

Geologischer Atlas der Schweiz Atlas géologique de la Suisse

1:25 000

Blatt:

Simplon

Topographie: Landeskarte der Schweiz 1:50 000

SE-Teil von Blatt 274 Visp, vergrössert auf 1:25 000

(Atlasblatt 61)

Erläuterungen

verfasst von

PETER BEARTH

Mit 12 Textfiguren und 1 Tafelbeilage

1973

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

VORWORT DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION

Mit diesem Atlasblatt wird die Reihe der von Herrn Prof. Bearth kartierten Walliser Hochgebirgsblätter – Nr. 29 Zermatt (1953), Nr. 30 Mte. Moro (1954), Nr. 31 Saas (1954), Nr. 43 Randa (1964) – weitergeführt.

Bei der Erstellung des Kartenoriginals verwendete der Autor als topographische Grundlage die auf 1:25 000 vergrösserte Landeskarte 1:50 000, da das entsprechende Landeskartenblatt 1:25 000 damals noch nicht zur Verfügung stand. Eine durch den Autor nachträglich vorzunehmende Übertragung des Kartenoriginals auf das inzwischen erschienene LK-Blatt 1309 Simplon wäre mit erheblichen Schwierigkeiten verbunden gewesen und hätte auch neue Feldbegehungen erfordert.

Die ersten Aufnahmen zu Blatt Simplon gehen auf Arbeiten zurück, die der Bearbeiter im Zusammenhang mit der Kartierung des südlich anschliessenden Blattes Saas durchführte. 1953 und 1954 wurden Teile des Gebietes zur Abklärung tektonischer Zusammenhänge begangen. Die Ergebnisse sind in der Folge veröffentlicht worden (BEARTH 1956). Im Jahre 1958 erhielt Professor Bearth dann von der Geologischen Kommission den Auftrag zur Kartierung des vorliegenden Blattes. Dieser Arbeit wurde ein Teil der Sommermonate 1958–1967 gewidmet.

Das vom Autor erstellte Kartenoriginal konnte, nach erfolgten Redaktionsarbeiten im Büro der Geologischen Kommission, im Frühjahr 1971 der Druckfirma zur kartographischen Bearbeitung übergeben werden.

Die Geologische Kommission ist Herrn Professor Bearth für die Bearbeitung dieses alpinistisch anspruchsvollen Gebietes sehr zu Dank verpflichtet.

Basel, im Mai 1973

Für die Schweizerische Geologische Kommission

Der Präsident:

Prof. Dr. W. Nabholz

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort der Geologischen Kommission	2
Einleitung	4
Quartär	6
Penninisches Mesozoikum	8
Posttriadische Sedimente	11
Trias	12
Ophiolithe	15
Prätriadische Serien	15
Zur stratigraphischen Stellung	15
Petrographie.	16
Bernhard-Decke	17
Berisal-Decke	25
Monte Leone-Decke	26
Lebendun-Decke	29
Antigorio-Decke	33
Tektonik	35
Deformation und Kristallisation	37
Rückfaltungserscheinungen	40
Simplon-Störung	42
Jüngere Störungen	43
Metamorphose	44
Kluftminerale	47
Exkursionen	47
Literaturverzeichnis	49
Kartenverzeichnis	51

EINLEITUNG

Das Gebiet ist vorwiegend aus polymetamorphem Kristallin aufgebaut. Die alpidische Metamorphose ist sehr intensiv, vor allem im Bereich der tieferen penninischen Decken. Gegenüber der alten Simplonkarte (SCHMIDT & PREISWERK 1908), die auch heute noch, 60 Jahre nach ihrem Erscheinen, als Übersichtskarte ihren grossen Wert bewahrt hat, sah ich meine Aufgabe darin, dieses Kristallin petrographisch soweit zu gliedern, als der Maßstab der Karte es gestattete.

Bei dieser Arbeit konnte ich mich, was den mittelpenninischen Teil anbelangt, auf meine eigenen, im Süden und Westen durchgeführten Untersuchungen stützen. Für den unterpenninischen Teil kam mir zustatten, dass seit der Pionierleistung der Bearbeiter der alten Simplonkarte, diese Region ständig Objekt der Forschung durch das Mineralogische Institut der Universität Basel gewesen ist. Es sind vor allem die Arbeiten von Prof. E. WENK und seiner Schüler J. HUNZIKER, H. WIELAND, M. JOOS und G. MILNES, von deren Ergebnissen ich profitieren konnte. Der letztere hat durch seine strukturell-petrographische Bearbeitung der Antigorio- und der Monte Leone-Decke neue Gesichtspunkte in die Erforschung des Lepontins gebracht¹⁾.

Im N anschliessend, auf Blatt Brig, arbeitet Prof. A. STRECKEISEN (Bern), der verschiedene Arbeiten veröffentlicht hat, die auch das Gebiet der Simplonkarte berühren. Das Alterslabor des Mineralogisch-petrographischen Institutes der Universität Bern (E. Jäger, J. Hunziker) lieferte eine grosse Zahl äusserst wertvoller Daten über das absolute Alter von Mineralien und Gesteinen.

Ich möchte nicht versäumen, der Bevölkerung von Simplon zu danken – in erster Linie der Familie Zenklusen-Zumkäm, die mich immer gastfreundlich aufgenommen hat, sei's in Simplon Dorf oder in ihren Hütten auf Alpjen, Zum Kämi, Pianezza und Gisen, dann auch den Familien Dorsaz (Im Seng), M. Gerold in Simplon Dorf und A. und M. Squaratti in Zwischbergen. Sie alle haben meine Arbeit wesentlich erleichtert.

Herrn Prof. Dr. A. Streckeisen danke ich für die sorgfältige Durchsicht des Manuskriptes und für verschiedene Korrekturen.

¹⁾ Während diese Erläuterungen im Druck waren, erschien die Arbeit von MILNES (1973). Sie enthält neue Fakten und Interpretationen, doch besteht in mehreren Punkten ein Gegensatz zu unseren Auffassungen, vor allem die Deutung der Lebendun-Decke betreffend.

Geologischer Überblick

Blatt Simplon umfasst ausschliesslich mittel- bis unterpenninische Einheiten. Eine NW–SE-laufende Diagonale, die auf grössere Strecken dem Taleinschnitt von Simplon folgt, trennt einen mittelpenninischen Teil im W vom tiefpenninischen im E.

Die westliche Hälfte wird von der Bernhard-Decke s.l. eingenommen; sie muss aus lithologisch-stratigraphischen und tektonischen Gründen zweigeteilt werden. Der bedeutendere, südliche Teil mit Fletschhorn und Lagginhorn bildet das Äquivalent der Mischabel-Gruppe jenseits vom Saastal, während der im Liegenden dieser Fletschhorn-Masse auftretende Teil aus der Vereinigung des Unteren Lappens von Stalden mit demjenigen von Visperterminen hervorgeht. Wir bezeichnen ihn kurz als Staldener Lappen. Von der Fletschhorn-Masse trennt ihn eine Mylonitzone.

Zum tiefpenninischen (oder lepontinischen) Bereich gehören die Monte Leone-, die Lebendun- und die Antigorio-Decke. Fraglich ist die Zugehörigkeit der Berisal-Decke (s. S. 36/37). Die drei erstgenannten Deckenkörper sind voneinander durch schmale mesozoische Züge getrennt. Von der Fletschhorn-Masse und dem Staldener Lappen hingegen scheidet sie eine Mylonitzone, die sog. Simplon-Störung.

Die Karte lässt sehr schön eine ausgeprägte Asymmetrie in der Verteilung der Decken und Gesteine beidseitig dieser Simplon-Störung erkennen. Zu den Einheiten, die NE dieser Diagonale liegen, existiert im SW nichts Entsprechendes. Diese ungleiche Verteilung der Massen ist auf das Absinken sämtlicher Einheiten nach Westen zurückzuführen. Dieses westliche Einfallen ist sehr schön am Hübschhorn zu sehen. Morphologisch tritt besonders deutlich das Westfallen der Schubflächen der Fletschhorn-Masse hervor, die zunächst ab Engiloch der Talfurche folgt, dann nacheinander die Furgge und den Passo di Monscera traversiert. Vom Dorfe Simplon her sieht man, wie die Monte Leone-Gneise des Seehorns westwärts mit 30° unter diejenigen der Fletschhorn-Masse am Furmelengrat einfallen. Ferner zeigt das ganze Querprofil von Gabi bis zur alten Kaserne die gleichfalls nach W absinkenden Gneisbänder und die trennenden mesozoischen Lagen im Deckenstapel der unteren penninischen Einheiten. Dieses selbst in Einzelheiten bemerkbare westliche Einfallen ist die Folge einer spätalpinen, quer zum Streichen laufenden Aufwölbung, die den ganzen Gebirgskörper erfasst hat und weiter östlich, im Tosatal, ihre Kulmination erreicht.

QUARTÄR

Gehängeschutt

Das Verschwinden der Gletscher und Firne in mittleren Höhen hat ausgedehnte, mehr oder weniger bewachsene Schuttfelder hinterlassen. Sie sind am unteren Rande häufig von girlandenartig angeordneten «Schneehaldenmoränen» begrenzt. Diese bilden sich teils durch Anhäufung von Gestein, das über die Schneehalden abrollt, teils durch Lawinen oder durch Kriechen grösserer Schneemassen.

Bergstürze und Sackungen

Die grösste Bergsturzmasse füllt S Balen das Saastal bis hinauf nach Tamatten (Saas Grund). Sie muss zwischen diesem Weiler und Bidermatten zu einem Rückstau der alten Vispa und damit zur Bildung der Alluvialebene von Saas Grund geführt haben (s. Blatt Saas).

Diese Sturzmasse von Lauinenbodmen setzt sich aus mehreren Bergstürzen und Sackungen zusammen. Ein Wall von grossen Blöcken verbindet Bodmen und Tälwaldji. Er dürfte durch eine Terrasse oder durch Rückstau der Bergsturzmasse bedingt sein.

Grössere Sackungen sind an den W-exponierten Hängen des Nanz- und des Saastals zu sehen. Diese Hänge befinden sich z. T. heute noch in einer dauernden Kriechbewegung (z. B. N Seitenstafel, NW-Ecke des Blattes).

Gletscherabbrüche

Eine grosse Katastrophe wurde am 19. März 1901 durch den Abbruch des Rossbodengletschers verursacht. Der Schutt- und Eisstrom überdeckte die alte Simplonstrasse, zerstörte viele Gebäude und 150 Hektaren Wald; zwei Menschen und 50 Stück Vieh kamen dabei um. Die heute von Wald bedeckte Schuttmasse wird zwischen Eggen und Simplon Dorf durchfahren.

Lawinengletscher

Als solche werden die am Fusse einer Steilwand durch ständiges Nachstürzen sich erneuernden Anhäufungen von Schnee und Eis bezeichnet, sofern sie über längere Zeit haltbar sind. Zwei kleinere «Gletscher» dieser Art finden sich bei Alpjen auf Munigstafel, an der Basis der Wamischhörner, zwei umfangreichere am Fusse der Monte Leone-Ostwand. Alle sind von einem moränenartigen

Wall umgeben, der sich teils unter ihrem Gewicht, teils aus nachstürzendem Schutt bildete.

Blockströme

Blatt Simplon zeigt einige typische Blockströme, die teils von Moränenmaterial, teils von Gehängeschutt gespiesen werden. So hat sich ein Teil der Moräne des Mattwaldgletschers als Blockstrom selbständig gemacht. Von Gehängeschutt wird (oder wurde!) der Blockstrom N Siwiboden und derjenige W Jäghorn gespeist, ebenso z. T. derjenige N vom Carneragrat. Genaue Beobachtungen besitzen wir nur über den kleinen Blockstrom vom Ostufer des Weissmiesgletschers, im oberen Laggintal (Koord.: 646.25/110.25; siehe MESSERLI & ZURBUCHEN 1968).

MORÄNEN

Auf der Karte sind zwei Gruppen von Moränen ausgeschieden worden, eine ältere und eine jüngere. Die unterscheidenden Hauptkriterien sind: Grad der Bewachsung, Erhaltungszustand der Wälle und Höhenlage. Wir haben aber weder den Einfluss der Exposition berücksichtigt, noch wurde der Versuch gemacht, die Moränen des Haupttals (Saas) von den Lokalmoränen zu trennen oder diese miteinander zu korrelieren.

Rezente und subrezente Moräne

Die Moränen der heutigen Gletscher und ihrer Rückzugsstadien zeichnen sich durch gut erhaltene Wälle mit schmalem First und steiler Böschung aus. Die Bewachsung ist spärlich oder fehlt ganz. Schöne Beispiele zeigen die Gletscher der Fletschhorngruppe.

Sämtliche Gletscher sind im Rückzug begriffen. Zur Zeit der Aufnahme der alten Simplonkarte 1:50000 (SCHMIDT & PREISWERK 1908) vereinigte sich der Alpen- noch mit dem Kaltwassergletscher, und der Fuss der Hübschhorn-Nordflanke trug einen Eispanzer. Zahlreiche kleinere Gletscher sind seither verschwunden.

1965 erfolgte eine plötzliche Entleerung eines durch die Moräne des Grubengletschers gestauten Sees. Wasser, Schlamm und Schutt zerstörten einen Teil der Felder von Saas-Balen.

91 Ältere Lokalmoräne

Zu diesen rechnen wir die völlig überwachsenen, z.T. auch mit Wald bedeckten Moränen. Die Wälle sind nur teilweise erhalten. Zu den besterhaltenen gehören die Seitenmoränen (Daun) des ehemaligen Rossbodengletschers bei Simplon Dorf und Eggen, samt der N von Krummbach, zwischen Sidegge und Bru befindlichen Moränengruppe.

Die Passhöhe mit ihren Rundhöckern und versteckten Seen bietet ein schönes Beispiel einer glazial geformten Landschaft. Sie ist aus Gneisen der Berisal-Decke herausmodelliert worden; der südwestliche, morphologisch scharf gezeichnete Rand dieser Rundhöckerlandschaft mit den Sommerdörfern Sicken, Bielti und Blatten ist sowohl eine Gesteins- als auch eine Deckengrenze. Auch die S anschliessenden Rundhöcker des Geblatt, P. 1888.8 bei Gampisch, und der langgestreckte Hügel zwischen Engiloch und Bärnetscha liegen in der Randzone der Berisal-Decke. Hingegen wird der kleine, östlich vom Krummbach gegenüber Eggen liegende Rundhöcker von Myloniten im Bereich der Simplon-Störung gebildet, der grössere, ESE Simplon, direkt über Gabi befindliche (P. 1509) von Monte Leone-Gneisen. Von der Hauptmasse der Monte Leone-Decke ist dieser durch einen epigenetischen Flusslauf getrennt, der vermutlich einer Störungszone folgt. Die Eintiefung der Gondoschlucht ist wahrscheinlich spät- bis postglazial. Die ebenfalls glazial geformte schöne Landschaft der Vairaseen (SE-Ecke des Blattes) verdankt ihre Bildung einem lokalen Gletscher, ebenso Findlen- und Gspontälli im obersten Nanztal.

PENNINISCHES MESOZOIKUM

Es umfasst wenig mächtige Trias, Bündnerschiefer und die mit diesen assoziierten Ophiolithe. Stratigraphische Gliederung ist mangels Fossilien nur auf Grund lithologischer Unterschiede und nur in beschränktem Umfang möglich. Sie wird zudem durch tektonische Verschuppung und durch die Metamorphose erschwert. Die Parallelisierung einzelner Profile wird ferner noch dadurch verunmöglicht, dass die Zonen in den Steilwänden der Alpjspitzen und des Seehornes nur teilweise begehbar sind (siehe Profile, Fig. 1, 2, 3).

Nach allem, was wir heute wissen, muss einstmals überall auf dem paläozoischen Sockel Trias abgelagert worden sein. Es stellt

sich deshalb die Frage, ob in diesem tektonisch durchbewegten Komplex noch Anzeichen einer autochthonen Überlagerung erhalten sind. Nicht minder wichtig ist die Frage nach dem Verhältnis der Trias zu den stratigraphisch höheren, im übrigen aber nicht näher datierbaren Bündnerschiefern.

Für eine normale Überlagerung wenigstens eines Teiles der Trias auf Kristallin sprechen die Verhältnisse im Rücken der Antigorio-Decke (s. S. 14). Aber schon die darüberliegenden Bündnerschiefer sind stark durchbewegt und z.T. mit Trias, z.T. mit Elementen der Lebendun-Decke verschuppt, so dass von einer normalstratigraphischen Überdeckung kaum gesprochen werden kann.

Die Annahme aber, dass auch die Lebendun-Gneise von der zugehörigen Trias begleitet werden, stösst sich an der Tatsache, dass im Lebenduntal (Antigoriotal) zwischen diesen Gneisen und der Trias noch permische Serien (scisti bruni) eingeschaltet sind, die S Alpen jedenfalls fehlen. Es ist möglich, dass die stark verschuppte Trias W vom Lago d'Avino einen Rest der ursprünglichen Sedimenthaut der Valgrande-Serie repräsentiert, doch gilt das nur unter der Voraussetzung, dass diese Serie das südliche Äquivalent der «scisti bruni» ist.

Die Gneismasse des Monte Leone ist fast in ihrer ganzen Ausdehnung, im Liegenden wie im Hangenden, von Trias umhüllt. Im Liegenden scheint die Trias invertiert zu sein. Doch ist auch hier die ursprüngliche Lagerung tektonisch derart gestört, dass sich nichts Bestimmtes sagen lässt.

Es fällt auf, dass zwischen der Monte Leone-Decke und der Fletschhorn-Masse Mesozoikum nur ganz sporadisch auftritt (Zwischbergen). Dieses erscheint erst an der Grenze gegen die Berisal-Decke, zwischen Engiloch und dem Kaltwassergletscher, hier wiederum extrem verschuppt und verfaltet. Der Kontakt zu den Gneisen des Fletschhorns wird durch die schon erwähnte Simplon-Störung gebildet. Diese war den Autoren der Simplonkarte nicht bekannt, und da man damals einzig das Mesozoikum als Deckenscheider anerkannte, ergab sich notwendigerweise, dass die Berisal-Decke mit der Fletschhorn-Masse zu einer Einheit zusammengefasst und damit auch als Teil der Bernhard-Decke betrachtet wurde.

Paläogeographisch gehört das Mesozoikum von Blatt Simplon teils zum nord-, teils zum südpenninischen Raum. Mittelpenninische Sedimente fehlen hier, es sei denn, dass man Teile der Trias dazu stellen will.

Zum nordpenninischen Faziesraum rechnen wir das Mesozoikum, das, aus dem oberen Formazzatal kommend, die verschiedenen Deckenkörper trennt, also vor allem die Zonen, welche den

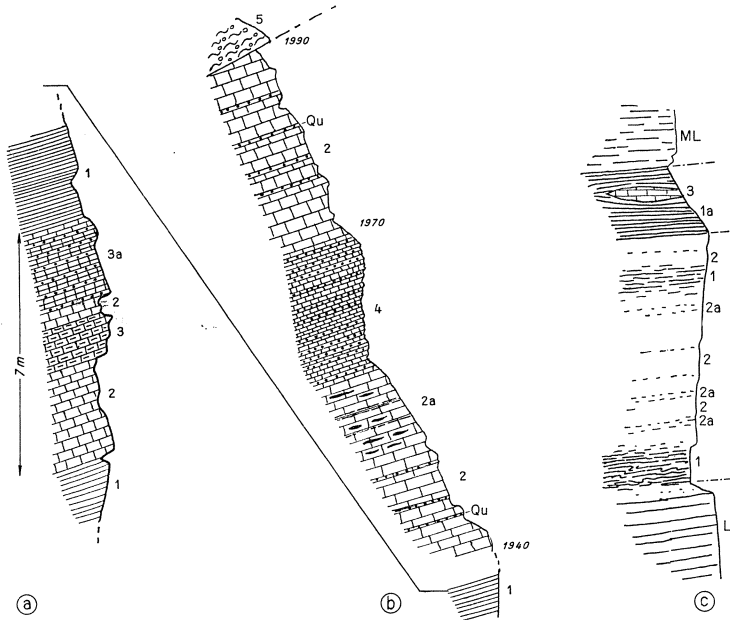


Fig. 1: Profile durch das Mesozoikum der Veglia-Mulde.

a) Basis bei Schwarzbalm (Koord.: 651.5/118.6):

- 1 = Kalkglimmerschiefer (Trias)
- 2 = grobspätige Marmore
- 3 = silikatreiche Marmore mit Quarz, Muskowit und Phlogopit
- 3a = quarzreicher Marmor

b) Profil vom SW-Ende der Felswand unterhalb vom Weg Munigstafel-Schwarzbalm (Koord.: 650.9/118.5):

- 1 = Kalkglimmerschiefer
- 2 = grobspätiger Marmor mit Quarzsehnüren (Qu), im oberen Teil quarzreich
- 2a = dünnplattiger, grobspätiger Marmor mit Quarz-Muskowit-Lagen und sekretionären Quarzlinsen
- 4 = dünne Marmorlagen, alternierend mit mm- bis cm-dickem Quarzit; darüber, mit mechanischem Kontakt:
- 5 = schwarze Granatphyllite (Bündnerschiefer)

Lebendun-Komplex einerseits von der Monte Leone-, andererseits von der Antigorio-Decke trennen. Die erstgenannte wurde von den früheren Bearbeitern Veglia-Mulde, die zweite Teggiolo-Mulde genannt. Zum nordpenninischen Faziesgebiet gehören vermutlich auch die Bündnerschiefer und Ophiolithe des Nanztales. Doch kann die Möglichkeit nicht ausgeschlossen werden, dass es sich dabei z.T. um frontal eingewickeltertes Mesozoikum aus dem süd-penninischen Raum handelt.

Der süd-penninische Faziesbereich ist vor allem durch grossen Ophiolithreichtum ausgezeichnet. Serien, die hierher gehören, finden wir im Laggintal. Das dortige Mesozoikum steht in Verbindung mit der Zwischbergen-Mulde, damit aber auch mit der ophiolithreichen Mulde vom Antrona, die aus der Unterlage der Monte Rosa-Decke emporgepresst worden ist.

Posttriadische Sedimente

(Jura bis ? Kreide)

S Bündnerschiefer

Die Bündnerschiefer sind aus einer Wechsellagerung ursprünglich kalkig-mergeliger bis toniger und sandiger, mariner Sedimente entstanden.

- Kalkglimmerschiefer: Das wichtigste Glied sind graue, braun anwitternde, gefaltete Kalkglimmerschiefer, die sowohl im Streichen wie auch quer dazu in Marmor- oder in glimmerreiche, oft granatführende Lagen, in Muskowit-(Sericit-)Biotitschiefer und karbonat- und muskowitzführende Quarzite übergehen können.
- Granatglimmerschiefer: Ein sehr charakteristisches Glied sind grauschwarze Granatglimmerschiefer, die in einer phylliti-

c) Mesozoikum zwischen Lebendun- und Monte Leone-Decke. W Alpen und S Munigstafel (Koord.: 651.2/117.6):

L = Lebendun-Gneis; darüber Schuttband und mechanischer Kontakt

1 = 4-5 m Kalkglimmerschiefer (? Trias), z.T. granatführend, mit grauen Marmorlagen, übergehend in

2 = grobspätigen Marmor (Trias) mit quarzreichen Lagen (2a); darüber, mit scharfem (mechan. ?) Kontakt:

1a = Kalkglimmerschiefer und schwarze Granatphyllite (? Bündnerschiefer), darin eingeschuppt eine glimmerführende Marmorlinie (3).

ML = Paragneise der Monte Leone-Decke.

schen Grundmasse cm-grosse Porphyroblasten von Granat, oder auch von Zoisit, Staurolith, Disthen, Biotit, Hornblende (selten) und Plagioklas (Oligoklas bis Bytownit) führen. Rotiertes s_i sehr verbreitet. Die serizitische Grundmasse ist durch graphitisches Pigment dunkel gefärbt. In diesen Gesteinen z. T. reichlich Pyrit, seltener Kupferkies. Lagen von biotitführendem Granat-Plagioklasgneis und von granat- und calcitführendem Muskowit-Biotitgneis.

- Polygenes Konglomerat: Am Kaltwassergletscher (Koord.: 648.45/121.85) erscheint in den Bündnerschiefern eine 2–3 m mächtige Konglomeratbank. Sie führt gestreckte Komponenten von hellem Epidot-Biotit-Plagioklasgneis (\pm Chlorit, \pm Aktinolith), biotitreichem Amphibolit, Quarzit (selten) und Schmitzen von Dolomit und Kalk in einem karbonatarmen Zement aus Quarz, Plagioklas und Biotit. Das Gestein zeigt starke Kataklyse. Die karbonatischen Komponenten stammen vermutlich aus der Trias, die Herkunft der silikatischen ist nicht bekannt.

Syn- bis postmetamorphe sekretorische Quarzknauer und -adern sind in den Bündnerschiefern sehr verbreitet. Sie führen manchmal grobstengeligen, blauen Disthen, häufiger Plagioklas (Andesin), Calcit und Muskowit, vor allem aber langstengeligen, postkristallin deformierten hellen Zoisit (Kaltwassergletscher).

Trias

t/t_q Kalkmarmore, Quarzite

Im Kartengebiet ist fast ausschliesslich mittlere Trias vertreten. Untere quarzitisches Trias ist nur spärlich vorhanden und Quartenschiefer scheinen überhaupt zu fehlen.

Mächtigkeit: meist weniger als 10 m, durch Verschuppung bis zu 40 m answellend. Die Abgrenzung dieser Dolomit- und Kalkmarmore von z. T. ähnlichen Bündnerschiefern ist nur in den Zonen problematisch, die die Lebendun-Decke begleiten, in erster Linie in der Veglia-Mulde. Im Zwischbergental, wie vor allem auf Schwarzbalmen, treten grob-spätige Marmore auf, die von Quarz- und Glimmerzeilen durchzogen sind und Kalk- und Glimmerschieferlagen führen. Sie werden zur Trias gestellt, vor allem weil sie im Streichen in reine Phlogopitmarmore übergehen können (Schwarzbalmen [Schwarzi Balma], N Alpjén).

Die von SCHMIDT & PREISWERK (1908) erwähnte Anhäufung von Crinoidenbruchstücken in der Schwarzen Balmen konnte nicht wiedergefunden werden.

Ein sehr schöner Triasaufschluss findet sich am Kaltwassergletscher (Chalti Wasser). Die Trias ist hier mit Gneisen der Berisal-Decke und mit Bündnerschiefern verschuppt und verfaltet. Zwei bis drei Meter Quarzit, wenig Rohwacke, begleitet von gelbem Dolomit, in plastisch deformiertem, gebändertem Kalkmarmor. Sehr instruktive Boudinage des Dolomits. Rekristallisation.

Durch mehrfache Repetition infolge Verschuppung ist das in Fig. 2 dargestellte Triasprofil W vom Lago d'Avino entstanden.

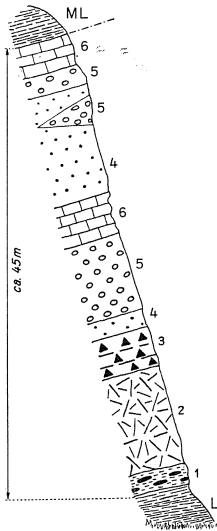


Fig. 2: Triasprofil am SW-Ende des Lago d'Avino (Koord.: 653.0/121.8):

L = Homogener kleinäugiger Gneis der Valgrande-Serie

1 = konglomeratischer, biotitreicher Zweiglimmergneis mit hellen Gneiskomponenten

2 = Rohwacke

3 = rötliche Dolomitmikrobrekzie mit Glimmerschieferlagen

4 = Quarzit

5 = Konglomerat mit Quarzit- und Glimmerschieferkomponenten

6 = gelber Dolomit

ML = biotitreicher Gneis der Monte Leone-Decke

Ein durch die Einschaltung von Konglomeratgneisen bemerkenswertes Vorkommen von Trias findet sich 500 m NNE von P. 2660 (NE-Grat der Pta. Valgrande), im oberen Teil des Absturzes gegen Alp Valle (Koord.: 654.80/120.55). Von oben nach unten folgen sich:

1 m Quarzit

5 m Dolomit

10–20 m Konglomeratgneis mit stark deformierten rostroten Dolomit-, Gneis- und Quarzitkomponenten und -lagen

4 m Dolomit

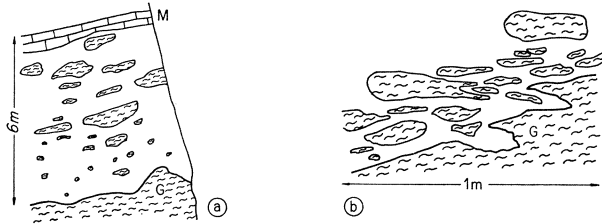


Fig. 3: Trias im Hangenden der Antigorio-Decke, direkt unterhalb der östlichen Hütte der Alp Corvetsch (Koord.: 653.4/118.1):

- a) Die Basis wird gebildet von laminiertem Antigorio-Gneis (G), darüber eine Konglomeratbank mit abgeflachten Gneis-«Geröllen» vom selben Typus. Selten aplitische und quarzitische Komponenten. Matrix: karbonatreich. M = Marmor.
- b) Detail von a) zeigt die mechanisch überprägte Oberfläche des Antigorio-Gneises (G) und die flachgewalzten Gneiskomponenten.

Der Konglomeratgneis scheint eine normale sedimentäre Einlagerung zu sein. Die Gneiskomponenten entsprechen ganz dem Gestein, das die Basis des in Fig. 2 dargestellten Profils bildet.

Besondere Erwähnung erfordert die Trias im Rücken der Antigorio-Decke. Quarzite fehlen auf Blatt Simplon, mit Ausnahme eines geringmächtigen Vorkommens im Zwischbergental (s. Bellege). Davon abgesehen, wird der Antigorio-Gneis direkt von weissem Phlogopitmarmor überlagert. Lokal wird dieser abgelöst durch Brekzien und Konglomerate. Sie führen meist schlecht gerundete und sortierte Komponenten verschiedenster Grösse aus Granit und Gneis, seltener auch Aplit und Quarzit. Der grobspätige, calcitische Zement enthält Fragmente von Mineralien dieser Gesteine (Quarz, Mikroklin, Plagioklas), z. T. dispers, z. T. lagenweise angereichert. Im Gegensatz zum völlig rekristallisierten Marmor zeigen die Komponenten starke Kataklyse. Trotz dieser postkristallinen Deformation, deren Intensität übrigens stark schwankt, liegt hier vermutlich eine transgressive Überlagerung vor. Dafür spricht vor allem die petrographische Übereinstimmung der meisten Komponenten mit dem Antigorio-Gneis¹⁾.

¹⁾ Auch im Zwischbergental finden sich im Hangenden des Antigorio-Gneises dieselben granitführenden Brekzien und Konglomerate, z. B. N Bellege und vom Biel- bis zum Camoscclagraben (die beiden letztgenannten Vorkommen sind auf der Karte nicht angegeben).

Ophiolithe

$O/\gamma_\alpha/O_s$ **Prasinite, Amphibolite, Serpentinite etc.**

Sie erscheinen auf Blatt Simplon, mit einer einzigen Ausnahme, ausschliesslich in den nördlichsten Ausläufern der Antrona-Mulde, im Laggin- und Zwischbergental. Es handelt sich um kleinere Serpentin-, Talk- und Strahlsteinschieferlinsen, Prasinite und Amphibolite. Hauptgemengteile: Albit und Plagioklas, Aktinolith, blaugrüne Hornblende, Chlorit und Epidot. Zum Teil diaphthoritisierte Granatamphibolite mit Relikten von Granat und Biotit.

Die im Nantztal anstehenden Grüngesteine sind Ausläufer des Bündnerschiefer-Ophiolithzuges, der aus der Gegend von Stalden-Visp in das Simplongebiet hineinzieht. Sie umfassen Serpentinite, Speckstein, Talk- und Aktinolithschiefer, Albit-Aktinolithschiefer sowie calcit- und aktinolithführende Prasinite (Albit, Chlorit).

Magmatische Reliktstrukturen fehlen, doch erwähnt WERENFELS (1924, S. 113) aus derselben Zone Variolithe und VUAGNAT (1947) beschreibt metamorphe Pillowbildungen von der gleichen Lokalität (Spiss, Blatt St. Niklaus).

In den übrigen mesozoischen Zonen fehlen, wie schon erwähnt, Ophiolithe mit Ausnahme einer kleinen, stark verschieferten Serpentinlinse S Hohlicht (Koord.: 645.50/119.95).

PRÄTRIADISCHE SERIEN

Die einzelnen Decken unterscheiden sich in Gesteinsinhalt, teilweise auch in Alter und Metamorphose.

Zur stratigraphischen Stellung

Aus metamorphen oberpaläozoischen Sedimenten (Konglomerate, Sandsteine, Arkosen, Tone) bestehen die Lebendun-Decke und zum mindesten auch Teile des Staldener Lappens und der Monte Leone-Decke. Bei der Lebendun-Decke wird allerdings das Substrat dieser Sedimente lokal von einer älteren polymetamorphen Gneisplatte gebildet (s. S. 32 und Fig. 9). Andererseits fehlt auf Blatt Simplon der mesozoische Anteil dieser Decke, der erst weiter östlich, im Antigoriotal, grosse Mächtigkeit erlangt.

Dass auch die Hauptmasse des Staldener Lappens oberpaläozoisch ist, kann anhand der Wechsellagerung mit (?) Ober-

karbon (sowie möglichem Perm) als wahrscheinlich angenommen werden (siehe S. 24) Diese Serie ist aber lithologisch sowohl von den Gesteinen der Lebendun-Decke als auch von den oberkarbonischen und permischen Sedimenten im Rücken der Mischabel-Gneise – zwischen Saas- und Turtmantal – verschieden.

Die übrigen Einheiten, die Fletschhorn-Masse, die Berisal-, teilweise auch die Monte Leone- und die Antigorio-Decke sind als ältere Teile des hercynischen Sockels aufzufassen, d. h. sie sind, im Gegensatz zu den vorher genannten, z. T. nachweisbar, z. T. sehr wahrscheinlich polymetamorph. Sie zeigen charakteristische Unterschiede im Gesteinsinhalt, was allerdings weniger im Handstück oder im mesoskopischen Bereich als in der kartographischen Darstellung hervortritt. So überwiegen in der Fletschhorn-Masse die Paragesteine; Orthogneise und Amphibolite erreichen in diesem Teil der Bernhard-Decke längst nicht die Bedeutung, die sie im Saas- und Nicolaifal haben. Im Gegensatz dazu dominieren in der Monte Leone-Decke metamorphe saure Eruptiva (Tuffe?, Rhyolithe, Granite und ihre Abtragungsprodukte) und die Gneise der Antigorio-Decke sind ganz überwiegend aus Graniten hervorgegangen. In lithologischer Hinsicht besteht zwischen diesen zwei Decken eine grössere Verwandtschaft als zwischen ihnen und dem Fletschhorn- oder dem Berisal-Komplex. Die Lebendun-Decke aber erscheint in jeder Hinsicht als ein Fremdkörper.

Petrographie

Wir beschreiben zunächst die prätriadischen Serien, und zwar die Gesteine der einzelnen Decken getrennt, da sie petrographisch doch weitgehend verschieden sind. Wir beginnen mit der tektonisch höchsten Einheit, der Fletschhorn-Masse, und schliessen mit der tiefsten, der Antigorio-Decke.

Beim Lesen dieses Abschnittes möge man beachten, dass die bedeutendsten Kristallinkörper des Simplongebietes polymetamorph sind, dass aber die alpidische Überprägung alte Strukturen und Mineralassoziationen zwar nicht restlos, aber doch zum weit-aus grössten Teil zerstört hat. Die Beschreibung gibt demnach ein Bild der alpidisch rekristallisierten Gesteine. Ferner zwingt der vorliegende Maßstab zur Zusammenfassung. Weder die strukturelle noch die lithologische Variation kann durch die Karte auch nur annähernd dargestellt werden. Auch der folgende Text kann nicht mehr als eine summarische Übersicht geben.

BERNHARD-DECKE

Kristallin der Fletschhorngruppe

Dieses bildet den grössten Teil der westlichen Blatthälfte. Petrographisch entspricht es den Gesteinen der Mischabel, die das zentrale und wohl auch älteste Element der Bernhard-Decke repräsentieren.

In der Fletschhorn-Masse dominieren Paragesteine, unterbrochen von einzelnen Augengneiszügen und den hellen, granitoiden Gneisen des Böshorns (Rauthorn). Nur spärlich sind Amphibolite vertreten, die in einem vielfach unterbrochenen Zuge aus dem Saastal aufsteigen, über Simelihorn und das Findlental die Wasserscheide zwischen Saas- und Nantztal queren und S vom Sirwoltensattel sich verlieren, abgesehen von kleineren Vorkommen im Laggin- und Zwischbergental.

P_F Granat-Muskowitschiefer

Gefaltete muskovitreiche Gneise oder Schiefer, quarzgeflammt, mit Albit, Granat, Chloritoid, Chlorit und Biotit. Akzessorien: Calcit, Magnetit und Ilmenit, Rutil und Titanit, Turmalin und Apatit. Die folgenden Gesteinsarten, in der Reihenfolge abnehmender Häufigkeit aufgeführt, sind – ohne kartierbare Begrenzung – miteinander vermengt oder wechseln lagenweise ab: Granat-Muskowitschiefer (\pm Albit, \pm Chlorit), Chlorit-Muskowitschiefer, Muskowitschiefer, Chloritoid-Muskowitschiefer (\pm Granat), Biotit-Muskowit-Albitgneise (\pm Chlorit), Biotit-Albitgneise.

Granat kann oft erst i. M. festgestellt werden, erreicht aber teilweise bis über 1 cm Durchmesser. Die Mikrogranate entsprechen einer jüngeren Generation. Zonarbau, Rotation und Umwandlung in Chlorit oder Chlorit und Sericit. Diese Pseudomorphosen ragen als dunkelgrüne Warzen heraus; sie zeigen häufig eine Streckung parallel einer Faltenachse.

Chloritoid ist sehr verbreitet (Griessernengletscher!). Er bildet einige mm-grosse, in *s* eingeregelter Porphyroblasten. Auch hier sind zwei Generationen vorhanden, die ältere als nur mikroskopisch fassbarer Einschluss in Granat, die jüngere bildet grössere syn- bis postdeformativ gewachsene Kristalle oder Kristallgruppen. Zum Teil Umwandlung in Chlorit und Sericit.

Albit: rundliche, in *s* abgeflachte Poikiloblasten. Sie durchbrechen und lösen Glimmerzüge und -falten auf, zeigen aber auch para- bis postkristalline Rotation (*s_i*).

Neugebildeter *Biotit* ist in der Regel kleinschuppig, oft olivgrün, aber auch braun, daneben eine ältere Generation, stets braun, häufig unter Ausscheidung von Erz und Epidot gebleicht.

Hornfelsartige Gneise¹⁾, hell- bis dunkelgrau, oft gebändert, feinkörnig (0,05–0,1 mm), z. T. quarzitisches mit Zeilenbau und strenger Regelung der Glimmer. Durch Erz und graphitoides Pigment oft dunkelgefärbte Paragenesen von Quarz, Albit, Hellglimmer, Biotit, Chlorit, Epidot und Granat in stark wechselndem Verhältnis. Teilweise reichlich opakes Erz, Apatit oder Turmalin.

Charakteristisch für diese «Hornfelsgneise» sind gröberkörnige Einlagerungen von Muskowitgneis und Muskowit-Biotitgneis. Diese zeigen besonders schön zwei Mineralgenerationen, nämlich eine ältere (vermutlich präalpidische), die durch bis cm-grosse Pakete von Muskowit und grobkörnigem Biotit gebildet wird. Beide sind nachkristallin verbogen und z. T. mechanisch und chemisch zersetzt. Sie werden von neugebildetem, feinschuppigem Biotit und Sericit begleitet. In denselben Gneisen finden sich auch Relikte von Oligoklas, die mehr oder weniger vollständig in ein feines Aggregat von Albit und Sericit umgewandelt sind.

Im Kontakt mit Augengneisen führen die Hornfelsgneise oft grosse, boudinierte und z. T. in Schachbrettalbit umgewandelte Porphyroklasten von Kalifeldspat, z. B. am Ochsenhorn und am Verbindungsgrat von diesem zu P. 2827.

Dominierend sind die Hornfelsgneise im nördlichen Teil der Fletschhorn-Masse, vom Ochsenhorn bis zum Simelihorn, doch finden sie sich auch sonst als schmale Einlagerungen, z. B. im vorderen Laggintal. Ihr Verbreitungsgebiet fällt grosso modo mit dem der Amphibolite zusammen.

Charakteristische Profile findet man am Ochsenhorn und im oberen Nanztal (Ober Faulmoos), bequemer (aber ausserhalb der Karte!) am Wege Gspon–Findeln.

A_F Granat- und Epidotamphibolite

Nur die grösseren Lagen oder Linsen wurden ausgeschieden. Kleinere Vorkommen vor allem im vorderen Laggintal.

Amphibolite: dunkelgrüne, meist feinkörnige Gesteine. Häufig sind Granat- und Epidotamphibolite, mit einem meist 5 Vol.-% übersteigenden Anteil an Feldspat, in der Regel Albit, im Laggintal auch Oligoklas bis Andesin. Kleinschuppiger, brauner oder grüner Biotit, häufig auch Chlorit. Akzessorisch: Hellglimmer, Erz, Titanit, Rutil, Apatit und Karbonat. Grössere

¹⁾ Die Bezeichnung «Hornfels» ist hier rein beschreibend, nicht genetisch gemeint.

Porphyroblasten von Hornblende nachkristallin deformiert; die feinkörnige Hornblende der Grundmasse rekristallisiert. Ebenso zwei Generationen Granat: die ältere, aus grösseren, einschliessungsreichen Kristallen, oft zerrissen und in ein Aggregat von Epidot, Biotit und Chlorit umgewandelt. Die feinkörnigen, idiomorphen Granate sind einschliessungsfrei. Kleinschuppiger, brauner Biotit, selten grobblättrig, z. T. chloritisiert.

In einigen Amphiboliten verschieferte Reste eklogitogener Diablastik (Hornblende und Albit). Eigentliche Eklogite, wie im Nicolai- und Turtmantal, wurden nicht gefunden, ebensowenig Glaukophangesteine.

Die im Findlentäli (P. 2731) mit Marmor (Trias?) verkneteten biotitführenden Granat-Epidotamphibolite sind sehr titanitreich (ophiolithogenes, mesozoisches Gestein?). Mit den Amphiboliten lagenweise assoziiert sind Prasinite und Hornblendegneise. Hauptgemengteile der Prasinite sind Albit und Chlorit, daneben \pm Hornblende, Epidot, Biotit und Karbonat. Von den Prasiniten des Staldener Lappens nicht unterscheidbar, im Gegensatz zu diesen aber durch Diaphthorese aus Amphiboliten entstanden.

Zwei in genetischer Hinsicht interessante basische Metamorphite vom Nordgrat des Simelihornes (Koord.: 639.9/116.6) müssen noch erwähnt werden:

- der eine ist ein titanitreiches, faseriges Gestein mit grossen Porphyroblasten von Hornblende in einer hellen, feinkörnigen Grundmasse aus Klinozoisit, Albit und Sericit. Sehr wahrscheinlich metamorpher Gabbro!
- der andere besteht zu 90 Vol.-% aus intensiv gelbgrün pleochroitischem Hedenbergit (siehe Analyse). Keine Spur von Deformation, also wahrscheinlich alpin! Hedenbergit geht gegen die aus Calcit und Quarz bestehende Zwickelfüllung in blaugrüne Hornblende über. Relikte von Granat, z. T. durch Calcit verdrängt.

Hedenbergit (PB 1221a)

	Gew.-%	Kationen		theoretisch
SiO ₂	49,5	Si	824 824	2
Al ₂ O ₃	0,3	(Al	6)	
Fe ₂ O ₃ *	27,9	Fe	349	} 393
MnO	1,0	Mn	14	
MgO	1,2	Mg	30	
CaO	22,2	Ca	396 396	1

*Fe_{tot.} als Fe₂O₃

Formel: CaFe (Mg, Mn)Si₂O₆

Optische Daten: + 2V \sim 60° (starke Dispersion), c/n _{γ} \sim 35°

n _{α} = hellgelb, n _{β} = grün, n _{γ} = sattgrün

Analyse: Prof. H. Schwander (Mikrosonde)

Die in den Gesteinen der Fletschhorn-Masse verbreiteten Relikte von Mikroklin und Muskowit, von Biotit, Hornblende und Granat, die Pseudomorphosen nach Plagioklas und Granat, die Reste eklogitogener Matrix, das Auftreten von Granat, Hornblende u.a. in mehreren Generationen deuten alle auf die Existenz einer älteren, wahrscheinlich hercynischen Metamorphose hin. Zum Teil spiegeln sie allerdings auch den komplexen Charakter der alpidischen Metamorphose.

GO_F { **Augengneis**
Granitoider Muskowitgneis

Grobflaserige Zweiglimmergneise (Augengneis): Tektonite mit «Augen» z.T. aus Fragmenten von Mikroklin oder Mikroklin-mikroperthit, z.T. in Schachbrettalbit umgewandelt oder durch Albit und Quarz verdrängt. Neubildung von Biotit, Muskowit (Phengit), Albit und Quarz.

Schmale Lagen homogener, heller Zweiglimmergneise (Mineralbestand wie GO_F, feinkörnige, hololeukokrate Gneise (Quarz, Mikroklin, Albit, wenig Glimmer) und Albitgneise.

Grössere Masse von flaserigem, hellem Gneis am Böshorn (Rauthorn), mit granuliertem, reliktschem Mikroklin, mit Quarz, Albit und Phengit. Wahrscheinlich verschieferter und umkristallisierter Granit (granitoider Muskowitgneis).

Staldener Lappen

(? Karbon – Permokarbon)

Der Untere Staldener Lappen und derjenige von Visperterminen vereinigen sich östlich der Linie Straffelgrat–Sirwoltensattel; sie bilden von da an nicht nur lithologisch, sondern auch tektonisch eine Einheit, die hier der Kürze wegen Staldener Lappen genannt wird¹⁾. Dieser unterscheidet sich lithologisch durch das feinere Korn und die Metamorphose von der Fletschhorn-Masse und von den Gneisen und Schiefern der Berisal- und der Monte Leone-Decke.

Auf der Karte sind grössere, wahrscheinlich oberkarbonische Einlagerungen des Staldener Lappens von der volumenmässig viel

¹⁾ Auf früheren Übersichtsskizzen, so z.B. auch auf Blatt Sion der Generalkarte wurde der unmittelbar im Liegenden der Mulde von St. Niklaus befindliche Teil der Bernhard-Decke als Oberer Staldener Lappen vom übrigen Kristallin dieser Decke getrennt. Nach neuen Aufnahmen auf Blatt St. Niklaus fehlt aber eine durchgehende Trennung.

bedeutenderen Hauptmasse ausgeschieden worden. Diese Trennung konnte aber nicht konsequent durchgeführt werden, da in manchen Fällen eine primäre Wechsellagerung in kleinstem Massstab vorliegt. Lediglich ihre stratigraphische Bedeutung und ihre petrographische Verschiedenheit rechtfertigt eine besondere Darstellung, genetisch bildet dieses «Oberkarbon» einen charakteristischen Teil des Staldener Lappens (s. Profil S. 23).

P_{sv} Phyllitische Schiefer, feinkörnige Gneise
(? Permokarbon)

Die Hauptmasse wird von grauen, selten braunen Schiefern und Phylliten gebildet, die oft durch Graphit (teilweise auch durch Magnetit) dunkel pigmentiert sind. Sie alternieren mit grünen chloritreichen Lagen. Typisch ist ein feinlagiger Wechsel verschiedener Gesteine und die Einschaltung dünner Quarzit- und Karbonatlagen (s. Fig. 4). Diese feinkörnigen Gesteine führen als Hauptgemengteile Quarz, Albit, Muskowit oder Phengit, Sericit (+ Paragonit ?) und Chlorit.

Muskowit-Chlorit-Albitschiefer, Muskowit-Albit- und Chlorit-Albitschiefer (Prasinite) alternieren mit hellen, Chlorit und Muskowit (Sericit) führenden Albitgneisen in mm- bis dm-Lagen (s. Fig. 4).

Prasinische, meist epidotreiche, aber hornblendearme Gesteine sind besonders im südlichen Teil (Weissboden, Sirwoltensee) verbreitet. Infolge ihrer geringen Mächtigkeit lassen sie sich nicht auskartieren. Ausschliesslich im Gebiet Galen-Messlaubgraben (W Eggen) trifft man homogene, helle, aber stark laminierte Quarz-Albitgneise, vermutlich metamorphe saure Eruptiva. Ähnlich zusammengesetzt, aber Chlorit und Sericit führende Schiefer findet man am Galenhorn NE-Grat und SW vom Punkt 2440, am Wege zum Sirwoltensattel.

Auf Blatt Simplon würde diese Trennungslinie, (d. h. der östliche Ausläufer der Mulde von St. Niklaus) durch das Findlentäli in den Sirwoltensattel hineinziehen, wo sie mit der Südgrenze des Staldener Lappens zusammenfällt. Im Findlentäli tritt nun tatsächlich Mesozoikum auf, und zwar am Nordgrat des Galenhornes (südlich P. 2780). Dieser schmale Zug kann dann nach SW in den obersten Leidbachgraben hinein verfolgt werden, wo er sich verliert.

Abgesehen von dieser lokalen Einschuppung von Trias deutet aber nichts auf eine durchgehende Trennung hin. Auf Blatt Simplon kann somit der Obere Staldener Lappen nicht mehr ausgeschieden werden. Er ist als frontale Abspaltung der (Fletschhorn-)Mischabel-Masse zu betrachten. Als selbständige Einheit erscheint er nur im Nicolaital.

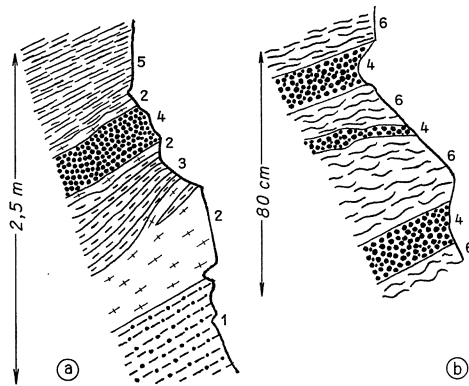


Fig. 4: Zwei Profile aus dem Staldener Lappen.

- | | |
|---|---|
| a) Oberer Rand des Schuttbandes,
bei <i>i</i> von Schweifnen, Kote
2180 (Koord.: 645.0/ 118.3): | b) Messlaubgraben Nordwand,
Kote 1800 (Koord.:
646.0/117.4): |
| 1 = dunkelgrauer Chlorit-
Sericit-Albitgneis | 4 = Prasinit |
| 2 = heller Albitgneis | 6 = karbonat- und chloritfüh-
render Albit-Muskowit-
schiefer |
| 3 = Quarzit | |
| 4 = Prasinit (Albit + Chlorit) | |
| 5 = Muskowitschiefer | |

Sporadisch findet sich olivgrüner bis brauner feinschuppiger Biotit, teilweise in Chlorit oder Oxychlorit umgewandelt. Im Nanztal, im Graben zwischen Bistimatten und -staffel (Koord.: 643.35/121.30) wird Biotit ausnahmsweise Hauptgemengteil (s. Profil S. 23). Feinkörnige Biotit-Sericit-Albit- und Biotit-Albitschiefer alternieren hier mit epidot- und karbonatführenden dünnen Schieferlagen und mit schwarzen Phylliten. Hier auch spärlich mikrokristalliner Granat.

Weitaus die meisten Gesteine des Staldener Lappens führen limonitisch anwitterndes Karbonat (Ankerit [?] und Calcit), entweder dispers oder in Schmitzen und Lagen, hie und da auch dünne Marmorbänder.

Sehr verbreitet sind quarzitishe Einschaltungen, erreichen aber nur ausnahmsweise mehr als 1 m Mächtigkeit und sind nicht horizontbeständig. Sie sind (wie z.B. diejenige am Wege vom Sirwoltensee zum gleichnamigen Sattel) grünlich gefärbt und können dann leicht mit Triasquarziten verwechselt werden. In anderen Fällen führen sie Karbonat und wittern rostrot an.

Konglomeratverdächtige Lagen finden sich am Galenhorn Ostgrat (Kote 2520 und 2700). Lagenweise finden sich in Chlorit-Muskowitschiefern schokoladebraune, quarzitisches Knauer (Gerölle?).

Ein für den Staldener Lappen charakteristisches Profil quert man am Grat, der vom Gebidem (Blatt Brig) nach S zum P.2611 führt. Es wird im folgenden kurz beschrieben. Auf das weiter unten beschriebene Karbon, das S vom P.2611 die Grenze des Staldener Lappens zur Fletschhorn-Masse bildet, folgen zunächst gegen N karbonatführende Chlorit-Sericitphyllite, dann eine Wechsellagerung von Chlorit-Muskowit-Albitgneisen und Chlorit-Muskowit-Albit führenden Quarziten, darauf konglomeratverdächtige Lagen mit Quarzit-«Geröllen», dunkelgrüne Prasinite, alternierend mit seltenen Epidot-Hornblende führenden Chlorit-Biotit-Albitschiefern. Im Mikroskop zeigen diese feinkörnigen Gesteine z.T. Granat, Erz, Apatit, Turmalin und graphitoides Pigment.

Ein Beispiel für die Wechsellagerung von Oberkarbon und anderen, für die Hauptmasse des Staldener Lappens z.T. typischen Gesteinen (mit * bezeichnet), ist am Osthang des Nanztales, im Graben W vom Bistinenpass (S Brunnet) zwischen Kote 2200 und dem Weg Bistimatten-Bististafel aufgeschlossen.

Kote 2200	dunkelgraue, rostig anwitternde Phyllite Quarzit* Sericit-Chlorit-Albitgneis* schwarzer, quarzitischer Phyllit
Kote 2175	graphitischer Phyllit mit Psammitlagen und Sericit-Chlorit-Albitgneisen und -schiefern*
Kote 2110	Chlorit-Hornblendeprasinit* schwarze Phyllite Sericit-Chlorit-Albitgneis* und albitführende Karbonat-Epidotschiefer* biotitreiche Albitgneise im ersten Graben südlich r von Brunnet:
Kote 2040	schwarze Phyllite mit Albitknoten Biotit-Sericit-Chlorit-Albitgneise* Biotit-Albitschiefer Quarzit* Phyllite und Psammite
Kote 2000–1950	vorwiegend prasinitische Chlorit-Albitschiefer mit cm- bis dm-dicken Lagen von Biotitschiefer
Von 1950 an abwärts Serpentin- und Talkschiefer (Mesozoikum)	

Den permischen Serien des westlichen Wallis vergleichbare Gesteine finden sich nur im Graben S Sedilti (Blatt St. Niklaus; NW Ochsenhorn), wo Psammitgneise mit silberglänzenden und mit rostrot anwitternden dunkelgrauen Phylliten assoziiert sind.

h	Graphitführende Phyllite	} ? Karbon
h'	Psammitgneise und Quarzite	

Im ganzen Gebiet des Unteren Staldener Lappens und desjenigen von Visperterminen (die hier gesamthaft als Staldener Lappen bezeichnet werden) treten Gesteine auf, die aus lithologischen Gründen zum Oberkarbon gestellt werden. Analoge Serien finden sich nur in der Zone houillère.

Charakteristische Aufschlüsse bei Sedilti und südlich P.2611, am Kontakt mit der Fletschhorn-Masse und im oben erwähnten Graben. Die beiden zuerst genannten Vorkommen bilden die Fortsetzung des anthrazitführenden Karbons von Gspon (Blatt St. Niklaus).

Der Aufschluss bei Sedilti umfasst hell- bis dunkelgrau gebänderte Psammitgneise (h'), die z. T. schwarze, tonige Schmitzen einschliessen und mit dunkelgrauen Phylliten (h) und Quarziten assoziiert sind.

Das Karbon südlich P.2611 führt am Kontakt mit den Gneisen schwarze, graphitische Phyllite, dann folgen gegen N: graue psammitische Gneise und Sericitquarzite (\pm Albit), karbonatführende Quarzite und schwarze Phyllite mit dünnen, karbonatischen Lagen.

Die am Osthang des Nanztales, zwischen Bistimatten und -stafel anstehenden Psammite, Phyllite (beide z. T. albitreich) und Quarzite führen Einschaltungen von Prasinit; es ist wahrscheinlich, dass sie ebenfalls zum Karbon gehören (s. Profil S. 23).

Die Gesteine des Staldener Lappens repräsentieren zur Hauptsache einen monometamorphen tonig-sandigen Komplex, mit (tuffogenen?) basischen Lagen (Prasinite!) und einzelnen Einschaltungen von sauren Eruptivgesteinen (Gänge?, Sills?). Die Gesteine sind bis in den Mikrobereich durchbewegt: parakristalline Mikrofältelung und synkinematische Rotation von Albit sind sehr verbreitet, aber auch postkristalline Zerschierung schief zur Hauptschieferung.

In den Westalpen kann diese Serie parallelisiert werden mit der Zone du Métailler (W-Wallis), mit der Zone interne der Vanoise und der permokarbonischen, posthercynischen Serie des Mont Ambin.

Dabei muss man allerdings von der alpidischen Metamorphose abstrahieren, da diese in den genannten Gebieten einen völlig anderen Charakter hat.

BERISAL-DECKE

Der mehrfach gefaltete Berisal-Komplex wird hauptsächlich von Paragesteinen aufgebaut – sehr verbreitet sind Granatglimmerschiefer – in die meist dünne Lagen von Amphibolit oder Hornblendegneis und mächtigere Züge Augengneis eingeschaltet sind. Die schönsten Aufschlüsse finden sich am Kaltwassergletscher.

P_B Granat-Muskowitschiefer, Zweiglimmergneise

Biotit- und plagioklasführende Granat-Muskowitschiefer (\pm Disthen) dominieren. Z. T. über cm-grosse Granatporphyroblasten, rotiert, auch gestreckt und dann von einem Quarzhof umgeben. Plagioklas ist ebenfalls z. T. rotiert. Vereinzelt oder in Garben grössere Hornblendeporphyroblasten. Einlagerungen von feinkörnigen Zweiglimmergneisen (Quarz, Mikroklin, Plagioklas, Biotit), von Quarz-Plagioklas-Muskowitgneisen.

A_B Granat- und Epidotamphibolite

Bänderamphibolite mit hellen Quarz-Plagioklas- und dunkelgrünen Epidot-Hornblendelagen als Einlagerungen in P_B (Schöner Aufschluss: «Adlerfelsen» auf der Simplon-Passhöhe).

GO_B Augengneise

Biotitreiche Zweiglimmergneise. «Augen» aus Mikroklin, oder aus einem granoblastischen Gefüge isometrischer Körner von Quarz, Mikroklin und Albit.

Mehrfache Deformation, mindestens zwei Faltungen, z. T. mit parallelen, aber auch mit gekreuzten Achsen. Hauptschieferung und schwach ausgeprägte zweite Schieferung mit Neubildung von Calcit und Chlorit. Kristallisation, bezogen auf Hauptschieferung, syn- bis postkinematisch, Kataklaste sehr verbreitet.

Die Berisal-Gneise werden als polymetamorphe, alpin völlig überprägte Serie betrachtet. Der Grad der Metamorphose entspricht dem der begleitenden Bündnerschiefer.

MONTE LEONE-DECKE

Petrographisch unterscheidet sie sich von den übrigen Einheiten durch den grossen Anteil der Alkalifeldspatgneise.

GO_M Alkalifeldspatgneise

Das vorherrschende Gestein ist ein leuko- bis mesokrater fein oder mittelkörniger Zweiglimmergneis, mit einer bald mehr, bald weniger deutlichen Bänderung im cm- bis m-Bereich. Diese ist durch den Wechsel glimmerarmer mit glimmerreicheren Lagen oder Zeilen bedingt.

Hauptgemengteile: Quarz, Mikroklin und Plagioklas (Albit und Oligoklas) Untergeordnet: Phengit, dunkelgrüner (selten brauner) Biotit, Chlorit, Epidot (häufig mit Orthitkern) und Titanit.

Mikroklin bildet in einer verbreiteten Varietät kleine Augen, die meist Granulierung und Mikroboudinage, sowie Verdrängung durch Schachbrettalbit zeigen. Fortwachsung als Albit oder Mikroklin. Sporadisch auftretende un- oder wenig deformierte Kristalle mit idiomorphen Umrissen verraten magmatische Herkunft.

Diese Gneise sind durch Lamination und Rekristallisation von rhyolitisch-granitischen Material entstanden¹⁾. Stark ausgeprägte Schieferung am südwestlichen Deckenrand. Auf einzelnen Scherflächen Bildung von Phengitschiefer. Faltung im meso- bis megaskopischen Bereich am Hübschhorn, S vom Alpenglletscher und am Stichelgrat. Ausgeprägte Stengelung am Hohwäng, am Hübschhorn und der Roten Kuppe.

Im Querbruch (a-c) z.T. granitoider Aspekt, so im oberen Teil der Roten Kuppe, in den Wamischhörnern westlich P. 2265 und am Carneragrät, sehr deutlich vor allem aber am Hohwäng (Koord.: 647.8/120.3), wo der granitoide Kern des linsenförmigen Gneiskörpers in einem Augengneistektonit steckt, der seinerseits von gebänderten Mikroklingneisen umhüllt wird.

Grobflaserige Augengneise: Ohne scharfe Grenze zu den Zweiglimmergneisen. Gleicher Mineralbestand wie diese, aber grosse, teilweise boudinierte oder granuliert Augen.

¹⁾ Welche von den unter GO_M aufgeführten Gneisen sedimentär-klastischen, welche Orthocharakter haben, muss durch eine spezielle Untersuchung abgeklärt werden. Sie stellen jedenfalls nichts Einheitliches dar. Das haben auch die Altersbestimmungen gezeigt, wonach neben älteren Granitgneisen mit 380±80 Mio. J. noch andere, permischen Alters (239±24) vorhanden sind.

In den Zweiglimmer- und Augengneisen: pegmatoide Knauer oder Schlieren von Mikroklin, Quarz, Oligoklas oder Albit, \pm Calcit.

Zweiglimmer-Plagioklasgneise: Dunkle, durch Epidot- und Glimmerreichtum auffallende mikroklinführende Plagioklasgneise. Silberglänzende s-Flächen mit schwarzen Biotitflecken. Wenig Hornblende und Karbonat. Grössere Masse am Carneragrat, mit diffusum Übergang in Augengneis. Führt fischförmige, biotitreiche Schmitzen, auch Einschlüsse von Quarz und Karbonat. Dasselbe Gestein schlierenförmig im Augengneis W vom Hohmattengletscher.

Ap Aplitgneise

Glimmerarme bis hololeukokrate, feinkörnige und albitführende Quarz-Mikroklingneise (+ wenig Phengit, \pm Biotit). Sie stecken als konkordante, geringmächtige, z. T. boudinierte und gefaltete Lagen in Paragneisen P_M (Breithorn bis Kellenhorn) und auch in den Zweiglimmer- und Augengneisen GO_M . Grössere scharf begrenzte Massen dieser homogenen Gneise in der Kesselkumme, S vom Alpjengletscher und W vom Breithorn, hier mit ausgeprägter Stengelung, deren Achsen mit 30° nach WSW unter die Gneise von Hohwäng einfallen.

Sehr verbreitet ist Kataklaste der unter GO_M zusammengefassten Gesteine. Lamination und Mörtelbildung von Quarz, Verbiegung und Zerlegung von Glimmer, Chloritisierung von Biotit, z. T. gebunden an eine zweite Schieferung.

Auf einzelnen Scherflächen Bildung von Quarz-Muskowschiefer (\pm Disthen). Sie sind meist pyritisiert und wittern rostrot an: braune von weitem sichtbare Streifen in der Nordwand des Hübschhorns, schmale Lagen mit reichlich Disthen am Decken-Strand (Koord.: 645.7/121.0), am Weg gegen P.2258; ferner S vom Alpjengletscher, an der Pta. Valgrande und in sehr schöner Ausbildung auch am Pizzo Fne.

P_M Muskowit-Biotitgneise

Dunkelgraue Muskowit-Biotit-Plagioklasgneise und -schiefer, Biotit- und Muskowitschiefer, Chlorit-Muskowit-Biotitschiefer, ferner Granatglimmerschiefer und granatführende Chlorit-Muskowitschiefer. Sehr schöner Granat-Staurolith-Muskowitschiefer in der SE-Flanke des Breithornes (Kote 2780, Koord.: 650.25/119.80).

Glimmerreiche Augengneise (Mikroklin; z. T. Knotengneise = gefeldspatete Paragneise?), am Südgrat des Breithornes, S Alpjengletscher, Südflanke des Kellenhornes und E Gabi.

Der Paragneiskomplex, der vom Alpjengletscher gegen das Kellenhorn durchzieht und in der Basis des Hübschhorns wieder auftaucht, führt zahlreiche Aplitgneislagen (Ap).

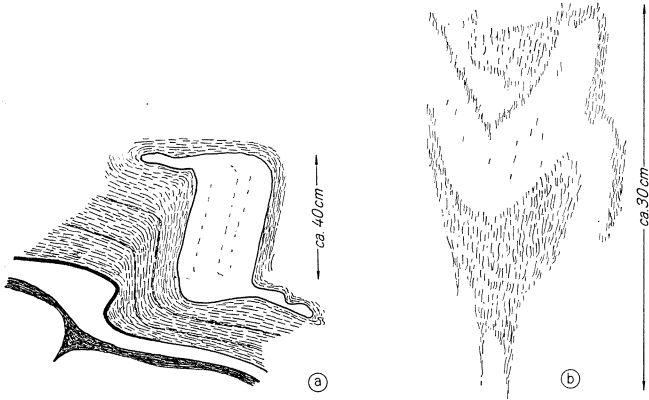


Fig. 5: Zwei Strukturbilder aus dem Monte Leone-Gneis.

- a) Stichelgrat, P. 3082: boudinierter und gefalteter Aplit in glimmerreichem Muskowit-Biotitgneis. Die Glimmer folgen dem Verlauf der Falten.
- b) Kesselhorngipfel: Falte in gebändertem Zweiglimmergneis. Die Glimmer sind parallel zur Axialebene der Falte eingeregelt.

A_M Biotit-Plagioklasamphibolite

In den obenerwähnten Paragneiskomplex sind auch die meisten Amphibolite, als konkordante Lagen oder Linsen, z.T. Epidot-, z.T. Phlgioklasampibolite eingeschaltet.

T_M Talk-Serpentinschiefer

Das Talk-Serpentinvorkommen in der Nordwand des Hübschhorns: Die in hellen Orthogneis eingeschuppten Grüngesteine bilden tektonische Rollkörper und Linsen und bestehen aus Breunnerit führendem Talk-Serpentin- und Talk-Chlorit-Aktinolithschiefer. Begleitgesteine: rostig anwitternde, pyritisierte Amphibolite und Muskowitschiefer bis -quarzite, ferner dunkelgrauer Turmalinfels (Turmalin, Quarz, Plagioklas, Biotit, Epidot, Muskowit).

300 m ENE von diesem Vorkommen, am Ausgehenden eines schmalen Paragneiszugcs, dort, wo der Nordgrat des Hübschhorns einen kleinen Sattel bildet (Kote 2760), findet sich eine zweite Einlagerung von Ultrabazit; Strahlsteinlinsen (mit Kristallen bis 20 cm, verbogen und geknickt) und Talk-Karbonat-Knauer.

LEBENDUN-DECKE

Zur stratigraphischen Gliederung

Die zwischen Antigorio- und Monte Leone Decke eingeschalteten Gneise wurden auf der alten Simplonkarte als Lebendun-Decke bezeichnet. Sie bildet ein eigentümlich gewundenes, beidseitig von Mesozoikum begleitetes Band, das von Crevola d'Ossola aufsteigend durch die Südflanke des Val Divedro zieht und im Zwischbergental das Gebiet unserer Karte erreicht. Nördlich davon kann dieses Band über das oberste Val Devero durch das Lebendun- und Formazzatal verfolgt werden, bis in die Gegend des Basodino, wo es wieder Schweizer Boden erreicht.

Verglichen mit den beiden flankierenden Decken, fällt die geringe Mächtigkeit der Lebendun-Decke auf. Diese besteht ausserdem im Gegensatz zu jenen aus metamorphen klastischen Sedimenten, was auch auf Blatt Simplon, vor allem aber N davon, klar erkennbar ist.

Neue stratigraphisch-tektonische Arbeiten im Val Formazza (FRIZ 1963, 1965; Joos 1967, 1969) haben nun gezeigt, dass das erwähnte Band nur den basalen Teil der Lebendun-Decke repräsentiert, und zwar denjenigen, der heute wohl mit Recht als Permokarbon betrachtet wird¹⁾. Im Formazzatal wird dieser konglomeratführende Zug von einer sedimentären Schieferserie überlagert, die auf der alten Simplonkarte als «scisti bruni» ausgediesen, aber irrtümlicherweise zum Mesozoikum gestellt wurde. Sie ist aber überall von Trias überlagert und dürfte ebenfalls oberpaläozoisch sein. Die erwähnten Arbeiten haben überdies ergeben, dass die karbonatische Trias von Gesteinen begleitet wird, die das Äquivalent der hochmetamorphen Quartenschiefer des Gotthardgebietes bilden.

¹⁾ Messungen des Alterslabors in Bern ergaben für Proben von der «Alten Kaserne» 225 Mio. J.

Auf Blatt Simplon fehlen die Quartenschiefer, und es ist fraglich, ob das Mesozoikum der Garnera-Veglia-Mulde der normalen stratigraphischen Überlagerung der Lebendun-Decke entspricht. Jedenfalls sind auf Blatt Simplon nur die basalen konglomeratführenden (permokarbonischen) Serien mit Einschluss eines Teiles der «scisti bruni» vertreten. Letztere haben ihr Äquivalent auf der Piana d'Avino und entsprechen wenigstens teilweise dem, was man früher auch Valgrande-Serie genannt hat.

Im Bereich von Blatt Simplon ändert der lithologische Charakter der Zone. Während nämlich nördlich Alpjen die klastische Natur der Lebendun-Gesteine noch klar zu erkennen ist (s. Fig. 6) erfolgt nach SW zu ein Übergang in meist helle, homogene, uncharakteristische Zweiglimmergneise, die im Handstück mit Gneisen der Antigorio- oder Monte Leone-Decke verwechselt werden können. (Auf der Karte ist dieser Typus durch eine Strich-Signatur bezeichnet). Diesem Fazieswechsel ist es zuzuschreiben, dass die für die Lebendun-Decke typischen Gesteine im Profil der Simplonstrasse fehlen.

Petrographie

P_L Zweiglimmergneise und -schiefer

Die im Becken des Lago d'Avino anstehende sogenannte Valgrande-Serie ist aus psammitisch-pelitischen bis konglomeratischen Sedimenten hervorgegangen. Es sind graue, dünnplattige Zweiglimmergneise und -schiefer: Granat-Biotit-Muskowitschiefer, Muskowitschiefer mit länglichen Biotitflecken, hornblendeführende Gneise und Garbenschiefer, ferner karbonatführende Zweiglimmergneise und Quarzite.

An der Basis dieser Serie, gegen Alpe Valle, sind z.T. stark laminierte Konglomerate eingelagert; sie führen helle Gneiskomponenten, z.T. auch ausgewalzte Aplite und Granite in einer glimmerreichen Matrix.

Der Übergang nach SW in die oben erwähnten uncharakteristischen Zweiglimmergneise vollzieht sich zwischen der Landesgrenze und dem Alperbach. Zwischen Corvetsch und Gisen ist die klastische Natur des Ausgangsmaterials noch unverkennbar (s. Fig. 6). Hier wechsellagern dünne, glimmerreiche Lagen mit glimmerarmen, mit quarzitischen, karbonatischen und konglomeratischen ab. W Erblatten am Wege Alpen-Schwarzbalmen, ist die sedimentäre Herkunft der Gneise ebenfalls noch erkennbar; Zweiglimmer-Plagioklasgneise, Glimmerschiefer (\pm Granat), Mus-

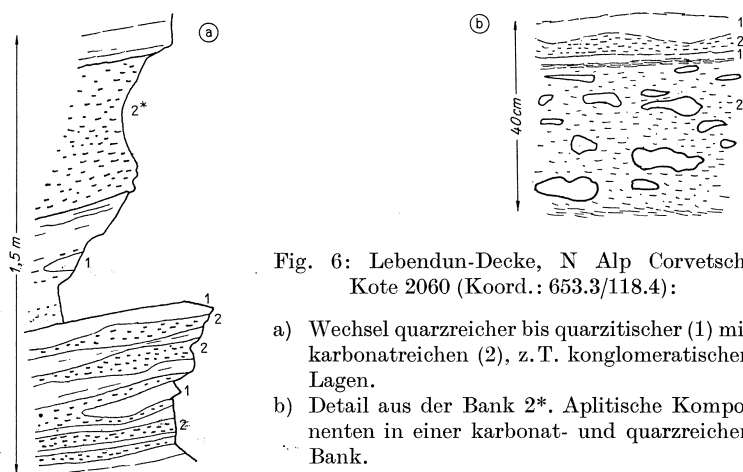


Fig. 6: Lebendun-Decke, N Alp Corvetsch, Kote 2060 (Koord.: 653.3/118.4):

- a) Wechsel quarzreicher bis quarzitischer (1) mit karbonatreichen (2), z.T. konglomeratischen Lagen.
- b) Detail aus der Bank 2*. Aplitische Komponenten in einer karbonat- und quarzreichen Bank.

kwit-Biotitquarzite und konglomeratische Lagen mit Quarzitkomponenten alternieren im cm- bis m-Bereich. Weiter S, am Fusse von Fleischwäng, N «Alte Kaserne», sind sedimentogene Anzeichen nur mehr schwer fassbar und unsicher (verwischene Konturen von Gneisgeröllen, Quarzitlagen). Am Wege nach Figinen bilden dünne, karbonatische und quarzitisches Lagen den einzigen Hinweis auf sedimentogenen Ursprung des Zweiglimmergneises.

Die meist hellen, gut gebankten Lebendun-Gneise am Seehorn und im Zwischbergental führen neben Quarz, Plagioklas, Muskowit und braunem Biotit vor allem noch teilweise mikroperthitischen Mikroklin. Wir betrachten diese Gesteine als metamorphe, rekristallisierte Arkosen.

Das Profil an der Simplonstrasse zeigt mehr oder weniger glimmerreiche Muskowit-Biotitgneise.

A_L Granatamphibolite

Drei Züge biotitführender Granatamphibolite treten im Profil an der Simplonstrasse W der «Alten Kaserne» auf – ein für die Lebendun-Decke atypisches, eher seltenes Gestein (s. Fig. 7 und 8).

Ein weiteres Vorkommen von Amphibolit wurde im Kontaktbereich der Lebendun-Decke mit der Garnera-Mulde, N Alp Vallescia, beobachtet.

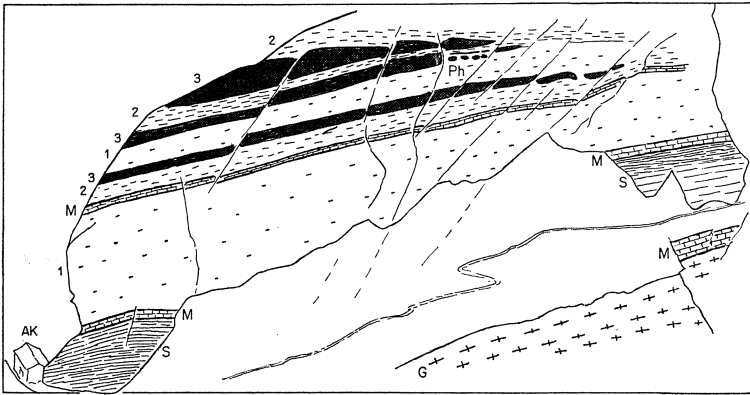


Fig. 7: Skizze der Fleischwäng-Wand (Lebendun-Decke) ob dem alten Fussweg «Alte Kaserne» (AK) nach Alpen.

G = laminierte Randfazies des Antigorio-Gneises

S = Granat- und Kalkglimmerschiefer (Bündnerschiefer)

M = Marmor, z. T. mit boudinierten Dolomitlagen (Trias)

Gesteine der Lebendun-Decke

1 = Augengneise und feinkörnige, plattige Gneise

2 = biotitreiche Gneise und Schiefer

3 = granat- und karbonatführende Amphibolite, nach rechts auskeilend. Sie sind boudiniert und bei Ph ist der Amphibolit in eine Reihe von Rollkörpern aufgelöst. Dickere Lagen zeigen Querklüftung. Das ganze Profil ist durch jüngere Störungen zerhackt.

GO_L Zweiglimmergneise

Zwischen Pianezza und Corvetsch wird die Unterlage der klastischen Lebendun-Serie von einem flatschigen, hellen Muskowit-Biotitgneis gebildet, der vom Antigorio-Gneis nicht unterscheidbar ist, von ihm aber durch z. T. konglomeratführende Triasmarmore und Bündnerschiefer getrennt ist. Dieser ca. 100 m mächtige Gneis bildet den südlichsten Aufschluss einer ungefähr 5 km langen Gneisplatte, die bei Vallescia die Landesgrenze quert und am Fusse der Pta. Valgrande (Cima di Valgrande der italienischen Karte) in einer Reihe von Aufschlüssen W der Alp Valle wieder erscheint. Sie verschwindet SW Nembro im Schutt (Koord.: 35.2/21.6 der italienischen Karte 1:25 000, Blatt Iselle); siehe Skizze Fig. 9.

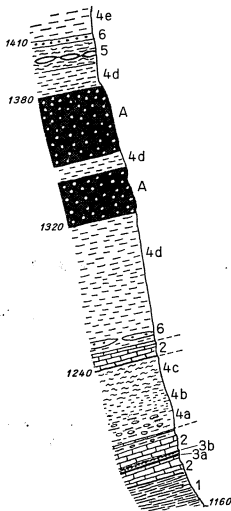


Fig. 8: Profil durch die Lebendun-Decke und begleitendes Mesozoikum N der «Alten Kaserne».

- 1 = Bündnerschiefer (karbonatführender Granatglimmerschiefer) an der Simplonstrasse
- 2 = glimmerführende Marmore (Trias)
- 3a = Glimmerschiefer
- 3b = karbonatführende Glimmerquarzite
- 4 = Zweiglimmergneise
 - a = mit exsudativen Bildungen von Quarz, Kalifeldspat und grossen Biotiten auf s
 - b = feinkörnig, plattig
 - c = flaserig, glimmerreich
 - d = dünnplattig, an der Basis boudinierter Quarzit (6)
- e = bis zum hangenden Mesozoikum: glimmerreiche und -arme Gneise, Augengneise und aplitische Gneise
- 5 = Glimmerschiefer mit boudinierter Gneislage
- 6 = Quarzit
- A = Amphibolite

Zwischen Gisen und der Landesgrenze wird dieser Gneis direkt von der Lebendun-Serie überlagert, N davon aber ist er von dieser durch Mesozoikum getrennt. Zwischen Passo delle Possette und Passo delle Balmelle wird er von einer Wechsellagerung eines dünnplattigen heterogranularen Mikroklinggneises mit Marmorlagen überlagert. Es scheint sich um einen normalen Kontakt zu handeln.

ANTIGORIO-DECKE

Von diesem mächtigen Granitgneiskörper ragt nur ein kleiner, wenig differenzierter Zipfel in das Kartengebiet hinein. Von der «Alten Kaserne» weg liegt die Gondoschlucht mit ihren gewaltigen Wänden ganz im Antigorio-Gneis. Die Oberkante dieser Steilwände wird von der autochthonen bis parautochthonen Trias gebildet. Mit ihr setzt beidseitig der Schlucht eine terrassenförmige Verflachung ein.

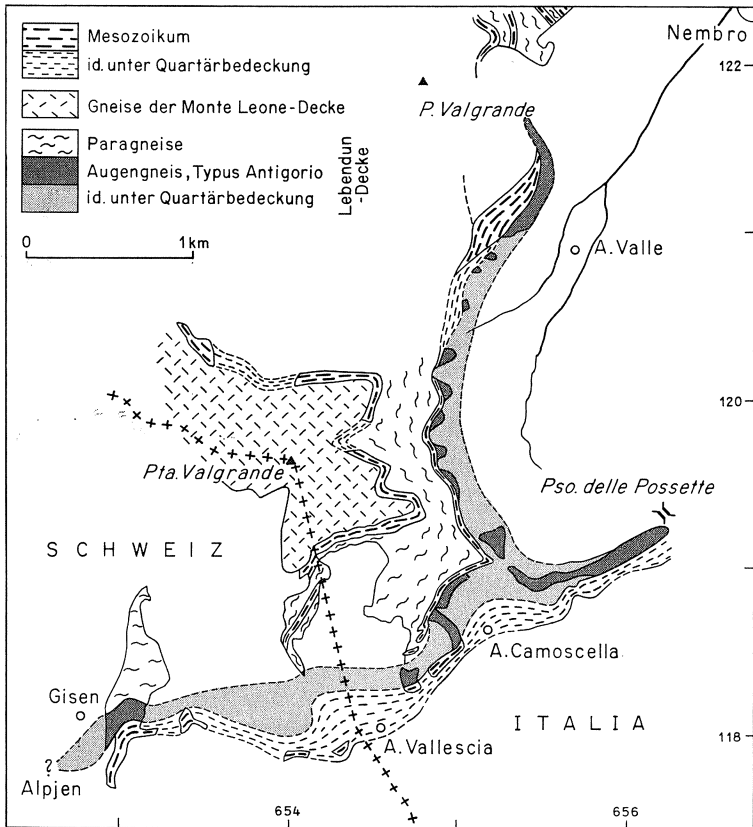


Fig. 9: Skizze des basalen Teiles der Lebendun-Decke zwischen Nembro (Val Cairasca) und Alpjen.

GO_A Zweiglimmergneis

Der Antigorio-Gneis ist ein grauer, flatschiger Zweiglimmergneis, der neben einem wechselnden Anteil an Muskowit vor allem schwarzen Biotit, Quarz und Oligoklas (10–20 An), Mikroklin und Orthoklas führt. Granitische Varietäten, wie im Cairasca- und Antigoriotal, fehlen hier.

Das Gestein wird von mehreren Aplitgenerationen durchsetzt. Die Gänge sind z.T. gegeneinander, z.T. an postkristallinen Bewegungsflächen versetzt.

Gegen den äusseren Rand zeigt der Antigorio-Gneis auf einige hundert Meter eine nach aussen hin zunehmende, durch Rekristallisation verheilte Verschieferung. Sie ist sehr schön an der Simplonstrasse E der «Alten Kaserne» sichtbar. Die Verschieferung ist auch hier von einer Verglimmerung begleitet. Harnischbildung parallel s dürfte jünger sein.

Zahlreiche Störungszonen durchsetzen den Antigorio-Gneis in NNW und NW Richtung. Sie erzeugen in den Wänden der Gondschlucht und im Zwischbergental steile Rinnen. Entlang diesen Störungen ist der Gneis zu dünnen Platten ausgewalzt, die z. T. mit Rutschharnischen belegt und mit Quarz imprägniert sind.

An dieses System junger Störungszonen sind die im vorderen Zwischbergental auftretenden *Goldlagerstätten* gebunden. Sie gehören zur Gruppe der spätalpinen goldführenden sulfidischen Lagerstätten, die im S und E einen breiten Gürtel um das Gewölbe des Monte Rosa bilden. Die Störungen im vorderen Zwischbergental sind mit Quarz und Pyrit, untergeordnet auch mit Kupferkies imprägniert. Der Pyrit ist zum Teil gold- und silberhaltig, jedoch ist der Gehalt starken Schwankungen unterworfen. Freigold wurde nicht gefunden. Der im Mittelalter schon betriebene Abbau wurde gegen Ende des vorigen Jahrhunderts (1891–96) in grösserem Massstab aufgenommen, endete aber mit Verlusten. Heute sind nur mehr die Ruinen der Aufbereitungsanlagen zu sehen, die Knappenhäuser, Wege und Stollen sind zerfallen.

TEKTONIK

Die Skizze 1:400 000 gibt einen Gesamtüberblick über die tektonische Gliederung des Penninikums zwischen Matternal im Westen und dem Antigorio- und Ossolatal im Osten. Blatt Simplon umfasst davon nur einen kleinen Ausschnitt, nämlich den östlichen Erosionsrand der Bernhard-Decke mitsamt dem Staldener Lappen. Von den tieferen tektonischen Einheiten sind Monte Leone-, Lebedun- und Antigorio-Decke vertreten. Das tektonisch tiefste Element dieses Teiles der Alpen – der Verampio-Gneis – liegt östlich ausserhalb des Blattes, das höchste, die unterostalpine Dent Blanche-Decke, erscheint erst W vom Matternal. Beides ist eine Konsequenz des früher erwähnten generellen Westfallens.

Verglichen mit der alten Simplonkarte (SCHMIDT & PREISWERK 1908), die praktisch nur die für den Bau des Simplontunnels

wichtigen, östlich vom Simplonpass liegenden Gebiete zur Darstellung bringt, haben sich gewisse Veränderungen dadurch ergeben, dass einerseits neue Tatsachen zum Vorschein gekommen sind, andererseits unsere Anschauungen sich geändert haben. Die frühere Kartierung hat vor allem die im Westen der Simplonstrasse befindlichen Gebiete sehr summarisch behandelt und deshalb ergaben sich hier in Darstellung und Interpretation die grössten Abweichungen.

Um die Jahrhundertwende wurden die Gneisdecken des Penninikums als liegende Falten aufgefasst, die von einem Mantel zugehöriger mesozoischer Gesteine umhüllt sind. Diese Auffassung kommt in allen «klassischen» Simplonprofilen zum Ausdruck, war aber nur so lange haltbar, als eine Analyse der internen Struktur dieser Gneiskörper fehlte. Obwohl wir in dieser Hinsicht erst am Anfang stehen, lässt sich doch schon sagen, dass die Vorstellung liegender Falten nicht auf die Gneiskörper des Penninikums übertragen werden kann, oder – anders ausgedrückt – dass der sogenannte «penninische Stil» im Sinne Argands durch andere Vorstellungen ersetzt werden muss. Gerade die Kartierung von Blatt Simplon und der westlich angrenzenden Gebiete liefert ein Beispiel dafür.

Nach der früheren, auf der alten Simplonkarte und im Beigleittext derselben dargelegten Auffassung wird die Berisal-Decke als östlicher Ausläufer der Bernhard-Decke betrachtet, d. h. sie wird mit der Fletschhorn-Masse verbunden. Existenz und Individualität des Staldener Lappens werden bei dieser Interpretation ignoriert. Dieser monometamorphe Komplex trennt aber zwei sicher polymetamorphe Kristallinkörper, die Fletschhorn-Masse und die Berisal-Gneise. Ein Blick auf die Karte zeigt aber auch, dass die beiden Kontakte verschieden gedeutet werden müssen.

Von der Fletschhorn-Masse wird der Staldener Lappen lediglich durch eine Mylonitzone getrennt. Mesozoikum fehlt. Wir rechnen deshalb diese beiden nur durch eine interne Scherfläche getrennten Teile zur Bernhard-Decke s.l., obwohl sie sich in der Metamorphose unterscheiden.

Anders liegen die Verhältnisse am Kontakt mit der Berisal-Decke. An ihrem Südzipfel – zwischen Bärnetscha und Klusmatten – wird dieser Kontakt durch die Simplon-Störung gebildet. Auf beiden Seiten sind die Gesteine mylonitisiert und zerrüttet. Mesozoikum fehlt auch hier. Zwischen Klusmatten und Wäng (Blatt Brig, 2 km W Simplonpass) ist der Kontakt verschüttet. Im Graben S Wäng wird er durch ein stark zerquetschtes Schuppenpaket

gebildet, das sowohl Kristallin wie Karbon, vor allem aber auch Mesozoikum umfasst.

Die Berisal-Gneise sind demnach von der Hauptmasse der (Mischabel-) Bernhard-Decke durchgehend getrennt und diese Trennung ist viel tiefgreifender, als diejenige von Staldener Lappen und Fletschhorn-Masse; die Berisal-Gneise bilden eine selbständige tektonische Einheit, die allseitig von jüngeren Serien umhüllt wird, d. h. wurzellos ist.

Es stellt sich nun die Frage, ob und mit welcher anderen Einheit eine derart isolierte Masse parallelisiert werden kann. Da die Stammdecke und die von ihr getrennte Masse (hier die Berisal-Decke) nach der Trennung während der alpidischen Orogenese verschiedenes Schicksal gehabt haben können, so setzt eine solche Parallelisierung eine Rekonstruktion der voralpinen, petrographischen und strukturellen Verhältnisse voraus.

Eine Möglichkeit hat der Verfasser schon 1956 erwähnt. Dort wurde die Vermutung geäußert, dass die Wurzel der Berisal-Decke im Süden, in der Camughera-Moncucco-Zone liege. In der Tat besteht eine grosse petrographische Verwandtschaft zwischen diesen beiden Einheiten.

Deformation und Kristallisation

Sämtliche Gesteine, gleichgültig welchen Alters und unabhängig von der Zusammensetzung, zeigen mindestens eine, meist sehr deutliche Schieferung. Ebenso findet man überall mindestens eine, meist aber mehrere Faltungen.

Auf der Karte sind nur die im mesoskopischen Bereich einmessbaren Falten angegeben. Es sind dies offene, zylindrische oder isoklinale Falten, bei welchen Amplitude und Wellenlänge annähernd übereinstimmen. Die Faltenachsen pendeln zwischen WSW und W Richtung; sie fallen meist mit 20–30° nach W ein. Besonders häufig sind diese Falten in der Fletschhorn-Masse, in der Berisal- und Monte Leone-Decke, während im Staldener Lappen eine charakteristische, wellblechartige Faltung sehr verbreitet ist.

Die Richtung der eingemessenen Falten ist unabhängig von Gesteinsart und Lage der Deckenkörper, ob mittel- oder unterpeninisch spielt keine Rolle. Alles ist homoaxial deformiert. Die erzeugende Deformation hat demnach den Deckenstapel als Ganzes, also *nach* dem Deckenschub, erfasst. Sie muss folglich alpidisch sein, ebenso wie die darauf bezogene, syn- bis postkinematische Kristallisation.

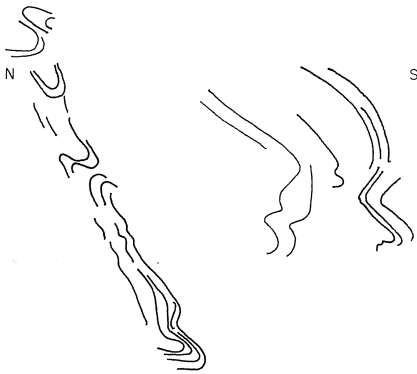


Fig. 10: Südvergenter Faltenwurf in Gneisen der Monte Leone-Decke; Felsband SE Simplon-Hospiz, Kote 2180.

Die plattigen, feinkörnigen Zweiglimmergneise enthalten Lagen von Glimmerschiefer und Amphibolit, vereinzelt auch von Aplitgneis.

Eine nähere Untersuchung zeigt aber, dass die Deformation wesentlich komplexer ist und dass nicht nur eine, sondern mehrere alpidische Faltungsphasen unterschieden werden müssen. Eine systematische Untersuchung fehlt aber gegenwärtig noch. (Siehe CHATTERJEE 1962, dessen Arbeit den ersten Ansatz einer Strukturanalyse des Simplongebietes bildet).

Eine erste (älteste) Faltung ist nur sporadisch in alpidisch gewachsenen Porphyroblasten, z.B. in Granat und Plagioklas der Bündnerschiefer, erhalten geblieben.

Eine dritte, bezüglich der eingemessenen (zweiten!) Hauptfaltung *jüngere* Faltung kann in der Fletschhorn-Masse, in der Berisal- und Monte Leone-Decke und auch in den Bündnerschiefern beobachtet werden.

In der Fletschhorn-Masse sind die Hauptfalten durch eine solche jüngere Faltung mit grösserem Radius wiedergefaltet worden (sehr schön in den Rundhöckern am Griessernengletscher oder in der Umgebung der Weissmieshütte). Diese jüngere Faltung streicht subparallel zur Hauptfaltung, fällt aber 20–30° steiler nach W ein als diese. Eine mehrfache Faltung der Fletschhorn-Gneise muss auch aus folgender Beobachtung angenommen werden: die allgemein verbreiteten, typischen Quarzadern, die sekretorisch im Zusammenhang mit einer ersten Faltung und Metamorphose gebildet wurden, sind ein zweites und drittes (?) Mal gefaltet worden. Dieser Typus doppelter Faltung mit annähernd parallelen Faltenachsen ist besonders schön auch am Kaltwassergletscher, und zwar sowohl im Berisal-Kristallin, wie in den begleitenden Bündnerschiefern, zu sehen.

Es kann aber auch eine zur Hauptfaltung gekreuzte Faltung beobachtet werden. So ist in den Monte Leone-Gneisen die vor-

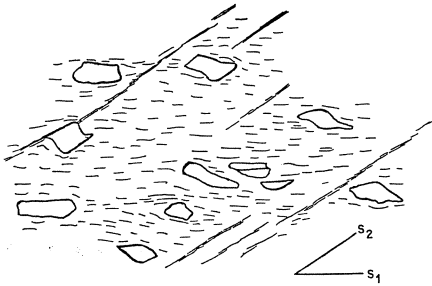


Fig. 11: Augengneis der Monte Leone-Decke beim unteren der Alpjerseen.

Das Haupt- s (s_1) wird durch postkristallines s_2 zerschnitten.

herrschende E-W-Faltung, die am Hübschhorn so hervorragend schön zu sehen ist (s. Fig. 10), und hier wie am Stichelgrat Südvergenz zeigt, durch eine ungefähr senkrecht dazu (NNW- bis NW-) streichende, weitwellige Faltung mit kleiner Amplitude verbogen. Dieselbe Faltung erzeugt flexurartige Verbiegungen und parallel laufende Stauchungswülste, an denen die Kristalle verbogen und zerbrochen sind. Lokal entwickeln sich daraus schmale Mylonitstreifen, an denen ein System älterer, paralleler Quarzadern (erste Faltung?) kleine Versetzungen zeigt. Ganz sporadisch treten auch ungefähr NE-streichende Verbiegungen von $1/2$ bis mehreren m Radius auf, die die E-W-Falten verbiegen, aber ihrerseits durch die NNE-Falten verbogen sind.

Die Gesteine sind, wie schon erwähnt, geschiefert. Die Hauptschieferung ist durch Parallelorientierung der Glimmer, durch gestreckte Quarz- und Feldspataggregate oder -körner etc. bedingt. In den mesozoischen Zügen ist sie meistens parallel der Schichtung. In gefalteten Zonen verläuft die Schieferung in der Mehrzahl der Fälle parallel zur Axialebene der Faltung, doch gibt es zahlreiche Ausnahmen.

Zur Hauptschieferung tritt aber häufig ein zweites, weniger häufiges und auch weniger gut ausgebildetes s , das die Hauptschieferung unter $30-45^\circ$ schneidet (siehe Fig. 11). Dieses zweite s wurde sowohl in der Fletschhorn-Masse, wie in der Monte Leone- und Lebendun-Decke beobachtet. Es ist postkristallin angelegt, bewirkt Stauchung, Kataklyse von Quarz und Feldspat und Chloritisierung von Biotit. Fast immer ist eine Riefung auf diesen harnischartigen, aber sehr unregelmässigen Flächen zu erkennen.

Die Kristallisation ist, bezogen auf die Hauptfaltung, synbis postkinematisch. So sind z.B. die Chloritoid-Porphyroblasten der Fletschhorn-Masse synkinematisch geregelt, können aber auch fächerartige postdeformativ kristallisierte Aggregate bilden. Der

oft zonare Granat ist rotiert, z.T. interkinematisch und (in der Randzone) auch postkinematisch gewachsen, kann aber auch nachkristallin zerrissen sein. Ebenso können Chlorit–Sericit–Pseudomorphosen nach Granat noch deformiert sein. Albit ist in der Regel postdeformativ gewachsen, aber auch synkinematische Kristallisation wurde beobachtet. In den schwarzen, granatführenden Bündnerschiefern ist die Porphyroblastenbildung besonders schön entwickelt; das Wachstum von Biotit, Staurolith, Disthen (z.T.) und Plagioklas erfolgt hier nach der Hauptfaltung. Analoges kann in der Valgrande-Serie der Lebendun-Decke festgestellt werden.

Postkristalline, d.h. spätalpine Deformation ist im ganzen Gebiet sehr verbreitet. Sie tritt gehäuft in und in der Umgebung der Simplon-Störung und an der Basis der Fletschhorn-Masse auf, kann aber ausserhalb dieser kartierbaren Zonen ebenfalls festgestellt werden. Die an die jüngeren Störungen gebundenen Erscheinungen sind früher (S. 35) erwähnt worden.

Rückfaltungsercheinungen

Direkt sichtbar ist die Rückfalte in der Monte Leone-Ostwand, durch die ein Keil der Berisal-Decke mitsamt der begleitenden mesozoischen Haut vom Monte Leone-Kristallin eingewickelt wird (s. Fig. 12). Dieser südvergente isoklinalen Falte folgt auch das Monte Leone-Kristallin. Das Anschwellen der Monte Leone-Decke zwischen dem Kaltwassergletscher und der Gondoschlucht ist sicher z.T. auf diese Rückfalte zurückzuführen.

Das auf der Karte angegebene Vorkommen von Triasmarmor in der Südostwand des Breithorns (Koord.: 650.2/119.7) entspricht vermutlich einem weiteren Punkt, an dem die Monte Leone-Rückfalte an die Oberfläche dringt. Auch die benachbarten (S. 27 erwähnten) Staurolithschiefer könnten dazu gehören.

Südvergente Faltung im mesoskopischen Bereich ist aus der Monte Leone-Decke schon früher erwähnt worden. In grösserem Maßstab zeigt sie sich am Fuss des Hübschhorn-Westgrates, wo ein Paragneiszug von hellem Alkalifeldspatgneis umhüllt wird. Überhaupt kann man das Hübschhorn als ein Bündel westwärts abtauchender Falten bezeichnen, was vor allem im Querschnitt, d.h. in der Ostwand (Hohfad, Geren) deutlich zu erkennen ist, leider aber in der Karte nicht zum Ausdruck gebracht werden kann.

Vom Hohmattengletscher aus sieht man in der Nordwand des Hübschhorns eine grosse, nach S offene Falte, die durch ein helles, boudiniertes Gneisband nachgezeichnet wird. Dieser Falte ent-

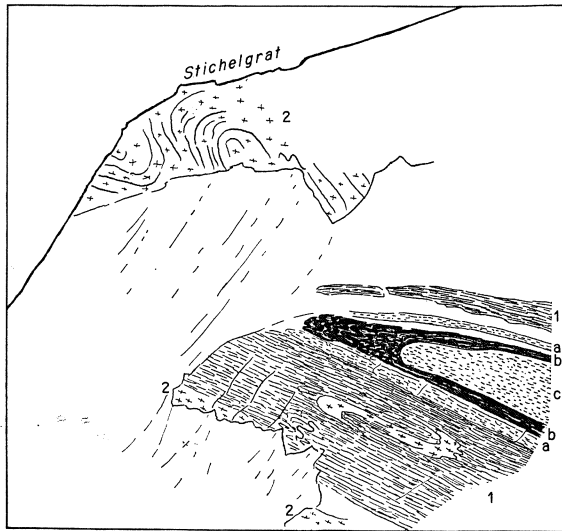


Fig. 12: Ausstich der Monte Leone-Rückfalte am Stichelgrat-Südhang, Kote 3060.

- 1 = Glimmerschiefer
- 2 = helle Zweiglimmergneise
- a = Kalkglimmerschiefer
- b = schwarze Granatphyllite mit Quarz-Disthenknauern
- c = rostig anwitternde Kalkglimmerschiefer

spricht weiter östlich eine knickartige Steilstellung der Gneise zwischen P.2755 und dem Gipfel des Monte Leone.

Zwei grosse Rückfaltungserscheinungen machen sich im Kartengebiet nur indirekt bemerkbar, nämlich die Mischabel-Rückfalte und diejenige der Lebendun-Decke. In den Bereich der ersteren fallen Fletschhorn, Lagginhorn und (ausserhalb der Karte) Weissmies, an dessen Südgrat Steilstellung erfolgt. Der südliche Teil dieser Rückfalte ist durch Mesozoikum vielfach zerschlitzt und in steile Falten gelegt; Laggin- und Zwischbergental liefern dafür schöne Beispiele.

Die tektonische Position der Lebendun-Decke scheint, soweit sie auf Blatt Simplon dargestellt ist, sehr einfach zu sein. Die geometrisch naheliegendste Annahme, dass sie zwischen Monte Leone- und Antigorio-Decke wurzelt (Argand, Lugeon), stösst sich aber

an der völligen Verschiedenheit der Gesteine. Neuere stratigraphische Arbeiten im E des Simplonpasses, im Antigoriotal (FRIZ 1965, Joos 1967) machen es wahrscheinlich, dass die Lebendundecke durch eine gewaltige Rückfalte weit nach Süden zwischen Antigorio- und Monte Leone-Decke geraten ist. Der Ursprung dieser hauptsächlich aus oberpaläozoischen und mesozoischen Sedimenten bestehenden Decke lag danach am Südrand des Gotthardmassivs.

Simplon-Störung

Sie tritt am Passo di Monscera, aus dem Bognancotal aufsteigend, in das Kartengebiet ein und durchquert dieses in diagonalen Richtung, zunächst der Grenze der Fletschhorn-Masse zu der Monte Leone-Decke, dann derjenigen zwischen der Berisal-Decke und dem Staldener Lappen folgend. Allerdings hält sie sich nur im südlichen Abschnitt streng an die Deckengrenze; von Bärnetscha (S Engiloch) weg findet man mehrere Verzweigungen, die in den Berisal-Gneis eindringen, oder der Überschiebung Berisal-/Monte Leone-Decke folgen; überhaupt ist die ganze Gneismasse des Gebiets stark in Mitleidenschaft gezogen.

Die Störung macht sich bemerkbar durch Kataklyse, durch die Bildung von Brekzien und von feinkörnigen bis dichten Myloniten. Hartschiefer, z.T. gebändert, am Feeberg und der Furgge sowie am Passo di Monscera. Überall trifft man auch Ultramylonite und Gangmylonite, diese z.B. gehäuft am Südrand der Berisal-Decke, zwischen dem alten Spittel und Bärnetscha.

Die Mylonitisierung ist auf beiden Seiten der Deckengrenze sichtbar. Auf der Karte ist nur der ungefähre Bereich der maximalen Wirkung durch Signatur bezeichnet. Kataklyse kann noch in grösserer Distanz fühlbar sein, beispielsweise im Lauigraben und bei Wäng (W Simplon Dorf), also über 1 km von der Deckengrenze entfernt.

Die erwähnten Hartschiefer fallen am Feeberg und am Passo di Monscera mit 30° nach W ein, also parallel zur Schubfläche Fletschhorn-Masse – Monte Leone-Decke. Mylonite und Ultramylonite sind z.T. konkordant den Gneisen eingelagert. Bei der Bildung der Simplon-Störung waren demnach z.T. tangentialen Bewegungen wirksam. Sie scheinen mit der Überschiebung der Bernhard- auf die Monte Leone-Decke in Zusammenhang zu stehen (!) und sind vielleicht bedingt durch das Fehlen von plastisch deformierbarem, karbonatischem Mesozoikum auf der Überschiebungsfläche.

Es ist nun aber bemerkenswert, dass die Störung im nördlichen Teil die Grenze zwischen Einheiten bildet, die verschiedenen Grad der Metamorphose aufweisen. Staldener Lappen und z.T. auch die Fletschhorn-Masse, die in der Grünschieferfazies kristallisierten, kontrastieren mineralparagenetisch scharf mit der Berisal-, Monte Leone- und Lebendun-Decke, die alle zur Amphibolitfazies gehören. Diesem Sprung in der Metamorphose entspricht eine Diskontinuität der absoluten Alterswerte von alpin gebildetem Biotit. SW der Störung erhält man durchwegs die höheren Werte. So steigen im Zwischbergental auf einer Strecke von nur 5 km die Biotit-Alterswerte von weniger als 12 Mio. J. auf 20–25 Mio. J., wenn man von NE nach SW geht. Was NE der Simplon-Störung liegt, wurde vor weniger als 12 Mio. J. unter 300° abgekühlt, muss also erst nach dem westlichen Teil herausgehoben worden sein (s. HUNZIKER & BEARTH 1969).

Die wichtigste, ausserhalb der Simplon-Störung befindliche Mylonitzone liegt an der Basis der Fletschhorn-Masse und folgt ihrem Kontakt mit dem Staldener Lappen. Sie ist im Weissboden (Wyse Bode, WNW Eggen) festgestellt worden und bildet die Kerbe P. 2623 N vom Schilthorn. Am Sirwoltensattel kann die Mylonitisierung in den Gneisen der Fletschhorn-Masse mehrere hundert Meter weit gegen den Simpeler Weizstadel verfolgt werden.

In der Fletschhorn-Masse selbst sind übrigens weniger bedeutende Mylonitisierungen sporadisch immer wieder zu beobachten, z.B. in der Südflanke des Böshorns (Rauthorn), SE Griessernen und im Findlentälli.

Jüngere Störungen

Die Karte verzeichnet nur einen kleinen Teil dieser Störungen, im zuerst kartierten Gebiet der Fletschhorngruppe sind sie z.B. nicht berücksichtigt worden.

Steilstehende Ruschel- und Bruchzonen sind vor allem im vorderen Laggintal, im Zwischbergental und in der Gondoschlucht häufig. Sie streichen vorwiegend NNW und erzeugen morphologisch auffallende, durch steile Wände begrenzte Gräben und Schluchten. Die mit ihnen verknüpften Erscheinungen sind z.T. S. 35, im Abschnitt Antigorio-Decke, erwähnt worden. Starke Kataklyse und Harnischbildung (Hämatitspiegel) sind fast immer mit diesen Ruschelzonen verknüpft.

Eine Häufung solcher Störungen zerhackt den Grat Kesselhorn–Glatthorn in eine Reihe scharfer Zacken, die durch rostig anwitternde Ruschelzonen getrennt sind.

NE-streichende Störungen können S der Furgge, beim Abstieg nach Zwischbergen, beobachtet werden. Sie zerschneiden hier die Mylonite der Simplon-Störung, sind also sicher jünger.

Vereinzelt wurden auch subhorizontale Störungen notiert, so beispielsweise am Ostgrat des Lagginhorns auf Kote 3800.

Die Versetzungsbeträge und Sprunghöhen sind schwer abzuschätzen, dürften aber im allgemeinen gering sein. So ist der amphibolitführende Lebendun-Komplex N der «Alten Kaserne» von mehreren steilstehenden Störungen zerschnitten; stets ist hier der Westflügel abgesenkt. Die Summe des Verwerfungsbetrages, bewirkt durch zwei benachbarte Brüche, beträgt hier 40 m, doch ist dies sicher ein nur ausnahmsweise erreichter Betrag. (Siehe auch STRECKEISEN 1965, der diese Störungen auf Blatt Brig verfolgt und u. a. festgestellt hat, dass sie auch Quartär [Daunmoränen] noch verstellt haben).

METAMORPHOSE

In allen früheren Synthesen (ARGAND 1911; SCHMIDT & PREISWERK 1908) wurden die Gneisdecken als Teile des prätriadischen, hercynisch oder prähercynisch metamorphen Sockels aufgefasst. Nur die mesozoischen Hüllgesteine sind ausschliesslich alpidisch umgeprägt worden, der Sockel ist polymetamorph.

Nun sind aber Gesteine des Sockels mineralfaziell von mesozoischen ununterscheidbar, sofern sie chemisch miteinander übereinstimmen. Der Gegensatz von Gneiskern und mesozoischer Umhüllung ist demnach in erster Linie durch stoffliche Unterschiede, nicht durch den Grad der Metamorphose bedingt. Das Mesozoikum wird vorwiegend durch karbonatische Sedimente repräsentiert, die Gneisdecken aber durch polymetamorphe Tone, Psammite und Psephite, zu einem erheblichen Teil aber bestehen sie aus tektonisierten, sauren, granitischen Eruptiva. Die ursprünglichen Stoffdifferenzen sind aber auch innerhalb der Decken erhalten geblieben. Der heutige Chemismus ist sicher im wesentlichen ein Erbe vortriadischer Prozesse.

Sind in den Gneisdecken noch Struktur- oder Mineralrelikte magmatischer oder metamorpher Entstehung vorhanden, die auf eine präalpidische Metamorphose hinweisen?

Als Strukturelikte betrachten wir die oberpaläozoischen Konglomerate der Lebendun-Decke. Ihre z. T. kaum deformierten

oder rekristallisierten Gneiskomponenten zeigen, dass im Liefergebiet dieser Konglomerate schon voroberkarbonisch eine Metamorphose erfolgt sein muss, dass aber auch reichlich Granite der Erosion ausgesetzt waren.

Seite 14 ist die Brekzien- und Geröllbildung in der Trias der Antigorio-Decke beschrieben. Ein Teil der Komponenten hat granitische Struktur und Mineralbestand, analog zu gewissen Partien innerhalb der Antigorio-Decke selbst. Eine Strukturanalyse des Deckenkörpers hat gezeigt, dass die Gneisbildung teilweise ebenfalls prätriadisch ist, dasselbe gilt für die Aplite.

Weniger eindeutig sind in dieser Hinsicht die granitoiden Strukturen in verschiedenen Gneistypen der Monte Leone-Decke und der Fletschhorn-Masse (siehe S. 26 und 20). Beobachtungen an Augengneisen dieser Decke zeigen, dass die Kalifeldspäte meistens zerrissen, oft auch granuliert sind. Sie sind häufig albitisiert z.T. feinkörnig rekristallisiert, gelegentlich auch randlich um schon bestehende Kerne weitergewachsen. Eine Neuspaltung von Kalifeldspat im Zusammenhang mit der alpidischen Metamorphose wurde im Simplongebiet nur sporadisch beobachtet. Die so verbreiteten mikroklinführenden Gesteine sind demnach Zeugen eines präalpidisch metamorphen (oder magmatischen!) Zyklus.

Rein magmatische Mineralrelikte finden sich hingegen in dem S. 26 erwähnten Gneistypus der Monte Leone-Decke. Die teilweise noch gut erhaltenen, idiomorphen Alkalifeldspäte und korrodierten Quarze dieser Gesteine sprechen gegen die Auffassung, dass sie präalpin schon deformiert und rekristallisiert wurden. Sie müssten demnach spät oder posthercynisch sein. Ob diese Folgerung auch auf die anderen Gneise der Monte Leone-Decke übertragen werden kann, erscheint noch fraglich (s. Fussnote S. 26).

Vereinzelte Mineralrelikte finden sich auch in der Fletschhorn-Masse, und zwar im nördlichen Teil (Muskowit, brauner Biotit, zersetzter Plagioklas, Hornblende und grosse Granate). Wie betrachten sie als Relikte einer alten Metamorphose in der Amphibolitfazies. Alpidisch haben diese Gesteine eine retrograde Umbildung von der Amphibolit- in die Grünschieferfazies erfahren. Absolute Altersbestimmungen ergeben für Biotit und Muskowit Mischalter. Der südliche Teil der Fletschhorn-Masse kristallisierte alpidisch in der Amphibolitfazies. Hier sind keine Mineralrelikte gefunden worden.

Nur alpidisch, und zwar in der Biotitzone der Grünschieferfazies, kristallisierte der Staldener Lappen. Hier sind keine Anzeichen einer älteren Metamorphose festgestellt worden. Hingegen ist die Berisal-Decke polymetamorph, scheint aber heute (abgesehen vielleicht von den Augengneisen) ausschliesslich alpidische

Mineralassoziationen aufzuweisen, nun aber in der Amphibolitfazies. Die mineralfazielle Entwicklung der Berisal-Decke und des nördlichen Teils der Fletschhorn-Masse divergierten somit während des alpidischen Zyklus.

Die unmittelbare Nachbarschaft alpin epi- und mesometamorpher Serien (Staldener Lappen und Berisal-Decke) führen wir auf eine postmetamorphe Verstellung entlang der Simplon-Störung zurück. Sie beeinflusst natürlich auch den Verlauf der Isograden.

Die wichtige Grenze Albit/Plagioklas ist – wie E. WENK gezeigt hat – sowohl vom Metamorphosegrad als auch vom Gesteinschemismus abhängig. Das zeigt sich vor allem in der Monte Leone-Decke, wo die sauren Gneise Albit führen, die Glimmerschiefer und Amphibolite aber Oligoklas. Amphibolite der Fletschhorn-Masse im unteren Laggintal (Strassenprofil SE Biel) haben Plagioklas, die benachbarten Gneise aber Albit. Parallel mit dem sinkenden Grad der Metamorphose sind dann im Norden der Fletschhorn-Masse die basischen Gesteine als Prasinite ausgebildet, führen also nur Albit.

Die höchsten An-Gehalte findet man in den invers zonaren Plagioklasen karbonatischer Gesteine, vor allem in den Bündnerschiefern, wo der An-Gehalt von Andesin (im Kern) bis zu basischem Labrador ansteigen kann (S Bellegge im Zwischbergental).

NE der Simplon-Störung tritt in allen Gesteinen Plagioklas auf, mit Ausnahme der sauren Gneise der Monte Leone-Decke, in denen Albit sehr verbreitet ist.

Chloritoid ist auf die Fletschhorn-Masse beschränkt; erst im Bognancotal tritt in ihr Staurolith auf. Dieses Mineral erscheint im NE der Simplonstörung sowohl in mesozoischen wie prämesozoischen, alpin umgeprägten Schiefern, desgleichen der Disthen. Neugebildeter, olivgrüner oder brauner Biotit ist allgemein verbreitet, ebenso Muskowit: Phengit vor allem in den alkalireichen, sauren Gneisen des Monte Leone und der Fletschhorngruppe. Über die Verbreitung von Paragonit ist nichts bekannt. Granat findet sich in allen Einheiten, nur sporadisch und feinkörnig im Staldener Lappen, häufig und z.T. in schöner Entwicklung und in mehreren Generationen in den Paragneisen und -schiefern der anderen Decken, ebenso im Mesozoikum NE der Simplon-Störung.

KLUFTMINERALIEN

Mineralführende Zerrklüfte sind im Kartengebiet eher selten. Eine Ausnahme machen hämatitgefüllte Risse, die sowohl im Fletschhorn- wie vor allem im Monte Leone-Gebiet verbreitet sind. Die Kristalle sind aber schlecht ausgebildet.

Die schönsten von uns beobachteten Bildungen finden sich auf α - c -Klüften im Monte Leone-Gneis, und zwar W vom Hohmattengletscher, in der Gegend von P. 2755. Die Kluftwandungen sind hier mit gut ausgebildeten, aber meist kleinen Kristallen von Quarz, Calcit, Adular und Chlorit bedeckt, der Klufttrand mit Epidot imprägniert.

Mit Quarz oder Quarz + Calcit belegte Klüfte in der Fletschhorngruppe, Quarz, Calcit und Hellglimmer in Bündnerschiefern (z. B. am Kaltwassergletscher). In all den genannten Fällen handelt es sich um kleine, 1 cm selten übersteigende Kristalle. Dezimeter-grosse Calcitkristalle kamen aus dem Wasserstollen, der von Alpen nach Hütten N Gabi führt.

EXKURSIONEN

Die Simplonstrasse selber bildet eine der hervorragendsten geologischen Exkursionsrouten der Alpen (siehe Geol. Führer der Schweiz 1967)¹⁾. Sie ist aber heute wegen des grossen Verkehrs nicht immer ohne Gefahr begehbar. Wer ihr folgt, versäume nicht, die Überschiebung von der Berisal- auf die Monte Leone-Decke beim Engiloch (200 m NE vom Refuge) sowie das Profil bei der «Alten Kaserne» zu besuchen. Sehr zu empfehlen ist ein Aufstieg vom Hospiz oder vom Hotel Kulm zum Kaltwassergletscher: Berisal-Kristallin und metamorphes Mesozoikum; Trias und Bündnerschiefer ($1\frac{1}{2}$ -2 Std.). Auch ein Besuch des schönen, auf bequemem Wege erreichbaren Laggintales lohnt sich. Allerdings wird man, um vom Fletschhorn-Kristallin eine richtige Vorstellung zu erhalten, in die Höhe steigen müssen, etwa zum neuen Biwak des SFAC (Koord.: 645.63/112.15), auf dem östlichen Felssporn der südlichsten der drei grossen Rippen, die vom Fletschhorn nach

¹⁾ Jedoch ist in den letzten Jahren durch den Ausbau der Strasse, durch die vielen Galerien und die Vermauerung ein grosser Teil der Aufschlüsse verlorengegangen.

Osten gehen. Auch eine weniger anstrengende Wanderung über die Rossbodenalp zu den Felsen am Griessernengletscher ist für diesen Zweck zu empfehlen. Geologisch und landschaftlich lohnend sind ferner Alphen mit Schwarzbalm und den Alphenseen oder das obere Nanzthal über den Sirwoltensattel, das Obere Faulmoos und dann der Wasserleite nach bis zum Gebidem (Blatt Brig). Diese Wanderung vermittelt eine gute Vorstellung der Petrographie des Staldener Lappens.

LITERATURVERZEICHNIS

Es wurden nur diejenigen Publikationen aufgeführt, die entweder im Text erwähnt worden sind oder die Simplonregion direkt betreffen.

- ARGAND, E. (1911): *Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux*. – Mat. Carte géol. Suisse, n.s. 31/1.
- BEARTH, P. (1956a): *Zur Geologie der Wurzelzone östlich des Ossolates*. – *Eclogae geol. Helv.* 49/2, p. 267–278.
- (1956b): *Geologische Beobachtungen im Grenzgebiet der lepontinischen und penninischen Alpen*. – *Eclogae geol. Helv.* 49/2, p. 279–290.
- (1957): *Erläuterungen zu Blatt 31, Saas, und 30, Monte Moro, des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25000*. – Schweiz geol. Komm.
- (1963): *Contribution à la subdivision tectonique et stratigraphique du Cristallin de la nappe du Grand-Saint-Bernard dans le Valais (Suisse)*. – Soc. géol. France: Livre.Mém. Prof. P. Fallot 2, p. 407–418.
- BEARTH, P. & LOMBARD, AUG. (1964): *Notice explicative de la feuille 6, Sion, de la Carte géologique générale de la Suisse au 1:200000*. – Comm. géol. Suisse.
- CHATTERJEE, N. D. (1962): *The alpine metamorphism in the Simplon Area, Switzerland and Italy*. – *Geol. Rdsch.* 51/1, p. 1–72.
- FRIZ, C. (1963): *La serie stratigraphica del ricoprimento penninico inferiore del Lebendun in alta Val Formazza (Alpi Lepontine)*. – *Estr. Mem. Accad. Patavina* 75.
- (1965): *La presenza di un livello equivalente ai Quartenschiefer del Gottardo entro il Mesozoico del ricoprimento penninico inferiore del Lebendun (alta Val Formazza)*. – *Rend. Accad. naz. Lincei, Cl. Sci. fis. etc.* (8), 38/6, p. 890–996.
- GYSIN, M. (1930): *Les Mines d'or de Gondo*. – Mat. Géol. Suisse, Sér. géotechn. 15.
- HANSEN, J. W. (1972): *Zur Geologie, Petrographie und Geochemie der Bündnerschiefer-Serien zwischen Nufenenpass (Schweiz) und Cascata Toce (Italia)*. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 52/1, p. 109–153.
- HUNZIKER, J. C. (1966): *Zur Geologie und Geochemie des Gebietes zwischen Valle Antigorio (Prov. di Novara) und Valle di Campo (Kt. Tessin)*. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 46/2, p. 473–552.
- HUNZIKER, J. C. & BEARTH, P. (1969): *Rb-Sr-Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen. Biotitalterswerte und ihre Bedeutung für die Abkühlungsgeschichte der alpinen Metamorphose*. – *Eclogae geol. Helv.* 62/1, p. 205–222.
- JÄGER, E., NIGGLI, E. & WENK, E. (1967): *Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F.* 134.
- JÄGER, E. & STRECKEISEN, A. (1958): *Nachweis von Graphit in graphitführenden Schieferen des Simplon-Gebietes (Wallis, Schweiz)*. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 38/2, p. 375–386.

- Joos, M. G. (1967): *Über die Herkunft der Lebendunserie*. – *Eclogae geol. Helv.* 60/1, p. 151–155.
- (1969): *Zur Geologie und Petrographie der Monte Giove-Gebirgsgruppe im östlichen Simplon-Gebiet (Novara, Italia)*. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 49/2, p. 277–323.
- MESSERLI, B. & ZURBUCHEN, M. (1968): *Blockgletscher im Weissmies und Aletsch und ihre photogrammetrische Kartierung*. – *Die Alpen* 44, p. 139–152.
- MILNES, A. G. (1965): *Structure and History of the Antigorio Nappe (Simplon Group, North Italy)*. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 45/1, p. 167–177.
- (1973): *Structural Reinterpretation of the Classic Simplon Tunnel Section of the Central Alps*. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 84/1, p. 269–274.
- NIGGLI, E. (1970): *Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung*. – *Fortschr. Mineral.* 47/1, p. 16–26.
- PREISWERK, H. (1907): *Die Grünschiefer in Jura und Trias des Simplongebietes*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F.* 26/1, p. 1–42.
- SCHMIDT, C. & PREISWERK, H. (1908): *Erläuterungen zur geologischen Karte der Simplon-Gruppe 1:50000*. *Geol. Spezialkarte der Schweiz, Nr. 48*. – *Schweiz. geol. Komm.*
- STRECKEISEN, A. (1965): *Junge Bruchsysteme im nördlichen Simplon-Gebiet (Wallis, Schweiz)*. – *Eclogae geol. Helv.* 58/1, p. 407–416.
- VUAGNAT, M. (1947): *Sur la variolite de Spiss près Viège (Valais)*. – *C. r. Soc. Phys. Hist. nat. Genève* 64/2, p. 45–47.
- WENK, ED. (1962): *Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. Die Paragenese Calcit–Plagioklas*. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 42/1, p. 139–152.
- WENK, ED. & KELLER, F. (1969): *Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen*. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 49/1, p. 157–198.
- WERENFELS, A. (1924): *Geologische und petrographische Untersuchungen des Vispertales*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz.* 26/3, p. 81–125.
- WIELAND, H. (1966): *Zur Geologie und Petrographie der Valle Isorno (Novara, Italia)*. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 46/1, p. 189–303.

KARTENVERZEICHNIS¹⁾

Topographische Karten

- 274, 275, 284, 285 Blätter des Topographischen Atlas der Schweiz 1:50 000
 1288, 1289 usw. Blätter der Landeskarte der Schweiz 1:25 000

Geologische Karten

a) Herausgegeben von der Schweizerischen Geologischen Kommission

Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200 000

- Feuille 6 *Sion*, 1942
 Foglio 7 *Ticino*, 1955

Geologische Karte der Schweiz 1:100 000

- Blatt XVIII *Brig-Airolo*, 1885
 Blatt XXIII *Domodossola-Arona*, 1882

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000

- Blatt 284-NE *Saas*, 1954 (Nr. 31)
 Blatt 284-NW *Randa*, 1964 (Nr. 43)

Geologische Spezialkarten

- Nr. 48 *Geologische Karte der Simplon-Gruppe*, 1:50 000, 1908 (von C. SCHMIDT & H. PREISWERK).
 No. 52 *Carte géologique du massif de la Dent Blanche*, 1:50 000, 1908 (par E. ARGAND).
 No. 60 *Carte géologique des Hautes-Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander*, 1:50 000, 1910 (par M. LUGEON).
 Nr. 78 *Tektonische Karte der südöstlichen Schweizeralpen*, 1:250 000, 1916 (von R. STAUB).
 No. 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. 106 *Geologische Karte des Vispertales*, 1:25 000, 1924 (von A. WERNFELS).

¹⁾ Das dazugehörige Übersichtskärtchen befindet sich oben am rechten Rand des Atlasblattes.

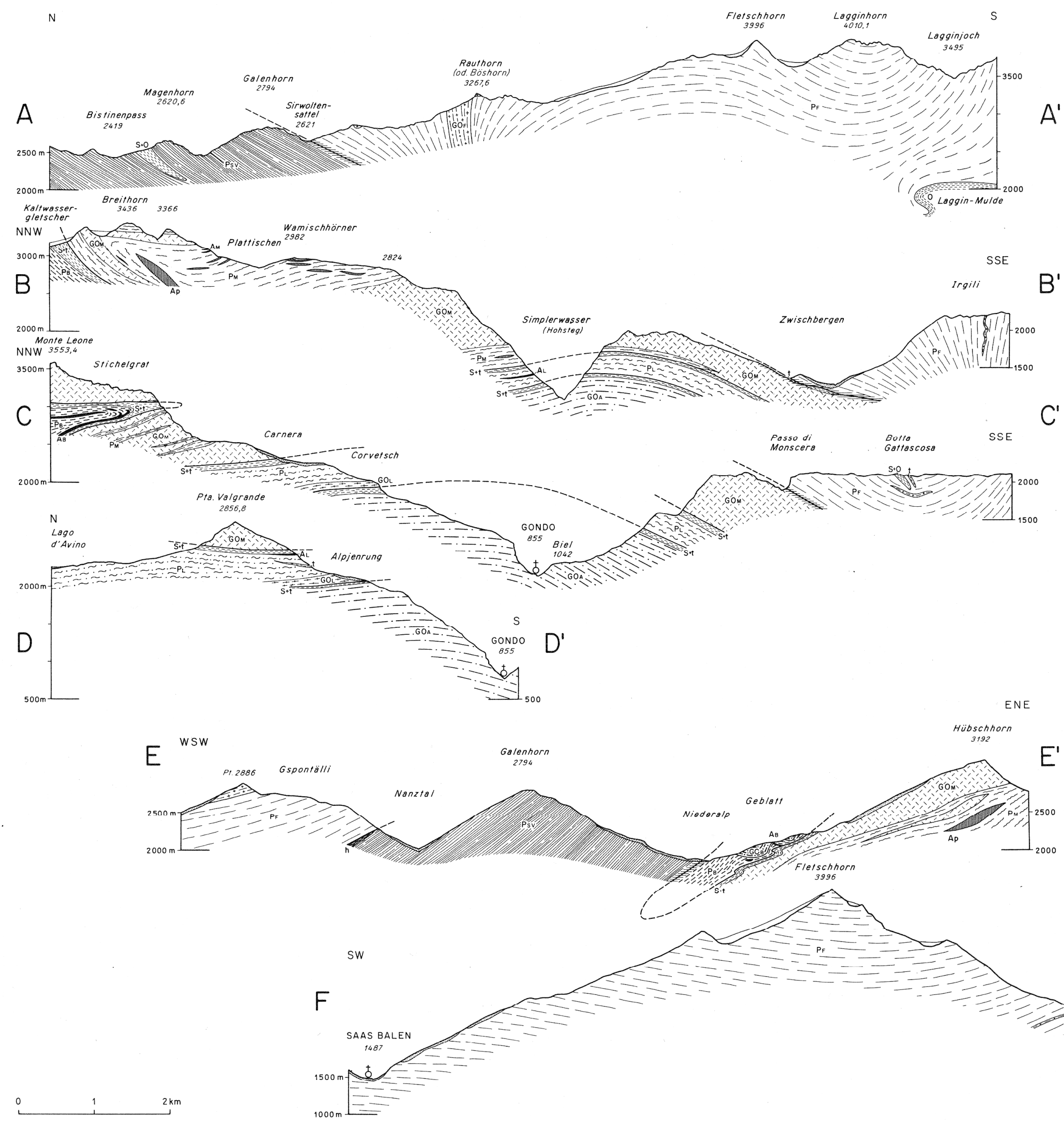
b) *Nicht von der Schweizerischen Geologischen Kommission veröffentlicht*

Publikationen seit 1900

- E EICHENBERGER, R.: *Geologische Karte des obern Saastales (Mattmarkgebiet)*, 1:50000.
In: Die geologischen Verhältnisse des oberen Saastales. Sonderabdruck aus O. LÜTSCHG: Über Niederschlag und Abfluss im Hochgebirge, 1926. – Schweiz. Wirtschaftsverband – Verbandsschrift 14.
- H' HERMANN, F. W.: *Carte géologique des massifs Rocs de Boudri – Sasse-neire – Becs de Bosson*, 1:50000.
Dans: Recherches géologiques dans la partie septentrionale des Alpes pennines (Massifs Rocs de Boudri – Bella Tola – Becs de Bosson), 1913. – Rey, Lyon.
- HERMANN, F.: *Carta geologica delle Alpi nord-occidentali* (foglio E), 1:200000, 1937. – Edizione Wepf & Cie., Basel.
- Hu HUANG, TE-KAN: *Carte géologique de la région Weissmies – Portjengrat*, 1:25000.
Dans: Etude géologique de la région Weissmies–Portjengrat (Valais). – Diss. Univ. Neuchâtel, 1935.
- P PREISWERK, H.: [*Geologische Karte der*] *Talk- und Giltsteinvorkommen im Vispertal*, 1:50000.
In: Der schweizerische Bergbau während des Weltkrieges (H. FEHLMANN), Tafel XXI, 1919. – Kümmerly & Frey, Bern.
- SCH SCHARDT, H.: *Carte hydrologique de la région voisine de la partie S–E du tunnel du Simplon*, 1:25000.
Dans: Note sur le profil géologique et la tectonique du massif du Simplon suivi d'un rapport supplémentaire sur les venues d'eau rencontrées dans le tunnel du Simplon du côté d'Iselle, 1903. – Corbaz, Lausanne.

Carta geologica d'Italia 1:100000

- Foglio 5 *Val Formazza*, 1958 (ristampa)
- Foglio 15 *Domodossola*, 1959 (ristampa)



Geologische Profile durch das Gebiet von Blatt Simplan

Masstab 1 : 50000

Quartär

- Gletscher
- Alluvionen, Gehängeschutt, Bergsturz, Moräne

- Penninisches Mesozoikum**
- Bündnerschiefer(S), Trias(t), Ophiolithe(O)
- Bernhard-Decke**
- Kristallin der Fletschhorngruppe
 - Granat-Muskowitschiefer
 - Granitoider Muskowitgneis und Augengneis
 - Staldener Lappen
 - Phyllitische Schiefer und Gneise (? Permokarbon)
 - Phyllite, Psammitgneis und Quarzite (? Karbon)
- Berisal-Decke**
- Granat-Muskowitschiefer, Zweiglimmergneis
 - Amphibolite
 - Biotitreiche Augengneis
- Monte Leone-Decke**
- Alkalifeldspatgneis
 - Aplitgneis
 - Muskowit-Biotitgneis
 - Amphibolite
- Lebendun-Decke**
- Zweiglimmergneis und -schiefer id., mit Quarziten und Konglomeraten
 - Amphibolite
 - Zweiglimmergneis
- Antigorio-Decke**
- Zweiglimmergneis
- Mylonite**

