

**SCHWEIZERISCHE
GEOLOGISCHE KOMMISSION**

**ORGAN DER
SCHWEIZ. NATURFORSCH. GESELLSCHAFT**

**COMMISSION GÉOLOGIQUE
SUISSE**

**ORGANE DE LA
SOC. HELV. DES SCIENCES NATURELLES**

**Geologischer Atlas
der Schweiz**

1:25 000

**Atlas géologique
de la Suisse**

1:25 000

Blatt:

Randa

Topographische Grundlage: Landeskarte 1:50 000
Normalblatt 284 Mischabel-NW, vergrößert auf 1:25 000

Erläuterungen

verfasst von

P. BEARTH

Mit 3 Textfiguren und 1 Tafel

1964

**Kommissionsverlag:
Kümmerly & Frey AG.
Geographischer Verlag, Bern**

**En commission chez:
Kümmerly & Frey S.A.
Editions géographiques, Berne**

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort der Geologischen Kommission	3
Einleitung	4
Quartär	5
Penninisches Mesozoikum	6
Trias	7
Ophiolithe	7
Posttriadische Sedimente der ophiolithführenden Serien	11
Posttriadische Sedimente der Barrhornserie (ophiolithfrei)	11
Praetriadisches Kristallin der Bernhard-Decke	14
Paläozoikum	14
Perm	14
Carbon	14
Das Kristallin der Mischabel	15
Das Kristallin der Dent Blanche-Decke	17
Tektonik	20
Exkursionen	25
Literaturverzeichnis und Geologische Karten	26
Tafel	

VORWORT DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION

Herr Prof. P. BEARTH hat im Jahre 1934 im Auftrage der Geologischen Kommission mit Aufnahmen im Gebiet Zermatt–Saas-Fee in den Walliser Alpen begonnen. 1953 konnte Blatt *Zermatt* herausgegeben werden; schon zwei Jahre später, 1955, erschienen die beiden Blätter *Saas* und *Monte Moro*, und nun liegt das vierte Blatt dieser prachtvollen Hochgebirgsregion vor, Blatt *Randa*.

Herrn Prof. BEARTH sei für die speditive Bearbeitung dieses geologisch wichtigen und touristisch schwierigen Gebietes der beste Dank der Geologischen Kommission ausgesprochen.

Das untersuchte Gesteinsmaterial ist im Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Basel deponiert.

Basel, im Februar 1964

Für die Schweizerische Geologische Kommission
der Präsident:

L. Vonderschmitt

EINLEITUNG

Die Kartierung des Blattes Randa wurde 1934 auf der Saaser Seite der Mischabelgruppe begonnen. Die letzten Revisionen erfolgten 1960 und 1961. In diese Spanne von nahezu dreissig Jahren fällt aber auch die Aufnahme der bereits publizierten Blätter Zermatt, Saas und Monte Moro, sowie eine Reihe anderer Arbeiten im Umkreis des Monte Rosa.

Seit Beginn der Aufnahmen haben sich unsere Ansichten über die tektonischen, die stratigraphischen und paläogeographischen Probleme der penninischen Zone geändert, von unseren Auffassungen über Gebirgsbildung und Metamorphose ganz zu schweigen. Am Ende angelangt, möchte man wieder von vorne beginnen, gestützt auf grössere Erfahrung und neue Einsichten. Wieviel hier noch zu tun wäre, das vermag wohl nur der kartierende Geologe zu ermessen. So möchten wir das neue Blatt nicht als Abschluss, sondern als Grundlage und Ansporn für weitere Forschung aufgefasst sehen.

QUARTÄR

Gehängeschutt, Alluvionen

An der Schuttbedeckung sind vor allem Gehängeschutt und Moränen beteiligt. Eine Trennung der beiden ist naturgemäss nicht immer durchführbar, da an Steilhängen die ältere Moränendecke oft von Gehängeschutt überdeckt wird. Das ist vor allem im Haupttal der Fall.

Bemerkenswert sind die grossen Schuttkegel von Wildi und vor allem derjenige von Randa mit seinem bis zum Birchbach vorgeschobenen Nordflügel. Diese Schuttkegel dürften einen Rückstau der Visp mit nachfolgender Aufschüttung der Alluvionen des Täschsand und Schali bewirkt haben.

Bergstürze

Die grösseren Bergstürze und Sackungen sind ausschliesslich auf der Ostflanke des Tales zu finden, während die Westflanke, trotz grösserer Steilheit, lediglich kleinere Felsstürze aufweist. Die gleiche Erscheinung ist auch im Saastal zu beobachten und hier wie dort ist die Ursache im allgemeinen westlichen Einfallen zu suchen.

Die grösseren Sturzmassen brachen aus den steilstehenden Paragneisen und Schiefnern der Mischabel heraus, während die flacher liegenden Augengneise von Randa trotz ihrer starken Zerklüftung nur kleinere Felsstürze lieferten.

Am Südrand der Mischabelrückfalte (Arbzig) ist noch ein Teil der grossen Sackung von Tufteren sichtbar. (Siehe Erläuterungen zu Blatt Zermatt, S. 6.)

Moränen

Die **Moränen der heutigen Gletscher** und der letzten (rezenten und subrezenten) Rückzugsstadien zeigen guterhaltene Wälle mit schmalen Kamm und steiler Böschung. Die Bewachsung ist spärlich oder fehlt. Schöne Beispiele zeigen Trift- und Hohlichtgletscher, ebenso die meisten Gletscher der Mischabelgruppe und des Täschtales.

Alle Gletscher sind in starkem Rückzug begriffen. Vor hundert Jahren lag der äusserste Rand der Gletscherzungen, je nach Exposition, 300–600 m tiefer als heute. So erreichte z. B. der Mellichen-

gletscher damals noch den Boden des Täschtales, lag somit etwa 400 m tiefer als heute. Die tiefste Kote – 2000 m – erreicht heute die nördliche Zunge des Feegletschers, aber auch hier ist der Volumenschwund deutlich sichtbar; er löste vor einigen Jahren, unterhalb der Gugeln, einen Felssturz aus.

Im Kar SE vom Sattelspitz (Rotwäng) ist ein Blockstrom angegeben; er ist durch Wanderung von Moränenschutt entstanden. Auch die chaotische Anhäufung von Blöcken der Tufterkumme ist vielleicht als Blockstrom zu betrachten.

q **Ältere Moränen**

Diese sind völlig überwachsen, z.T. auch von Wald bedeckt. Die Moränenwälle sind eingeebnet oder schwer erkennbar. Ältere Rückzugsstadien sind deshalb in der Regel nur noch an der Anhäufung grosser Massen von Moränenmaterial zu erkennen. Ein älteres, wohl dem Daun entsprechendes Rückzugsstadium mit noch gut erhaltenen Moränenwällen findet sich am Ausgang des Täschtales bei Eggenstadel. Demselben Stadium dürften die Moränen von Findeln (Blatt Zermatt) entsprechen.

Die Häufung erratischer Blöcke auf der Höhe von Täschberg zeigt, dass damals der Haupttalgletscher noch dieses Niveau erreichte und nordwärts über Täsch hinausstiess.

Zur Zeit der maximalen Vergletscherung aber war das Haupttal mit Eis gefüllt bis auf eine Höhe von etwa 2700 m.

PENNINISCHES MESOZOIKUM

Zwischen Saas-Fee und dem Mettelhorn wird das Kristallin der Mischabelrückfalte von einem mesozoischen Sedimentmantel umhüllt, der verschiedenen tektonischen Einheiten angehört. In der direkt mit dem Kristallin (oder Paläozoikum) in Kontakt stehenden und verschuppten Trias mag man noch Reste der ursprünglichen Sedimentbedeckung dieses Kristallins sehen; das meiste aber ist von S her überschoben worden und muss höheren penninischen Einheiten zugerechnet werden, so vor allem die Bündnerschiefer-Ophiolithserien.

Die Forschungen der vergangenen zwanzig Jahre haben überdies gezeigt, dass in unserem Gebiete zwei lithologisch-faziell verschiedene mesozoische Serien zu unterscheiden sind, deren Differenzierung mit dem Lias einsetzt. Der penninische Raum erfuhr hier eine Aufspaltung in eine mittelpenninische Schwelle, die von einem nord- und einem südpenninischen Graben flankiert war und

während des ganzen Jura bis in die obere Kreide oder das Tertiär hinein erhalten blieb. Einer mittelpenninischen Schwellenfazies stehen von da an geosynklinale Grabenbildungen im tief- (N), und im mittel- bis hochpenninischen (S) Raum gegenüber. Die Schwellenfazies umfasst nach ELLENBERGER (1953 a und b) eine lückenhafte, ophiolithfreie Serie mit Malm, oberer Kreide und Tertiär (?). Ihre schönste Entwicklung erreicht diese Serie in den Barrhörnern (anschliessend an die nördliche Blattgrenze (siehe tekton. Übersichtskarte)). Diese Barrhornserie ist auf Blatt Randa durch das Marmorband repräsentiert, das vom Brunegghorn über Hohlicht ins Triftgebiet zieht und dort mit einer Rückfalte endet (siehe Blatt Zermatt, wo dieser Zug aber noch als Trias dargestellt wurde). Der ehemaligen mittel- bis südpenninischen Grabenfüllung entsprechen die ophiolithführenden Bündnerschiefer, die im Hangenden der Barrhornserie und im Rücken der Mischabel zwischen Saas Fee und dem Mettelhorn mehrere Decken bilden.

Wir beschreiben zuerst die Trias, die in beiden Gebieten gleiche oder doch sehr ähnliche Entwicklung aufweist.

Trias

Diese ist durch Quarzite, Dolomite, Kalkmarmore und Rauhacken vertreten. Sie erreicht nur geringe Mächtigkeit, selten mehr als 10 m.

t_q Die Basis wird durch weisse oder **grünliche, muskowitzführende Tafelquarzite** gebildet, die nach unten ohne klare Grenze in (vermutlich permische) Muskowitquarzite und in Phengit-Albitgneise (Saas-Fee) p_{qm} übergehen. Die Quarzite führen sporadisch Mikrokin und können lokal in quarzitisches Arkosegneise übergehen (Saas-Fee). Sehr verbreitet sind konglomeratische Lagen.

t_r, t_m Die meist von **Rauhacke** unter- und überlagerte karbonatische Trias umfasst zunächst feinkörnige, grau oder gelb anwitternde, z.T. brekziöse **Dolomite** und dolomitische Kalke. In den Barrhörnern fand F. ELLENBERGER darin *Physoporella alpina* (Anisien). Darüber folgen hell- und dunkelgraublau gebänderte **Kalkmarmore**, wahrscheinlich Ladinien. Die Oberkante ist meist durch Rauhacke und ockergelben Dolomit vertreten. Sporadisch beobachtete dunkle dolomitisch-kalkige Brekzien entsprechen vielleicht dem Rhät.

Ophiolithe

Sie bilden ein wichtiges Glied sämtlicher mesozoischer Serien mit Ausnahme der Barrhornserie. Ihr Anteil im Verhältnis zu den Sedimenten schwankt von Zone zu Zone sehr stark. Er ist am

grössten in der Zone von Zermatt–Saas-Fee. Die sedimentären Einlagerungen sind hier verhältnismässig selten und nur geringmächtig, während sie im Gegenteil in der Hörnlizone zum beherrschenden Element werden. Dabei ändert sich zugleich der Gesamtcharakter der Ophiolithe insofern, als in der Zone von Zermatt–Saas-Fee Eklogite und Glaukophanschiefer dominieren, die in den übrigen Zonen nur spärlich oder gar nicht vertreten sind.

Während man früher dazu neigte, die Ophiolithe als vorherrschend intrusive basische Gesteine aufzufassen, sind wir heute der Ansicht, dass es sich vorwiegend um metamorphe Vulkanite handelt, also um Laven, vulkanische Brekzien und Tuffe. Der ursprüngliche vulkanische Charakter ist in der Tat an manchen Stellen noch eindeutig erhalten; am schönsten wohl noch in der Zone von Zermatt–Saas-Fee, und hier vor allem im Mellichen-gletscher (Täschtal), weniger gut bei Saas-Fee (Egginer). An beiden Orten liegen mächtige, übereinandergestapelte Massen subaquatischer Kissenlaven und Brekzien (seltener) vor, mehr oder weniger stark deformiert und ummineralisiert.

O Ophiolithe i. allg.

Darunter sind vor allem Prasinite zu verstehen, wie sie an der Zunge des Feegletschers, am Feekopf, am Rothorn und in der oberen Schuppenzone von Zermatt auftreten. Diese hell- bis dunkelgrünen, feinkörnigen Gesteine führen Albit, Zoisit, Klinozoisit und Epidot, Chlorit (Pennin und Klinochlor) und aktinolithische Hornblende in wechselndem Mengenverhältnis. Dispers verteiltes, limonitisch anwitterndes Karbonat ist nicht selten Nebengemengteil. Dies und die in vielen Fällen damit verbundene feine Streifung weisen auf tuffogenen Ursprung mancher Prasinite hin. Andere mögen epimetamorphen Laven basaltischer bis spilitischer Zusammensetzung entsprechen.

O_E Eklogite und Eklogitamphibolite

Diese Gesteine sind nachweisbar zum grössten Teil aus porphyritischen Pillow(Kissen-)laven hervorgegangen. Die Pillows sind dabei zu diskus- oder kuchenförmigen Platten ausgewalzt und völlig ummineralisiert worden. Matrix und Pillow sind auch nach der Umprägung oft noch klar trennbar, und da sie sich schon ursprünglich chemisch und mineralogisch unterschieden, so entsteht bei der Deformation ein sehr charakteristischer, unruhig schlieriger Komplex mit lokal wechselndem Mineralbestand. Dieser umfasst: Granat, Omphazit, Chloromelanit, Glaukophan, Zoisit und Muskowit als wichtigste Gemengteile, wozu noch Chlorit und

Epidot, Chloritoid, Paragonit, Albit, Ankerit, Calcit und Quarz treten und grössere Bedeutung erlangen können.

Mehr oder weniger jadeitreiche Omphazitite und Chloromelanitite (sog. Jadeite) bilden gelegentlich monomineralische Schlieren in den Eklogiten.

Die glaukophanführenden sind von den eklogitischen Gesteinen nicht zu trennen; sie gehen aus diesen hervor oder sind syngenetisch; beide sind schlierenförmig miteinander vermischt. Als sekretionäre Bildungen erscheinen u. a.: Glaukophan, Omphazit, Ankerit oder Calcit und Quarz, auf Zerrklüften auch Disthen und Talk (selten). Am häufigsten sind Zerrklüfte aber mit Albit und Calcit erfüllt (Kristalle bis 10 cm gross), wobei das Nebengestein mit Albit imprägniert und zugleich die Schieferung zerstört wird.

Die gabbroiden Gesteine (siehe auch Erläuterungen zu Blatt Saas)

Der bedeutendste und interessanteste gabbroide Körper ist zweifellos derjenige des Allalin. Eine gute Beschreibung des Allalingabbros gibt EICHENBERGER (1926). Die übrigen Gabbrolinsen können als Ableger desselben betrachtet werden.

γ_A Der **Allalingabbro** bildet eine allseitig ausschwänzende Linse mit einer grössten Anschwellung von etwa 1000 m. Ein mehrfaches des noch vorhandenen Volumens dürfte durch die Erosion entfernt worden sein, da Erratica des Gabbro durch den Rhonegletscher über den grössten Teil des Mittellandes bis an den Jurarand hinaus verstreut worden sind. Vor allem in den Pfahlbausiedlungen des Neuenburger- und des Bielersees fanden sich Werkzeuge und Waffen die z. T. aus Erratica des Allalingabbro, z. T. aber auch aus Eklogiten, Omphazititen, Chloromelanititen, Granatamphiboliten u. a. gearbeitet worden waren (HEZNER, 1905).

Im Gebiete der Kartenblätter Saas, Zermatt und Randa ist dies der einzige Gabbro, der noch Relikte mit ursprünglichem Gefüge und Mineralbestand aufweist. Diese Relikte zeigen schlierenartig sich ablösende olivingabbroide, normalgabbroide, trokto-lithische und anorthositische Zusammensetzung, wobei pegmatoide mit mittel- bis feinkörnigen Varietäten abwechseln.

Der häufigste Typus ist aber ein sog. Saussurit-Smaragditgabbro, bei welchem lebhaft grüne Pseudomorphosen von Chromdiopsid nach Augit in dichtem, porzellanartigem, weiss, rötlich oder grünlich gefärbtem «Saussurit» eingebettet sind.

Wo die Gesteine deformiert sind, entsteht eine grobflaserige, schlierige Textur, wobei die hellen Züge aus Zoisit und Albit, die dunkeln aus Hornblende, oft mit Relikten von uralisiertem Pyroxen,

bestehen. Die Metamorphose anorthositischer Bänder führt im extremen Fall zu fuchsitführenden Zoisit-Albitschiefern.

Bei der Metamorphose werden neu gebildet: Granat, Chloritoid, Muskowit, Fuchsit, Paragonit, Talk, Zoisit, Epidot, Aktinolith, Glaukophan, Albit und Prehnit. Bläulich violett gefärbte, glaukophanführende Varietäten des Allalingabbros sind im oberen Teil der Allalinsüdwand verbreitet.

Auf Zerrungsrissen findet man als Kluffbildungen Albit, Prehnit, Klinochlor, Calcit u. a.

Metamorphe pyroxenitische Lagen im Allalin-Gabbro

Hier handelt es sich um metamorphe basische bis ultrabasische Differentiate, die lagen- oder gangförmig den Gabbro durchziehen. Die in der Südwand des Allalin ausgeschiedenen führen z. T. Relikte von Diallag neben Knauern von Epidot und Granat in einem talkführenden Chlorit-Aktinolithschiefer. Die im Gabbro des Mellichengletschers auftretenden (auf der Karte nicht ausgeschiedenen) haben eklogitische Zusammensetzung (Granat, Chloromelanit und Titanit).

Die zahlreichen metamorphen Gänge, die den Allalingabbro durchsetzen, lassen oft noch porphyrische Struktur und ein dichtes Salband erkennen. Sie konnten nicht ausgeschieden werden.

γ_α **Flasergabbro**

Infolge Deformation flaserig gewordene Varietät des Allalingabbros, auch kleinere gabbroide Linsen in Prasiniten und Granat-amphiboliten, in die sie übergehen. Das Gestein besteht aus Albit, Zoisit und aktinolithischer Hornblende, manchmal sind noch Relikte von Uralit erkennbar.

O_s **Serpentinite**

Es gibt wohl kein Gestein, dessen Farbe und Textur bei gleichbleibendem Mineralbestand (Antigorit) so sehr variiert, wie der Serpentin. In den teils massigen, dunkelgrünen oder feinblättrigen und hellgrauen Gesteinen sind die Relikte von Pyroxen von bloßem Auge kaum erkennbar.

O_k Der Serpentin enthält oft Einschlüsse von feinkörnigen **Kalksilikaten** (mit Granat, Diopsid, Vesuvian und Calcit) – und monomineralische Knauern von Granat, Vesuvian, Diopsid, Titanklinohumit.

Mit den Serpentinegesteinen sind randlich kleinere Massen ultrabasischer Metamorphite assoziiert. Sie sind fast immer titan- und eisenreich. Die wichtigsten Paragenesen sind: Epidot und Fe-reiche Hornblende oder Fe-reiche Hornblende \pm Chlorit, wozu

noch Titanit, häufig auch ein pyropreicher Granat und Kupferkies kommen.

O_t Aus kleineren Serpentinmassen hervorgegangene **Talk-Aktinolithschiefer**

Begleitgesteine der Ophiolithe

Die wichtigsten sedimentogenen Begleiter der Ophiolithe sind die Bündnerschiefer. In der Zone von Zermatt–Saas-Fee aber sind diese Einlagerungen oft silikatreicher als die gewöhnlichen Bündnerschiefer; man findet hier karbonatführende Granat-Muskowit-Schiefer, Muskowit-Albitgneise und Muskowitquarzite (\pm Granat). Ihrer geringen Mächtigkeit wegen sind sie auf der Karte nicht ausgeschieden worden.

Für die Gesamtzone der Ophiolithe sehr charakteristische aber seltene Begleiter sind die Piemontitquarzite. Sie entsprechen z. T. metamorphen Radiolariten. Anstehend habe ich sie hier nicht angetroffen, wohl aber als Geröll in der östlichen Randmoräne des Feegletschers.

Posttriadische Sedimente der ophiolithführenden Serien

S Bündnerschiefer. Dunkelbraun bis grau anwitternde Kalkglimmerschiefer und Marmore, z. T. in schwarze, **tonige Phyllite** und in **Muskowitquarzite Sq** (Granat) übergehend. Die auf Blatt Randa angegebenen Bündnerschiefer gehören verschiedenen Decken oder Zonen an, zeigen aber analoge lithologische Ausbildung, mit Ausnahme derjenigen der oberen Zermatter Schuppenzone, die durch die unten erwähnten Einlagerungen von «Hyänenmarmor» und starktonige Ausbildung charakterisiert ist.

Posttriadische Sedimente der Barrhornserie (ophiolithfrei)

Elemente dieser Serie sind durchgehend vom Hohllichtgletscher an nach N verfolgbar. Über tektonisch reduzierter Trias folgt hier ein schwarzes Band (Dogger, Lias?), darüber helle Marmore (Malm), verschuppt mit Kreide. Mit tektonischem Kontakt folgen dann hochpenninische Elemente (Bündnerschiefer und Ophiolithe). Siehe Fig. 1, Profil von P 2538 (Stockji) (Koord. 622 000/103 000) und Fig. 2.

d Dogger

Das oben erwähnte schwarze Band enthält vermutlich stratigraphisch verschiedene, tektonisch miteinander vermischte Elemente. Es entspricht der «Groupe du Brunegghorn» von E. ARGAND (siehe Legende zur Dent Blanche-Karte.) Dominierend sind dun-

kelgrau, spätige, auch brekziöse Marmore und Kalkschiefer, z. T. bituminös, sporadisch mit Dolomitlinsen. Ein typisches Glied bilden dunkelgrau bis schwarze Quarzite (z. B. bei P 3295, N Weisshornhütte). Nach ELLENBERGER (mündl. Mitteilung) sind diese charakteristisch für die Basis des Doggers. Ein schöner Aufschluss mit grober Brekzie dieser Quarzite findet sich in der Felswand N F von Fluhsänder.

m Malm

Die am Stockji über dem schwarzen Band hervortretende, etwa 30 m hohe Wand besteht aus einem auffallend reinen, dunkel- bis hellgrau gebänderten Marmor, z. T. grobkristallin und weiss bis rosa gefärbt. Frisch geschlagene Stücke haben einen unangenehmen Geruch. An der Basis zentimeterdicke quarzitisches Bänder. In den Barrhörnern fand F. ELLENBERGER in diesem Marmor Nerineen. Die lithologisch entsprechenden schönen Marmore am Platthorn liegen direkt auf permotriadischen Quarziten; eine unmittelbare Verbindung zu den Marmoren N vom Hohlichtgletscher ist nicht nachweisbar, ebenso fehlen Fossilien. Eine Verwechslung mit mittlerer Trias (Ladinien) ist deshalb möglich.

e Oberkreide

Diese grünlich-gelb, seltener rosa gestreiften, dünnplattigen Marmore (sog. «Hyänenmarmor») entsprechen den «Marbres feuilletés» von E. ARGAND. Charakteristisch sind Sericit-Chloritflecken und -streifen. Bei P 2538 (siehe Fig. 1) erscheinen sie sowohl an der Basis des Malm, wie auch (beim Wasserfall) an der Oberkante mit Malm verschuppt.

Lithologisch ununterscheidbare Marmorbänder finden sich auch in den Bündnerschiefern der oberen Zermatter Schuppenzone bei P. 2538 und im Sattel N der Grieskumme, und zwar in primärem Verband.

Tertiär (Flysch)

ist in den Barrhörnern durch dünnblättrige, schwarze, karbonatführende Phyllite vertreten (siehe Profil Fig. 1, wo im Liegenden der Bündnerschiefer ein fragliches Vorkommen angegeben ist).

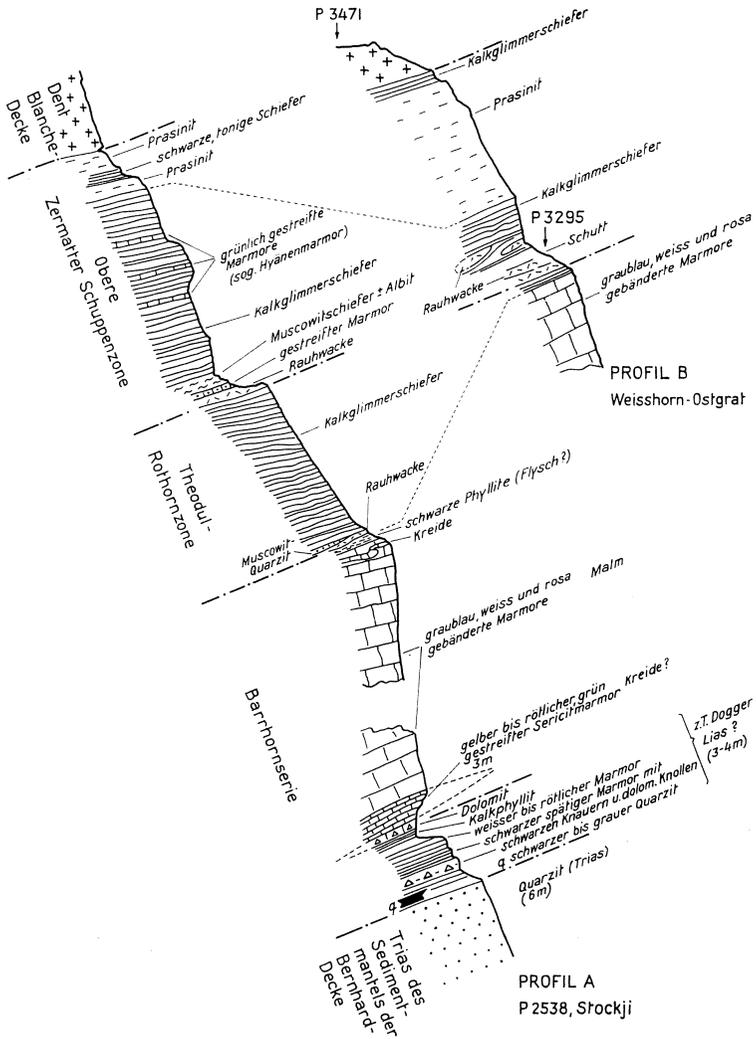


Fig. 1. Detailprofil durch die mesozoischen Serien an der Basis der Dent-Blanche-Überschiebung.
 A) S P 2538, Stockji B) Weisshorn-Ostgrat

PRAETRIADISCHES KRISTALLIN DER BERNHARD-DECKE

Paläozoikum

Eine Kristallinserie, die vermutlich monometamorphes Perm und Oberkarbon umfasst, lässt sich vom Brunegghorn über das Mettelhorn bis ins Täschtal hinein verfolgen. Die Trennung vom übrigen Kristallin erfolgt auf Grund des besonderen lithologischen Charakters dieser Serien; Fossilien fehlen und im übrigen ist die Abgrenzung sowohl nach oben, gegen die Trias, wie auch nach unten, gegen die polymetamorphen Mischabelgneise, nicht eindeutig durchführbar.

Das vollständigste Profil durch dieses Paläozoikum ist in der Umgebung der Weisshornhütte zu finden, doch sind auch hier nicht alle Gesteinstypen vertreten, die wir zum Permokarbon stellen möchten.

Perm

P_{qm} Im Profil der Weisshornhütte ist das Perm durch Sericit- oder Muskowitquarzite vertreten; sie gehen in reine Quarzite über, führen häufig rostrot anwitternde karbonatische Schmitzen und albitreiche Lagen.

Die südlich vom Luegetbach als permisch bezeichnete Gneisplatte setzt sich aus Chlorit-Albit-Muskowitschiefern und Quarziten zusammen.

P_{ph} Eine noch stärker vom Typus der Weisshornhütte abweichende Entwicklung zeigen die feingefältelten, dünnblättrigen Chlorit-Sericitschiefer, die von P. 2935 (NW Sattelspitz) gegen die Täschalp hinunterziehen. Sie führen Sprödglimmer und albit-chloritreiche Lagen vermutlich tuffogenen Ursprungs.

N vom Täschbach, im Streichen dieser Zone, erscheinen ähnliche, aber deutlich gröberkristalline Chlorit-Muskowitschiefer, die vielleicht ihrer Fortsetzung entsprechen, vielleicht aber auch schon zum älteren Mischabelkristallin gerechnet werden müssen.

Carbon

h und **h_p** Der Karbonzug der Weisshornhütte wird von **schwarzen**, feingefältelten, **quarzitischen Phylliten** und dunkeln Quarziten mit gelegentlichen Einlagerungen von graphitischen Linsen gebildet. Linsen und Lagen von **Prasin** (Albit, Chlorit, Epidot und Aktinolith) und von feinkörnigen Chlorit-Muskowit-Albitgneisen erreichen nur geringe Dicke. Sporadisch finden sich dünne konglomeratische Einschaltungen mit Quarzitgeröllen.

Zwischen Mettelhorn und dem Brunegghorn liegt an der Basis des Karbons ein Grüngesteinszug, dessen Zugehörigkeit zum Karbon aber zweifelhaft ist, da analoge Gesteine auch im liegenden Mischabelkristallin verbreitet sind.

Das Kristallin der Mischabel

bedeckt etwa $\frac{3}{4}$ der auf Blatt Randa dargestellten Fläche. Was hier zur Darstellung gelangt, stellt aber nur einen kleinen Ausschnitt dieser Gneismasse dar, die im Mattertal nach N bis St. Niklaus reicht, nach E über das Saas- (Fletschhorn-Weissmies) und das Zwischbergental nach Bognanco hinunterzieht, während man sie westwärts durch das ganze Wallis verfolgen kann.

In unserm Gebiet lässt sich nur eine sehr vage Gliederung durchführen, indem man einen oberen, grüngesteinsreichen Komplex von einem grüngesteinsarmen Kern unterscheiden kann, der die Augengneismasse von Randa umschliesst. Im oberen Komplex sind Streifenamphibolite, hornfelsartige, feinkörnige Gneise und Pegmatite sehr verbreitet.

P Rostigrot, dunkel anwitternde mittelkörnige Gneise oder **Schiefer**, im frischen Bruch bläulichgrau, quarzgeflammt und meist gefältelt. Die Hauptgemengteile sind: Quarz, Albit, Muskowit und Chlorit, deren Mengenverhältnis sehr variiert, so dass Gesteine von sehr verschiedenem Habitus – oft in bandförmigem Wechsel – entstehen. Biotit (olivgrün und braun) ist in der Regel nur als mikroskopisch feine Neubildung fassbar, tritt aber am Leiterspitz in einer Zone als 2 mm grosse Porphyroblasten in einem karbonatführenden Biotit-Muskowit-Albitgneis auf. Auch der sehr verbreitete Almandin ist oft von blossem Auge nicht erkennbar. Karbonat (Ankerit und Calcit) sind selten, ebenso Chloritoid.

Die verbreitetsten Gesteinstypen sind:

granat- und chloritführende Muskowit-Albitgneise

Chlorit-Albitgneise

Granat-Chlorit-Muskowitschiefer und

Chlorit-Muskowitschiefer

Sehr häufig sind dunkelgraue bis schwarze Mylonite.

P_k Graue feinkörnige Chlorit-Muskowit-Albitgneise (± Granat) mit konglomeratischen Lagen. Übergänge in Chlorit-Muskowitschiefer.

P_H feinkörnige, an Hornfels erinnernde, hellgrau bis dunkelgrau gebänderte Gneise, die mit hornblendeführenden Gneisen und mit Streifenamphibolithen alternieren. E der Visp nur sporadisch auftretend; z. B. in der Balfrin-Ostwand, hier mit aplitischen und pegmatitischen Lagen abwechselnd, ferner am Gemshorn, an der Sengfluh und Gugla. Im Streichen und quer dazu gehen sie in Chlorit-Muskowitschiefer über.

Die hellen Lagen bestehen vor allem aus Quarz und Albit; Mikrolin ist selten. In den dunkeln Lagen kommen Pennin (bis

zu 50 Vol %), Zoisit oder Epidot, Muskowit und Biotit (spärlich) hinzu. Kleinkörniger Granat ist sehr verbreitet, Karbonat hingegen selten.

P_A linsenförmige Einlagerungen von Amphiboliten und Prasiniten in P. Siehe unter A.

AS Streifenamphibolite, mit P_H assoziiert und wie diese sehr feinkörnig. Albit- und quarzreiche helle Lagen alternieren mit hornblende- und chlorit-, epidot- und biotitführenden.

A Amphibolite und Hornblendegneise sind sowohl mit den hornfelsartigen Bändergneisen (P_H), als auch mit den Chlorit-Muskowit-Albitgneisen vergesellschaftet. Sie bilden in der Regel in Schwärmen auftretende Linsen von einigen Metern Länge, die als boudinierte Bänke aufzufassen sind (**P_A**). Sie liefern die einzigen zuverlässigen Anzeichen einer voralpidischen, mesometamorphen Umprägung, die mindestens grosse Teile der Mischabelgneise erfasst haben muss. Zeretzte Reste älterer Plagioklase und Hornblendes zeigen, dass hier diaphoritisierte Plagioklas-Amphibolite vorliegen. Zum Teil sind die Amphibolite auch aus Eklogiten hervorgegangen, so z. B. die am Grosskastel anstehenden.

Hauptgemengteile sind: Albit und aktinolithische Hornblende. Glaukophan (Relikt!) ist sehr selten, Granat und Chlorit häufig. Biotit ist von blosser Auge nicht zu erkennen, ist aber ebenfalls häufig und kann sogar HGT werden. Quarz und Karbonat sind selten. Die verbreitetsten Gesteinstypen sind:

Epidot-Amphibolite
Granat-Amphibolite
Prasinite
Albit-Aktinolith-Chloritschiefer
Albit-Chloritschiefer.

Wir fassen diese Gesteine als polymetamorphe basische Eruptiva auf.

GO_R Augengneis von Randa

Die Benennung ist insofern irreführend, als neben grobflaserigen Augengneisen auch homogene mittelkörnige Gneise – und zwar ebenso häufig – vorkommen.

Die ursprüngliche, vermutlich granitische oder porphyrische Struktur ist durch die starke (alpidische) Deformation zerstört worden. Die zu dünnen Zeilen ausgewalzten Komponenten – Quarz, Plagioklas und Glimmer – umfliessen die in einzelnen Fällen bis zu 10 cm langen Mikroklipporphyroklasten. Auf einzelnen Scherflächen werden auch sie zerrieben und sericitisiert, wobei dünn-schuppige Sericitschiefer entstehen.

Der ganze mächtige Gesteinskörper ist durch ein Netz von Scherflächen in linsen- und plattenförmige Stücke unterteilt worden. Eine weitere Segmentierung wird durch die Klüftung hervorgerufen. Morphologisch treten drei Klüftflächen besonders hervor: eine steilstehende NNE-streichende, eine zweite, ebenfalls steilstehende, ungefähr senkrecht zur ersten streichend, und eine dritte, schief zu beiden und steil nach N einfallende.

Mineralbestand: Quarz, Mikroklin, Albit (Oligoklas?), Muskowit und Biotit. Mikroklin zeigt fast immer Umwandlung in Schachbrettalbit und randliche Umwachsung mit Albit. Der infolge der Tektonisierung ausgewalzte Glimmer ist meist kleinschuppig rekristallisiert, doch variiert die Rekristallisation dieser und auch der übrigen Komponenten örtlich sehr stark.

Der Augengneis von Randa entspricht wahrscheinlich einer oberpaläozoischen granitischen Intrusion in eine vorintrusiv bereits metamorphe Serie. Die Diskordanzen sind mit wenigen Ausnahmen durch die alpidische Deformation zerstört worden; die in das Nebengestein eingedrungenen Aplite wurden gefaltet, zerschert und boudiniert.

Aplite treten nicht nur gangförmig innerhalb des Augengneises oder als Apophysen desselben im Nebengestein auf, sondern auch vereinzelt und ohne erkennbaren Zusammenhang mit diesem. Sie erscheinen als geringmächtige, konkordante Einlagerungen im Nebengestein. Es sind fast reine Quarz-Albitgesteine mit geringer Beimengung von Sericit.

Pegmatite

Sie sind, wie auch die Aplite, auf der Karte nicht ausgeschieden worden. Ihr Hauptverbreitungsgebiet fällt ungefähr mit demjenigen der feinkörnigen Gneise (P_H) zusammen. Vereinzelt trifft man sie auch ausserhalb, so z. B. am Domjoch und in der Balfrin-Ostwand. Ein Zusammenhang mit dem Augengneis von Randa ist nicht erkennbar. Es handelt sich um turmalin- und granatführende Muskowitpegmatite, die neben Quarz vor allem Albit, selten Mikroperthit führen. In der Regel liegen die Pegmatitgänge konkordant im Nebengestein. Sie sind immer sehr stark deformiert.

DAS KRISTALLIN DER DENT BLANCHE-DECKE

Dieses Kristallin konnte leider nur summarisch dargestellt werden. Eine differenzierte Kartierung, die der grossen Zahl von Gesteinstypen angemessen gewesen wäre, hätte ein sehr dichtes Netz von Begehungen erfordert. Da dies nicht durchführbar war, habe ich mich mit der Ausscheidung der gabbroiden Hauptmassen von den übrigen, meist epigranitischen Serien begnügen müssen.

Die hauptsächlich in der Ostwand des Schalihornes anstehenden Paragesteine konnten nicht kartiert werden, da diese Wand nicht begehbar ist (Steinschlag!).

Zur Hauptsache umfasst der hier dargestellte Teil der Dent Blanche-Decke Intrusiva der Kalkkalkalireihe und ihre verschiedenen alpin-metamorphen Äquivalente. Die Hauptmasse wird von granitischen Gesteinen gebildet. Diese durchsetzen die gabbroiden und dioritischen Gesteine und schliessen auch Schollen intermediärer, dioritischer Typen, sowie Paragesteine ein.

Die Intensität der alpinen Verformung variiert lokal erheblich, ist im allgemeinen aber sehr kräftig.

Epigranitgneise, Augengneise und Aplite

GO' Die granitischen Komplexe zeigen von weitem einen grünlich grauen Farbton und eine deutliche, sowohl im Grossen wie im Kleinen sichtbare Bänderung, die z.T. verursacht wird durch wechselnden Gehalt an Mafiten oder durch quarzdioritische Einschaltungen, z.T. durch Einlagerung heller Aplite.

Die Gesteine führen Quarz, Mikroklin und Mikroklinmikroperthit (meist in Umwandlung zu Albit begriffen). Der Plagioklas zeigt Zoisit (Epidot) und Sericitfüllung und ist meist ebenfalls in Albit umgewandelt. Die Hornblende-Granite enthalten Relikte brauner Hornblende, die in Aktinolith übergehen. Die grünliche Färbung erhalten die granitischen Gesteine durch phengitischen, feinschuppigen Glimmer, durch Chlorit und Epidot. Der ursprüngliche Biotit ist chloritisiert, z.T. aber feinschuppig regeneriert. Bemerkenswert ist das nicht seltene Auftreten von Stilpnomelan.

Die Granite und Aplite sind stets deformiert, gefaltet, gestaucht, zerschert und ausgewalzt. Die aplitischen Lagen und Gänge zeigen sehr schöne Boudinierung.

Typisch ist die sehr verbreitete Kleinfältelung, die grünliche Färbung (Phengit) und die Ausscheidung von Pistazit in Lagen, Adern, Knauern und auf Rutschharnischen. Die Laminierung hatte oft lagenweise Trennung von Glimmer und Chlorit einerseits, von Epidot und neugebildetem Albit andererseits zur Folge. Die Umkristallisation ist oft vollständig und führt zur Bildung von chlorit- und epidotführenden Phengit-Albitgneisen. Eine besondere tektonische Fazies stellen die sehr verbreiteten Augengneise dar; sie enthalten oft rötlich gefärbten Kalifeldspat.

Ein typischer Epi-Granitgneis-Komplex baut die Pyramide des Weisshornes auf (Schaligrat und Ostgrat). Hier alternieren gleichkörnige grobflaserige Augengneise mit dunkelfarbigem Biotit-Chloritschiefern. Biotit-Muskowit-Albitgneise und Muskowit-chloritschiefer (Para-), auch stark laminierte dioritische und

gabbroide Einlagerungen finden sich, daneben stechen helle aplische Lagen heraus, die jede Faltung nachzeichnen.

Schöne flaserige Augengneise und Granitgneise sind am Triftgletscher anstehend, dunkle Hornblendegranite auf der Fluh und am Aeschhorn.

Dunkle Chlorit- und Chlorit-Biotitschiefer

Dieser Verband ist vor allem an der Basis der Dent Blanche-Masse von Trift bis zum Bishorn und Stierberg zu verfolgen. Er fällt von weitem durch seine sehr kontrastreiche Bänderung auf. Die dunklen Bänder werden von epimetamorphen Paraschiefern und -gneisen gebildet, nur untergeordnet sind auch laminierte, basische Gesteine (Diorite und Gabbro) daran beteiligt. Es handelt sich meist um glimmerreiche Albitschiefer oder -gneise; sie führen reichlich Epidot und Chlorit, z.T. auch Aktinolith, häufig Calcit. Stilpnomelan kann in einzelnen Fällen Nebengemengteil werden. Die hellen Bänder werden von Augen- und Granitgneisen, sowie von aplischen Zügen gebildet, die sillartig die dunklen Lagen trennen. In der Wand, die vom NW-Grat des Bishorns zwischen P. 3911 und 3591 abfällt und auch am NW-Grat dieses Gipfels sind Assimilationserscheinungen an Paragesteinen zu beobachten.

$\gamma_{\alpha'}$ Die **gabbroiden Gesteine** haben der alpidischen Deformation am besten standgehalten. Die ursprüngliche Struktur und der magmatische Mineralbestand (Plagioklas, Pyroxen und braune Hornblende) sind teilweise noch erhalten geblieben; doch ist der Plagioklas meist saussuritisiert, der Pyroxen häufig uralisiert.

$\text{Ph}_{\gamma\alpha}$ **Gabbrophyllonit.** Bei extremer Verschieferung und Umkristallisation gehen aus den Gabbros helle, blättrige, fuchsite- und albitführende **Zoisitschiefer** hervor. Sehr schön können die verschiedenen Stufen, die vom Gabbro zum Albit-Zoisitschiefer führen, am «Bösen Tschuggen» (N Trift) und am Grat N davon (E P. 3392) studiert werden.

π_{ε} **Peridotit.** Mit den Gabbros sind kleinere Massen von ultrabasischen Gesteinen assoziiert, so mit dem Gabbro des Weissorns ein Peridotitkörper, der am Schalijoch ein 4–5 m breites Band bildet, das aber gegen S hin vermutlich grössere Mächtigkeit erreicht. Das Gestein zeigt keine Deformation und bestand ursprünglich zu gleichen Teilen aus Olivin und monoklinem Pyroxen. Der Olivin ist völlig in Serpentin, Aktinolith und Magnetit umgewandelt worden und auch der Pyroxen zeigt teilweise Umbildung in Chlorit und Magnetit.

TEKTONIK

Zum Verständnis der tektonischen Gliederung ist es unerlässlich, dass wir den durch Blatt Randa gegebenen Rahmen überschreiten und die anstossenden Gebiete ebenfalls berücksichtigen. Auf der tektonischen Skizze 1:400000 sind die für die folgende Diskussion unbedingt notwendigen Zusammenhänge dargestellt; die grösseren regionalen Beziehungen können allerdings nur angedeutet werden.

Der Leser möge sich im folgenden stets vor Augen halten, dass infolge des starken generellen achsialen Einfallens nach Westen (etwa 25°), die tektonisch tiefer liegenden Elemente im Osten, die höchsten im Westen zu suchen sind, dass wir also – anders ausgedrückt – vom Monte Rosa-Kristallin aus westwärts gehend immer höhere Decken durchschreiten, bis wir im Dent Blanche-Kristallin die höchste tektonische Einheit des Wallis überhaupt erreichen. Die Verhältnisse auf Blatt Randa werden nun aber ausserdem wesentlich bestimmt und kompliziert durch die Mischabelrückfalte – einem Element der Decke des Grossen St. Bernhard – durch die z. T. direkt eine Umkehr der oben erwähnten normalen Folge hervorgerufen wird.

Das erste Problem, das wir berühren wollen, betrifft die Frage: Welche mesozoischen Elemente sind den Kristallinmassen des Monte Rosa, der Mischabel-Rückfalte und der Dent Blanche zugehörig?

Nach der älteren Ansicht (E. ARGAND) ist jeder Deckenkern von einem mesozoischen Mantel umhüllt. Da diese Decken als liegende Falten aufgefasst wurden, so waren Reste der ursprünglichen mesozoischen Umhüllung auch im liegenden Schenkel dieser Falten, z. B. an der Basis der Dent Blanche-Decke zu erwarten. Die Forschungen der letzten Jahrzehnte haben gezeigt, dass die ehemalige Sedimentbedeckung des Kristallins bis auf geringe Reste abgeschert und tektonisch entfernt worden ist, dass von einer liegenden Falte im Falle der Dent Blanche-Decke überhaupt nicht gesprochen werden kann, und dass endlich alle ophiolithführenden Bündnerschieferserien überschoben worden sind und selbständige Decken bilden. Die grosse Masse der Ophiolithe und Bündnerschiefer steht somit nicht in primär stratigraphischem Kontakt mit dem Kristallin der eben erwähnten Decken, sondern ist ein fremdes Element, das aus einem mehr intern, in Richtung der piemontesischen Senke gelegenen Raum her stammt.

Zur ursprünglichen autochthonen Überdeckung rechnen wir heute (mit der hier gebotenen Reserve) folgendes:

Monte Rosa: die mit dem Stockhornkristallin verschuppte Trias des Gornergrates (siehe Blatt Zermatt und Blatt Saas). Von der Fortsetzung dieser Gornergratzzone im Saastal ist auf Blatt Randa nur ein Zipfel (bei Saas-Fee) zu sehen. Diese Trias zeigt starke Verschuppung, ihr Kontakt mit dem Kristallin ist rein tektonisch. Sie kann den abgescherten Triasmantel der Monte Rosa-Decke oder auch die Basis der darüberliegenden Ophiolithdecke repräsentieren.

Mischabel-Rückfalte der Bernhard-Decke

Auch hier rechnen wir zum autochthonen (oder parautochthonen) Sedimentmantel zunächst nur die permotriadischen Quarzite, sowie gewisse Rauhacken und Dolomitfetzen, die vom Täschtal an über Mettelhorn- und Brunegghorn-Basis immer wieder zu sehen sind. Ob die intensiv verfalteten Triasquarzite und -marmore der Täschalp, am Sattelspitz und am Kühberg auch abgeschürften Elementen dieser Sedimenthaut entsprechen oder vielmehr die Basis der Theodul-Rothorn-Zone darstellen, erscheint wiederum zweifelhaft. Jedenfalls lassen sich diese Triaszüge nicht bis ins Saastal hinüber verfolgen, und ein Zusammenhang mit der Gornergratzzone besteht sehr wahrscheinlich nicht.

Zum Mischabelkristallin ist ohne Zweifel die Barrhornserie zu rechnen, die aber ebenfalls von ihrer normalen Unterlage abgeschnitten ist. Am Kühberg wird ihr südlichster Ausläufer ganz von den Bündnerschiefern der Theodulzone umhüllt.

Abgesehen von diesen Elementen, deren tektonische Einordnung z. T. Schwierigkeiten bereitet, stammt alles Mesozoikum aus mehr oder weniger weit entfernten Räumen der ausgedehnten piemontesischen Geosynklinale, also aus dem Bündnerschiefer-Ophiolithrog, der die früher erwähnte mittelpenninische Schwelle alpenwärts begleitete. Diese Massen lassen sich folgendermassen gliedern: im Hangenden der Gornergratzzone und des Monte Rosa folgt die Ophiolith-Decke von Zermatt-Saas-Fee. Blatt Randa zeigt nur ihre frontale Partie zwischen Täschtal und Saas-Fee. Diese Decke endet am Mittaghorn bei Saas-Fee mit einer Stirnumbiegung (siehe Erläuterungen zu Blatt Saas, Profile). Sie ist damit das einzige geosynklinale Element, das nicht über die Mischabelrückfalte hinübergreift, und für welches demnach weiter N jedes Äquivalent fehlt.

Die Ophiolith-Decke wird von einer mächtigen Bündnerschiefer-Serie mit spärlichen Ophiolithen tektonisch überlagert. Fragmente der Triasbasis sind im Täschtal, an der Basis des Sattelspitz,

zu erkennen. Spiegelbildlich zu dieser Rothornserie erscheinen am Kühberg dieselben, stark gefalteten Bündnerschiefer; sie streichen von hier weg über den Triftbach ins Zmuttal hinein und steigen über das Hörnli (Hirli der L. K.) zum Theodulhorn hinauf, überall durch ein mehr oder weniger zusammenhängendes Triasband (Unterer Würmlizug von ARGAND) von der Ophiolith-Decke von Zermatt getrennt (siehe Blatt Zermatt). Diese Zone wurde früher als Hörnli-zone bezeichnet; da aber die Benennung Hörnli von der Karte verschwunden ist, geben wir der Bezeichnung Theodul-Rothorn-Zone (oder -Decke) den Vorzug. Diese Bündnerschiefer-Decke endet auf Blatt Randa S vom Hohlichtgletscher. Sie dürfte aber weiter N, im Turtmantal, wieder auftauchen.

Das höchste penninische Element, das auf den tektonischen Skizzen 1:200 000 und 1:40 000 ausgeschieden worden ist, nennen wir die obere Schuppenzone von Zermatt. Dieses Element wird im Liegenden durch eine dünne Triashaut, die am Weisshorn und in der Triftkumme über den Bündnerschiefern der Theodulzone erscheint, im Hangenden aber durch die Überschiebung der Dent Blanche-Decke klar begrenzt. Durch das Verschwinden der Theodulzone am Hohlichtgletscher geraten die Bündnerschiefer und Ophiolithe dieser oberen Schuppenzone in direkten Kontakt mit der Barrhornserie. Bis zum Bisjoch liegen also geosynklinale, südpenninische Serien ohne weitere Zwischenschaltung unmittelbar denjenigen der mittelpenninischen Schwelle (= Barrhornserie) auf.

Im Kartengebiet besteht keine Notwendigkeit einer weiteren Unterteilung dieser oberen Zermatter Schuppenzone. Vor allem sei hervorgehoben, dass die Grenze gegen das Dent Blanche-Kristallin kaum irgendwo zweifelhaft ist, und dass nichts uns zwingt, Schubfetzen dieser Decke der Schuppenzone oder einer stellvertretenden Hühnerknubel-Decke (STAUB 1937, 1942, ITEN 1948) zuzuordnen. Die von diesen beiden Autoren ausgeschiedene Hühnerknubel-Decke verliert damit ihren Hauptinhalt und die Dent Blanche-Überschiebung zeigt einen etwas anderen Verlauf, als auf ihren Darstellungen angegeben wird. Man vergleiche die Skizze Fig. 2 mit der Tafel VII von W. ITEN.

Bemerkungen zur internen Tektonik des Kristallins

a) Dent Blanche-Decke

Das Material liefern hier verschiedene Intrusivkörper, deren ursprüngliche Kontakte in verstreuten Fragmenten noch erhalten geblieben sind. Im übrigen aber dominiert plastische Verformung im grossen Stil (siehe Fig. 2), der in kleinerem Bereich Bruchdeformation (Boudinierung, Zerschering), oft aber auch Umkri-

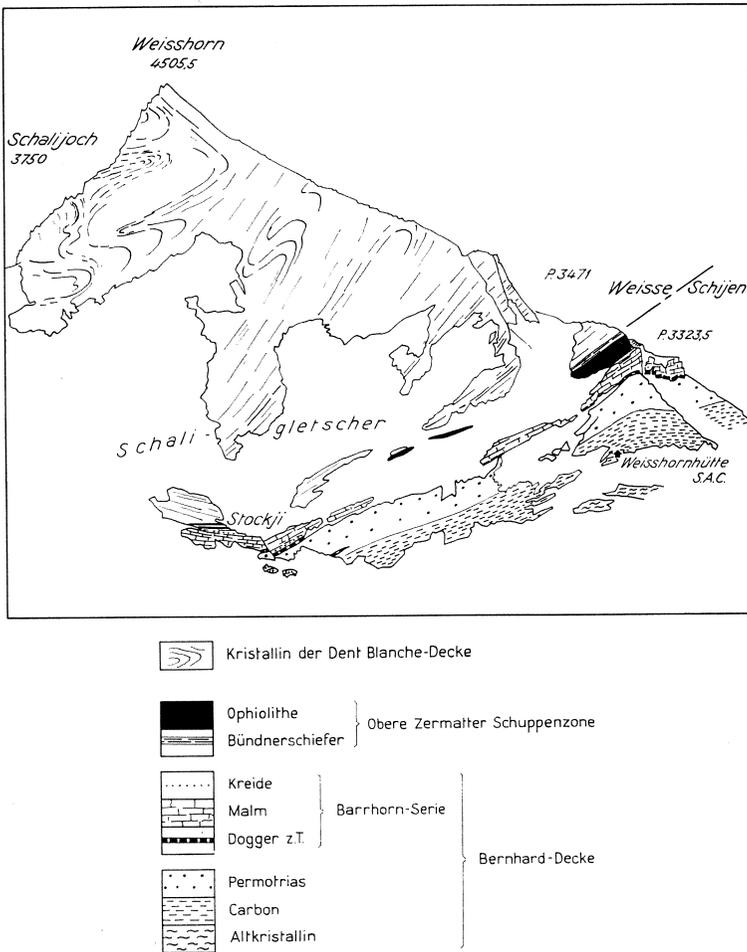


Fig. 2. Auflagerung der Dent Blanche-Decke N vom Hohlichtgletscher.
(Ansicht von S. Vgl. Fig. VII bei ITEN.)

stallisation und Kleinfältelung entspricht. So bietet das Kristallin der Dent Blanche-Decke ein verwirrendes und höchst interessantes Bild aller nur denkbaren Verformungsarten.

Für eine Aufsplitterung des Dent Blanche-Kristallins in verschiedene Schollen (siehe R. STAUB 1957) fehlen im hier kartierten Abschnitt alle Anhaltspunkte.

b) Der Baustil der **Mischabel-Rückfalte** bildet ein Gegenstück dazu. Hier scheint alles einer ruhigen, grossen Linie untergeordnet zu sein. Der bogenförmigen Kontur entspricht intern der ungefähre Verlauf der schwarmartig auftretenden Grüngesteine. Danach setzt der liegende Schenkel der Rückfalte über Alphubel, Täschhorn und Dom ins Saastal hinüber, um von hier über Fletschhorn und Weissmies das Zwischbergental und Bognanco zu erreichen. Der paläozoische Mantel kann hingegen nur bis ins Täschtal hinein verfolgt werden; weiter östlich scheint eine intrakristalline Scherfläche an seine Stelle zu treten.

Im einzelnen macht sich nun aber die scheinbar so gleichmässige Umbiegung doch in zahllosen disharmonischen Teilbewegungen bemerkbar. Der steife Kristallinkörper wird in eine grosse Zahl linsenförmiger Platten zerlegt, in Elemente von 10–100 m

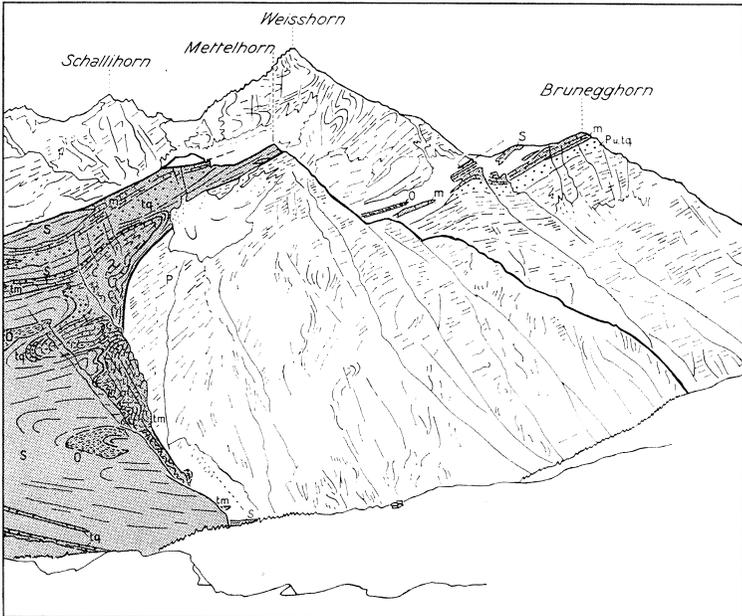


Fig. 3. Die Mischabelrückfalte und das Weisshorn vom Gornergrat aus. Durch einen grauen Ton ist das Mesozoikum der verschiedenen tektonischen Einheiten, das nördlich von Zermatt zwischen das Kristallin der Mischabel- (unten) und der Dent Blanche-Decke (oben) eingeschoben ist, hervorgehoben. Der Beobachter steht auf Serpentin der nach W absinkenden Zone von Zermatt-Saas-Fee und blickt nach NNW, also ungefähr senkrecht zu den Gross- und Kleinfaltenachsen.

Länge, die relativ zueinander verschoben, einzeln verbogen und tordiert, gestaucht oder gestreckt sind.

Junge Störungen durchsetzen den Kristallinkörper in meist steilstehenden, mehr oder weniger verbogenen Flächen. Zum Teil sind es Verwerfungen geringen Ausmasses, z.T. auch nur Zerrüttungszonen, die morphologisch als Kerben oder Rinnen deutlich hervortreten. Sie sind besonders deutlich erkennbar am westlichen Steilhang des Mattertales zwischen Randa und Zermatt. Eine Reihe eng benachbarter Ruschelzonen tritt im steilstehenden Kristallin der Mischabelrückfalte nördlich vom Arbzug auf; diese Störungen stehen wahrscheinlich in Zusammenhang mit der grossen Sackung von Tufteren.

Die im Augengneis von Randa auftretenden Störungsflächen sind S. 17 erwähnt worden.

Vereinzelt sind auch flach verlaufende Störungen zu bemerken, die eine hydrothermale Zersetzung der Randpartien, kombiniert mit einer schwachen Vererzung erkennen lassen. Eine solche, durch ihre Rotfärbung von weitem auffallende Störung zieht N vom Bisgletscher durch die Amphibolite des Grosskastel gegen den Ostpeiler des Brunegghorns hinauf.

Exkursionen

Auf der westlichen Talseite ist besonders eine Exkursion in das Becken von Trift sehr zu empfehlen (siehe auch Blatt Zermatt und Erläuterungen dazu). Der Weg Trift bis zur Rothornhütte SAC beim Eseltschuggen gibt eine gute Vorstellung vom Dent Blanche-Kristallin. Auf dem Wege zum Mettelhorn kann man in der Triftkumme die verschiedenen mesozoischen Gesteine der einzelnen tektonischen Einheiten studieren. Es lohnt sich, den Abstieg über Schweifinen (Blatt Zermatt), im Rücken der Mischabelrückfalte, mit ihren schönen Triasfalten, zu nehmen.

Ein anderes dankbares Exkursionsgebiet, das aber schon eine grössere Vertrautheit mit alpinen Verhältnissen verlangt, bietet auch die Umgebung der Weisshornhütte (2932). Hier können zwischen dem Hohlichtgletscher und dem P. 3471 wiederum verschiedene mesozoische Serien einschliesslich ihrer oberpaläozoischen Unterlage studiert werden.

Auf der Ostseite des Tales verbindet ein bequemer Fussweg die Tufteralp mit der Täschalp. Er läuft dem Kontakt zwischen dem Kristallin der Mischabelrückfalte und dem Mesozoikum der Theodul-Rothorn-Zone entlang. Die gegenüberliegende steile Flanke unter dem Mettelhorn enthüllt im Morgenlicht ein unvergleichliches Bild der Mischabelrückfalte und ihrer Komplikationen.

Wer sich für die Ophiolithe und ihre Metamorphose interessiert, der möge das Gebiet des Mellichengletschers im hintern Täschtal besuchen (metamorphe Pillowlaven, Eklogite, Glaukophangesteine, Meta-Gabbro vom Typus Allalin, Serpentine u. a.). Als Ausgangspunkt kann man entweder das kleine Gasthaus auf der Täschalp oder die Täschhütte SAC benutzen. Das Hotel Fluhalp am Findelengletscher bildet ebenfalls eine günstige Basis für Ophiolith-Exkursionen (siehe Bl. Zermatt).

Auch die mit der Seilbahn bequem von Saas-Fee aus erreichbare Gletscheralp bietet geologisch viel Interessantes (metamorphes Mesozoikum, Ophiolithe, Kleintektonik).

LITERATURVERZEICHNIS

- ARGAND, E. (1909): *L'exploration géologique des Alpes Pennines centrales*. Bull. Soc. Vaud. Sci. nat. 45, N° 166.
- ARGAND, E. (1911): *Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux*. Mat. Carte géol. Suisse [N.S.], 31^e livr.
- ARGAND, E. (1916): *Sur l'arc des Alpes occidentales*. Eclogae geol. Helv. 14.
- ARGAND, E. (1934): *La zone pennique*. Geol. Führer Schweiz, Fasc. III (Basel).
- BEARTH, P. (1957a): *Zur Geologie der Wurzelzone östlich des Ossolatales*. Eclogae geol. Helv. 49/2.
- BEARTH, P. (1957b): *Geologische Beobachtungen im Grenzgebiet der lepontinischen und penninischen Alpen*. Eclogae geol. Helv. 49/2.
- BEARTH, P. (1962): *Versuch einer Gliederung alpinmetamorpher Serien der Westalpen*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 42, 127–137.
- BEARTH, P. (1962): *Contribution à la subdivision tectonique et stratigraphique du cristallin de la nappe du Grand-St-Bernard dans le Valais*. Livre à la mémoire de Paul Fallot. Soc. Géol. Fr.
- BEARTH, P. (1963): *Chloritoid und Paragonit aus der Ophiolithzone von Zermatt-Saas Fee*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 43, 269–286.
- EICHENBERGER, R. (1926): *Die geologischen Verhältnisse des oberen Saastales*. Veröffentl. d. Hydrol. Abt. d. Schweiz. Meteorol. Zentralanstalt. Schweiz. Wasserwirtschaftsverb. Schrift Nr. 14.
- ELLENBERGER, F. (1953a): *Sur l'extension de faciès briançonnais en Suisse dans les Préalpes médianes et les Pennides*. Eclogae geol. Helv. 45, 285–286.
- ELLENBERGER, F. (1953b): *La série du Barrhorn et les rétrocharriages penniques*. C. R. Ac. Sc. 236, 218–220.
- GERLACH, H. (1883): *Die penninischen Alpen*. Beitr. geol. Karte Schweiz. 27. Lfg.
- GÜLLER, A. (1947): *Zur Geologie der südlichen Mischabel- und Monte Rosa-Gruppe*. Eclogae geol. Helv. 40.
- HERMANN, F. (1938): *Note illustrative per la carta geologica delle Alpi nord-occidentali* (Milano).
- HEZNER, L. (1905): *Über einige in schweiz. Pfahlbauten gefundene Steinwerkzeuge*. N. Jahrb. Min. B. B. 20, 133–148.

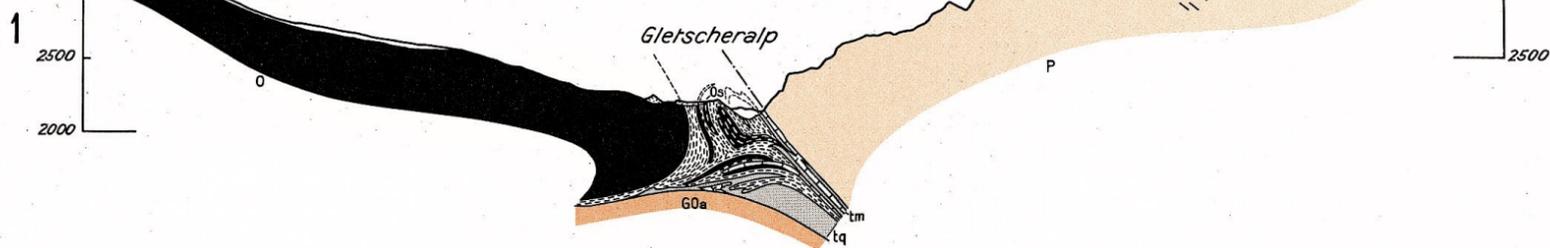
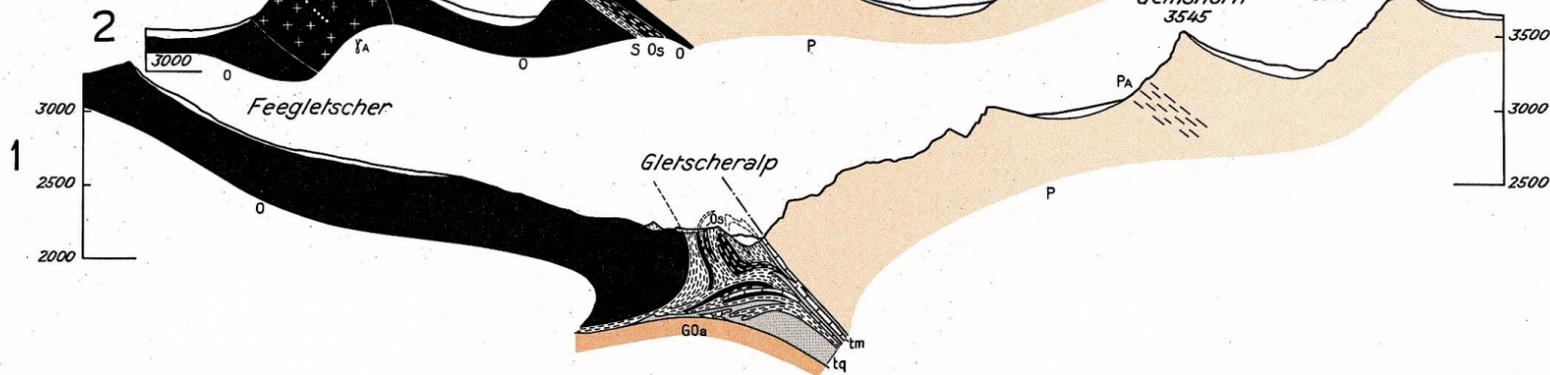
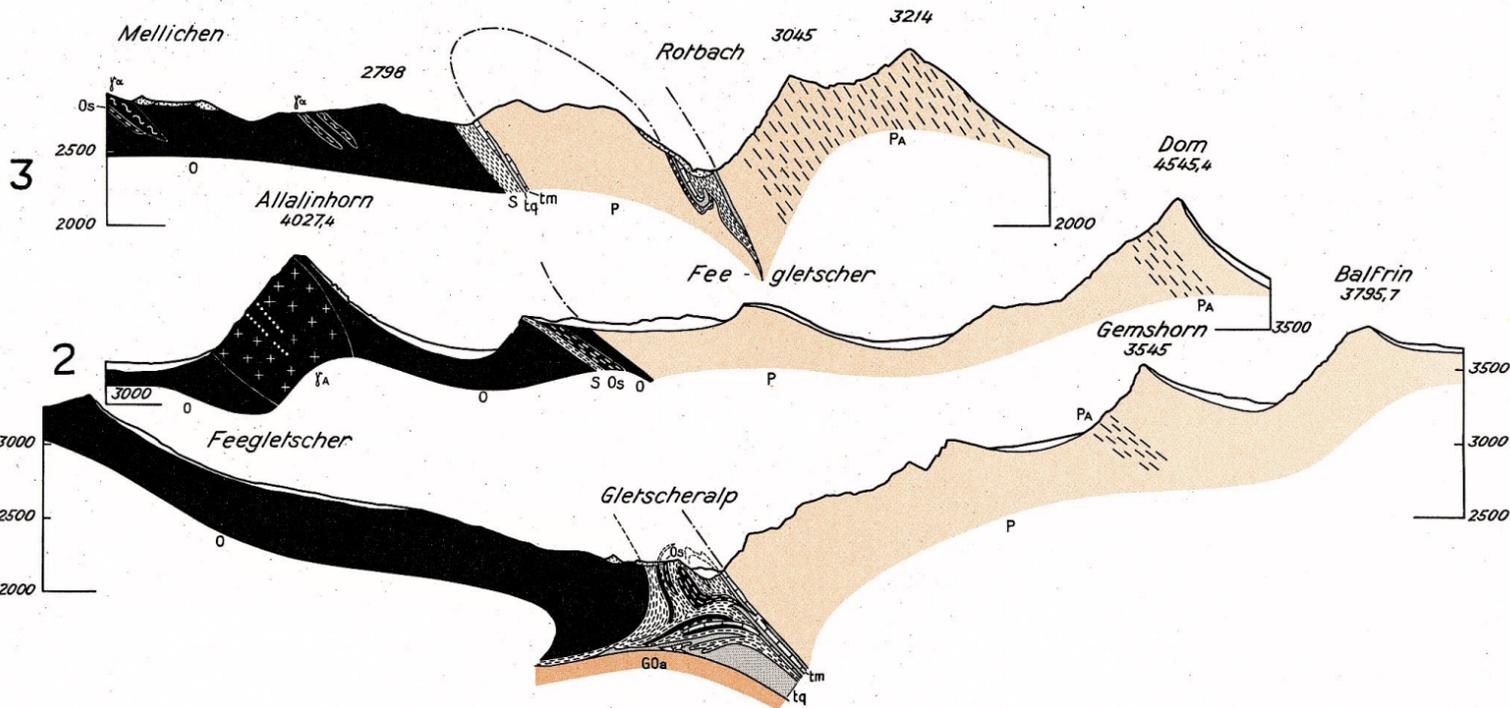
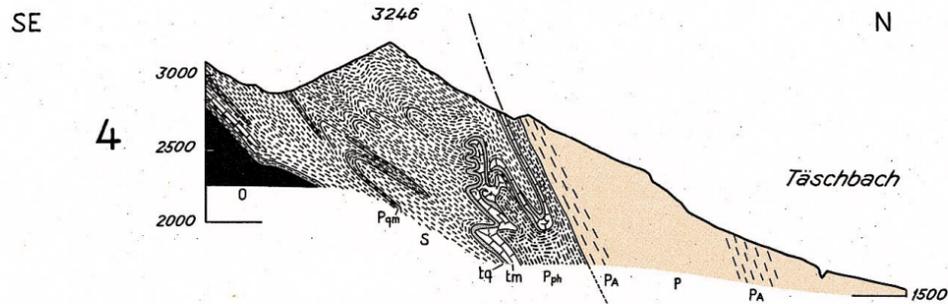
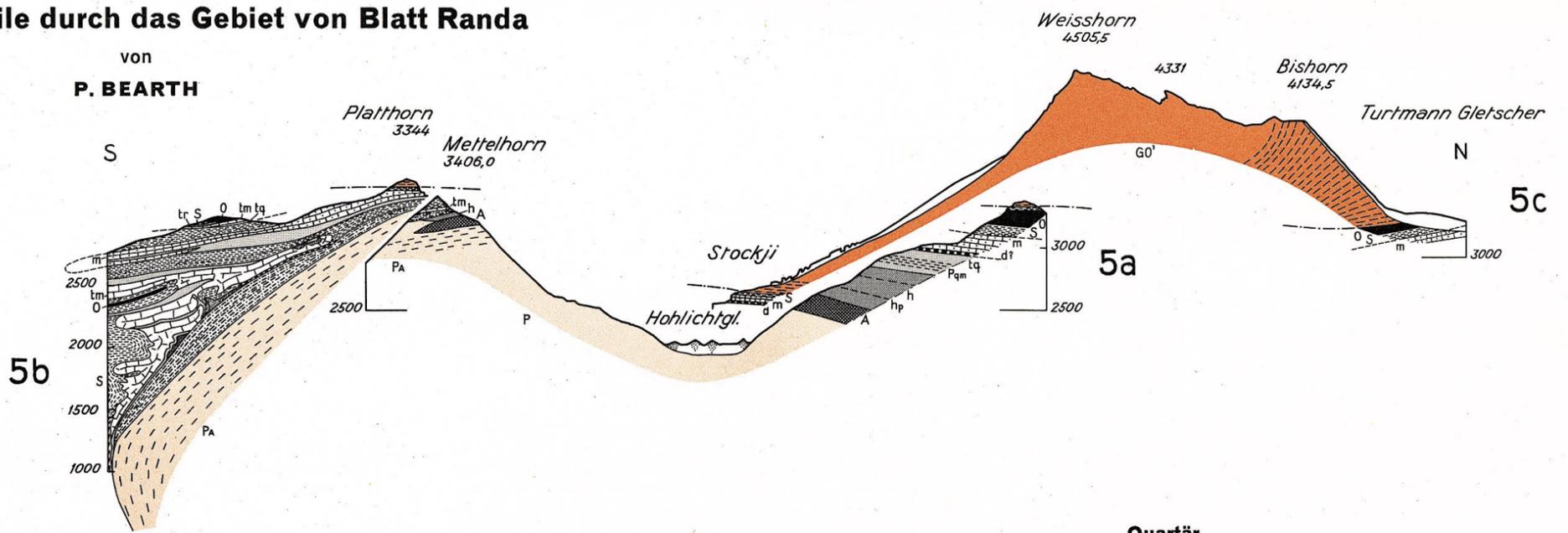
- ITEN, W.B. (1948): *Zur Stratigraphie und Tektonik der Zone du Combin zwischen Mettelhorn und Turtmanntal*. Eclogae geol. Helv. 41, 144–233.
- LUGEON, M. (1903): *Les grandes nappes de recouvrement des Alpes suisses*. C. R. Congr. géol. intern. (Vienne).
- SCHÄFER, R. (1895): *Über die metamorphen Gabbrogesteine des Allalingerbietes im Wallis*. Tscherm. Min.-petr. Mitt. XV 91–134.
- STAUB, R. (1937 u. 1942): *Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer*. 1937, I. Teil, Vjschr. Naturf. Ges. Zürich, 82; 1942, II. Teil, Vjschr. Naturf. Ges. Zürich, 87.
- STAUB, R. (1957): *Vom Bau der Dent Blanche-Decke und seinen Beziehungen zum Bernina-System*. Eclogae geol. Helv., 50/1, 171–230.
- STAUB, R. (1958): *Klippendecke und Zentralalpenbau*. Beitr. geol. Karte Schweiz, [N. F.] 103. Lfg.

Geologische Karten und Profile:

- ARGAND, E.: *Carte géologique du massif de la Dent Blanche (moitié septentrionale)*, 1:50000. Mat. Carte géol. Suisse, Carte spéc. N° 52 (1908).
- ARGAND, E.: *Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales et les territoires environnants. Essai de carte structurale*. 1:500000. Mat. Carte géol. Suisse [N.S.] 27, carte spéc. N° 64, pl. 1 (1911).
- ARGAND, E.: *Neuf coupes à travers les Alpes Occidentales*. 1:400000 et 1:800000. Mat. Carte géol. Suisse [N.S.] 27, carte spéc. N° 64, pl. 111 (1911).
- ARGAND, E.: *Les grands plis couchés des Alpes Pennines*. 1:400000. Mat. Carte géol. Suisse [N.S.] 27, carte spéc. N° 64, pl. IV (1911).
- SCHWEIZERISCHE GEOLOGISCHE KOMMISSION: *Geologischer Atlas der Schweiz*, 1:25000, Bl. Zermatt + Erläuterungen von P. BEARTH (1953).
- SCHWEIZERISCHE GEOLOGISCHE KOMMISSION: *Geologischer Atlas der Schweiz*, 1:25000, Blätter Saas und Monte Moró, mit Erläuterungen von P. BEARTH (1957).
- SCHWEIZERISCHE GEOLOGISCHE KOMMISSION: *Geologische Karte der Schweiz*, 1:500000, 2. Auflage (1911).
- SCHWEIZERISCHE GEOLOGISCHE KOMMISSION: *Geologische Generalkarte der Schweiz*, 1:200000, Blatt 6 Sion (1942).
- GERLACH, H.: *Geologische Karte der Penninischen Alpen*, 1:200000 (1869).
- HERMANN, F.: *Carta geologica delle Alpi nord-occidentali*, 1:200000 (Milano 1937).
- MATTIROLI, E., NOVARESE, V., FRANCHI, S., und STELLA, A.: *Carta geologica d'Italia*, 1:100000, Fo. Monte Rosa, Fo. Aosta.
- MATTIROLI, E., NOVARESE, V., FRANCHI, S. und STELLA, A.: *Carta geologica delle Alpi Occidentali*, 1:400000. Ufficio Geol. d'Italia (Roma 1908).

Geologische Profile durch das Gebiet von Blatt Randa

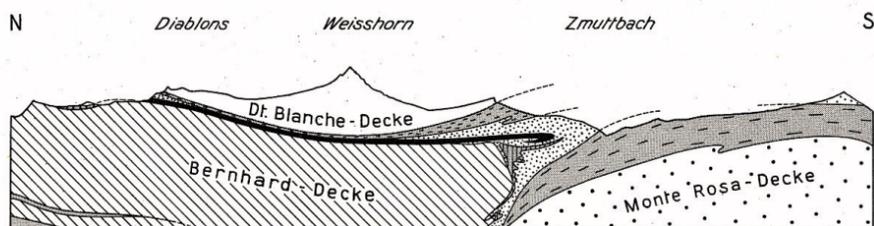
von
P. BEARTH



- Quartär**
 - Gletscher
 - Moränen
- Penninisches Mesozoikum**
 - Posttriadische Sedimente der Barrhornserie (ophiolithfrei)**
 - m Marmore (Malm, Kreide)
 - d Schwarze Marmore und Quarzite (z. T. Dogger)
 - Posttriadische Sedimente der ophiolithführenden Serien**
 - s Metamorphe Bündnerschiefer i. allg.
 - Ophiolithe**
 - O Ophiolithe i. allg.
 - YA Smaragdit-Saussuritgabbro (Allalin-Gabbro) mit metamorphen pyroxenitischen Lagen
 - YA Flasergabbro
 - Os Serpentin
 - Trias**
 - tm Dolomit- und Kalkmarmor
 - tr Rauhwacke
 - tq Tafelquarzite (inkl. Teile von Pph)
 - Praetriadisches Kristallin der Bernhard-Decke**
 - Pqm Muskowitquarzite, Phengit-Albitgneise, Chlorit-Albit-Schiefer
 - Pph Chlorit-Sericit-Schiefer
 - h Schwarze Quarzphyllite mit Lagen von Prasinit } (Carbon)
 - hp Schwarze Quarzphyllite mit Lagen von Prasinit } (Carbon)
 - P Muskowit- u. Chlorit-Albitgneise u. -schiefer mit Amphibolitlinsen
 - PA Amphibolite und Hornblendegneise
 - A Amphibolite und Hornblendegneise
 - GOa Grobflaserige Augengneise (Augengneise von Saas Fee)
 - Kristallin der Dent-Blanche-Decke**
 - GO' Epigranitgneise, Augengneise, Aplitte u. a.
 - Chlorit- und Biotit-Chloritschiefer, Albitschiefer etc.

Tektonisches Übersichtsprofil

1 : 300 000



- Obere Zermatter Schuppenzone
- Theodul-Rothorn-Zone
- Ophiolithzone Zermatt-Saas Fee inkl. Triasbasis
- Barrhorn-Serie
- Trias der Bernhard-Decke (?)
- Mesozoikum i. allg.

Masstab 1 : 50 000

