhalb von Pt. 3349 folgenden karbonatführenden Chlorit-Muskowitschiefer  $\pm$  Albit, Albit-Knotenschiefer  $\pm$  Biotit sowie Amphibolite wurden zum Mischabel-Kristallin gestellt.

### p Quarz-Phengitschiefer (? Perm)

### t<sub>q</sub> Quarzite, Albit-Phengitschiefer (? Trias)

Phengitführende Quarzite, z.T. in Phengitschiefer übergehend  $\pm$  Karbonat, z.T. auch verrucanoartig (mit Rosaquarz) oder konglomeratisch. Da diese Serie im westlichen Turtmanntal (Meidhorn, Bella Tola; Blatt Vissoie) gut entwickelt ist, dürfte das fast völlige Fehlen dieser quarzitischen Permo-Trias am Nord- und Westrand der Barrhörner tektonisch bedingt sein.

### t<sub>m</sub> Karbonatische Trias

Helle und dunkelgraue, z.T. auch rötliche gebänderte Dolomite und Kalke, z.T. Würmlikalk (Calcaires vermiculés). Im Dolomit der Westwand beim Gässi fand ELLENBERGER *Physoporella praealpina* (Anisien). Obere Trias fehlt. Siehe auch WEIDMANN (1973).

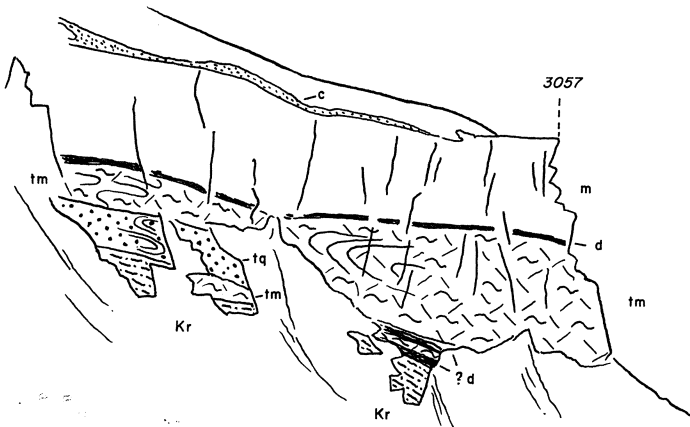


Fig. 11: Barrwang von Nordosten (Legende vgl. Fig. 9).

## Jura

**i<sub>k</sub>**

### Dunkelgraue Kalke und Kalkschiefer (Dogger)

Zwischen der Trias und den hellen Kalkmarmoren des Malm zieht ein dunkles Band von stark variabler Mächtigkeit durch. Es besteht aus schwarzem Kalkschiefer und Kalk, z.T. bituminös, mit starkem und unangenehmem Geruch im frischen Bruch (nach ITEN 1948 z.T. «Rhät», z.T. «Bündnerschiefer»). WEIDMANN (1973) meldet zerdrückte mitteljurassische Lamellibranchier der Couches à Mytilus. Stellenweise treten Einschaltungen von brekziösen dolomitischen, von quarzitischen und Chlorit-Muskowitschiefer-Lagen ( $\pm$  Karbonat,  $\pm$  Albit) auf. Im Rundhöcker am Nordrand des Brunegg-Gletschers (Koord.: 620.65/111.30) finden sich auch helle, boudinierte Phengit-Albitgneise (? eingeschupptes Kristallin).

**i<sub>m</sub>**

### Helle, spätige Marmore (Malm)

Dieser meist hellgraue, selten auch blassrosa gefärbte, sehr reine, spätige Kalkmarmor («Lias», «Kieselschnurkalke» von ITEN 1948) dominiert in der Westflanke der beiden Barrhörner. Im Kontakt mit dem Dogger wird er dunkelgrau und geht in diesen über. Teilweise deutliche Bänderung. Im frischen Bruch zeigt das Gestein einen charakteristischen Geruch, der sich an warmen Tagen über die ganze Westflanke ausbreitet. An Fossilien erwähnt ELLENBERGER Echinodermen, Lamellibranchier und Nerineen (1953a; 1958, Fig. Seite 462). Für die stratigraphi-

sche Zuordnung wichtig sind auch die cm- bis dm-dicken, quarzreichen bis quarzitischen Lagen (z. B. W Pt.3202), die rekristallisiertem Chert entsprechen und möglicherweise obersten Malm oder Neokom repräsentieren.

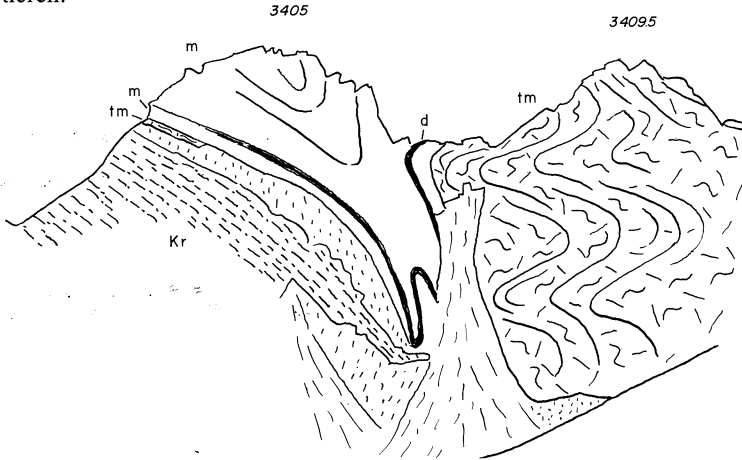


Fig.12: Westwand der Stellihörner vom Pt.2806 W vom Pipjigletscher aus (Legende vgl. Fig.9).

## Oberkreide – Tertiär

### c Chloritführende, dünnplattige Marmore (Oberkreide)

Grünlichgelb, selten rosa gestreifte, dünnplattige Marmore («Marbres feuilletés» von ARGAND, «Sericitmarmore» von ITEN, «Marbres chloriteux» von ELLENBERGER). In den Chlorit und Sericit führenden Zeilen Quarz, Albit und Pyrit. Im Kontakt zum Malm wird die Oberkreide kompakter und geht in eine rostig-rote Kruste über, deren Karbonat infolge Entmischung entlang den Lamellen mit einem limonitischen Film belegt ist. Anreicherung von Quarz und Sericit. Am Schölljoch sedimentäre Einlagerung von Malmkalk.

### f Flysch (Tertiär)

Schwarze tonige Lagen alternieren mit karbonatreichen, sandigen («Schwarze Tonschiefer», «Dogger» von ITEN 1948). Die sandigen Lagen führen neben Quarz, Karbonat und Sericit auch Albit, Turmalin und Pyrit. Die tonigen Lagen zeigen eine zerscherte Mikrofältelung. Der Übergang von der Oberkreide zum Flysch ist kontinuierlich.

## OBERE ZERMATTER SCHUPPENZONE

### ? Obertrias – ? Kreide

#### t      Überschiebungshorizont (? Keuper)

Diese lithologisch sehr heterogene Zone («cornieuse supérieure» von ARGAND) enthält Elemente, die an Trias erinnern, z.B. helle Quarzite und grünliche Quarzitschiefer, Rohwacke, Dolomit und dünne Marmorlagen, vermischt mit (und eingelagert in) karbonatführenden Chlorit-Sericitschiefern  $\pm$  Albit, Chlorit-Sericitquarziten und dünnen

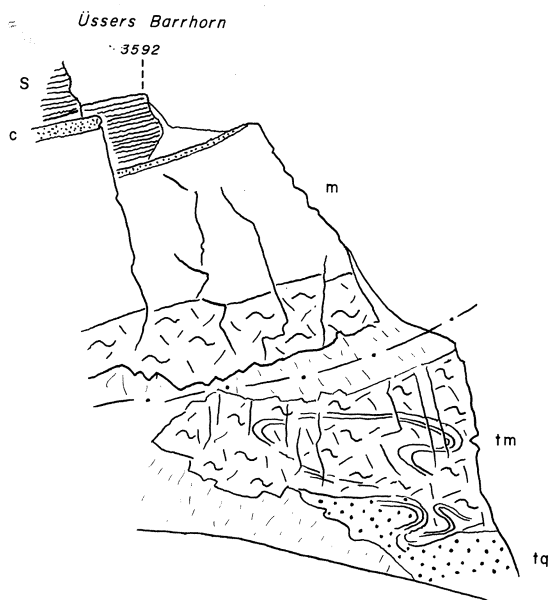


Fig. 13: Ostflanke des Üsseren Barrhorns vom Distulberg aus (Legende vgl. Fig. 9).

Lagen von ? Metaradiolariten. Eine Schichtfolge liess sich nicht aufstellen, das Ganze sieht einer tektonischen Brekzie ähnlich. Diese Gesteine haben im Penninikum des Wallis nichts Entsprechendes. Hingegen zeigen sie grosse Analogien mit dem von ELLENBERGER (1958, S.202–205) beschriebenen und durch Pflanzenfunde belegten exotischen Keu-

per<sup>1)</sup>). In der Vanoise tritt dieser Keuper im Gips auf, der als Gleithorizont die Decke der Schistes lustrés begleitet. Die tektonische Stellung ist demnach mit derjenigen unseres ? «Keupers» identisch. Allerdings fehlt hier der Gips, doch können die Gipslamellen in den überliegenden Bündnerschiefern aus ihm stammen, ebenfalls kann das auffallend häufige Auftreten von Pyrit in der ganzen Umgebung darauf hinweisen, dass ursprünglich reichlich Sulfat vorhanden war, das vermutlich durch bituminöse Substanz reduziert worden ist.

### **S Bündnerschiefer**

Braun anwitternd, stark laminiert, im untern Teil tonig, im oberen mehr kalkig und reich an Quarz, Sericit und Pyrit. Die s-Flächen sind z.T. mit papierdünnem Gips belegt, der vermutlich aus der Unterlage eingewandert ist.

## **QUARTÄR**

### **q<sub>m</sub> q<sub>r</sub> Ältere und jüngere Moränen. Erratiker**

Die ausgedehnte Moränendecke, die einen grossen Teil des Gebietes bedeckt, verdankt ihre Bildung z.T. den grossen Gletschern, die einst das Matter- und das Saastal hinunterflossen, teils aber auch den vielen Lokalgletschern. Spärlich sind hingegen die Zeugen des höchsten Standes, den das Eis gegen Ende der letzten Eiszeit erreichte. Dazu rechnen wir die Rundhöcker zwischen Mittelberg und Grathorn (NW Riedgletscher), die bis zur Kote 2450 m hinaufgehen, ferner den nördlichen Sporn der Stafelwängjini E der Hannigalp, wo erratische Blöcke aus Augengneis bis an den Fuss der Grossen Furgge hinaufreichen.

Der ehemalige Gletscher des Mattertales hat zahlreiche Findlinge hinterlassen, vor allem in der Gegend von Grächen, so am Grächbiel, am Wege Nied.Grächen-Kalpetran, zwischen Boden und Bärjgi, im ganzen nördlichen Grächerwald, von Egga bis zur Hannigalp. Die Mehrzahl dieser Erratiker stammt aus der Ophiolithzone von Zermatt-Saas (Serpentine, Epidot- und Granatamphibolite, Eklogite und Granat-Glaukophangesteine), viel seltener sind Monte Rosa-Granite, Triasquarzit und -marmor, Dolomit und Bündnerschiefer. Sehr reich an

---

<sup>1)</sup> Anlässlich einer Exkursion im Tuxertal (Tirol) konnte ich eine frappante Übereinstimmung des dortigen Keupers mit demjenigen der Barrhöner feststellen.

erratischen Blöcken ist die mächtige, von E-W-laufenden Rinnen durchzogene Moräne N Egga. Südlich Grächen, von Rieben an, habe ich nur mehr Augengneisfindlinge beobachtet, die vermutlich von einem Lokal-gletscher stammen.

Auf der Ostseite des unteren Vispertales wurden Ophiolitherratiker (Eklogit, Allalin-Gabbro) bei Riedji (1552 m) und in der Umgebung von Brunnu (am N Blattrand) angetroffen, hier vor allem Serpentin, aber auch Gneise der Mischabel und Augengneise. Am Wege Birch-Visperterminen, N Hobiel (Blatt Raron) schöne Blöcke aus Allalin-Gabbro.

Westlich St. Niklaus, auf der Alp Riedji (1793 m) Findlinge von Ophiolith und Marmor. Weiter nördlich, aus der Gegend von Törbel, erwähnte WERENFELS (1924, S. 119) solche aus der Arolla-Serie. Erratiker der Dent Blanche-Decke (Gabbro und Arolla-Gneis) sowie von Augengneis finden sich auch am Wege Törbel-Moosalp, bis zur Kapelle von Eischbiel auf 1820 m Höhe, Augengneise auch in der Umgebung von Unnerflie (Blatt Raron) NE Burge. Rundhöcker bei Burgachra. Zwischen Törbel und Stalden Augengneise von Randa, Eklogite, Glaukophangesteine und Amphibolite der Mischabel.

Im Turtmanntal sind es ebenfalls Gesteine der Dent Blanche-Decke, die einen Begriff von der früheren Ausdehnung des Talgletschers geben. Blöcke von Gabbro und Arolla-Kristallin wurden am Ausgang des Brändjitalli bis 2400 m und am Augstbordpass bis 2100 m hinauf gefunden. Massenhaft findet man sie im Schutt von Brändji Oberstafel, zwischen 2300 und 2400 m.

Zeugen eines jüngern Rückzugsstadiums der beiden grossen Talgletscher sind die mächtigen Moränen E Ackersand und S Stalden an der Gabelung von Saas- und Mattertal.

Die Seitengletscher lassen noch zwei weitere Rückzugsstadien erkennen, die beide jünger sind als das Staldener Stadium. Sie können im Gelände und auch auf der neuen topographischen Karte leicht unterschieden werden, da die Wälle des älteren Stadiums stets überwachsen sind, die der rezenten Vorstösse hingegen nicht. Der Dufour-Atlas von 1850 zeigt den ungefähren Höchststand an, den die Vorstösse der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts erreichten. Dieser weicht nur wenig von demjenigen von 1630 ab.

Am deutlichsten ist die Grenze zwischen diesen Vorstössen und dem vorhistorischen Maximalstand wohl am Riedgletscher zu erkennen. Dem deutlich ausgeprägten Wall, auf dem sich Gasenried befindet, entspricht auf der Südseite des Riedbaches die Moräne, auf welcher die Weiler Hellene und Tennje liegen. Die Zunge des Riedgletschers reichte bei diesem Maximalstand bis auf etwa 1200 m hinunter. Weniger bedeutend ist ein Paar jüngerer Moränen, von denen die nördliche Riedwäng mit Riedacher verbindet, während die südliche den Rieder-

wald vom Dorfwald trennt. Oberhalb der Kote 1800 m treten beidseitig vom Riedbach noch kleinere, z.T. überwachsene Moränen auf. Sie sind sehr wahrscheinlich in historischer Zeit entstanden. Vor 1850 lag die Zunge des Riedgletschers auf 1900 m, heute endet sie ca. bei 2050 m.

Nach der Dufour-Karte vereinigte sich noch vor 130 Jahren der Balfringletscher mit dem Färighletscher und stiess ob der Balfrinalp bis auf etwa 2200 m hinab. Auf einer vorhistorischen Moräne liegt Schweibu, 1679.3 m.

Im Jungtal ist ein älteres Stadium durch die grosse Moräne markiert, die auf der nördlichen Talseite Pt.2706 mit Pt.2546 verbindet. Ihr entspricht auf der Südseite ein Wall, der durch Pt.2534 und Pt.2445 geht. Die Gletscherzunge mag damals am oberen Ende der Schlucht gelegen sein, die der Jungbach W Jungu eingeschnitten hat, also auf ca. 2200 m. Heute finden wir sie 600 m höher.

Im Turtmantäl ist der Rückzug des Brunegg-Gletschers besonders auffallend. Die grosse Seitenmoräne, auf deren Kamm der Weg zum Bruneggorn verläuft, ist gegenwärtig vom Gletscher durch ein kleines Tal und eine Felswand getrennt; auf beiden Seiten der schmalen, bei ca. 2450 m endenden Zunge sind die vom Eis geschliffenen Felsen blossgelegt. Noch vor ca. 60 Jahren bildete der Brunegg-Gletscher einen Zufluss des Turtmanngletschers. Dessen Zunge befand sich um die Jahrhundertwende etwa dort, wo heute die Staumauer steht. Der Rest einer Stirnmoräne östlich der Mauer verrät den Höchststand im letzten Jahrhundert (Blatt Vissoie).

### **Fluvioglaziale Bildungen**

Solche wurden südlich vom Törbelbach von der neuen Fahrstrasse Stalden-Embd angeschnitten. Ein anderer Aufschluss findet sich auf der Höhe von Pt.1181, NE vom Bach, der von Riedji kommend bei Pt.1057 in den Beiterbach mündet (Koord.: 634.9/121.5).

### **Gehängeschutt, Blockschutt**

Die von den Hauptwasserscheiden ausgehenden Hänge sind von enormen Schuttmassen zugedeckt. Dies ist z.T. durch die starke Zerklüftung der Felswände (vgl. S.32/33) und den Zerfall der Grate bedingt. Während grössere Bergstürze fehlen, überziehen ausgedehnte Blockschuttfelder (Blockschutt vermischt mit Gehängeschutt) vor allem die Hänge ob dem Grächerwald und z.T. diesen selbst.

### **Schutt- und Blockstromwälle, Schneehaldenmoränen**

Kriech- und Fliessbewegungen der Schuttmassen führten zur Bildung von Schutt- und Blockstromwällen. Beispiele für diese Erscheinun-

gen, auch für die Bildung von Schneehaldenmoränen, liefert vor allem das oberste Ginalstal. Ein durch Gehängeschutt gespiesener Blockstrom füllt das Steitälli N vom Ginalshorn. Zahlreiche andere finden sich nicht nur im Turtmann-, sondern auch im Jungtal, hier vor allem im Steital, im unbenannten Tälchen zwischen Wasu- und Festihorn und im Wasmutälli (E Wasuhorn). Ein aktiver Blockstrom, dessen steiler Wall ohne Übergang auf flacher Grundmoräne sitzt, ist ob Grächen, NW vom Distelhorn, zu sehen.

Blockströme entwickeln sich auch durch Anhäufung von Moränenmaterial. Ein Beispiel dieser Art liefert der Färighgletscher, ein anderes findet sich im Pipjitälli (Turtmantal). In beiden Fällen bildet der z.T. auf Toteis kriechende Moränen- und Gehängeschutt eine ganze Reihe dicht aufeinanderfolgender Stauchwülste.

### **Sackungen**

Im Gebiet Durlochhorn-Heidnische Tossu ist man immer wieder im ungewissen, was anstehend und was verrutscht ist. Wahrscheinlich ist das ganze, durch den Ritigraben und die Senke W der Linie Seetalhorn-Distelhorn begrenztes Gebiet in Bewegung. Diese Senkung dürfte einer Sackungskehle entsprechen.

Aus dieser Gegend stammt vermutlich auch die *Sackung von Grächen*, die grösste des Gebietes. Sie erstreckt sich vom Graben S Bodmen bis Binen und besteht aus einer mehr oder weniger zusammenhängenden Augengneismasse. Diese bildet den glazial verschliffenen und z.T. mit Erratikern bedeckten Rundhöcker des Grächbiel. Die Sackung ist also interglazial. Am Grächbiel ist sie, wie Messungen ergaben, noch weitgehend zusammenhängend, während die kleinere Masse E Bodmen schon in einzelne Blöcke aufgelöst ist, vielleicht infolge Rutschung auf Moräne. Auf der Westseite der Sackung von Grächen, im Biel- und Rinderwald, sind einige kleinere Bergstürze aus ihr entstanden.

### **Rutschungen**

Die bedeutendste Rutschung ist diejenige von Staldenried, die schon von WERENFELS (1924, S. 120) ausführlich beschrieben wurde. Die Abbruchkante wird durch die Fluh N Gspon gebildet.



## TEKTONIK<sup>1)</sup>

### Interne Struktur des Kristallinkörpers

Den Hauptteil des Blattes nimmt das Mischabel-Kristallin mit seinem Augengneiskern ein. Es ist sehr wahrscheinlich, dass der porphyrische Granit, aus dem dieser Augengneis entstanden ist, in einen schon metamorphen Gneis- und Schieferkomplex eingedrungen ist. Die spärlichen Relikte voralpidischer Paragenesen zeigen bereits eine Schieferung und ihr reliktscher, der Amphibolitfazies entsprechende Mineralbestand kann weder auf die Intrusion dieses Granites noch auf die alpidische Metamorphose zurückgeführt werden. Diese aber ist in erster Linie für den jetzigen Mineralbestand wie auch für die Gross- und Kleinstrukturen verantwortlich.

Einen relativ einfachen Bau zeigen die überwiegend isoklinal mit etwa 20° nach SW einfallenden amphibolitführenden Serien der Mischabel im Dache der Augengneise von Randa und diejenigen des Oberen Lappens von Stalden.

Dagegen zeigt eine Zone, die das Saastal zwischen Eisten und dem Schweibbach quert, strukturelle Komplikationen, die auch im Maßstab 1:10000 nicht befriedigend dargestellt werden können. Auf der Karte findet man Andeutungen dieser Komplikationen N vom Eistbach, um Stock herum (vgl. Profil 11). Zwischen Eisten und Huteggen fällt diese auch lithologisch komplexe Zone durch ihre Steilstellung auf. Am westlichen Talhang zeigt sie Faltung und Boudinage im Dekameterbereich. Auf der östlichen Talseite, gegen den Hauptkamm aufsteigend, legt sie sich allmählich flach südfallend, um dann das obere Nanztal in Richtung Simplon zu queren (siehe Blatt Simplon). In dieser Zone hat bei früheren Karten die östliche Fortsetzung der Mulde von St. Niklaus gelegen. Aber abgesehen von dem auf Atlasblatt Simplon W und NW vom Galenhorn (3124.3 m) angegebenen Mesozoikum, habe ich nichts gefunden, was eine solche Fortsetzung oder eine tektonisch wichtige Trennungslinie anzeigt. Im Gegenteil: permo-karbonische und permo-triadische Gesteinszüge, die der Mulde von St. Niklaus entsprechen, streichen vom Sattel zwischen Wanne- und Distelhorn (Pt. 2620) nicht nord-, sondern SE-wärts gegen Rote Biel und ins Balfrintal hinein. Südlich davon ist von diesen nichts mehr zu erkennen.

Im übrigen sind nicht nur in dieser Zone, sondern überall im Mischabel-Kristallin Falten verschiedener Grösse und Form zu beob-

---

<sup>1)</sup> Vergleiche dazu die «Geologisch-tektonische Übersicht» auf der rechten Seite des Atlasblattes.

achten, mehrfach auch gekreuzte Faltung. Die Achsen der eingemessenen mesoskopischen Falten fallen mit  $10\text{--}30^\circ$  nach W bis SW ein. Ein sehr schönes Beispiel gefalteter Falten zeigt ein Aufschluss beim nördlichen Eingang zur Galerie N Ze Schmidu (Eisten). «Crenulation» ist verbreitet und auch im Augengneis ausgebildet.

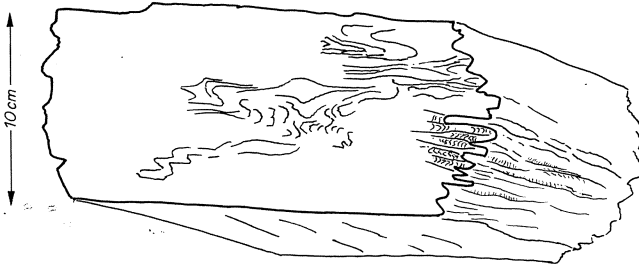


Fig. 14: «Crenulation» in glimmerreichem Augengneis von Randa (Bordierhütte).

Schieferung ist in sehr vielen Fällen parallel zur Axialebene der vorherrschenden Faltung ausgebildet. Vereinzelt sind zwei sich kreuzende Schieferungen vorhanden.

Sehr verbreitet ist Boudinage von Amphibolit-, Aplit- und Augengneislagen oder von Quarzadern in Paraschiefern.

Das feine Korn und der im Mikroskop oft beobachtbare Zeilenbau der Mischabel-Gneise ist z.T. auf die Bildung von Blastomyloniten zurückzuführen. Diese sind vor allem in den Augengneisen leicht zu erkennen. In den Paragesteinen sind sie mit einer Sericitisierung ehemaliger Muskowitpakete verknüpft, eine Erscheinung, die vor allem in den größeren Lagen der Hornfelsgneise zu beobachten ist.

Die Fig. 15 soll eine Vorstellung vom Typus der vorherrschenden Faltung geben.

### Deformation und Kristallisation

Nirgends sind in den Tektoniten der Mischabel Relikte magmatischer Strukturen gefunden worden, weder in den Augengneisen noch in den Amphiboliten. Hingegen sind trotz der generellen Durchbewegung Relikte voralpidischer Mineralien noch erhalten. Hier ist vor allem der Kalifeldspat der Augengneise zu erwähnen. Die Schachbrett-Albitisierung dieses Minerals und die Blastese von körnigem Albit sind durchwegs alpidische Vorgänge, ebenso die Bildung von Phengit.

Relikte im obigen Sinne sind ferner die Mineralien der Pegmatite (siehe S. 11): Albit, Muskowit, Granat und Turmalin.

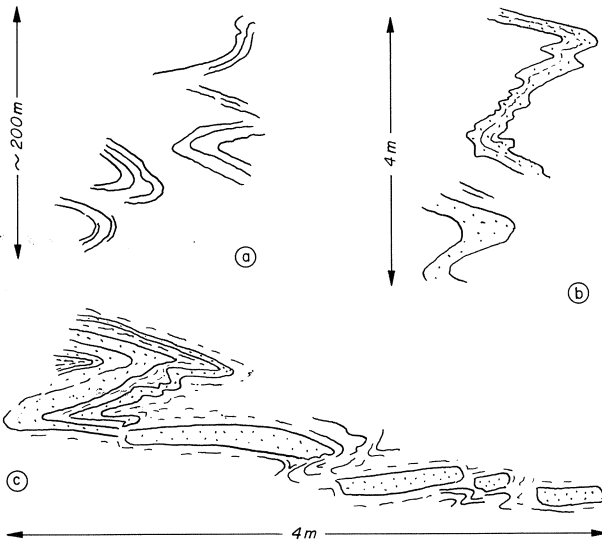


Fig. 15: Deformationsbilder der Mischabel-Gneise bei Galgera, Saastal (vgl. Text S.30).

- a) Faltung unterhalb Galgera.
- b) Gefalteter Aplrit in Zweiglimmergneis.
- c) Gefaltete und boudinierte «Aplrit»-Lagen in Zweiglimmergneis.

In den Paragesteinen sind Muskowit und Staurolith, teilweise auch Biotit und Granat als voralpidisch zu betrachten, während Albit, Phenit, Paragonit, grüner und teilweise auch brauner Biotit, Chloritoid und Chlorit alpidische Bildungen sind.

Bei den Amphiboliten existiert eine ältere Generation von Hornblende-Porphyroblasten, die zusammen mit Granat und dem in ein Albit-Zoisit-Sericit-Gemenge umgewandelten Plagioklas vielleicht einer voralpidischen Generation entspricht. Die Eklogite passen allerdings nicht in das Bild einer voralpidischen Amphibolitfazies. Sie entsprechen vermutlich einer früheren Hochdruckphase der alpidischen Metamorphose.

Was das Verhältnis von Kristallisation und Deformation betrifft, verdient vor allem der Albit besondere Beachtung, weil er in allen Gesteinen der Region verbreitet und eine alpidische Bildung ist (Ausnahme: Albit der Pegmatite). Er wächst oft postdeformativ in Glimmerzügen, aber auch synkinematisch als rotierter Porphyroblast oder als Komponente geregelter Blastomylonite. Zum Teil überdauert seine

Kristallisation die im Gestein sichtbaren Deformationen, z.T. wird er in diese noch einbezogen. Diese Deformationen sind allerdings nicht datiert.

Als postkinematische Bildungen wurden schon früher Chloritoid, Chlorit (z.T.) und Stilpnomelan erwähnt.

### **Mylonit- und Ruschelzonen, Brüche und Klüfte**

Die Mischabel-Gneise sind von zahlreichen postkristallinen Bewegungsflächen durchsetzt, die morphologisch z.T. deutlich hervortreten. Einige davon steigen flach nach Norden auf und bilden z.T. ausgeprägte Gesimse, so die am Westhang des Saastales N Huteggen und Eisten eingezeichneten. Sie werden von Mylonit- und Ultramylonitbildung begleitet.

Zahlreicher sind die steilstehenden, etwa E-W verlaufenden Brüche oder Ruschelzonen, die als scharfe Rinnen an den steilen Westflanken der Haupttäler hervortreten und von schutterfüllten Klüften nicht ohne weiteres unterschieden werden können. Versetzungen können im Kristallin selten festgestellt werden. Eine Ausnahme macht der Bruch S Stock, im Graben der vom Eistbach zu Sattel Pt.2620 hinaufzieht. Hier ist die südliche Flanke um ca. 100 m gegenüber der nördlichen nach unten versetzt (vgl. Profil 11). Dieser Bruch quert den Wanderweg Hannigalp-Saas Fee, das zerdrückte Gestein kann hier bequem beobachtet werden.



Fig. 16: Der Augengneis ob St.Niklaus, von Osten gesehen. Die hellen Wände entsprechen den N-S-Klüften, die steilen Rinnen den E-W-Klüften. Die gegen N geneigten Kluft- oder Scherflächen sind in der Regel bewaldet.

*Klüftungen* sind am deutlichsten im Augengneis ausgeprägt. Morphologisch wichtig sind vor allem drei Klüftungen: Eine steilstehende, ungefähr N bis NNE, also mehr oder weniger parallel zum Mattertal streichend. Eine ungefähr senkrecht dazu, NW bis WNW verlaufende, ebenfalls steile Klüftung. Misst man die Klüfte im Gelände ein, so stellt man grössere Abweichungen von den Hauptrichtungen fest. In Verbindung mit der mehr oder weniger eng gescharten Schieferungsfläche spalten diese zwei Klüftungen den Augengneis in annähernd parallelepipedische, monokline Blöcke. Die N-S-Klüftung ist meist glatt und kann mit Quarz allein oder mit Quarz und Pyrit (limonitisiert) gefüllt sein. Dagegen ist die E-W-Klüftung rau und bildet klaffende Gassen. Diese Klüftungen sind für den Zerfall des Augengneises in situ, für die Bildung grosser Blockhalden (z.B. S und SE von Grächen) und schliesslich für die ständige Bedrohung von St. Niklaus und Schwidernen (Ze Schwidernu) durch Felssturz verantwortlich. Sie zwang die Gemeinde zur Erstellung grosser Erddämme oberhalb dieser Dörfer.

Ein drittes, weniger häufiges, aber morphologisch auffallendes System von Klüften erzeugt die nach N einfallenden, ungefähr W-streichenden, bewaldeten Flächen am W Talhang des Mattertales. Die auffallendste derselben beginnt bei Riedji, SW St. Niklaus, als tiefe Kerbe. Sie bildet dann den bewaldeten Hang von Wilti Äbi und scheint in die eisbedeckte Fläche hineinzuziehen, die vom Üsseren Barrhorn zum Barrjoch abfällt.

Die Morphologie des westlichen Hanges ob St. Niklaus wird aber nicht ausschliesslich durch die Klüftung bestimmt, sondern teilweise auch durch ein System junger Störungen, die manchmal mit der Klüftung zusammenfallen, aber auch davon unabhängig sein können. Alle drei Klüftsysteme können von Störungen begleitet sein, die sich in einer Zerschierung und Zertrümmerung der Gesteine bemerkbar machen. Zahlreiche Rutschharnische durchsetzen den Gneis und das Nebengestein am ganzen Grat vom Sparru- zum Wasuhorn. Der Zerfall des Grates und die Schuttbildung ist darauf zurückzuführen.

### **Der Untere Lappen von Stalden**

Die phyllitischen Gesteine dieser Einheit zeigen zwischen Stalden und Töbel oder um Gspon herum eine dichte Schieferung und Fäلتung, durch welche die ursprüngliche Schichtung weitgehend verwischt worden ist. Die mit ca. 20° SW bis SSW einfallende Fäلتung ist sekundär zerschert (Crenulation), die Scherflächen verlaufen parallel zur Axialebene grösserer Falten. Einer früheren Deformation entsprechende sekretionäre Quarzadern sind zerrissen, gefaltet und zu Stengeln oder Platten deformiert.



Fig. 17: Fältung im Unteren Lappen von Stalden.

- a) Schema der in diesem Gebiet weitverbreiteten «Crenulation».
- b) Detail vom Felskopf unmittelbar ob Stalden.

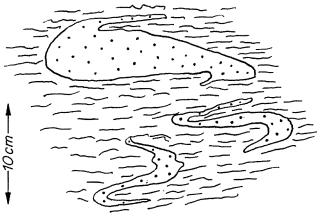
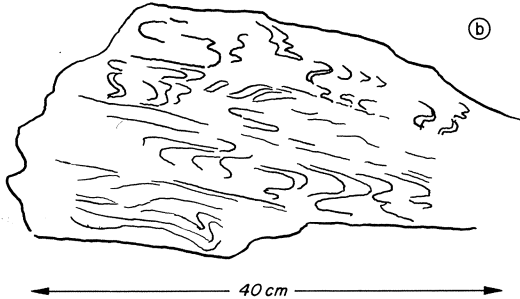


Fig. 18: Deformierte karbonatführende Quarzitzerölle (punktiert) in Chlorit-Sericit-Albitgneis (gestrichelt). Fluh N Gspon.

Das Gestein ist von zahlreichen, nach N ansteigenden Rutschelflächen, von Brüchen und Klüften durchsetzt, die z.T. mit Gesteinsmehl gefüllt sind. Zerrüttung und Kataklyse sind verbreitet und haben eine viel grössere Bedeutung als in den Mischabel-Gneisen. Im Kontakt mit diesen ist die Abgrenzung meist problematisch, da das Mischabel-Kristallin hier laminiert und diaphoritisiert ist.

### Die Barrhörner

Die Barrhörner bestehen aus einem westfallenden, in sich verfallenen und verschuppten Relikt der ursprünglichen Sedimentbedeckung der Bernhard-Decke; diese Serie wird von wenig mächtigen Bündnerschiefern der Zermatter Schuppenzone überlagert. In der Unterlage sind permo-triadische Quarzite vor allem im Osten, am Abberg- und am

Unteren Stelligletscher, erhalten, während sie im Norden und im Westen, bis auf eine dünne Lamelle von ca. 300 m Länge, fehlen. Auch jenseits vom Turtmantal, unter den Diablons, fehlen sie weitgehend, während sie am ganzen Kamm gegen das Val d'Anniviers, von Le Boudri bis zur Bella Tola (siehe Landeskarte Blatt Vissoie) vor allem am Meidhorn, in z.T. durch Faltung bedingter, grosser Mächtigkeit auftreten. Die Lücken in der quarzitischen Unterlage der Barrhörner sind sicher tektonisch bedingt.

Die karbonatische Trias ist in den Barrhörnern durchgehend erhalten, aber stark gefaltet und z.T. boudiniert, vor allem die dolomitischen Lagen. In der Unterlage des Malms von Pt. 3405 (Äuss. Stellihorn) ist sie auf wenige Meter reduziert, während sie in der übrigen Stellihorngruppe eine durch Faltung erzeugte, scheinbare Mächtigkeit von ca. 400 m erreicht. Ähnlich verhalten sich auch die übrigen Schichtglieder der Barrhörner, z.B. Malm oder Kreide. Bei beiden ist im westlichen Teil der Barrhörner eine Verdoppelung festzustellen. Besonders auffallend sind Boudinage, Faltung und mehrfache Repetition von Malm und Kreide in den Adlerflüe (Pt. 2913.4). Nördlich vom Brunegg-Gletscher fehlt jedes Äquivalent zu dieser komplexen Schuppenzone.

Kürzlich konnte die nördliche Fortsetzung der Barrhorn-Serie in der Gegend Le Boudri-Lac du Toïno – sehr stark ausgedünnt und verfault – nachgewiesen werden (MARTHALER & ESCHER 1980).

Posttriadische Elemente der Barrhorn-Serie lassen sich in der Unterlage der Dent Blanche-Decke südwärts bis in Trifttal W Zermatt verfolgen (siehe Blatt Randa). Sie sind streckenweise stark reduziert. Am Hohlichtgletscher erreichen Dogger, der am wenigsten reduzierte Malm und Kreide zusammen nicht einmal 40 m. Dieses Verhalten der mesozoisch-tertiären Unterlage der Dent Blanche-Decke ist verständlicher als die Anschwellung des Briançonnais in den Barrhörnern, am nördlichen Erosionsrand dieser Masse. Möglicherweise hängt dieses Anschwellen mit einer Querkaltung zusammen. Es ist nämlich auffallend, dass die Gross- und Kleinfalten in den Barrhörnern S oder SSW verlaufen, im Gegensatz zur vorherrschenden W-Richtung im unterliegenden Kristallin. Allerdings lässt auch dieses in der Umgebung der Barrhörner, z.B. in der Gegend der Turtmannhütte, eine stärkere Südtendenz erkennen.

Junge Störungen (Brüche, Rutschelzonen) sind in den Sedimenten der Barrhörner natürlich viel besser zu erkennen als im Kristallin. Sie sind häufiger als in der Karte angegeben. Eine Verwerfung versetzt am Üsseren Barrhorngipfel Kreide und Flysch gegen Malm. Eine andere zieht S vom Schöllijoch durch. Weitere sind in Fig. 10, S. 21 angegeben. Ganz zerhackt erscheint die brüchige Trias der Stellihörner. Das Gässijoch z.B. folgt einem Bruchsystem mit Rutschharnischen und ist gefüllt mit einer Reibungsbrekzie. Der auffallende, eisbedeckte Nordhang des

Üsseren Barrhornes zum Barrjoch hinunter steht vielleicht in Zusammenhang mit einer Störung, die südlich St. Niklaus einsetzt (siehe S. 33). Es ist möglich, dass die Trias der Gässispitze auf dieser Fläche nordwärts abgerutscht ist.

## METAMORPHOSE

Im Bereich von Atlasblatt St. Niklaus zeichnen sich zwei Metamorphosen ab. Die Paragenesen der älteren, wahrscheinlich herzynischen Metamorphose sind durch die alpine Überprägung aber weitgehend zerstört worden.

Relikte der älteren Metamorphose sind nur im Mischabel-Kristallin erhalten. Es sind dies: Plagioklas (immer zersetzt), Hornblende, Muskowit, Biotit, Granat und Staurolith, also alles Relikte einer präalpinen Amphibolitfazies. Magmatische Strukturen fehlen, hingegen sind im Augengneis von Randa Mineralien ursprünglich magmatischer Herkunft, wie Kalifeldspat und Biotit, in den Pegmatiten (siehe S. 11) Albit, Muskowit, Granat und Turmalin noch erhalten.

Die im Mischabel-Kristallin vorherrschenden Strukturen und Paragenesen sind auf die alpine Metamorphose zurückzuführen. Nur diese Metamorphose haben die mesozoischen Gesteine erfahren, dasselbe gilt wahrscheinlich auch für die oberpaläozoischen des Unteren Lappens von Stalden und der Mulde von St. Niklaus. Alpine Neubildungen sind: Albit, Phengit, Paragonit, Muskowit (?), Biotit, Chlorit, Karbonat (Siderit bis Calcit) und Stilpnomelan. Im Augengneis von Randa sind als Neubildungen neben Mikroklin und Albit (Schachbrett-Albit z. T.), vor allem Phengit, Muskowit (?), Biotit<sup>II</sup>, Chlorit und Epidot zu erwähnen.

Schwierigkeiten bereitet die genetische Deutung der Amphibolite. Z. T. handelt es sich um ehemalige Plagioklasamphibolite, z. T. aber auch um Granatamphibolite, die von Eklogiten abstammen. Diese Eklogite können Relikte einer frühalpinen Hochdruckphase sein, analog dem, was man in der Monte Rosa-Decke (Furgg-Zone) festgestellt hat. Es ist wahrscheinlich, dass vor und während dieser oberkretazisch-frühtertiären Phase andere räumliche Beziehungen zwischen Monte Rosa- und Bernhard-Kristallin bestanden als heute. Darauf würde auch die lithologische Verwandtschaft zwischen Teilen der Monte Rosa-Decke (z. B. Stockhorn-Zone) und dem Mischabel-Kristallin hinweisen. Gewissheit darüber können hier wahrscheinlich nur radiometrische Altersbestimmungen bringen.

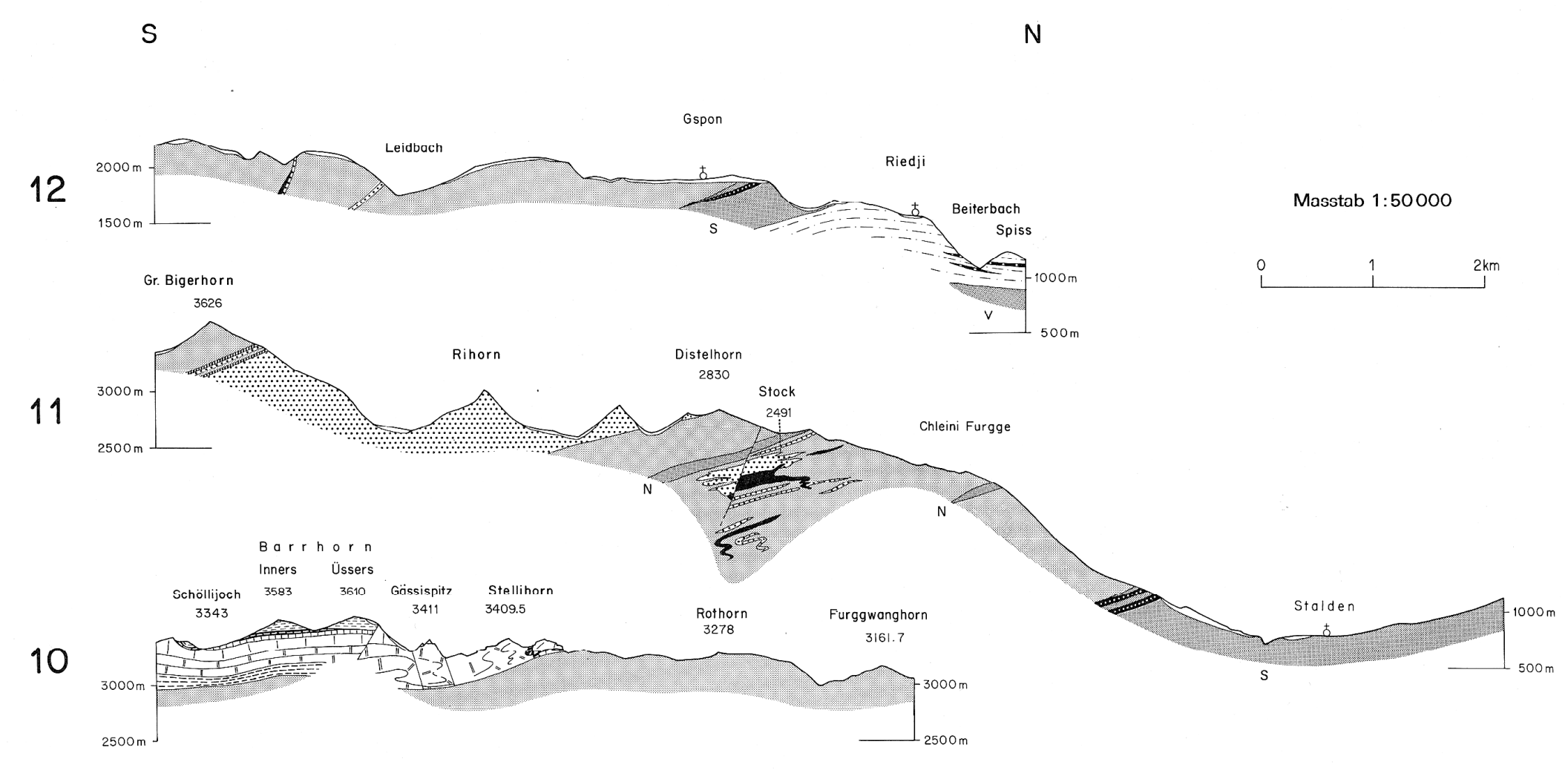
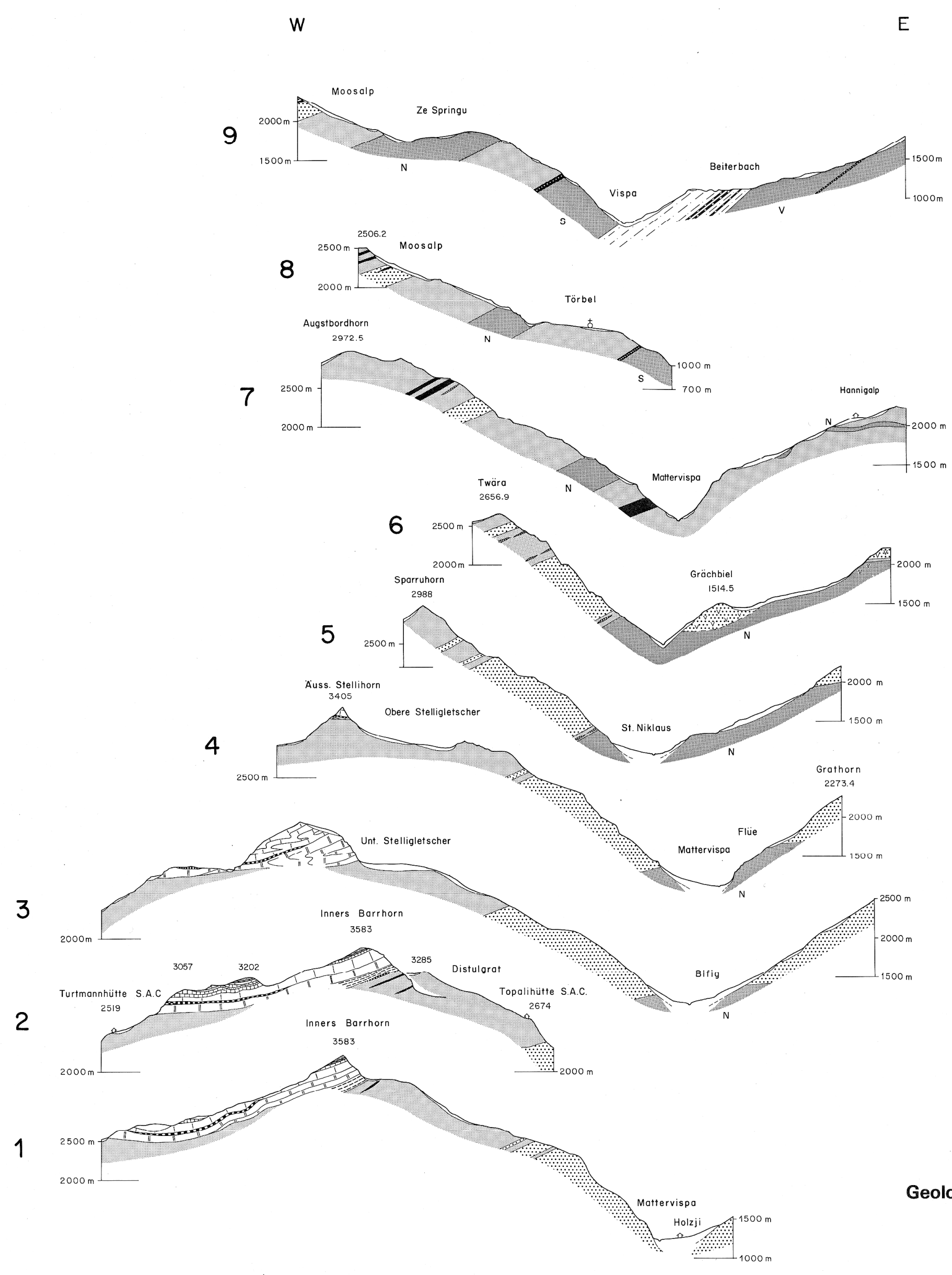


LITERATURVERZEICHNIS<sup>1)</sup>

- ARGAND, E. (1911): Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 31/1.
- (1916): Sur l'arc des Alpes Occidentales. – *Eclogae geol. Helv.* 14, 145–191.
  - (1934): La zone pennique. Dans: Guide géologique de la Suisse (fasc. III). – Wepf, Basel.
- AYRTON, S.N. & RAMSAY, J.G. (1974): Tectonic and Metamorphic Events in the Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54/2–3, 609–639.
- BEARTH, P. (1953): Erläuterungen zu Atlasblatt 29 (Zermatt) des «Geologischen Atlas der Schweiz 1:25000». – Schweiz. geol. Komm.
- (1957): Erläuterungen zu Blatt 30 (Monte Moro) und Blatt 31 (Saas) des «Geologischen Atlas der Schweiz 1:25000». – Schweiz. geol. Komm.
  - (1962): Versuch einer Gliederung alpinmetamorpher Serien der Westalpen. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 42/1, 127–137.
  - (1963): Contribution à la subdivision tectonique et stratigraphique du Cristallin de la nappe du Grand-St-Bernard dans le Valais (Suisse). Dans: Livre à la mémoire du Prof. P. Fallot (tome II, 407–418). – Soc. géol. France.
  - (1964): Erläuterungen zu Atlasblatt 43 (Randa) des «Geologischen Atlas der Schweiz 1:25000». – Schweiz. geol. Komm.
  - (1973): Erläuterungen zu Atlasblatt 61 (Simplon) des «Geologischen Atlas der Schweiz 1:25000». – Schweiz. geol. Komm.
  - (1976): Zur Gliederung der Bündnerschiefer in der Region von Zermatt. – *Eclogae geol. Helv.* 69/1, 149–161.
- BEARTH, P. & LOMBARD, AUG. (1964): Notice explicative de la feuille 6 (Sion) de la «Carte géologique générale de la Suisse 1:200000». – Comm. géol. suisse.
- BURRI, M. (1979): Les formations valaisannes dans la région de Visp. – *Eclogae geol. Helv.* 72/3, 789–802.
- DIETRICH, V. & OBERHÄNSLI, R. (1975): Die Pillow-Laven des Vispertales. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 55/1, 79–87.
- EICHENBERGER, R. (1926): Die geologischen Verhältnisse des oberen Saastales. In: LÜTSCHG, O.: Über Niederschlag und Abfluss im Hochgebirge. – Schweiz. Wasserwirtschaftsverb., Verbandsschr. 14.
- ELLENBERGER, F. (1953a): Sur l'extension des faciès briançonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Pennides. – *Eclogae geol. Helv.* 45/2 (1952), 285–286.
- (1953b): La série du Barrhorn et les rétrocharriages penniques. – *C.R. Acad. Sci. (Paris)* 236, 218–220.
  - (1958): Etude géologique du pays de Vanoise. – Mém. Carte géol. France.
- FEHLMANN, H. (1919): Der schweizerische Bergbau während des Weltkrieges. – Kümmerly & Frey, Bern.

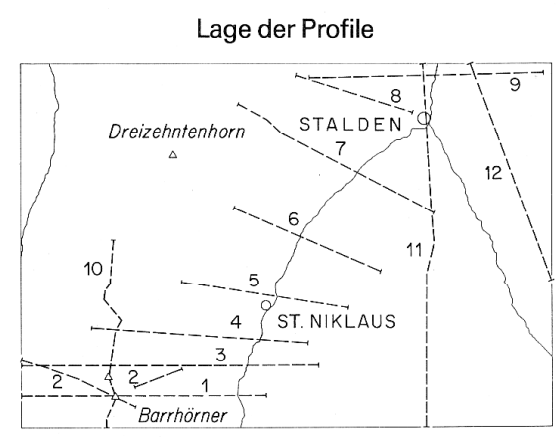
<sup>1)</sup> Das Kartenverzeichnis der veröffentlichten geologischen Karten befindet sich auf dem rechten Blattrand des Atlasblattes.

- GILLIÉRON, F. (1946): Geologisch-petrographische Untersuchungen an der Ni-Co-Lagerstätte Kaltenberg (Turtmanntal, Wallis). – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 25.
- HALM, E. (1945): Die Kupfer-Wismut-Lagerstätten im obern Val d'Anniviers (Wallis). – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 22.
- HÜGI, TH. (1958): Uranvererzungen in Gesteinen des Wallis (Schweiz). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 38/2, 393–402.
- (1966): Zur Geochemie der Uranvererzungen in den Schweizer Alpen. – Geol. Rdsch. 55/2, 437–445.
- HÜGI, TH., QUERVAIN, F. DE & HOFMÄNNER, F. (1962): Übersichtskarte der Uran- und Thorium-Mineralisationen der Westalpen. Mit Erläuterungen. – Schweiz. geotech. Komm.
- HUNZIKER, J.C. (1976): Rb-Sr and K-Ar age determination and the alpine tectonic history of the western Alps. – Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova 31 (1974–1976).
- ITEN, W.B. (1948): Zur Stratigraphie und Tektonik der Zone du Combin zwischen Mettelhorn und Turtmanntal (Wallis). – Eclogae geol. Helv. 41/2, 141–246.
- MARTHALER, M. & ESCHER, A. (1980): Pennique: couverture de la nappe du Grand St-Bernard dans le val d'Anniviers (lac du Toûno–Roc de Boudri). Dans: Compte rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse du 1 au 3 octobre 1979: coupe Préalpes–Helvétique–Pennique en Suisse occidentale. – Eclogae geol. Helv. 73/1, 343–349.
- NIGGLI, E. & NIGGLI, C.R. (1965): Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit). – Eclogae geol. Helv. 58/1, 335–368.
- OULIANOFF, N. & TRÜMPY, R. (1958): Feuille 33 (Grand Saint-Bernard) de l'«Atlas géologique de la Suisse 1:25 000». – Comm. géol. suisse.
- SIGG, J. (1944): Contribution à l'étude pétrographique et minière de la partie inférieure du Val d'Anniviers et plus particulièrement de la région Saint-Luc–Bella-Tola. – Matér. Géol. Suisse, Sér. géotech. 21.
- STAUB, R. (1958): Klippendecke und Zentralalpenbau. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 103.
- STECK, A., RAMSAY, J.G., MILNES, A.G. & BURRI, M. (1979): Compte rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse et la Société Suisse de Minéralogie et Pétrographie en Valais et en Italie nord du 2 au 5 octobre 1978. – Eclogae geol. Helv. 72/1, 287–311.
- VUAGNAT, M. (1947): Sur la variolite de Spiss près de Viège (Valais). – C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève 64/2, 45–47.
- WEIDMANN, M. (1973): Sur quelques récentes découvertes de fossiles en Valais. – Bull. Murithienne (Soc. valais. Sci. nat.) 90 et Bull. Lab. Géol. etc. Mus. géol. Univ. Lausanne 213 (1974).
- WERENFELS, A. (1924): Geologische und petrographische Untersuchung des Vispertales. – Beitr. geol. Karte Schweiz 26/3, 81–125.



Masstab 1:50 000

0 1 2 km



- Quartär**
- Lockergesteine, Gletscher
  - Sackung, Rutschung
- Obere Zermatter Schuppenzone**
- Bündnerschiefer (Jura – ? Kreide)
  - Überschiebungshorizont mit Quarziten, Rauhwacke und Chlorit-Sericitschiefern (? Keuper)
- Bernhard-Decke**
- Barrhorn-Serie und Permo-Karbon*
- Flysch: Sandsteine und schwarze Schiefer (Tertiär)
  - Dünnplattige Marmore (Marbres feuilletés, Marbres chloriteux: Oberkreide)
  - Helle Marmore (Malm)
  - Dunkle Kalke und Kalkschiefer (Dogger)
  - Quarzite (? Trias); Dolomite und gebänderte Kalke (Anisien)
  - Quarz-Phengitschiefer, Konglomerate (? Perm)
  - Graphitische Schiefer (? Karbon)
- Lappen von Visperterminen, Unterer Staldener Lappen, Mulde von St. Niklaus*
- Glimmerschiefer und Gneise, Quarzite (? Permo-Karbon – ? Trias)
  - V=Lappen von Visperterminen, S=Unt. Staldener Lappen, N=Mulde von St. Niklaus
  - Graphitphyllite, Psammitgneise und Konglomerate (? Oberkarbon)
- Mischabel-Kristallin**
- Augengneis von Randa
  - Leukokrate Aplitgneise
  - Chlorit-Hellglimmerschiefer und -gneise, hornfelsartige Gneise
  - Amphibolite
- Zone valaisanne mit Ophiolithen**
- Flysch calcaréo-gréseux
  - Prasinite

Geologische Profile durch das Gebiet von Blatt St. Niklaus