

**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

Auf Kosten der Eidgenossenschaft
herausgegeben von der
Schweizerischen Geologischen Kommission
Präsident der Kommission: **A. BUXTORF**

Atlas géologique de la Suisse

1:25 000

Publié aux frais de la Confédération
par la Commission Géologique Suisse
M. A. BUXTORF
étant Président de la Commission

Blatt:

535 Zermatt

Topographische Grundlage: Landeskarte 1 : 50 000
Südhälfte von Normalblatt 568 Mischabel-W, vergrössert auf 1 : 25 000

(Atlasblatt 29)

Erläuterungen

verfasst von

P. BEARTH

Mit einer Tafel (I)

1953

Kommissionsverlag:
Kümmerly & Frey AG.
Geographischer Verlag, Bern

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

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort der Geologischen Kommission	3
Einleitung	5
Quartär	6
Penninisches Mesozoikum	8
Sedimente	8
Ophiolithe	12
Altkristallin der Monte Rosa-Teildecke	16
Alpidisch metamorpher Schieferkomplex	17
Granite und Granitgneise, z.T. alpidisch umgeprägt	17
Vorgranitisch metamorpher Gneis- und Schieferkomplex	18
Schuppenzone des Stockknubel	19
Dent Blanche-Decke, Arolla-Serie	20
Zur Tektonik der Umgebung von Zermatt	21
Bemerkungen zur alpidischen Metamorphose	24
Metamorphe Differentiation	26
Metasomatose	26
Literaturverzeichnis und Geologische Karten und Profile	27
Tafel I: Geologische Profile durch das Gebiet von Blatt Zermatt, 1:50000.	

VORWORT DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION

Anschliessend an Untersuchungen im Kristallingebiet der Silvretta-Decke des Unter-Engadins, speziell von Teilgebieten der Blätter Ardez und Scaletta, hat Herr Prof. PETER BEARTH im Jahre 1934 im Auftrage der Schweizerischen Geologischen Kommission mit Aufnahmen in den Walliser Alpen begonnen. Diese bezogen sich zunächst auf das Gebiet der *Siegfriedblätter 534 Saas* und *536 Monte Moro*, von 1939 an auch auf die westlich angrenzenden Blätter *533 Mischabel* und *535 Zermatt*.

Für das Gebiet dieser vier Siegfriedblätter liegt heute die neue «Landeskarte der Schweiz 1:50 000» vor, und zwar als *Normalblätter 568 Mischabel-West* und *569 Mischabel-Ost*. Die Südhälfte von Blatt 568 entspricht dem Siegfriedblatt *Zermatt* und konnte deshalb – vergrössert auf 1:25 000 – als topographische Unterlage unseres geologischen Atlasblattes benützt werden. Diese neue topographische Karte stand auch schon zur Verfügung bei den geologischen Untersuchungen im Gelände.

Es sei beigefügt, dass sich die Aufnahmen Prof. BEARThs auch auf das östlich anstossende italienische Grenzgebiet (Val Bognanco und Valle Anzasca) erstreckten. Für diese ergänzenden Aufnahmen gewährte der Zentralfonds der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft Unterstützung, wofür auch an dieser Stelle gedankt sei.

Die im Jahre 1934 begonnenen Aufnahmen hat Prof. BEARTH seither nach Möglichkeit gefördert. Blatt Zermatt wurde der Geologischen Kommission im Frühjahr 1951 druckfertig vorgelegt, so dass mit dem Druck unverzüglich begonnen werden konnte; er gelangte im Frühjahr 1953 zum Abschluss. Inzwischen verfasste der Autor die vorliegenden «Erläuterungen».

Es sei aber nicht verfehlt, an dieser Stelle auch auf die schon früher von Prof. BEARTH über sein penninisches Untersuchungsgebiet veröffentlichten Arbeiten hinzuweisen, im besonderen auf den «Beitrag»: «Geologie und Petrographie des Monte Rosa», welcher sich sehr eingehend mit diesem Teilgebiet des Blattes Zermatt befasst und mit seinen reichen Illustrationen eine wertvolle Ergänzung dieser Erläuterungen darstellt (Näheres siehe Literaturverzeichnis, p. 27).

Ferner sei darauf hingewiesen, dass auf der Karte auch die Ergebnisse geophysikalischer Untersuchungen am Gornergletscher berücksichtigt werden konnten, welche im Jahre 1948 durch das Elektrizitätswerk «Grande Dixence S.A., Lausanne» veranlasst

worden waren. Der Direktion der genannten Elektrizitätsgesellschaft sei für dieses grosse Entgegenkommen auch an dieser Stelle bestens gedankt. Für Näheres sei auf die «Erläuterungen» (p. 27) verwiesen.

Endlich sei nicht versäumt, auch an dieser Stelle der Kommission des «Dudley F. Wolfe-Fonds des Schweizer Alpen-Clubs», Präsident Herr Dr. med. R. CAMPBELL, Pontresina, und der Sektion Monte Rosa des SAC für die finanzielle Hilfe zu danken, die sie an die Druckkosten der Karte Zermatt geleistet haben.

Die von Prof. BEARTH gesammelten Gesteinsproben sind aufbewahrt im Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Basel.

Basel, im Juli 1953.

Für die Schweizerische Geologische Kommission
der Präsident:

A. Buxtorf

EINLEITUNG

Einen Überblick über den auf Blatt Zermatt dargestellten Ausschnitt gibt die Spezialkarte I: *Tektonische Übersichtskarte der östlichen penninischen Alpen* (rechts am Kartenrand).

Darnach wird das Kartengebiet fast vollständig von zwei grossen tektonischen Einheiten eingenommen, der Monte Rosa-Teildecke einerseits und dem penninischen Mesozoikum der Zone von Zermatt-Saas-Fee andererseits. Einzig die Nordwest-Ecke des Blattes enthält noch einen Ausschnitt des SE-Randes der Dent Blanche-Decke. (Siehe auch Profil 2 der Tafel I.)

Im ganzen, zur Darstellung gelangten Gebiet herrscht axiales Westfallen; deshalb sind die tiefsten Elemente im Osten, in der Monte Rosa-Teildecke, vertreten, während die Dent Blanche-Decke die höchste tektonische Einheit des Wallis überhaupt repräsentiert.

Eine weitergehende Gliederung ist aus der Spezialkarte II: *Tektonische Übersicht Atlasblatt Zermatt* (am Kartenrand rechts, unten) ersichtlich, doch soll darauf erst im Abschnitt «Tektonik», S. 21, eingegangen werden.

QUARTÄR

Sackungen und Bergstürze

Im Gebiete von Zermatt fallen sämtliche Schichten – von lokalen Komplikationen abgesehen – westwärts ein. Damit hängt die Entwicklung ausgedehnter und schwach talwärts geneigter Flächen der östlichen Talseite des Vispertals zusammen, die in auffallendem Gegensatz zu den stark gestuften und steilen Flanken im Westen der Visp stehen. Das generelle Westfallen bringt es überdies mit sich, dass auf der Ostseite Sackungs- und Bergsturmassen einen grossen Raum einnehmen. Die grösste dieser Sackungsmassen ist diejenige von Tuftern, NE Zermatt. Ihr Abbruchrand erstreckt sich in grossem Bogen vom Kühbord bis zur Tufternalp. Der Nordrand fällt mit dem Arbzug (N ausserhalb der Karte!), das heisst, mit dem südlichen Rand der Mischabelrückfalte zusammen, siehe Tafel I: Übersichtsprofil.

Die Sackung zog im oberen Teil eine Reihe von Fels- und Bergstürzen nach sich, die heute zum grossen Teil von Wald überdeckt sind. In der Gegend von P. 2015 finden sich auch noch einzelne gut erhaltene Moränenwälle, und es ist deshalb möglich, dass die oberen Partien bei Beginn der Bewegungen noch vergletschert waren.

Bei Egge, 1 km NE Zermatt, riegelte die Sackung das Tal ab und bewirkte eine Stauung der Visp, was zur Ausbildung des Alluvialbodens von Zermatt führte.

Während die Sackung von Tuftern vermutlich infolge von Unterwaschung des rechten Hanges durch die Visp entstanden ist, waren zahlreiche kleinere Sackungen und Bergstürze die Folge des Rückzuges der Seitengletscher. Ein Beispiel dafür findet sich N Fluh [Koord. 629,0/95,85], wo ein mächtiges Ophiolithpaket abrutschte und in einzelne Blöcke auseinanderfiel. Der Abbruchrand wird von der NE verlaufenden Felsrippe gebildet, die vom Stellisee [628,0/95,8] zum Fluhhorn hinaufzieht. Ähnliche, aber wesentlich rezentere Erscheinungen sind an der Inneren Rimpfischwäng [631,7/95,9] zu beobachten. Mit dem Rückgang einer früheren ausgedehnten Vergletscherung des Findelgebietes hängen vermutlich auch die Bergstürze vom Ritzengrat [627/94] zusammen.

Moränen

Ein sehr bedeutender Teil der Oberfläche in der Umgebung von Zermatt ist von Moränenschutt überdeckt. Nach Art der Be-

wachstum und Erhaltung der Moränenwälle lassen sich zwei Gruppen von Moränen unterscheiden: einerseits jüngere Moränen der heutigen Gletscher und ihrer letzten Rückzugsstadien und andererseits ältere Moränen.

Moränen der heutigen Gletscher und letzte Rückzugsstadien sind nicht oder nur spärlich bewachsen; sie weisen schöne Wälle mit steiler Böschung und schmalem Kamm auf. Die Moränen legen sich wie ein Kranz um die im Rückgang befindlichen Eisflächen oder Zungen (vgl. Findelngletscher ESE Zermatt). In heute eisfrei gewordenen Kargebieten, wie der untern und obern Kelle, N vom Gornergrat, finden sich Gruppen kleinerer Moränen, deren Zustand ebenfalls die kürzliche Vereisung noch erkennen lässt. Der äusserste Rand dieser jüngeren Moränen entspricht wohl dem Vorstoss der Gletscher, der in der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts erfolgte. Vielleicht sind auch Moränen eines älteren Vorstosses (um 1600?) daran beteiligt.

q Ältere Moränen. Die Moränen dieser zweiten Gruppe sind vollständig überwachsen, teilweise sogar von Wald bedeckt. Die Wälle sind infolge weitgehender Nivellierung zum Teil nur schwer erkennbar. Ein Kranz mächtiger Moränen dieses Stadiums umgibt das Gebiet von Findeln (SE oberhalb Zermatt) und schirmt dasselbe gegen Norden ab. Diesem Stadium entsprechen auch die Moränen von Rifelalp (S Zermatt) und westlich davon – jenseits der Gornera – diejenigen der Unteren Stafelalp und am Börter. Die Zungen des Oberen Theodul- und Gornergletschers stiessen zu jener Zeit noch vereinigt in das Rundhöckergebiet von Aroleit (2 km SW Zermatt) vor; davon zeugen noch die schönen Moränen zwischen Schwarzsee [621,1/93,3] und Hermettji [622,0/94,4], während weiter unten keine Moränen mehr auftreten, so dass sich nicht mehr feststellen lässt, wie weit dieser Vorstoss ging.

Die älteren Moränenwälle liegen zwischen 1800–2400 m, das heisst im Mittel 300–500 m tiefer als die jüngeren.

Bemerkungen zu den seismischen Messungen am Gornergletscher

Wie im Vorwort bemerkt, wurden im Jahre 1948 im Auftrage des Elektrizitätswerkes «Grande Dixence S.A., Lausanne», durch die Firma «Dr. Hans Knecht August Süssstrunk, Zürich», im untern Teil des Gornergletschers geophysikalische Untersuchungen zur Bestimmung der Eisdicke durchgeführt.

Bei diesen Untersuchungen wurden seismische Methoden angewandt, die dann später noch durch einige Sondierbohrungen er-

gänzt wurden. Das Ergebnis der seismischen Bestimmungen ist auf der Karte durch eine Reihe braun gezeichneter Kurven wiedergegeben. Ihr Verlauf gibt ein Bild der Topographie der Felsunterlage.

Nach diesen Angaben wurde die grösste Eisdicke N der Schwärze gemessen, zwischen dieser und der Mittelmoräne, die den nördlichen Teil des Gornergletschers von den Eismassen des Grenzgletschers trennt. An dieser Stelle hat das Eis eine Mächtigkeit, die zwischen 400 und 450 m schwankt. Der Grenzgletscher füllt hier eine etwas übertiefte, WNW-streichende flache Wanne und beherrscht sowohl flächenmässig als auch volumenmässig das Zungensystem des Gornergletschers. Der starke Druck, den dieser mächtige, vom Liskamm herabfliessende Eisstrom ausübt auf die vom Firngebiet des Südteils des Weissgrates und dem nördlichen Abfluss des Monte Rosa-Gletschers gespiesenen Eiszungen, macht sich vor allem in der Beschaffenheit des Eises der südlichen dieser Zungen bemerkbar. Die zwischen den zwei nördlich P. 2664 angegebenen Moränen durchfliessende Eiszunge wird zusammengepresst und herausgequetscht, so dass sie eine Art Rippe bildet, die schon von weitem durch ihre weisse Farbe auffällt.

Nach den seismometrischen Messungen tritt zwischen der Triftji und dem Rifelhorn eine Verengerung des Felsuntergrundes auf. Dieser Querriegel fällt offenbar mit der Grenze Bündnerschiefer – Serpentin zusammen, die man nach der Karte vom P. 2564 (am Nordufer des Gornergletschers) gegen SW zu, gegen den Triftjigletscher hin ziehen würde. Es würde sich also in dieser Querschnittsänderung ein Wechsel im Gestein widerspiegeln.

PENNINISCHES MESOZOIKUM

Sedimente

In den durch die alpine Metamorphose mehr oder weniger stark umgewandelten Sedimenten der penninischen Decken unterscheidet man nach der lithologischen Ausbildung einerseits Bündnerschiefer und anderseits Gesteine der Trias (eventuell inklusive Perm).

Jura

Als **Bündnerschiefer** bezeichnet man eine monotone Serie kalkiger, sandiger und toniger Gesteine. Es handelt sich um marine Sedimente, die bisher im Kartengebiet keine Fossilien geliefert haben. Diese Sedimente sind an sich fossilarm; allfällige Reste sind vermutlich durch die Metamorphose zerstört worden.

Die Bündnerschiefer erscheinen vorwiegend in kalkiger Fazies, als braun anwitternde graue Kalkglimmerschiefer. Diese gehen einerseits in glimmerarme, graue Kalkmarmore, andererseits in schwarze, tonige Phyllite über.

Der Anteil an silikatischen Komponenten, wie Muskowit, Quarz, Granat, Zoisit und Albit, variiert sehr stark, ist aber in der Regel gering. Vereinzelt und in dünnen Lagen wird der Calcit vollständig durch Albit verdrängt, so dass Albit-Muskowitschiefer (z. T. auch Albit-Chloritschiefer) entstehen. Eine Wechsellagerung solcher Albit-Muskowitschiefer mit Kalkglimmerschiefern findet sich SW vom Hotel Edelweiss in dem Felsband über dem Weg von Alterhaupt nach Höhbalmen [622,8/96,6] und in den Felsen W über dem Bahnhof Zermatt auf 1960 m [623,35/97,05]. Diese Albit-Muskowitschiefer stehen in keinerlei Beziehung zu den Ophiolithen.

sq Im Verbande mit Kalkglimmerschiefern treten auch **Muskowitquarzite** auf (häufig granatführend), teilweise in dünnen Schmitzen, aber auch in gut ausscheidbaren, mehrere m mächtigen Lagen, so z. B. auf der Triftji, am Fusse des Breithorns und am Furggrat zwischen Furgghorn und Theodulhorn (Westrand der Karte), auf dessen Südseite sie ein weithin sichtbares, helles Band bilden. Randlich zeigen diese Gesteine eine feine Wechsellagerung mit Kalkglimmerschiefern. In den glimmerreichen Zügen findet man ferner cm- bis dm-dicke Lagen von dichtem, meist grünlich gefärbtem Quarzit. Lithologisch ganz entsprechende Horizonte führen anderwärts Piemontit. Piemontitquarzite wurden auch in der Moräne des Oberen Theodulgletschers gefunden. Sie stammen vermutlich aus dem oben erwähnten Quarzit des Furggrates. Diese Gesteine sind, z. T. wenigstens, als metamorphe Radiolarite aufzufassen.

Als **graphitoide Tonschiefer** werden schwarze, ursprünglich bituminöse Phyllite bezeichnet. Sie wechsellagern mit Kalkglimmerschiefern und bilden meist schmale Lagen oder Schmitzen. Sie sind nur z. T. ausgeschieden worden.

Einlagerungen von **Kalkbreccien** wurden W ob dem Bahnhof Zermatt [623,4/97,0] beobachtet; Dolomitbreccien treten in der Nord- und Ostwand des Oberrothorns (5 km ENE Zermatt) auf (GÜLLER 1947).

Mit einer besonderen Strichsignatur wurden **Bündnerschiefer mit Prasinitführenden Horizonten** ausgeschieden. Sie gehen ohne scharfe Grenze in Zonen mit überwiegend ophiolithogenem Material über (s. S. 14.).

An der Grenze gegen die Ophiolithe zeigen die Bündnerschiefer oft eine geringe **kontaktmetamorphe Umwandlung**. Sie beschränkt sich in der Regel auf eine Marmorisierung mit oder ohne Albitisierung. Eine stärkere Kontaktmetamorphose hat einzig das Bündnerschieferband im Serpentin der Lichenbretter [622,5/91,4] erfahren; das Gestein ist hier lagenweise in einen Granat-Diopsid-Epidotfels umgewandelt worden.

Eine stratigraphische Gliederung der Bündnerschiefer erwies sich wegen der geringen lithologischen Differenzierung der Hauptmasse, wegen des Fehlens von Fossilien und wegen der starken tektonischen Verschuppung als undurchführbar.

Trias (inklusive Perm)

Die Trias zerfällt in eine kalkig-dolomitische und eine quarzitische Fazies; die erstere ist hauptsächlich durch Kalk- und Dolomitmarmore vertreten, weniger bedeutend ist der Anteil an Rauhwacke.

Die in der Legende angegebene stratigraphische Zuordnung der verschiedenen lithologischen Einheiten ist nur als Versuch zu bewerten; vor allem ist die Zuordnung der vereinzelt Gips- und Breccienvorkommen völlig unsicher.

Die Mächtigkeit der Triaskalke und -dolomite überschreitet selten einige Meter; die Darstellung dieser tektonisch wichtigen Horizonte auf der Karte ist deshalb oft nicht maßstäblich.

Mittlere Trias

- | | |
|-------|--|
| t_m | Graue, meist gelb anwitternde Dolomite und weisse bis graue Kalkmarmore , letztere häufig gebändert. Auf Höhbalmen, W Zermatt, zeigen die Dolomite z.T. brecciöse Ausbildung. Hier wurden Spuren von Crinoiden beobachtet. <i>Encrinus liliiformis</i> ist von A. GÜLLER im gleichen Horizont im Saastal, SW vom Schwarzbergkopf, gefunden worden. |
| t_r | Rauhwacke tritt – meist mit Dolomit vergesellschaftet – sowohl im Liegenden wie im Hangenden der mittleren Trias auf. Ein Teil könnte somit auch die obere Trias repräsentieren. Wahrscheinlich sind aber überhaupt mehrere dieser Rauhwacken tektonisch entstanden. |
| t_y | Gips findet sich an zwei Stellen in isolierten Linsen, tektonisch mit dem Nebengestein verschuppt, nämlich in den Glimmerquarziten (Perm ?) beim Schwarz- |

berg-Weisstor [636,2/94,3] und am Kontakt Ophiolith-Bündnerschiefer S vom Fluchthorn (NE-Ecke der Karte). Dieses zweite Gipsvorkommen ist von ophiolithogenen Lagen durchsetzt.

t_b **Rauhwaackebreccien** treten in einer schmalen Linse am Wege von Trift nach Höhbalmen [621,85/97,2] auf, ferner in einer bedeutenderen Einlagerung E vom Gornergrat, auf der Tuft [628,4/92,5]. Das erste Vorkommen enthält durch Rauhwaacke verkittete Bruchstücke von Tafelquarzit und rötlichem Dolomit. Das Vorkommen auf der Tuft führt neben Quarzit graphitoide Schiefer, Albitglimmerschiefer und selten auch Kalkglimmerschiefer (Bündnerschiefer). Diese Breccien sind wahrscheinlich tektonischer Entstehung.

Die untere quarzitisches Trias ist gegenüber der mittleren, karbonatischen, vollkommen scharf begrenzt. Hingegen ist die Abgrenzung gegen das Liegende (? Perm) ganz unsicher.

t_q In den obersten Horizonten erscheinen hellgrüne **Tafelquarzite**, die sicher zur Trias zu rechnen sind. Sie werden nach unten und z. T. auch im Streichen durch

t_{qm} silberglänzende **Muskowitquarzite** abgelöst, deren Quarz meist in Lagen, seltener in augenförmigen Linsen auftritt.

p_t Diesen Muskowitquarziten sind **Albit-Muskowitschiefer** eingelagert. Zum Teil treten in den gleichen Horizonten auch mittelkörnige, homogene und gut gebankte **Muskowit-Albitgneise** auf. Vereinzelt führen die glimmerreicheren Lagen auch Chlorit und/oder Granat.

Diese Gesteine bilden mit den Muskowitquarziten eine stratigraphische Einheit. Ob sie aber noch in die untere Trias gestellt werden dürfen, ist sehr fraglich. Vielleicht repräsentieren sie metamorphe permische Ablagerungen.

Diese Serie ist am Wege südlich unterhalb Gornergrat und nordöstlich davon am Hohtälli- und Ritzengrat, ferner am Schwarzb-berg-Weisstor [636,4/94,1] gut aufgeschlossen (auf der Karte ist hier aus Versehen nur Tafelquarzit (t_q) angegeben). Eine ganz analoge Ausbildung zeigt diese Serie in der Felsrippe N Hubel im SW von Zermatt [622,9/96,1] (sogenannte Hubelserie von ARGAND 1908, Karte).

Von gewissen Gesteinstypen des Altkristallins lassen sich diese permotriadischen Gesteine zwar nicht im Handstück, wohl aber im Gesamtverband unterscheiden. Vom Altkristallin ist diese Serie überall durch eine Abscherungszone getrennt.

Ophiolithe

Die **Ophiolithe** sind basische bis ultrabasische Eruptivgesteine, die hauptsächlich in die jurassischen Sedimente der alpinen Geosynklinale eingedrungen sind. Sie haben im Zusammenhang mit der Gebirgsfaltung eine mehr oder weniger vollständige Umprägung (Metamorphose) erfahren. Die Gesteine dieser Gruppe variieren in chemischer und mineralogischer Hinsicht sehr stark, ebenso in der Korngrösse, in Struktur und Textur. Unterschiede machen sich häufig schon im Handstück bemerkbar. Einem solchen Wechsel kann natürlich eine Darstellung im Maßstab 1:25 000 auch nicht annähernd gerecht werden. Die durch Signaturen ausgeschiedenen Komplexe geben nur den jeweils vorherrschenden Gesteinstypus an. Auch sind im allgemeinen diese Komplexe nur auf der Karte, nicht aber in der Natur scharf voneinander getrennt.

In tektonischer Hinsicht gehören die Ophiolithe von Zermatt drei verschiedenen Einheiten an. In der Oberen Zermatter Schuppenzone (siehe Spezialkarte II und Profil 2, Tafel I) sind sie freilich nur sporadisch vertreten. Ein mächtiges zusammenhängendes Band bilden hingegen die Ophiolithe der Unteren Zermatter Schuppenzone, die über Höhbalmen und Trift in die Schweifinen NW Zermatt hineinziehen. Dieses Band besteht hauptsächlich aus Prasiniten; nur auf Höhbalmen ist ein Kern von flaserig deformiertem Gabbro und westlich Alterhaupt noch eine schmale Serpentinlinse eingeschlossen [622,65/96,75].

Sehr viel mächtiger und differenzierter ist die Ophiolithserie, die im Liegenden der Trias der Unteren Zermatter Schuppenzone auftaucht und den Raum zwischen dieser und der Trias des Gornergrates ausfüllt (Ophiolithzone Zermatt–Saas-Fee der Spezialkarte II; siehe auch Profil 2).

An der Basis dieser Serie liegen die Grüngesteine der Schwärze [627/89,7] und die ausgedehnte Serpentinmasse des Breithorns, der Lichenbretter, des Rifelhorns und der Rifelalp, S Zermatt. Darüber folgt der Ophiolith-Bündnerschiefer-Komplex des Rifelberges, der mit den NW und W davon liegenden Grünschiefern von Aroleit und Schwarzsee zu verbinden ist. Das Hangende dieses Gesteinsverbandes streicht zwischen Zmutt und Zermatt durch. Im Nord-Osten des Blattes entsprechen diesem Rifelberg-Komplex die glaukophanführenden Gesteine des Strahlhorns, während der Serpentin an der Basis des Strahlhorns wohl mit demjenigen des Rifelhorns zu parallelisieren ist. Im Rimpfischhorn wiederholen sich noch einmal dieselben Zonen in analoger Folge und Ausbildung wie am Strahlhorn.

In dieser Ophiolithzone von Zermatt–Saas-Fee sind neben Serpentin vor allem Eklogite und Eklogitamphibolite sowie die mit ihnen genetisch verbundenen Glaukophangesteine vertreten.

O Ophiolithe im allgemeinen. Unter dieser Bezeichnung werden hauptsächlich verschiedene Prasinitypen zusammengefasst. Es handelt sich meist um feinkörnige, graugrüne Gesteine, die makroskopisch nur schwer differenzierbar sind. Sie führen ausser Albit vor allem aktinolithische Hornblende, ein oder zwei Mineralien der Chlorit- und der Epidotgruppe (Pennin und Klinochlor, Zoisit und Klinozoisit-Epidot), wobei das Mengenverhältnis dieser Gemengteile im selben Gestein stark wechseln kann. Häufig sind Chlorit, Hornblende und Epidot lagenweise voneinander getrennt. In Verbindung mit den Prasiniten findet man stets auch Albit-freie Gesteine, wie Zoisit-Amphibolite (z. T. muskowitführend) und Granatamphibolite. Biotit ist meist erst im Mikroskop erkennbar, er tritt nur sporadisch als akzessorische Komponente auf.

Grobkörnige Hornblende-Chloritprasinite mit bis cm-grossen Albitpoikiloblasten (Ovardite) sind am Wege von Aroleit nach Auf der Mauer [621,9/92,25], S vom Schwarzsee und am westlichen Rifelberg – am Wege Gakihaupt - Rifelberg – anstehend.

Im Kontakt der Prasinite mit den Bündnerschiefern sind diese oft marmorisiert und hell gefärbt, z. T. auch albitisiert, beides aber selten über eine Breite von einigen cm bis dm hinausgehend.

O_E Eklogite und Eklogitamphibolite. Diese beiden Gesteinstypen sind unter sich und mit den Glaukophan-führenden Ophiolithen genetisch verbunden. Sie finden sich alle in einem grossen Bogen vereinigt, der die äussere Umrahmung der Serpentinmassen der Lichenbretter (SSW Zermatt), des Rimpfischhorns und des Strahlhorns (NE-Ecke der Karte) bildet.

Die eigentlichen Eklogite sind stets feinkörnige, hellgrüne Gesteine aus Omphazit und Granat, wobei der Granatgehalt sehr stark variiert. Sie erscheinen in Schlieren, kleineren Linsen und schmalen Lagen in den Eklogitamphiboliten verstreut.

Durch die Umwandlung des Omphazites und teilweise auch des Granates in Hornblende gehen die Eklogite in Eklogitamphibolite und schliesslich in Zoisit- (und/oder Epidot)-führende Granatamphibolite über. Diese Granatamphibolite führen oft als Nebengemengteil Glaukophan (Gastaldit). Sie leiten damit über zu den

O_{gl} Granat-führenden Glaukophanschiefern und zu den **Glaukophaniten**, die die gleiche Verbreitung aufweisen, wie die eklogitischen Gesteine. Die engen Beziehungen zwischen diesen Gesteinsgruppen lassen sich am besten in den Ophiolithen der unmittelbaren Umgebung von Zermatt, ferner am oberen Theodulgletscher und in den Aufschlüssen am Längfluhgletscher (W vom Rimpfischhorn) beobachten, wo sich auch die schönsten Glauko-

phanvorkommen der Gegend finden. NE der Pfulwe [631,5/96,5] führen diese Glaukophanschiefer reichlich Chloritoid.

Eine Eigentümlichkeit der Eklogit-Glaukophanschieferserien bilden die häufig auftretenden Nester, Linsen und Lagen von silberweissem, grobblättrigem Muskowit und von limonitisch anwitterndem Karbonat (Ankerit). Sie sind besonders für die Gesteine am Strahlhorn und am Rimpfischhorn charakteristisch.

Mit den eben genannten Typen sind häufig

O_A Epidotamphibolite und Granat-Epidotamphibolite vergesellschaftet. Hier handelt es sich um relativ eisenreiche Gesteine, in welchen der sonst verbreitete Zoisit durch Epidot ersetzt wird und eine makroskopisch dunkelgrüne bis schwarze Hornblende an Stelle der heller gefärbten tritt. Auch diese Gesteine führen oft als Nebengemengteil Muskowit. Sie sind in der Regel grobkörniger als die Eklogite und Prasinite.

γ_α Flasergabbro. Metamorphe gabbroide Kerne sind im ganzen Gebiet recht häufig. Sie bilden grössere Linsen innerhalb der Amphibolite und Prasinite, in die sie ohne scharfe Grenze übergehen. Der ursprüngliche Pyroxen ist ganz uraltisiert und liegt in einer weiss bis gelblich gefärbten, flaserigen Grundmasse aus Zoisit (oder Epidot) und Albit, die durch Zerfall und Auswaschung der Plagioklas-Komponente entstanden ist. (Sehr schön zeigt der Flasergabbro von Winkelmaten SE Zermatt diese Umwandlungen, vor allem am Einschnitt der Gornergratbahn.) Nicht selten tritt bei dieser Umprägung als weitere Neubildung auch reichlich Muskowit auf, so z. B. am Gabbro W der Pfulwe [631,0/96,2]. In ursprünglich melanokraten Gabbros ist der Zoisit durch Epidot ersetzt, daneben tritt Klinochlor als einer der Hauptgemengteile auf.

Bei stärkerer Deformation gehen derartige Gesteine lagenweise durch Kornverkleinerung und zunehmende Verglimmerung in dünnblättrige, weisse bis hellgrüne Schiefer über, die aus einem feinkörnigen Gemenge von Albit, Zoisit (\pm Epidot) und aktinolithischer Hornblende bestehen. Die s-Flächen sind mit silberglänzendem Glimmer bedeckt, der fleckenweise durch Chrom intensiv grün gefärbt erscheint (Fuchsit). Siehe: Gabbrophyllonite S. 20.

Durch eine besondere Strichsignatur wurden diejenigen Zonen ausgeschieden, in denen **ophiolithogenes mit sedimentogenem Material** derart vermischt ist, dass eine Trennung im Maßstab der Karte nicht durchführbar war. Diese Mischzonen sind im Hangenden des Lichenbretter-Rifelhorn-Serpentines, ferner am Furgg-Bach (SE vom Hotel Schwarzsee) und am Rifelberg – sowie in der Ostwand von Strahlhorn und Fluchthorn (NE der Karte) sehr verbreitet. Die in den Bündnerschiefern eingelagerten Ophiolithe bilden z. T.

kompakte Bänke, z.T. aber auch nur cm-dicke, meist eklogitische Lagen, die als (metamorphe!) *Intrusionen* aufzufassen sind. Sie werden meistens von einem kalksilikatischen Kontaktsaum (mit Diopsid und Granat) begleitet. Auch VerkieSELungserscheinungen lassen sich beobachten. Im gleichen Verbands sind brecciose und konglomeratische Lagen zu beobachten. Unter den eckigen oder gerundeten Komponenten sind vorwiegend Eklogite und Kalksilikate vertreten, also gerade das Material der eben erwähnten intrusiven Lagen. Bemerkenswert ist ferner der meist hohe Silikatgehalt (Quarz, Muskowit, Epidot) der assoziierten Bündnerschiefer, die ebenfalls z.T. feinbrecciose Ausbildung zeigen. Ein Teil dieser schwer deutbaren Erscheinungen mag tektonisch bedingt sein (GÜLLER), ein ganz wesentlicher Teil aber muss mit der Bildung breccioser bis konglomeratischer Sedimente in diesem Raum in Zusammenhang stehen.

Innerhalb dieser Zone ist an verschiedenen Orten eine intensive posttektonische Albitisierung festzustellen, von der sowohl die Ophiolithe wie die Sedimente erfasst wurden. Derartige, mehr oder weniger kreisförmig begrenzte Albitisierungsbezirke sind am Furggbach (N vom oberen Theodulgletscher) und am Wege vom Gakihaupt zur Rifelalp (Dristelen [623,5/93,6]) zu beobachten. Im Zusammenhang mit der Albitisierung wurde aus den Bündnerschiefern der Kalk herausgelöst, wodurch Poren entstanden, die mit Limonit und Chlorit ausgekleidet sind. Die kavernöse Oberfläche dieser albitisierten Gesteine ist überaus charakteristisch. Derartige Bezirke zeigen auch eine auffallende Häufung von weissen Adern, die aus reinem Albit bestehen. Auch Epidot tritt hier in monomineralischen Adern auf.

O_s Serpentin. Die ausgedehnten Serpentinmassen des Breithorns, der Lichenbretter und des Rifelhorns usw. sind zum grossen Teil aus dunkelgrünem, dichtem Gestein gebildet, das gewöhnlich von zahllosen Rutschharnischen durchsetzt ist. Streckenweise ist der Serpentin auch blattdünn ausgewalzt und zerfällt in Schuppen oder in spindelförmige Körper. Auf der rostrot anwitternden Oberfläche heben sich Knoten und Schlieren von Magnetit ab. In Knauern treten Neubildungen von hellgrünem Diopsid oder braunem Titanklinohumit und Vesuvian auf. Schweizerit, Faserserpentin, Klinochlor und Talk füllen die Zerrklüfte aus, während an der Oberfläche oft Anflüge von Nickel- und Kupfersalzen zu beobachten sind.

O_k Die unter der Bezeichnung **Kalksilikatfelse** angeführten Vesuvian-, Diopsid-, Epidot- und Granatgesteine finden sich als linsenförmige Einschlüsse, und zwar fast ausschliesslich in den Randgebieten innerhalb der Serpentinmassen, z.B. am Pollux

[626,9/86,25], am Gakihaupt, am Stockknubel [630,5/92,0], am Strahlhorn und am Rimpfischhorn (Süd- und Ostwand, sowie Rimpfischwäng). Es sind dies hornfelsartige, dichte Gesteine, in deren Zerrungs-Rissen und Klüften die bekanntesten Mineralparagenesen von Zermatt mit Vesuvian, Epidot, Granat, Diopsid, Pennin, Klinochlor, Prehnit usw. auftreten. Genetisch scheinen diese Kalksilikatfelse von den exogenen Kontakten an der Grenze Serpentin – Bündnerschiefer verschieden zu sein.

O₁ Ebenfalls auf die Randzonen der Serpentinmassen sind die **Talk-Aktinolithschiefer**, **Talk-Chloritschiefer** und **Talk-Karbonatschiefer** beschränkt (Rifeltäli, zwischen Rotboden und Gakihaupt). Kleinere Serpentinmassen können vollständig in einen Talk-Strahlstein-Schiefer umgewandelt sein. Auch eine zonare Anordnung von Talk, Aktinolith (oder Tremolit), Chlorit und Phlogopit um Serpentin lässt sich gelegentlich feststellen.

O₂ Unter der Bezeichnung **Ophicalcite** verstehen wir hier ausschliesslich Serpentin-Karbonatbreccien, die zur Hauptsache aus Bruchstücken von Serpentin bestehen, die durch ein Calcit-zement verbunden sind. Es handelt sich hier um primäre Breccien, die nachintrusiv mehr oder weniger kräftig tektonisiert worden sind. Diese Ophicalcite finden sich sporadisch in den peripherischen Partien der Serpentinmassen, so am Gakihaupt, zwischen Rotboden und Gornergrat [625,7/92,5] und N Gandegg am Oberen Theodulgletscher [621,9/91,4], ferner SW Ober Moos [623,2/94,8].

O₃ **Ultrabasische Metamorphite.** Als metamorphe ultrabasische Differenziate sind die gewöhnlich nur geringmächtigen, linsenartigen Gesteinskörper aufzufassen, die regelmässig grössere Serpentin- und auch Gabbromassen randlich begleiten und als Hauptgemengteile eine eisenreiche Hornblende, Chlorit, Epidot und Granat in wechselndem Mengenverhältnis führen. Häufige Begleitmineralien sind Kupfererze, Pyrit, Rutil und Titanit.

ALTKRISTALLIN DER MONTE ROSA-TEILDECKE

Das Altkristallin umfasst einen polymetamorphen Gneis- und Schieferkomplex, in dem sich mindestens zwei Metamorphosen unterscheiden lassen. Eine ältere (vielleicht präkambrische) metamorphe Serie ist von Graniten durchbrochen worden. Die jüngere Metamorphose ist auf bestimmte Zonen beschränkt; sie hat innerhalb dieser Zonen sowohl den prägranitischen Komplex wie auch die darin eingeschlossenen Granite umgeprägt. Diese jüngere Metamorphose steht mit der alpinen Orogenese in Zusammenhang.

Alpidisch metamorpher Schieferkomplex

Dieser erreicht innerhalb der Monte Rosa-Teildecke seine grösste Ausdehnung im südlichen Saastal und im oberen Valle Anzasca, also ausserhalb Blatt Zermatt (siehe Spezialkarte I). Auf diesem ist er in den obersten Dachpartien des «Altkristallins» vertreten, so am Castor (S-Rand der Karte) und vor allem am Stockhorn-Hohtälligrat (E Gornergrat). Sporadisch finden sich jung-metamorphe Zonen aber auch auf Bewegungsflächen mitten im vorgranitisch metamorphen Kristallin, besonders häufig in der Monte Rosa-Ostwand. Sie sind auf der Karte nicht ausgeschieden worden.

P Einen wesentlichen Anteil am Aufbau des alpidisch metamorphen Schieferkomplexes haben **Glimmerschiefer**, wobei der Muskowit in der Regel gegenüber Biotit überwiegt. Granat ist ein häufiger Gemengteil, ebenso Chlorit. Selten ist Hornblende vertreten, und nur sporadisch findet man Disthen und Chloritoid.

P_{Ab} Diese Glimmerschiefer gehen z. T. in **Albit-Muskowit-** und **Albit-Muskowit-Chloritschiefer** über.

A Eine geologisch ganz unbedeutende Rolle spielen die **Amphibolite**, die als linsenförmige Körper den oben erwähnten Schiefern eingelagert sind. Sie erscheinen z.T. in Prasinitfazies, z.T. als calcitführende Zoisitamphibolite, selten als Gratatamphibolite.

Alle hier erwähnten Gesteinsarten lassen sich von Elementen der weiter unten beschriebenen, schon vorgranitisch metamorphen Serie ableiten.

Granite und Granitgneise, z.T. alpidisch umgeprägt

Es sind zwei Generationen von Graniten zu unterscheiden, die aber demselben Zyklus zugerechnet werden müssen.

GO Die **älteren Granite** bilden bald stock-, bald lagergangartige Massen; sie sind inhomogen-schlierig, mit grobem Korn und meist porphyrischer Ausbildung. Paralleltextur ist bald mehr, bald weniger deutlich. Diese Gesteine sind hauptsächlich an der Westabdachung des Monte Rosa und in der oberen Partie der Ostwand vertreten. Eine ziemlich homogene Ausbildung zeigen sie in der unmittelbaren Umgebung der Monte Rosa-Hütte (Monte Rosa-Granit) [629,0/89,65].

GO_k Die **jüngeren Granite** bilden wenig mächtige Gänge oder Lagergänge; sie zeichnen sich durch ein mittleres Korn und homogene Beschaffenheit aus. Sie sind vor allem in der Monte Rosa-Ostwand häufig.

GO_a Die Granite gehen z. T. in Gneise, z. T. auch in **flaserige Augengneise** über. Der Gneischarakter ist teilweise primär bedingt, z. T. aber auch durch postkristalline Deformation aufzungen oder verstärkt worden.

a, pg Im oberen Teil der Ostwand, am ganzen Liskamm und hauptsächlich am Südwestgrat der Dufourspitze sind die Granite von zahlreichen **Aplit-** und **Pegmatitgängen** begleitet, welche die umgebenden Hüllgesteine nach allen Richtungen durchbrechen. Es handelt sich um Muskowitaplite und Turmalin-Muskowitpegmatite, die gelegentlich auch Granat führen. Gewöhnlich sind diese Gänge nachkristallin parallel zum Salband verschiefert worden.

GO_T Auf einzelnen, alpidisch stark durchbewegten Zonen sind die granitischen und aplitischen Gesteine in **Albit-führende Tektonite** und in Muskowit-(Phengit)-Albitgneise umgewandelt worden, so vor allem am Stockhorn-Hohtälligrat (z. B. [629,0/92,8]).

GO_s Seltener ist die Umprägung in **grobflaserige, silberglänzende Muskowitschiefer** zu beobachten, so z. B. E P. 3696 im Grenzglatscher [631,5/87,3] und vor allem am Ostgrat des Jägerhorns [634,25/89]. Diese Gesteine führen häufig in grünlichen Nestern von Klinochlor makroskopisch nicht erkennbaren Disthen. Ob ähnliche, aber Chloritoid- und Disthen-führende Muskowitschiefer ebenfalls aus granitischem Material hervorgehen, liess sich bis jetzt nicht sicher nachweisen.

Vorgranitisch metamorpher Gneis- und Schieferkomplex

G Diese Serie umfasst die ältesten, auf Blatt Zermatt überhaupt auftretenden Gesteine, die schon vor der «mise en place» der Granite in der gegenwärtigen Ausbildung vorlagen. Vorherrschend sind hier **Alumosilikatgneise**, hauptsächlich **Granat-führende Sillimanit-Biotitgneise** oder Sillimanit-Kalifeldspat-Biotitgneise. Selten sind Lagen von Biotit-Andesingneisen.

Vor allem an der Basis der Monte Rosa-Ostwand zeigen diese Gneise eine wirre Kleinfältelung, die von pegmatitischen Adern und Nestern teils mitgemacht, teils durchbrochen wird.

In einer anderen metamorphen Fazies erscheinen die Alumosilikatgesteine am Liskamm und am Nordend, N der Dufourspitze, wo sie als feinkörnige Granat-Muskowit-(Sericit)-schiefer ausgebildet sind. Analoge Gesteine nordöstlich der Alp Pedriola [637,1/89,3] zeigen überdies im Mikroskop noch Disthen. Diese Gesteine sind als Diaphthorite der oben erwähnten Sillimanit-Biotitgneise aufzufassen. Sie liegen auf vorgranitisch durchbewegten Zonen.

Die feinkörnigen Bändergneise zeigen einen Wechsel von dunkeln, glimmerreichen Lagen (Muskowit und Biotit, \pm Granat) mit hellen, glimmerarmen, quarz- und zuweilen auch albitreichen Lagen. Ihre Zuordnung zur alten vorgranitischen Schieferserie ist nicht durchwegs sicher. Auf Blatt Zermatt treten diese Gesteine nur sporadisch und in geringer Mächtigkeit auf, so dass sie auf der Karte nicht ausgeschieden wurden.

H Biotit-Andesinhornfels. Im allgemeinen sind die Aluminosilikatgneise durch die eindringenden Granite kaum merkbar verändert worden. Eine Ausnahme findet sich in der Monte Rosa-Ostwand, am Ghiacciaio del Piccolo Fillar [634,5/89,6], wo ein echter Andesin-Biotithornfels entstand, der nachträglich noch von Granit- und Pegmatitgängen durchsetzt wurde. An einzelnen Granitapophysen dieses Kontaktes sind infolge Stoffaufnahme alle Übergänge vom Hornfels über biotitreiche, «dioritische» Zwischenglieder zum Granit zu beobachten.

SCHUPPENZONE DES STOCKKNUBEL

[630,5/92,1]

Einen sehr verwickelten Aufbau zeigt die Schuppenzone des Stockknubel. Sie ist z. T. aus sicher mesozoischen Elementen und aus Altkristallin aufgebaut, enthält daneben aber auch Glieder, deren Zuordnung offen bleiben muss.

Sicher mesozoisch ist ein kleines Schuppenpaket von **Tafelquarziten und Dolomit-Marmoren**, das an der Basis des Stockhornkristallins ansteht (**t**) [630,3/92,35]. Zur Trias sind wahrscheinlich auch die **Marmore (m)** zu rechnen, die lagenweise von **Grüngesteinen** durchsetzt sind. Vermutlich sind auch die **Serpentine (se)** mesozoisch. Diese treten in zwei Zügen auf, nämlich einerseits in Form schmaler Linsen an der tektonischen Grenze zum Altkristallin des Stockhorns, andererseits am Stockknubel selbst.

Ganz unsicher ist die Zuordnung der **Kalkglimmerschiefer** und der mit ihnen verbundenen **Karbonat-führenden Muskowitquarzite (sq)**, die in ihrer lithologischen Ausbildung an gewisse Bündnerschiefer erinnern. Ebenso bleibt es offen, ob der mit ihnen assoziierte Muskowit-führende **Albitgneis (Gst)** zum Altkristallin oder zum Mesozoikum zu stellen ist.

P_{st} Der grösste Teil der Schuppenzone besteht aus einer Wechsellagerung von **Amphiboliten mit Granatglimmerschiefern und Albitgneisen**, die sicher zum Altkristallin zu rechnen sind.

Gelegentlich finden sich auch Einlagerungen von Quarziten und Marmoren. Die Amphibolite (Zoisit- und Granatamphibolite, sowie Hornblende-Prasinite) treten z. T. in zusammenhängenden Bänken auf, meist aber als Linsen und Bänder; sie sind stark deformiert (Boudinage!) und mit dem Nebengestein verfaltet. Im Vergleich zu den mesozoischen Ophiolithen fallen sie durch gleichmässigeres Korn und homogenere Zusammensetzung auf.

Ein auffallendes Glied dieser Serie sind weisse Albitgneise, die wenigstens z. T. durch Albitisierung porphyrischer Aplite entstanden sind.

Dieser eigentümliche Verband findet sich auf Blatt Zermatt nur in der Stockknubelzone. Analogen Serien begegnet man aber ausserhalb unseres Kartengebietes am Südrand des Monte Rosa-Kristallins, zwischen Gressoney und dem oberen Val Sesia, sowie vor allem im obern Saas-Tal in der «Furggzone» zwischen der Zunge des Allalingletschers und dem oberen Val Bognanco (siehe Spezialkarte I). Hier bildet diese Zone den Kontakt zwischen der Monte Rosa- und der Bernhard-Teildecke. Die Schuppenzone des Stockknubel muss wahrscheinlich als isoliertes Fragment einer alten Umhüllung der Monte Rosa-Teildecke aufgefasst werden.

DENT BLANCHE-DECKE

Arolla-Serie

Im kleinen Ausschnitt an der NW-Ecke unseres Kartenblattes ist die Dent Blanche-Decke ausschliesslich vertreten durch Gesteine der sogenannten Arolla-Serie.

GO' Epigranite und Epigranitgneise, Augengneise, Injektionsgneise. Es handelt sich zum grossen Teil um epimetamorphe Granitgneise und Augengneise sowie um Injektionsgneise. Die Gipfelpartie des Unteren Gabelhorns ist aus Hornblende-führenden Quarzdioriten aufgebaut. Typisch für die metamorphen Gesteine ist die Bildung von Epidot, der oft in hellgrünen Lagen und Schlieren konzentriert ist, sowie die Entwicklung von Chlorit, von Phenit und Albit.

Ph_{yz} Gabbrophyllonite. Im oberen Teil der Felsen an der Zunge des Gabelhornletschers [621,0/98,0] ist ein von Aplitgängen durchsetzter Gabbro anstehend. Im übrigen findet man gabbroides Gestein nur noch in Relikten innerhalb einer sonst völlig phyllonitisierten Zone, die in den Südhängen des Untern Gabelhorns ein weithin sichtbares weisses Band bildet. Die gleichen Gesteine sind östlich davon, am Hühnerknubel aufgeschlossen. Der Gabbro ist

hier zu einem dünnblättrigen, weissen bis hellgrünen Schiefer ausgewalzt worden, dessen s-Flächen mit Muskowit (oder Sericit) und Fuchsit bedeckt sind. Im Mikroskop lassen sich als weitere Hauptgemengteile noch Albit und Zoisit feststellen. Diese Gabbrophyllonite zeigen damit die gleiche Zusammensetzung wie die S. 14 erwähnten Metamorphite mesozoischer Gabbros.

ZUR TEKTONIK DER UMGEBUNG VON ZERMATT

Über die tektonischen Verhältnisse des Kartengebietes Zermatt orientieren – wie schon früher bemerkt – die Spezialkarten I und II, rechts am Kartenrand, im besondern aber sei auf die diesem Heft beigelegte Profiltafel (Tafel I) verwiesen. Diese Tafel zeigt zunächst ein «Tektonisches Übersichtsprofil der Penninischen Decken, anschliessend an das Kartengebiet Zermatt», während Profil 1 und 2 detaillierte Querschnitte durch Blatt Zermatt darstellen, deren Trassen aus Spezialkarte II ersichtlich sind. Im Übersichtsprofil ist angegeben, welcher Ausschnitt im Profil 2 zur Darstellung gelangt.

Profil 1 quert von WNW nach ESE den nordöstlichen Teil der Karte, vom Oberrothorn zum Adlerhorn und zu dem zum Saastal abfliessenden Schwarzberggletscher.

Profil 2 durchschneidet diagonal das ganze Kartengebiet, vom Unter Gabelhorn im NW bis zur Capanna Resegotti am Ostgrat des Monte Rosa.

Aus diesen Darstellungen ergibt sich, dass – wie schon in der Einleitung erwähnt – am Aufbau von Blatt Zermatt drei grosse tektonische Einheiten beteiligt sind.

Die südöstliche Blatthälfte bis zum Findelngletscher wird ganz vom Altkristallin der Monte Rosa-Teildecke eingenommen. Vom Kristallin der höherliegenden Dent Blanche-Decke, zu welcher der ganze Kranz der Viertausender vom Matterhorn bis zum Weisshorn gehört, reicht nur ein kleiner Ausschnitt in die NW-Ecke des Blattes hinein. Den grössten Teil von Blatt Zermatt nehmen die mesozoischen Gesteine der Zone Zermatt – Saas-Fee ein und unter ihnen hauptsächlich die Ophiolithe, die am Breithorn, am Strahlhorn und am Rimpfischhorn sogar die 4000 m-Grenze überschreiten. Zusammen mit den darüber liegenden Schuppenzonen von Zermatt bilden diese Ophiolithe die Ausläufer der Grüngesteinszone der Val d'Aosta, die überall im Wallis und Piemont zwischen die Monte Rosa-Bernhard-Decke und die Dent Blanche-Decke eingeschoben ist. Es handelt sich hier um ein komplex gebautes synklinales Element, dessen Aufbau in der Umgebung von Zermatt sehr klar erkennbar ist.

Die Basis der Ophiolithzone von Zermatt–Saas-Fee wird durch die mächtige Trias des Gornergrates gebildet, die auf Spezialkarte II als Gornergrat-Zone bezeichnet ist. Ihre östliche Fortsetzung ist am Schwarzberg-Weisstor zu suchen, von wo sie sich bis Saas-Fee verfolgen lässt, immer den oberen Rand des Kristallins der Monte Rosa-Bernhard-Decke bildend (siehe Spezialkarte I und II). Die Gornergrat-Zone ist in sich und auch mit ihrer Unterlage stark verschuppt und verfaltet. Eine grössere Komplikation zeigt sich am Stockhorn-Hohtälligrat, indem das Altkristallin des Stockhorns nicht nur von Trias überlagert, sondern (am Stockknubel) auch von Trias unterlagert wird. Diese Verhältnisse sind als Rückfalte der Monte Rosa-Teildecke gedeutet worden (GÜLLER und STAUB), und diese Auffassung ist auch im Profil 2 zur Darstellung gelangt. Bei der gegenwärtigen Vergletscherung kann dies jedoch nur als eine von mehreren möglichen Deutungen betrachtet werden.

Im Hangenden der mächtigen Ophiolithzone von Zermatt–Saas-Fee folgen die Schuppenzonen von Zermatt. Ihre Unterlage bildet wiederum ein Triaszug, der sich vom Theodulhorn (vielleicht auch von der Testa Grigia, SW-Ecke der Karte) über das Hirli [620,1/93,2] (Hörnli der Siegfriedkarte) bis zum Zmuttgletscher (ausserhalb der Karte) verfolgen lässt. Sehr schön aufgeschlossen ist dieses Band von Tafelquarziten und hellen Marmoren am Wege von Zermatt NW-wärts nach Trift, an der ersten Brücke über den Triftbach. Hier ist auch die mehrfache Verschuppung der Quarzite und Marmore erkennbar. Von hier weg lässt sich diese Trias talauswärts bis Egge, an der Strasse etwas unterhalb Zermatt, und talaufwärts bis N Zmutt durchziehen, immer der Basis der Steilabstürze von Höhbalmen und Schweifinen entlang. Der gleiche Gesteinszug taucht dann noch einmal am Fusse des Unterrothorns auf, von wo er über Roter Bodmen [628,5/96,5] die Wasserscheide E vom Oberrothorn und schliesslich das Täschthal erreicht.

Zu dieser Unteren Zermatter Schuppenzone oder «Hörnlizone» (STAUB) sind auch die Bündnerschiefer des Unter- und Oberrothorns zu rechnen. Westlich der Visp bildet sie zusammen mit einem mächtigen Ophiolithband die Steilwände von Höhbalmen und Schweifinen.

Die so umschriebene Untere Zermatter Schuppenzone ist selber noch durch interne Verschuppung und Verfaltung kompliziert. Das zeigen die Triasschuppen am Gipfel des Unterrothorns und vor allem das Triasband W Alterhaupt [622,85/96,6], das sich mit Unterbrüchen von Balmen (N Zermatt) bis Bodmen [620,6/95,5] durchziehen lässt und damit die Untere Zermatter Schuppenzone nochmals zweiteilt.

Unmittelbar über der Hörnlizone erscheinen am oberen Kühberg [623,0/97,8] zwei helle Quarzit- und Marmorzüge. Der obere Zug endet gegen W am Triftwäng in einer Falte, während der untere wenig östlich vom Hotel Trift im Schutt verschwindet. Im selben Niveau, aber ohne sichtbare Verbindung damit, bemerkt man im Süden, auf Höhbalmen, ein mächtiges und mehrfach gefaltetes Triasband, bestehend hauptsächlich aus Dolomit, aus Kalkmarmoren und vereinzelt Quarziten. Mit diesen Triaszügen sind teils kalkige, vorherrschend aber schwarze, tonige Schiefer und spärlich auch Prasinite vergesellschaftet; sie bilden zusammen das unterste Glied der Oberen Zermatter Schuppenzone, das nach N und W über das Kartenblatt hinaus verfolgt werden kann und von E. ARGAND unter dem Namen «Würmlizug» in die geologische Literatur eingeführt worden ist.

Diese Zone wird von einer geringmächtigen Schuppe überlagert, deren stark reduzierte Trias nur in zwei Aufschlüssen auf der Triftfluh (W Trift) erscheint [621,6/97,25 und 621,6/97,4]. Am Höhbalmen und Hühnerknubel fehlt diese Trias, und es bleibt ganz unbestimmt, was hier dieser obersten Schuppe zuzuordnen ist.

Vergleicht man die einzelnen Glieder der Schuppenzone von Zermatt miteinander, so fällt eine fast gesetzmässige Reduktion ihrer Mächtigkeit von unten nach oben auf. Sie ist durch einen mehr oder weniger gleichmässigen Schwund aller beteiligten stratigraphischen Horizonte, mit Einschluss der Ophiolithe, gekennzeichnet. Die Entscheidung darüber, wieweit diese Reduktion primär stratigraphisch oder tektonisch bedingt ist, dürfte schwierig sein. Es kann beides mitgewirkt haben. Für eine Änderung der Sedimentationsverhältnisse spricht, dass parallel mit der Abnahme der Mächtigkeit im Bündnerschieferanteil der einzelnen Schuppenzonen nach oben hin die Kalkkomponente gegenüber der tonigen immer mehr zurücktritt.

Gegenüber der Zone von Zermatt-Saas-Fee macht sich auch eine Änderung in der Zusammensetzung der Ophiolithserien bemerkbar, indem gewisse Typen, die in dieser Zone eine grosse Bedeutung erlangen, wie z. B. die eklogitischen und die Glaukophanführenden Gesteine, in den höheren Zermatter Schuppenzonen vollständig fehlen und andere, wie die Serpentine und die gabroiden Gesteine, verglichen mit den Prasiniten sehr stark zurücktreten.

Im ganzen Kessel von Trift, wie auch N und S davon, wird die obere Zermatter Schuppenzone vom Kristallin der Dent Blanche-Decke überlagert. Der Kontakt wird durch eine Überschiebungsfläche ersten Ranges gebildet, deren Gegenwart nicht nur an der häufigen Verschuppung mit Elementen der Unterlage,

sondern vor allem auch an der intensiven Tektonisierung der Gesteinsserien erkannt werden kann. Verschuppungen sind am Hühnerknubel und N davon zu beobachten. Die Tektonisierung ergriff sowohl das Mesozoikum, wie auch in besonders starkem Masse das dafür sehr empfindliche Dent Blanche-Kristallin. Eine radikale epimetamorphe Umprägung erfasste an manchen Orten Gesteinsserien von mehreren hundert Metern Mächtigkeit. Bei analoger Zusammensetzung des Ausgangsmaterials beidseits der Überschiebungsfläche führte die Umprägung zu gleichartigen Metamorphiten. So gerieten sowohl gabbroide Gesteine der mesozoischen Ophiolithe, wie auch die besonders häufigen Gabbros der Dent Blanche-Decke in den Tektonisierungsbereich der Überschiebung und wurden in Albit-Muskowit-(Sericit)-Zoisit-Phyllonite und Fuchsit-führende Schiefer umgewandelt. Aus gewissen Injektionsgneisen der Dent Blanche-Serie entstanden ferner Albit-Chloritschiefer, die von mesozoischen Prasiniten nur schwer zu unterscheiden sind. Derartige Konvergenzen können die genauere Festlegung der Überschiebungsfläche wesentlich erschweren.

Nach Abschluss der grossen Überschiebungen, die die heutige Tektonik bestimmten, erfolgten entlang steilen Bruchflächen noch kleinere Störungen, durch welche Teile der Überschiebungsmassen gegeneinander verstellt wurden. Auf der Karte sind nur die wichtigsten dieser jungen Bruchflächen angegeben worden, die, wie jene N und S vom Höbalmstafel [622,4/96,5], auch morphologisch hervortreten. Vermutlich sind diese Brüche viel häufiger, als die Karte erkennen lässt, doch entziehen sie sich infolge der ausgedehnten Bedeckung durch Moräne und Eis der Beobachtung. Über das Alter dieser Brüche können keine genaueren Angaben gemacht werden.

BEMERKUNGEN ZUR ALPIDISCHEN METAMORPHOSE

Wie sich schon aus der petrographischen Beschreibung ergibt, haben weitaus die meisten Gesteine eine Metamorphose erfahren, d. h. sie präsentieren sich mit einem gegenüber dem ursprünglichen Zustand veränderten Gefüge und Mineralbestand. Soweit diese Umprägung die mesozoischen Gesteine betrifft, ist sie ausschliesslich mit der alpidischen Orogenese in Beziehung zu bringen; im Altkristallin der Monte Rosa-Teildecke (und auch der Dent Blanche-Decke) aber müssen noch ältere Metamorphosen berücksichtigt werden. (Siehe dazu S. 16.)

Die folgenden Bemerkungen berühren nur die Metamorphose innerhalb der mesozoischen Elemente – also nur die alpidische, wobei auch hier noch insofern eine Einschränkung gemacht wird,

als alle früher schon erwähnten Erscheinungen endogener und exogener Kontaktmetamorphose, die mit der Intrusion der Ophiolithe in Zusammenhang stehen, ausser Betracht gelassen werden.

Bezüglich der «Regionalmetamorphose» im Gebiete von Zermatt ist zunächst festzuhalten, dass die Gesteine im Gross- und Kleinbereich überall die Spuren mehr oder weniger starker Durchbewegung erkennen lassen. Erstarrungsstrukturen sind deshalb teilweise oder ganz zerstört worden, im Gegensatz zu anderen Teilen der penninischen Zone. Die Durchbewegung des Materials wurde von Kristallisationsvorgängen z.T. begleitet, zum grossen Teil aber überholt, so dass das neue Gefüge sowohl para- wie postkinematischen Charakter besitzt.

Schon aus diesem allgemeinen Verhältnis von Kristallisation und Bewegung ergibt sich, dass eine statische, vor- oder früh-orogene Metamorphose für unser Gebiet nicht in Frage kommt. Der wichtigste Teil der Metamorphose, die Um- und Neukristallisation, dürfte seinen Höhepunkt sogar erst nach Abschluss der grossen Bewegungen erreicht haben, womit zugleich gesagt ist, dass wir diese Metamorphose auch nicht als reine Dynamometamorphose betrachten können.

Ein Vergleich der mesozoischen Serien, speziell der so empfindlichen Ophiolithe, zeigt, dass grosse Unterschiede in der Metamorphose vorhanden sind und dass chemisch verwandte Gesteine sich in ganz verschiedener Mineralfazies präsentieren. Dabei kann man schon aus der Karte ablesen, dass gewisse Typen auf ganz bestimmte tektonische Einheiten beschränkt sind. So finden sich z. B. Eklogite und Glaukophanschiefer fast nur in der Zone von Zermatt–Saas-Fee, während sie in der Oberen Zermatter Schuppenzone fehlen. Hier sind die Ophiolithe fast ausschliesslich durch Prasinite vertreten. Diese sind auch in der Zone von Zermatt–Saas-Fee sehr verbreitet – erweisen sich hier aber stets als die jüngsten Produkte der Metamorphose. So gehen in dieser Zone die Eklogite, Granat-amphibolite und Glaukophanschiefer vielerorts in Prasinite über. Dabei sind schon die reliktierten Eklogitkerne als kristalline Schiefer aufzufassen. Sie zeigen stets kräftige Katalase, so dass zwischen der eklogitischen und der jüngeren Glaukophanschiefer- und Prasinit-Fazies eine Bewegungsphase angenommen werden muss.

Es besteht also ein deutlicher Unterschied in der Geschichte der Ophiolithe der verschiedenen Ophiolith-führenden Zonen. In der Metamorphose der unteren Serien zeichnen sich mindestens zwei Bewegungsphasen ab, während in den oberen Schuppenzonen nur die jüngere dieser beiden zum Ausdruck gelangt.

Schwieriger ist die Frage nach den Bedingungen zu beantworten, die das eine Mal zur Eklogit-, das andere Mal zur Glaukophan-

und Prasinitfazies führten. Wahrscheinlich spielten starke Druckfelder im Zusammenhang mit frühen orogenetischen Bewegungen für die Bildung der Eklogite eine wesentliche Rolle. Ob dabei auch eine Erhöhung der Temperatur mitwirkte, lässt sich nicht mehr entscheiden. Die erforderliche Wärmezufuhr während der Durchbewegung würde sich von anderen Ophiolithintrusionen herleiten lassen, z.B. von den Serpentinmassen. Doch sind das nur Vermutungen, da wir weder etwas Bestimmtes über die Intrusionsfolge der verschiedenen Ophiolithe noch über das Verhältnis von Intrusion und Bewegung auszusagen vermögen.

Metamorphe Differentiation

Die differentielle Durchbewegung, verbunden mit Kristallisationsvorgängen, hat vielfach zu einer Separation der Gemengteile innerhalb einer ursprünglich homogenen Gesteinsmasse geführt. Hier seien als Beispiel nur die Prasinite erwähnt, bei welchen oft schon makroskopisch eine lagenweise Sonderung der Gemengteile (Hornblende, Epidot, Albit) beobachtet werden kann. Dadurch entsteht in diesen Gesteinen eine manchmal auffallende, feine Pseudoschieferung. Auf ähnliche Vorgänge ist auch die lagenweise Anreicherung von weissem Glimmer zurückzuführen, die ebenfalls in gewissen prasinitischen Gesteinstypen festgestellt werden kann und häufig in eklogitischen und Glaukophan-führenden Serien auftritt.

Konkretionäre und sekretionäre monomineralische Bildungen von verschiedenster Grösse und Form sind in den Ophiolithen sehr verbreitet. Die häufigsten führen: Zoisit oder Epidot, Albit, Chlorit, Aktinolith und Karbonat.

Metasomatose

Im Zusammenhang mit der Metamorphose trat an der Kontaktfläche zweier Gesteine häufig ein Stoffaustausch ein, der allerdings selten über den Bereich weniger cm hinausging. Grössere Ausdehnung (mehrere dm) kann der Stoffaustausch manchmal zwischen einer Serpentinlinse und ihrem ophiolithischen Nebengestein (Prasinit) erreichen. Hier ist der Serpentin kern von einem Talk-Karbonatsaum und ein oder mehreren Strahlsteinlagen umgeben, während an der Grenze zum Prasinit Chlorit- und Phlogopit-reiche Lagen auftreten können.

Weitaus grösseren Umfang erreichen die spät- bis postkinematischen Albitisierungserscheinungen, von welchen innerhalb der Ophiolithserie die S. 15 schon erwähnte Albitisierung eines Bündnerschiefer-Grüngesteinskomplexes besonders bemerkenswert ist.

LITERATURVERZEICHNIS

- ARGAND, E. (1909): *L'exploration géologique des Alpes Pennines centrales*. Bull. Soc. Vaud. Sc. nat. 45, No. 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. (1939): *Über den Zusammenhang von Monte Rosa- und Bernhard-Decke*. Eclogae geol. Helv. 32.
- BEARTH, P. (1948): *Über Albitisierung im Altkristallin des Monte Rosa*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 28, 140–145.
- BEARTH, P. (1952a): *Geologie und Petrographie des Monte Rosa*. Beitr. Geol. Karte Schweiz. [N. F.], 96. Lfg.
- BEARTH, P. (1952b): *Über das Verhältnis von Metamorphose und Tektonik in der penninischen Zone der Alpen*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 32, 338–347.
- 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 1938.)
- LUGEON, M. (1903): *Les grandes nappes de recouvrement des Alpes suisses*. C. R. Congr. géol. intern. (Vienne.)
- 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.

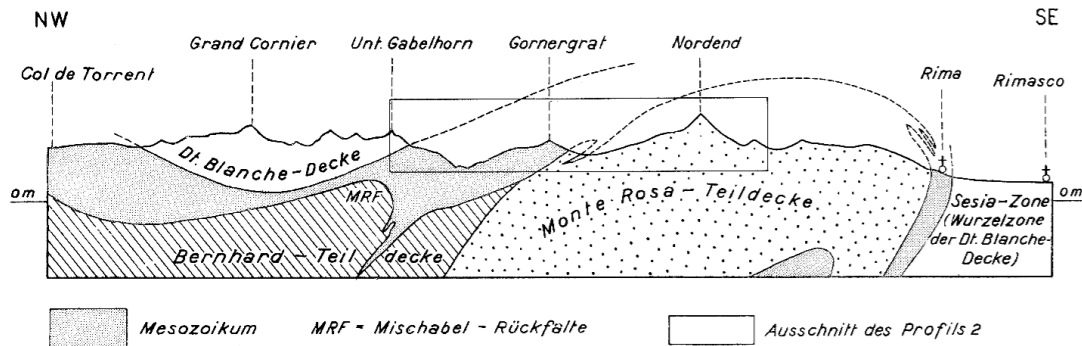
Geologische Karten und Profile

- 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).
- GEOLOGISCHE KOMMISSION DER SCHWEIZ. NATURF. GES.: *Geologische Karte der Schweiz*, 1:500000, 2. Auflage (1911).
- GEOLOGISCHE KOMMISSION DER SCHWEIZ. NATURF. GES.: *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).
- MATTIROLLO, E., NOVARESE, V., FRANCHI, S., und STELLA, A.: *Carta geologica d'Italia*, 1:100000, Fo. Monte Rosa, Fo. Aosta.
- MATTIROLLO, E., NOVARESE, V., FRANCHI, S., und STELLA, A.: *Carta geologica delle Alpi Occidentali*. 1:400000. Ufficio Geol. d'Italia (Roma 1908).

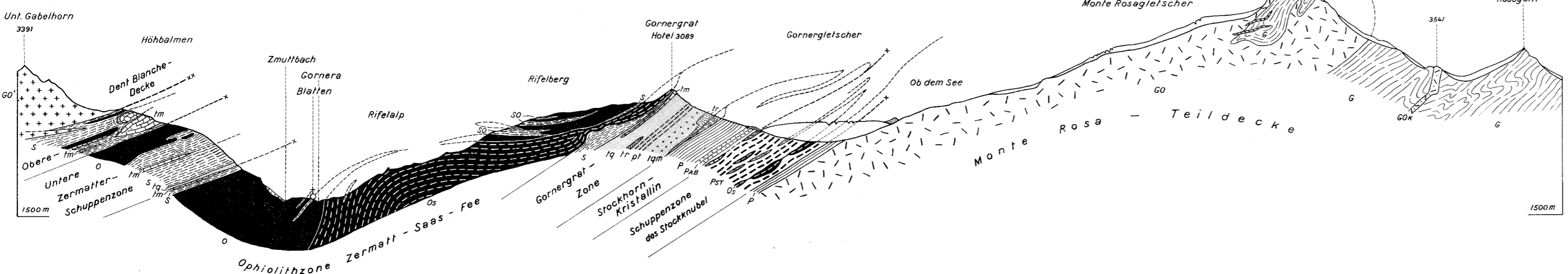
Tektonisches Übersichtsprofil der Penninischen Decken

anschliessend an das Kartengebiet Zermatt

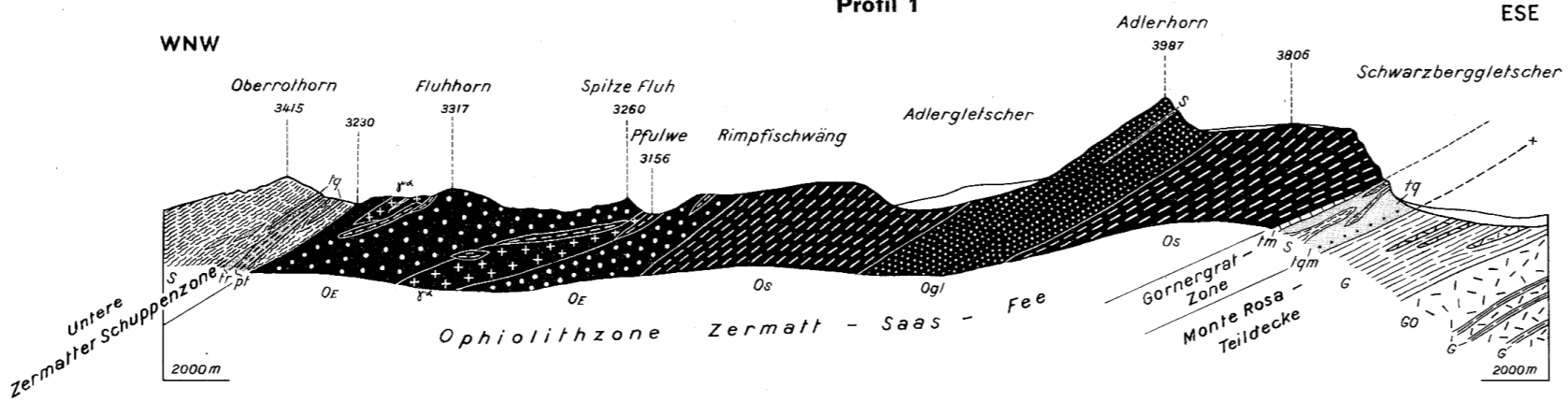
1:400 000



Profil 2



Profil 1



Geologische Profile durch das Gebiet von Blatt Zermatt

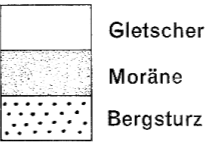
von

P. BEARTH

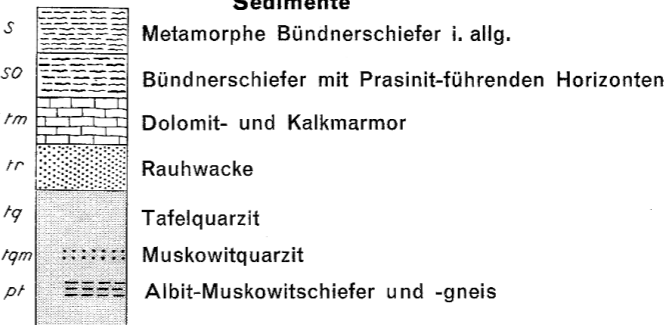
Masstab 1:50 000



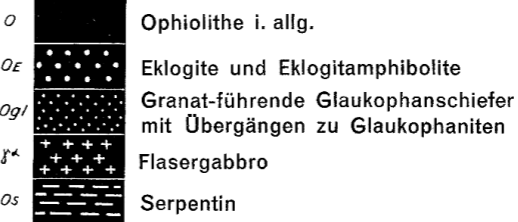
Quartär



Penninisches Mesozoikum Sedimente

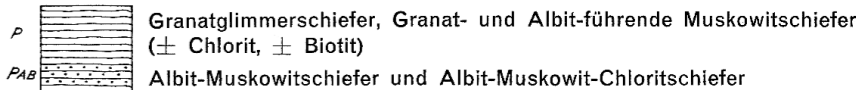


Ophiolithe

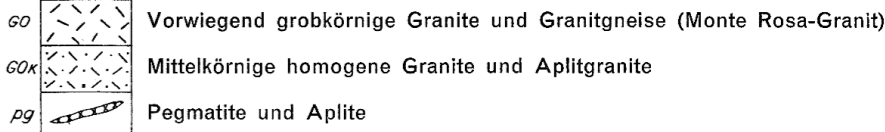


Altkristallin der Monte Rosa-Teildecke

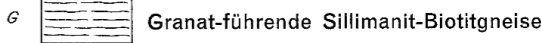
Alpidisch metamorpher Schieferkomplex



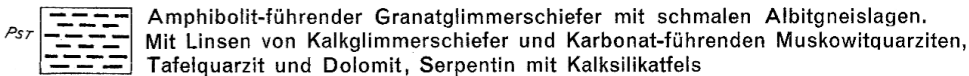
Granite und Granitgneise, zum grössten Teil alpidisch umgeprägt



Vorgranitisch metamorpher Gneis- und Schieferkomplex



Schuppenzone des Stockknubel



Dent Blanche-Decke (Arolla-Serie)

