

Die Ophiolith-Decke von Saas-Zermatt

Objektyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **40 (1947)**

Heft 1

PDF erstellt am: **22.05.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Parakristallinseries durchziehen und mit diesen konkordant gegen Nordwesten abtauchen. In der genannten Ostflanke zwischen Nordend und Schwarzberg-Weisstor streichen sie daher durch die obere Partie dieser Wand, wobei sie nach Norden langsam absinken. In dieser obersten Wandpartie lassen sich mindestens zwei durchgehende Orthogneiszüge erkennen, die in der Gegend vom Jägerhorn, vom Fillarhorn und der Cima di Jazzi den Grenzgrat erreichen. Nach Westen streichen sie flach unter der obersten Firnmulde des Gornergletschers durch, beteiligen sich am Aufbau der tieferen Partien des Nordendes und treten in der Plattje als mehr oder weniger isoklinal streichende Platten an den Tag.

Die Granitblöcke in der rechten Seitenmoräne des Gornergletschers stammen somit vom italienisch-schweizerischen Grenzgrat in der Gegend der Cima di Jazzi und des Fillarhornes. Im Nordosten schneiden die Züge den Grenzgrat wiederum in der Gegend des Rothorns und des Faderhorns zwischen Schwarzberg-Weisstor und dem Monte Moro-Pass, von wo sie gegen Norden die den Schwarzberggletscher begrenzenden Erhebungen von Seewinen zum grossen Teil aufbauen.

Welchen Verlauf die Züge weiter im Süden nehmen, ob und wie sie untereinander verbunden sind, ist zur Zeit noch nicht genügend abgeklärt und geht auch aus der CARTA GEOLOGICA D'ITALIA (Kartenverz. Nr. 9) nicht hervor, da diese in dem genannten Gebiet leider etwas zu schematisch ist. Soweit wir sie aber verfolgen konnten, scheinen sie stets konkordant in den Gneisen zu verlaufen.

Dies bekräftigt die Ansicht, die bereits 1942 von BEARTH (Lit. 16) geäussert und neuestens (Lit. 17) weiter ausgeführt wurde, wonach diese Granite nicht als herzynische Stöcke aufzufassen sind, sondern vielleicht jüngere, alpidisch in die Paraschiefer eingedrungene Intrusivmassen darstellen. Sie haben diese Schiefermassen aber nicht wahllos in beliebiger Richtung durchdrungen wie die noch jüngeren Aplit- und Pegmatitgänge, sondern sie drängen auf Schwächezonen vor, die durch die alpine Bewegung bereits vorgebildet waren und konnten sich auf diesen lagergangartig ausbreiten. Diese Schwächezonen aber sind ihrerseits wieder bedingt durch primäre Translationsflächen, wie wir solche im vorigen bereits kennengelernt haben. Diese Flächen reichen weit nach Süden, vielleicht bis in die Wurzelregion der Decke zurück.

III. Die Ophiolith-Decke von Saas-Zermatt.

Wenn im vorliegenden von allem Anfang an von einer Ophiolith-Decke gesprochen wurde, so geschah dies in der bestimmten Absicht, mit dieser Bezeichnung den eigentlichen tektonischen Charakter dieses Gesteinskomplexes hervorzuheben. Es handelt sich um die mächtige Zone ophiolithischer Gesteine, die aus der Gegend von Châtillon im Aostatal durch das Val Tournanche und das Val de Challant bis in den Talkessel von Zermatt zieht und gegen NE im Saastal axial in die Luft ausstreicht. Wie wir in den folgenden Ausführungen sehen werden, zeigt diese Zone, wenigstens soweit sie auf Schweizer Gebiet liegt, durchaus die Merkmale einer selbständigen Decke, als welche sie bereits STAUB (Lit. 113) erkannt und durch weite Teile der Westalpen verfolgt hat. Es handelt sich um kristalline Gesteine, die, in sich weitgehend gegliedert, als selbständige Einheit in den alpinen Körper eingebaut sind.

A. DIE SCHIEFERZÜGE DER OPHIOLITH-DECKE.

Dass die Grüngesteinszone von Zermatt-Châtillon nicht homogen struiert ist, geht bereits aus der Dent Blanche-Karte von ARGAND, ja sogar schon aus den

alten Aufnahmen von GERLACH (Kartenverzeichnis Nr. 5) mit aller Deutlichkeit hervor. Schon in der kleinen Partie der Zone, die auf der erstgenannten Karte abgebildet ist, sind die Serpentinmassen von den übrigen Grüngesteinen getrennt. Auch die tektonische Inhomogenität lässt sich dort aus den eingetragenen Kalkschieferzügen erkennen. Im folgenden soll versucht werden, diese Schieferzüge in ihrem Verlauf gegen Osten zu verfolgen und dadurch die innere Gliederung der ganzen Grüngesteinszone darzulegen.

1. Die Schieferzüge in ihrer lithologischen Ausbildung.

Die lithologisch-petrographische Ausbildung der die Grünschiefermassen durchziehenden Kalkschiefer ist sehr uneinheitlich. Im wesentlichen sind es dieselben Typen, wie sie in den Kalkschiefermassen der Zermatter Schuppenzone oder in der Randzone des Monte Rosa-Kristallins zu finden sind. Während sie dort Mächtigkeiten von oft mehreren hundert Metern einnehmen, sind sie in der Grünschiefer-Decke meist nur wenige Meter mächtig. Charakteristisch aber ist, dass hier das Gestein in ein und demselben Zug seinen Charakter im allgemeinen beibehält, während in der Zermatter Schuppenzone die einzelnen Typen ineinander übergehen können.

Im wesentlichen lassen sich die Kalkschiefer nach ihrer Zusammensetzung in folgende drei Gruppen einteilen:

1. kalkreiche Schiefer.
2. kalkig-sandige Schiefer.
3. glimmer- und quarzreiche Schiefer.

Innerhalb dieser drei Gruppen treten aber wiederum stark voneinander abweichende Typen auf, wie dies im folgenden erläutert werden soll.

a) Die kalkreichen Schiefer.

Diese Gruppe zeichnet sich durch einen stets hohen Gehalt an Kalzit aus. Die übrigen Gemengteile, Quarz, heller Glimmer und Chlorit, treten mengenmässig zurück. Im Handstück erscheint der Kalk entweder nahezu dicht oder deutlich kristallinisch, wobei die Körner bis zu 2 mm Grösse anwachsen können. Es finden sich Übergänge von schiefrigen Typen bis zu völlig massigen, richtungslosen Marmoren. Die Farbe ist meist grau in verschiedenen Tönen, bisweilen grünlichgrauweiss gesprenkelt, je nach der Art und Menge der Begleitminerale. Die Reaktion mit $\frac{1}{10}$ n HCl ist kräftig. Einige Beispiele mögen dies illustrieren.

Granatführender Kalkschiefer. Das Gestein weist im frischen Bruch eine dunkelbraune bis graue Farbe auf, die von dem dichten, stellenweise schwach gelblich gefärbten Kalk herrührt. An den Verwitterungsflächen tritt diese Gelbfärbung stärker hervor. Die zahlreich vorhandenen Serizitschüppchen zeigen deutliche Parallellagerung und verleihen dem Gestein dadurch eine schwache Schieferung. Trotzdem ist es kompakt und zeigt keinerlei Tendenz zu Aufblätterung. Neben dem Serizit finden sich ziemlich häufig dunkelbraune, meist undeutlich begrenzte Granatkörner, die vereinzelt bis 2 mm \varnothing erreichen. Im Dünnschliff bildet Kalzit den wesentlichsten Gemengteil.

Die durchschnittliche Korngrösse beträgt ca. 0,3 mm \varnothing , doch ist sie sehr variabel. Anteil 50–70%. Quarz bildet unregelmässig begrenzte Körner (ca. 0,1 mm \varnothing), die unzulässig auslöschbar sind, einzeln oder zu Gruppen gehäuft, zwischen oder in den Karbonat-

körnern auftreten. Ca. 10%. Muskowit, 0,5 mm Länge nicht überschreitend, ist unregelmässig im Gestein verteilt. Eine Einregelung ist nur andeutungsweise vorhanden. Gelegentlich ist er begleitet von einem schwach grünlichen Chlorit (Klinochlor), mit welchem er zusammen ca. 15% erreicht.

U.G. und N.G. Granat ist ziemlich häufig, doch meist nur noch in reliktschen Körnern. Epidot (Zoisit-Klinozoisit) ist stets nur in kleinen Individuen (0,05–0,1 mm \varnothing) vorhanden. Vereinzelt kleine Turmaline sind an den bräunlichen, pleochroitischen Querschnitten erkennbar. Ferner sind Apatit, Titanit und Erz zugegen. Graphitoid ist fein verstreut, meist in oder um die Granate, während er in den Kalkpartien fast fehlt.

Textur: schwach schiefrig.

Struktur: granoblastisch mit porphyroblastischen Granaten.

Die obenerwähnte unscharfe Begrenzung des Granates ist die Folge einer Umwandlung, die im Schriff klar in Erscheinung tritt. Diese ist bei allen Porphyroblasten \pm deutlich feststellbar und äussert sich in der Weise, dass an und für sich ziemlich idiomorphe Kristalle siebartig von Quarzkörnern und Kalzitadern durchsetzt werden. Dunkles Pigment tritt gern zonar angeordnet auf oder bildet sich vorerst, zusammen mit Titanit, an den Aussenflächen. Bei fortschreitender Umwandlung wird der Granat in mehrere isolierte Teile getrennt, die in einem feinkörnigen Gewirr von Quarz, Kalzit und Serizit eingelagert sind. Bisweilen auftretende rundliche Gebilde aus einer feinkörnigen bis kryptokristallinen Kalzitmasse, der auch Serizit beigemischt sein kann und die von schwarzem Pigment begrenzt sind, müssen wohl als Endpunkt dieses Umwandlungsprozesses angesehen werden.

Ein durchaus ähnliches Bild zeigen die **Kalkglimmerschiefer** die sich vom vorigen Gestein hauptsächlich durch stärkere Schieferung unterscheiden. Sie haben auf Distanz eine graue Farbe und im frischen Bruch ein gesprenkeltes Aussehen. In einer dichten, schmutzig gelblichweissen Grundmasse sind reichlich grauschwarze Partien eingelagert, die, wie auf der Schieferungsfläche zu erkennen ist, hellen Glimmer enthalten, Stellenweise finden sich in diesem Gestein auch bis 2 cm lange, grauschwarze Stengel einer grammatitartigen Hornblende. Auf der angewitterten Querbruchfläche treten die dunkeln Partien infolge geringerer Löslichkeit stark hervor, wodurch das Gestein hier eine fast schwarze Farbe vor-täuscht.

U.d.M. zeigt sich, dass der Kalzit (ca. 75%) in grobkörniger Ausbildung die schmutziggelbe Grundmasse bildet. Die dunkeln Partien setzen sich zusammen aus Quarz (10–15%), Serizit und einem mit ihm vergesellschafteten bräunlichen Chlorit (zusammen 10–15%).

Turmalin tritt nicht sehr zahlreich, aber in guter prismatischer Ausbildung in sechseckigen Querschnitten bis 0,3 mm \varnothing auf. Diese zeigen meist zonar angeordnete Pigmenteinschlüsse, sind bisweilen aber auch ganz von diesen erfüllt, so dass das einschliessende Mineral nur noch mit Mühe erkannt werden kann. Ziemlich häufig tritt wiederum ein Mineral der Epidotgruppe auf, in etwas länglich entwickelten, kleinen Körnern. Nach der schwachen Doppelbrechung zu schliessen, handelt es sich um Zoisit. Ferner findet sich Titanit, Magnetit, Rutil und Graphitoid.

Textur: die schiefrige Textur ist dadurch bedingt, dass die Quarz-Serizit-Chlorit-Graphitoid-Lagen \parallel angeordnet sind.

Struktur: granoblastisch (Kalzitlagen) bis schwach lepidoblastisch (Glimmer-Chlorit-Lagen).

Schieferzüge dieser Ausbildung finden sich an verschiedenen Stellen, so beispielsweise in der Südwand des Feekopfes. Bemerkenswert ist, dass sich im Gipfelaufbau des Mettelhornes in den sichern Bündnerschiefern dieselben Gesteine finden, die weder makroskopisch noch mikroskopisch von den eben beschriebenen aus dem Innern der Ophiolith-Decke zu unterscheiden sind.

Eine Sonderstellung nehmen die schwach schiefrigen bis massigen Typen ein, die die Serpentinmasse des Rifelberges von den Amphiboliten im Hangenden trennen. Neben der abweichenden Textur zeigen sie oft deutliche Anzeichen einer Kontaktmetamorphose, die auf den Serpentin bzw. dessen Ursprungsgesteine zurückzuführen ist. Diese ist auch auf der dem Kontakt abgekehrten Seite des Zuges, der stellenweise 20—30 m Mächtigkeit erreicht, noch feststellbar. Trotzdem ändert sich der Charakter des Gesteins in der vertikalen Richtung ganz wesentlich, wie an dem folgenden Beispiel zu ersehen ist.

Kalksilikatmarmor („Cipollin“). Unterster Tunnel der Gornergratbahn. Das Gestein zeigt im Handstück auf den ersten Blick einen gneisartigen Habitus. Neben dem vorwiegenden, weisslichen, spätigen Mineral mit glänzender Bruchfläche (Kalzit) erkennt man hauptsächlich ein stengelig bis nadliges von dunkelbraungrüner Farbe, das an der angewitterten Oberfläche eher einen gelblich-grünlichen Farbton annimmt.

Im Dünnschliff zeigt sich der Kalzit in grossen (0,5—1 mm \varnothing), unregelmässig begrenzten Körnern. Zwillingsbildung ist stellenweise zu beobachten. Anteil ca. 75%. Quarz ist in unregelmässig ineinander greifenden und meist undulös auslöschenden Körnern vorhanden. Er ist dem Kalzit unregelmässig eingestreut, kann aber so angereichert sein, dass er vorherrschend wird. Ca. 20%. Hornblende, farblos bis schwach bläulichgrün, ist meist schlecht begrenzt. Auslöschung 17—24°. Wenige Prozent. Ziemlich häufig, jedoch in kleineren unregelmässigen Körnern tritt ein einachsiger + Mineral auf, das eine hohe Lichtbrechung, aber eine niedrige Doppelbrechung besitzt, die blaugraue, zoisitähnliche Farben hervorbringt. Das Mineral zeigt eine starke, jedoch regellose Spaltbarkeit. Nach den obgenannten Eigenschaften wurde das Mineral als Vesuvian diagnostiziert. Einige Prozent Muskowit in Blättchen bis 1 mm Länge ist einzeln oder in Büscheln dem Kalzit regellos eingelagert. Vereinzelt sind vorhanden: Turmalin, Titanit, Apatit und Erze (Pyrit mit Hämatiträndern). Bezeichnend für dieses Gestein ist hier der Fuchsit (Chromglimmer). Bezüglich Form, Doppelbrechung und Auftreten ist er vom Muskowit nicht zu unterscheiden, verrät sich im Schliff jedoch sofort durch die lichtgrüne Färbung und den deutlichen Pleochroismus

$$\begin{aligned} n_x &= \text{bläulichgrün} \\ n_\beta &= \text{hellgrün} \\ n_\gamma &= \text{bläulichgrün.} \end{aligned}$$

Er findet sich in vereinzelt kleinen Nestern, die bei einigem Suchen auch makroskopisch festzustellen sind.

Textur: massig bis schwach schiefrig.
Struktur: granoblastisch.

Cipolline mit der Fundortbezeichnung «Ligne du Gornergrat» wurden auch von SCHNELL (Lit. 99) beschrieben. Sie dürften, wenigstens z. T., mit den unsrigen identisch sein.

Kalksilikatmarmor. Am Weg Rifelalp-Dristeln. Makroskopisch ist es ein helles, grünlichweiss gesprenkeltes Gestein. Das weisse Mineral zeigt deutliche Spaltbarkeit und Perlmutterglanz; das grüne bildet matte, verschwommene Flecken, die beim Benetzen der Bruchfläche noch deutlicher hervortreten. Die Korngrösse variiert innerhalb weniger Meter ziemlich stark.

U.d.M. erkennt man als weitaus vorherrschendes Mineral wiederum den Kalzit. Ca. 75%. Unter den übrigen Mineralien ist ein eisenarmer Epidot vorherrschend. Grössere Individuen zeigen die säulige Entwicklung in der *b*-Achse sowie die charakteristische Spaltbarkeit. Pleochroismus fehlt. Ca. 15%. Diopsidischer Augit (max. Auslöschungsschiefe 36°) in xenomorpher Ausbildung ist farblos. Die nadlig-büschelig auftretende, schwach grünlich-bläulich gefärbte Hornblende ist durch Uralitisierung aus ihm hervor-

gegangen, wie sich an mehreren Stellen direkt beobachten lässt. Augit und Hornblende ca. 10%. N.G. sind Apatit und Erz wie im vorigen Gestein.

Textur: massig.

Struktur: granoblastisch.

b) Die kalkig-sandigen Schiefer.

Von den Typen der ersten Gruppe unterscheiden sich diese Gesteine durch die stärker hervortretende Schieferung sowie durch das Zurücktreten des Kalzites zugunsten des Quarzes, wobei ersterer mengenmässig jedoch noch immer an erster Stelle steht. Gegen die Verwitterung ist dieses Gestein wenig resistent und zerfällt beim Anschlagen mit dem Hammer leicht in feinen, rotbraunen, sandigen Grus, der auch durch die Verwitterung entsteht, wodurch an Steilhängen vielfach verflachte Stufen entstehen. Seine Farbe ist vielfach braun, welche durch eine bräunliche Anwitterung des Kalzites bedingt ist. In diesem Kalzitgefüge lassen sich schwarze, glimmerhaltige Partien erkennen; besonders im Querbruch deutlich sichtbar ist der Quarz, als weissliche, wasserklare Partien. Die Reaktion mit $\frac{1}{10}n$ HCl ist kräftig.

U.d.M. zeigt sich wiederum Kalzit als wesentlichster Gemengteil, wenn auch nicht so reichlich wie in den vorigen Gesteinen. Ca. 50%. Der undulös auslöschende Quarz zeigt grössere Körner als in den vorigen Schliffen (0,2—0,3 mm). In grösseren Aggregaten in „Pflasterstruktur“ ist er den übrigen Mineralien eingelagert. 25—30%. Muskowit (ca. 10%) in Blättchen bis 0,8 mm Länge zeigt keine bevorzugte Anordnungsrichtung. Zusammen mit dem Glimmer geht etwa zu gleichen Teilen ein Chlorit (Klinochlor) von dunkelbraunen bis olivgrünen Interferenzfarben. Akzessorisch treten auf: Epidot, Apatit, Titanit und mit ihm, schlierenartig verteilt, schwarzes Graphitoid, ähnlich wie in den Gesteinen der vorigen Gruppe.

Textur: die schiefrige Textur ist im Dünnschliff jedoch nur andeutungsweise zu erkennen.

Struktur: vorwiegend granoblastisch.

Die gelbe Farbe des Kalzites rührt daher, weil dieser stellenweise von einer braunen, limonitischen Substanz umgeben und z. T. entlang Spaltflächen durchsetzt ist.

Auch dieser Typus der Kalkphyllite kommt in der Schuppenzone von Zermatt sehr häufig vor und entspricht vielleicht am ehesten dem, was man unter metamorphen „Bündnerschiefern“ schlechthin versteht.

c) Die glimmer- und quarzreichen Schiefer.

Diese Gruppe hat von allen dreien die grösste Variationsbreite. Sie zeichnet sich aus durch starkes Zurücktreten des Kalzites und den stets reichlich vorhandenen Glimmer. Die Metamorphose scheint in diesen Gesteinen den höchsten Grad erreicht zu haben, was durch das Auftreten von glimmerschiefer- und gneisartigen Typen zum Ausdruck kommt. Auch der Umstand, dass in einem Kalkschieferzug der Grossteil des Kalziumkarbonates durch Granat und Zoisit ersetzt ist, muss wohl dieser höhern Metamorphose zugesprochen werden. Vielfach lassen sie sich nur noch durch die Art ihres Verbandes und durch den relativ immer noch beträchtlichen Kalkgehalt von den ältern kristallinen Schiefen der Deckenkerne und ihrer Schuppenelemente unterscheiden. Innerhalb der Kalkschieferzüge der Ophiolith-Decke bilden sie den häufigsten Gesteinstyp und erreichen auch die grössten Mächtigkeiten.

Die **Kalkglimmerquarzite** stellen die Verbindung zu den Kalkglimmerschiefern der ersten Gruppe her, von denen sie sich ausser dem reichlichen Glimmer durch hohen Quarz- und relativ geringem Kalkgehalt unterscheiden.

Das Gestein zeigt auf den Schieferungsflächen ausser den zahlreichen, silberglänzenden Glimmerblättchen ein feinkörniges, weisses Mineral und zahlreiche, braunrote (rostige) Flecken, die im Querbruch noch deutlicher hervortreten und dadurch das Gestein fein gesprenkelt erscheinen lassen.

U. d. M. erweist sich Quarz als vorherrschender Gemengteil. Er bildet feinkörnige (0,05–0,1 mm \varnothing) Aggregate, deren Körner pflastersteinartig struiert sind und undulös auslöschen. Ca. 50%. Kalzit ist zu unregelmässigen Gruppen aggregiert oder in vereinzeln Körnern dem Quarz eingestreut. Stellenweise sind sie auf der Oberfläche und entlang den Spaltrissen von einer gelblichbraunen, limonitischen Haut überzogen, wodurch ihr Relief viel höher zu sein scheint als bei den übrigen Kalzitkörnern. Ca. 25%. Die bis 1 mm langen Muskowitblättchen durchziehen in \parallel Anordnung bald einzeln, bald in Büscheln vereint, den Schliff. Stellenweise sind sie begleitet von einem farblosen bis schwach grünlichen Chlorit. Zusammen 20–25%. Feldspat (nach der Doppelbrechung wahrscheinlich Albit) findet sich in vereinzeln, grössern Körnern und ist meist von Serizit-schüppchen und spindelförmigen Quarzeinschlüssen durchsetzt.

Als N. G. und U. G. treten auf: Titanit in grössern, unregelmässig geformten Körnern. Apatit und Epidot sind selten. Turmalin zeigt in idiomorphen Querschnitten gelegentlich zonar angeordnete Pigmenteinschlüsse. Erze (Magnetit, Hämatit) in Nestern kleiner Körner.

Textur: kristallisationsschiefrig.

Struktur: lepidoblastisch.

Makroskopisch nicht sehr verschieden von diesem Typ ist ein Gestein, das bisher nur im „Adlerhornzug“ gefunden werden konnte (s. S. 94) und nach seinem Mineralbestand als **Granat-Zoisit-Schiefer** angesprochen werden muss. Den wesentlichsten Unterschied zum vorigen Typus bilden im Handstück die sehr zahlreichen braunschwarzen Punkte, die im allgemeinen weit unter 1 mm \varnothing bleiben.

Das schmutzigweiss bis gelbliche Mineral erweist sich u. d. M. jedoch nicht als Kalzit, sondern weitaus zum grössten Teil als Zoisit. Dieser bildet zahlreiche, bis 3 mm lange Kristalle von stets unregelmässiger Begrenzung. Sie zeigen bisweilen Löcher, die von limonitischer Substanz, Quarz und Kalzit ausgefüllt sind. Wie der Anschliff besonders deutlich zeigt, tritt der Zoisit stellenweise in Anhäufungen auf (50–70%). Quarz bildet Aggregate von verzahnten, undulös auslöschenden Körnern (ca. 10%). Stellenweise ist er in eigentümlicher Weise mit dem Kalzit (10–20%) verwachsen. Dieser zeigt gelegentlich verbogene Zwillingslamellen. Muskowit in Blättchen bis 1,5 mm Länge ist deutlich \parallel eingeregelt. Die kleinen, braunschwarzen Punkte erweisen sich als Granat von maximal 0,5 mm \varnothing , die stellenweise von etwas Chlorit umgeben sind. Titanit und Erz sind nur vereinzelt. Eine braune, limonitische, sowie eine schwarze, graphitische Substanz sind im Gestein, besonders im Zoisit, häufig eingelagert.

Textur: schiefrig.

Struktur: grano- bis lepidoblastisch.

Ob der ganze, unter dem Adlerhorn wohl über 50 m mächtige Schieferzug durchgehend einen derart reichen Zoisitgehalt aufweist oder ob dieser nur lokal oder nur auf bestimmte Niveaus beschränkt ist, steht bis jetzt noch nicht fest.

Analoge Gesteine scheinen auch in den Granat-Zoisit-Phylliten vorzuliegen, die R. STAUB in seiner Bergeller Karte (Kartenverzeichnis Nr. 12) ausgeschieden hat.

Den höchsten Grad der Kristallinität unter den Schieferzügen der Ophiolith-Decke zeigen die **Granatmuskowitschiefer**, bei denen das Kalziumkarbonat praktisch ganz verschwunden ist, der Glimmer dagegen als vorherrschendes Mineral in Erscheinung tritt. Die Gesteine zeigen auf der Schieferungsfläche silberglänzende Muskowitblättchen in zusammenhängenden Lagen sowie unscharf begrenzte,

mattgrüne Flecken von Chlorit. Stellenweise sind Anhäufungen von kleinen, braunen Granatkörnern sichtbar. Im Querbruch sind neben einem feinkörnigen, hellen Mineral (Quarz) unregelmässig begrenzte, rotbraune Flecken häufig.

U. d. M. erkennt man als vorherrschendes Mineral den Muskowit. In dicken Bündeln vereinigt, durchziehen die über 1 mm langen Blättchen in || Anordnung das Gestein. Anteil 45–50%. Ein biotitähnlicher, bräunlicher Glimmer ist in untergeordneten Mengen stellenweise mit ihm || verwachsen. Quarz in körnig verzahnten Aggregaten bildet langgezogene Linsen, die durch die Glimmerlagen beidseits begrenzt oder unterteilt sind. 20–30%. Unregelmässig eingestreut, besonders im Glimmer, ist schwach pleochroitischer Epidot in Stengeln bis zu 0,8 mm Länge sichtbar, die die || Anordnung des Glimmers weitgehend mitmachen. Häufig sind aber auch kleine Bruchstücke, die einzeln oder zu Häufchen gruppiert im Schliff eingestreut sind; wenige Prozent. Vergesellschaftet mit dem Muskowit tritt ein bräunlichgrüner Chlorit (Klinochlor) auf, der in kurzen Fasern zu Nestern gehäuft ist. Granat bildet bis 2 mm grosse, z. T. gut idiomorphe Porphyroblasten von rötlicher Farbe. Mit Ausnahme von etwas Rutil und Chlorit, die entlang den Spalt- rissen auftreten, ist er frei von Einschlüssen. Ca. 10%.

Von den übrigen Mineralien ist besonders der Turmalin zu erwähnen, der durch seine Häufigkeit und seine gut idiomorphen Prismenquerschnitte auffällt. Zonarer Bau bildet nahezu die Regel, wobei die Randpartien stets dunkler gefärbt sind als die zentralen. Sie enthalten bisweilen kleine Rutileinschlüsse. Ferner sind zu nennen: Ziemlich häufig Rutil, vereinzelt Apatitkörner sowie limonitische Substanz, die wohl die obenerwähnten rotbraunen Flecken im Gestein verursachen.

Textur: schiefrig.

Struktur: lepidoblastisch, bedingt durch den reichlichen Muskowit, mit porphyroblastischen Granaten.

Das scheinen durchaus analoge Gesteine zu sein, wie sie u. a. auch STAUB aus den Bündnerschiefern der Duangruppe erwähnt (s. obgenannte Bergeller Karte). Ihr Alter ist dort, wo eine innige Wechsellagerung mit den gewöhnlichen Kalkglimmerschiefern festgestellt werden kann, als jurassisch zu betrachten, doch trifft dies vielleicht nicht für alle zu.

Ein Vertreter dieser Gesteinsgruppe aus der Umgebung von Zermatt wurde bereits 1933 von CORNELIUS (Lit. 26) beschrieben, welcher makroskopisch vollkommen mit den unserigen übereinstimmt. Mikroskopisch weicht er jedoch in geringem Masse von den unserigen ab, indem beispielsweise der darin erwähnte Chloritoid nicht mit Sicherheit festgestellt werden konnte, selbst in Schliffen, die an der von ihm bezeichneten Stelle geschlagen wurden. Dies verwundert aber nicht angesichts der Tatsache, dass z. B. auch der obenerwähnte Epidot schon auf wenige Meter Distanz im Gestein nicht mehr gefunden werden kann. Es besteht deshalb kein Grund zur Annahme, dass das von CORNELIUS beschriebene Gestein nicht doch zu dieser Gruppe gehört. Dies beweist aber, was schon früher gesagt wurde, die grosse Variation dieser Gesteine oft innerhalb kleinster Räume.

Obwohl der Zug, aus dem die letztgenannten Stücke stammen, von ARGAND auf der Dent Blanche-Karte nicht ausgeschieden wurde, bringt ihn CORNELIUS doch in Beziehung mit den etwas tiefer am Gehänge aufgeschlossenen Bündnerschieferzügen. Seine Vermutung, dass diese Gesteine wahrscheinlich eine tektonische Grenze markieren, bestätigte sich im folgenden vollauf, indem sie nicht an dieser vereinzelt Stelle vorkommen, sondern, wenn auch mit Unterbrüchen, im Streichen über eine gewisse Strecke verfolgt werden können und an andern Stellen Spuren von tektonischen Bewegungen erkennen lassen. Möglicherweise handelt es sich in diesem Falle um eingeschlepptes älteres Kristallin, doch lässt sich dies vorderhand nicht beweisen.

Endlich sei hier noch ein Typ erwähnt, der durch seine Struktur und durch einen ausserordentlich hohen Ti-Gehalt von den vorigen etwas abweicht. Bei diesem ist eine Schieferung andeutungsweise vorhanden, dagegen zeigt das Gestein auf der angewitterten Oberfläche eine intensive helizitische Verknetung und Verfaltung des reichlichen hellen Glimmers. Ferner treten hier rotbraune Granatporphyroblasten bis zu 20 mm \varnothing sowie ein schwarzes, nicht sicher bestimmbares, glänzendes Mineral von meist sechseitiger, säuliger Gestalt hervor.

Das mikroskopische Bild zeigt Klinochlor in feinblättrig-schuppiger Ausbildung (30%), Muskowit ca. 20%, in Blättern von über 2 mm Länge, feinkörniger, unregelmässig gehäufter Quarz (30%) und Kalzit (15%). Untergeordnet findet sich ein eisenarmer Epidot, etwas Apatit sowie reichlich Titanmineralien, besonders Rutil. Neben feinen Nadeln, die stellenweise im Chlorit sehr häufig vorhanden sind, bildet er unregelmässige Körner oder Stengel von über 1 mm Länge (makroskopisch sind solche von 6 mm Länge sichtbar), die von einem sehr feinkörnigen, schwarzen Erz, wahrscheinlich Ilmentit, umgeben sind. Dieses Mineral bildet z. T. auch die sehr kleinen, insekteneierartigen Körner, die stellenweise, besonders in den Glimmern, massenhaft im Gestein auftreten. Zu einem grossen Teil dürften diese jedoch auch aus Epidot bestehen.

Zu erwähnen ist hier noch ein rundliches bis achteckiges Gebilde von ca. 6 mm \varnothing , das hauptsächlich aus Muskowit, etwas Quarz und Epidot sowie, zu langen Wolken gehäuft, aus den obigen insekteneierartigen Körnern besteht. Wahrscheinlich handelt es sich hierbei ebenfalls um eine Pseudomorphose nach Granat, ähnlich wie wir dies bereits in den kalkreichen Schiefen nachweisen konnten.

Der überaus reichliche Titangehalt muss hier wohl auf pneumatolytische Stoffzufuhr aus dem Nebengestein zurückgeführt werden.

Dieses Gestein findet sich in den Schieferzügen, die zwischen Oberrothorn und Fluhorn den Schwarzgrat queren.

In all diesen Gesteinen nach Fossilien zu suchen, wäre natürlich ein hoffnungsloses Unterfangen. Trotzdem kann kein Zweifel darüber bestehen, dass es sich bei diesen Schiefen um umgewandelte Sedimente handelt. Der Grad ihrer Metamorphose ist jedoch derart hoch, dass es noch unmöglicher ist, sie stratigraphisch einzuordnen, als die im Abschnitt I C besprochenen Kalkschiefer der Zermatter Zone. Da aber besonders die Glieder der ersten und zweiten Gruppe weitgehende Analogie zu jenen Schiefen zeigen, so erscheint es wohl gerechtfertigt, sie vorläufig diesen auch stratigraphisch gleichzustellen.

In diesem Zusammenhang sollen noch zwei Vorkommen erwähnt werden, die nicht direkt zu den vorgenannten Gesteinen gezählt werden können, da sie erstens nur isolierte Linsen in den Serpentin bilden und zweitens auch in ihrer Lagerungsweise eine Sonderstellung einnehmen. Beides sind echte Kalksilikatgesteine mit besonderen Mineralkombinationen, die als Kontaktprodukte am Serpentin zu deuten sind.

a) **Granatmarmor.** Über dem Weg Rifelalp-Dristeln bildet er eine Linse von 2 m Mächtigkeit und ca. 10 m Länge. Die Grundmasse ist ein grob kristallisierter, rein weisser Marmor, der mit stecknadelkopf- bis über erbsgrossen, rotbraunen Granaten reich durchspickt ist. An der Oberfläche wittern sie stark heraus, wobei sie ihre Kristallform infolge Auslaugung weitgehend einbüßen. Das Rhombendodekaeder lässt sich aber an manchen Individuen noch deutlich erkennen. Daneben findet sich, allerdings in viel geringerer Zahl und Grösse, dem Granat aufgewachsen und, ebenfalls herauswitternd, ein vorwiegend weisses, gelegentlich weisslichgrünes bis flaschengrünes Mineral, das unter der Lupe nach seiner säuligen bis dicktafeligen Form als Diopsid erkennbar ist. Das Gestein ist nach seinem Habitus manchen Granatmarmoren von Castione (Tessin) sehr ähnlich.

b) Im Gesteinscharakter vom vorigen beträchtlich abweichend, ist das zweite Vorkommen. Es ist dies der bereits seit langem bekannte **Kalksilikatfels** am Pollux. Obwohl die Hauptmasse der ebenfalls linsenartigen Lagerstätte auf der Südseite dieses Gipfels, d. h. auf italienischem Boden liegt, soll sie der Vollständigkeit halber hier doch erwähnt sein, um so mehr, als einige dünne Ausläufer der Linsen auch noch das Schweizer Gebiet erreichen. Das vorwiegend rötlich-braune Gestein zeichnet sich von seiner Umgebung deutlich ab und besteht anscheinend grösstenteils aus Granat und Diopsid. Es ist durchzogen von Kluftflächen und enthält auch sonst zahlreiche poröse Stellen. In diesen Klüften und Hohlräumen findet sich eine sehr reichhaltige Mineralparagenese. Am häufigsten sind Granat und Pennin. Dann findet sich, ebenfalls häufig, Diopsid, Vesuvian, Kalzit, Prehnit usw. in z. T. sehr schön ausgebildeten Kristallen.

Infolge der besonders von der Schweizerseite her nicht immer leicht zu bewerkstellenden Zugänge ist diese Lagerstätte bisher wenig bekanntgeworden. Es wäre daher verlockend, hier etwas näher auf Details einzutreten, doch würde dies allzu weit von unserem Thema wegführen. Die wenigen hierüber in der Literatur vorhandenen Mitteilungen sind in dem Werk: „Die Mineralien der Schweizer Alpen“ (Lit. 75) zitiert, auf welches hiermit verwiesen sei.

Welcher Art das Ursprungsgestein in diesen beiden Fällen gewesen sein mag, ob liasischer Kalkschiefer oder ein Kalkstein triadischen Alters, lässt sich nurmehr schwer abschätzen. Bestimmt ist aber, dass die Kontaktmetamorphose von Sedimentgesteinen an Serpentinaen weit stärker war als an allen übrigen Grüngesteinen. Diese Feststellung scheint sich auch in andern Ophiolithgebieten zu bestätigen. So ist die Bildung von Vesuvian- und Diopsidfels als Kontaktprodukt auch in Graubünden anscheinend stets an Serpentin gebunden (STAUB, CORNELIUS), während die Kontaktwirkung an saureren Grüngesteinstypen, z. B. Prasiniten, eine viel geringere war (STAUB, Lit. 101; HEYDWEILLER, Lit. 57; GANSSER, Lit. 43; usw.).

Dass diese Gesteine sowohl makroskopisch wie mikroskopisch von den gewöhnlichen Typen der Bündnerschiefer z. T. ganz beträchtlich abweichen, geht aus den obigen Beschreibungen deutlich hervor. Der Umstand aber, dass sie in ihrer grossen Mehrheit durch einen beträchtlichen Kalkgehalt ausgezeichnet sind sowie die stets ähnliche Lagerungsweise innerhalb der Grüngesteine, rechtfertigt hier ihre Zusammenfassung mit den wirklichen Kalkschiefern bzw. Kalkglimmerschiefern. Auf der Karte (Tafel IV) wurden diese Schiefer gesamthaft zu den liasischen Bündnerschiefern gestellt, weil der grösste Teil derselben zweifellos dazu gehört. Wie bereits erwähnt, mag es sich bei gewissen Muskowitgranatschiefern aber auch um älteres Kristallin handeln. Wo sicher triadische Gesteine in diesen Zügen auftreten (Strahlknubel), wurden sie auch als solche kartiert.

2. Die Schieferzüge in ihrer regionalen Verteilung.

Der Verlauf der Züge ist im wesentlichen aus den Tafeln II und III, zu einem kleineren Teil auch bereits aus der Westalpenkarte HERMANN'S (Kartenverzeichnis Nr. 7) ersichtlich. Es soll im folgenden lediglich noch auf einige Besonderheiten und auf ihre speziellen Lagerungsverhältnisse hingewiesen werden.

a) Die Rifelbergzüge.

Wenn man die Umgebung der Bahnstation „Rifelberg“ näher studiert, so fällt einem der unregelmässige Wechsel der Gesteine auf. Während einige der durch die diluvialen Gletscher gerundeten Hügel aus einem gesunden Grüngestein

bestehen, so finden sich daneben solche aus braun anwitternden Kalkschiefern. Eine genauere Betrachtung zeigt, dass es sich bei den letzteren um durchgehende Züge handelt, die mit einem unregelmässigen, steilen NW-Fallen hier annähernd isoklinal mit dem Hang verlaufen. Die Gornergratbahn quert im obersten Teil der Lawinengalerie den mächtigsten dieser Kalkschieferzüge, welcher, von hier gegen Osten ansteigend, durch Pt. 2707 gegen Untere und Obere Kelle streicht. In der letztern Lokalität sind die Zusammenhänge der einzelnen Züge durch das flache Ausstreichen, die starke Moränenbedeckung und anscheinend auch durch versackte Partien etwas verwischt, sie lassen sich aber auf der Höhe des Gornergrates beidseits der Bahnlinie wieder besser verfolgen. Stellenweise ganz auskeilend und wieder einsetzend, streichen sie gegen den Rothoden, auf der Nordseite des Rifelsees entlang hinunter gegen das Gakihaupt. Obwohl die Verhältnisse hier noch nicht völlig abgeklärt sind, lässt sich doch feststellen, dass mindestens der Hauptzug gegen die „Dristeln“ streicht, wo er auf ca. 2280 m seinen tiefsten Punkt erreicht, um hierauf wiederum in östlicher Richtung gegen das Hotel Rifelberg aufzusteigen. Die Züge, die, wie bereits erwähnt, nicht durchgehend sind, sondern auf grössere Strecken aussetzen können, bilden in ihrer Gesamtheit eine Platte, die ungefähr isoklinal gelagert, die sanften Hänge von Rifelberg aufbauen. Darüber liegen, noch mehr oder weniger zusammenhängend, Grüngesteine von wechselndem Charakter ringsum isoliert, gewissermassen wie eine Klippe. Das morphologisch deutlich ausgeprägte Tälchen zwischen den Stationen Rifelberg und Rothoden liegt mit seinem Grund vorwiegend in den Kalkschiefern, während die Erhebungen westlich davon noch eine zusammenhängende Grünschieferplatte darstellen. Das Liegende der Kalkschieferzüge bildet die mächtige Serpentinmasse, die vom Rifelhorn und Gakihaupt bis hinunter zum Gornergletscher und jenseits von diesem die gewaltige Masse der Leichenbretter aufbaut.

Betrachtet man die Kalkschiefer etwas genauer, so findet man, dass sie sehr unregelmässig und uneinheitlich struiert sind. An vielen Orten bestehen sie aus einer eigentlichen Breccie, bei der die Komponenten in bezug auf Grösse und Form völlig unregelmässig, in bezug auf Material aber stets gleich sind. Sie bestehen ausschliesslich aus Grüngesteinen, die mit denjenigen im Hangenden durchaus identisch sind. In der Grösse variieren sie von kleinen, einigen Millimeter grossen Splintern bis zu Schollen von mehreren Metern Durchmesser. Auch die Häufigkeit der Komponenten ist völlig regellos. An vielen Stellen sind sie so zahlreich, dass sie sich mit den Ecken fast berühren, an andern Stellen wiederum sind nur vereinzelte Stücke im Bindemittel sichtbar. Das Grundmaterial, das „Bindemittel“, besteht aus einem bald etwas sandigeren, bald etwas tonigeren Kalkschiefer. Der Seite 83 unten beschriebene Kalksilikatmarmor gehört zwar einem dieser Züge an, scheint aber nur lokal bei Dristeln sowie in der Fortsetzung dieses Zuges unterhalb Rifelalp wieder aufzutreten.

Woher kommt nun diese Breccie? Handelt es sich bei den Komponenten um primär in die Kalkschiefer eingesedimentierte Gerölle eines das Liasmeer umsäumenden Gebirges oder handelt es sich um ein Gebilde jüngerer Entstehung? Vereinzelt finden sich zwar Komponenten, die, aus dem Gestein herauspräpariert, eine auffallend gute Rundung aufweisen, doch sind sie gegenüber der Grosszahl der übrigen Stücke in so geringer Menge vorhanden, dass sie eher als Zufallsformen gedeutet werden müssen. Zudem fehlt in dem Gestein jede Fraktionierung der Komponenten nach der Grösse. Völlig ausser Frage steht ebenfalls eine Entstehung durch vulkanische Tätigkeit, etwa in der Weise, dass die Komponenten als Auswurfmassen aufzufassen wären. Gegen diese Annahme spricht schon die holokristalline Ausbildung des Materials, sowie deren Analogie mit den Grün-

gesteinen im Hangenden. Die brecciösen Einlagerungen innerhalb der Kalkschiefer können daher nur als tektonische Bildung aufgefasst werden. Anlässlich einer Exkursion des Geologischen Instituts der ETH. und der Universität Zürich im Juni 1943 wurde die Bildung dieser Gesteine an Ort und Stelle ebenfalls diskutiert und dabei ergab sich im wesentlichen auch die obige Auffassung. Dass es sich bei der Breccie nicht nur um eine lokale Erscheinung handelt, geht daraus hervor, dass wir dieselbe weiter westlich bei Hermettji und weiter östlich am Strahlhorn wiederfinden.

Damit ist die tektonische Rolle, die diesen Kalkschieferzügen als Gleit-horizonte zufiel, erwiesen. Wenn eingeschuppte und eingeknetete Stücke des Nebengesteins in andern Zügen fehlen oder nur selten zu finden sind, so besagt dies nur, dass es sich bei den Rifelbergzügen um Horizonte mit besonders intensiver Durchbewegung handelt. Da sichere Serpentinstücke aus dem Liegenden nicht gefunden werden konnten, geht daraus hervor, dass die Bewegung besonders an der Basis der Grüngesteine und auf Translationsflächen innerhalb der Kalkschiefer erfolgte, während die resistenterere Serpentinmasse selbst von derselben relativ wenig berührt wurde.

b) Theodulhorn.

Das Profil am Südostgrat des Theodulhorns bis hinunter zum gleichnamigen Pass wurde bereits 1935 von CORNELIUS aufgenommen und beschrieben (Lit. 28). Meine Detailaufnahmen konnten seine Befunde fast lückenlos bestätigen. Als den Rifelbergzügen analog müssen die Kalkschieferzüge am Fusse des Gipfelaufbaues (Nrn. 10, 13, 17 und 19 des Profils nach CORNELIUS) betrachtet werden, die einem mächtigen Prasinitkomplex eingeschaltet sind. Die Quetschzonen innerhalb des Prasinites sind wiederum als tektonische Flächen aufzufassen, in denen die Kalkschiefer hier nur lokal ausgepresst sind. Ob der lange, fast horizontal verlaufende Serpentinrücken von hier bis zur italienischen Klubhütte bereits dem Serpentin der Leichenbretter entspricht oder ob er durch den ihn hier unterlagernden Grünschieferzug durchgehend von diesem getrennt ist, kann an dem isolierten Aufschluss nicht festgestellt werden. Da Einschaltungen anderer Gesteine im Serpentin nicht häufig sind, erachten wir das letztere für wahrscheinlicher.

c) Schwarzsee-Hermettji-Zermatt.

Nach der Dent Blanche-Karte findet sich südlich von Hermettji an den steilen Hängen gegen den Furggbach eine eigentümliche Scharung von Bündnerschieferzügen, die nach Südwesten in den Prasiniten auskeilen, mit Ausnahme des tiefsten Zuges, der bis unter die Moränen des Theodulgletschers hineinzieht. Eine Begehung dieses Terrains bestätigte die ARGANDSche Kartierung weitgehend. Jedoch scheinen auch die obern Züge, wenigstens teilweise, bis in den Kessel des Furggbaches durchzuziehen. Aber auch auf der Südseite dieses Kessels, in den Felsen nördlich des Oberrn Theodulgletschers finden sie sich wieder in voller Zahl, es lassen sich mindestens deren fünf, wenn auch in stark reduzierter Mächtigkeit feststellen. Es scheint, dass einige hiervon zur Zeit von ARGANDS Untersuchungen noch von Eis bedeckt waren. Verfolgt man hier den Kontakt zwischen den Prasiniten und dem liegenden Serpentin, der stellenweise sehr schön aufgeschlossen ist, so findet man, entgegen den ARGANDSchen Aufnahmen, zwischen diesen beiden Gesteinen stets eine in bezug auf Mächtigkeit schwankenden Zone von Kalkschie-

fern. Diese entspricht aber in ihrer Ausbildung vollkommen den Rifelbergzügen, indem es sich auch hier um eine stark durchgearbeitete, tektonische Breccie handelt, deren Komponenten durchwegs aus den hangenden Grüngesteinen stammen. Stellenweise, so entlang der Bisse, die, vom Furggbach gespiesen, auf ca. 2080 m beginnt und das Wasser gegen Aroleit hinunter führt, finden sich sogar Verfaltungen der Grüngesteine mit den Schieferen. In diesem Abschnitt scheinen die höhern Züge tatsächlich mit den basalen zusammenzulaufen. Die Verhältnisse sind gegen Aroleit hin aber infolge zunehmender Moränenbedeckung nicht mehr sicher feststellbar. Sicher ist aber, dass in diesem Gebiet eine starke Zunahme der Kalkschiefer stattfindet. Ob sie aber wirklich ineinander verschmelzen, lässt sich nicht mit Sicherheit feststellen. Gegen Platten hin sind sie jedenfalls wieder voneinander getrennt und lassen sich einzeln gut verfolgen. Der Kontaktzug schneidet zwischen der untern und obern Schlucht die Gornervisp. Ein nächst höherer Zug streicht unter der Kapelle von Platten durch gegen Norden. Wenig weiter östlich folgt ein 3. und, den Zmuttbach mit NNE Streichen schief schneidend, ein 4. und 5. Zug. Die beiden letzteren lassen sich nachweisen bis zu den Häusern von Zermatt. Endlich folgt, bereits in den Grünschieferwänden östlich des Dörfchens Zmutt, ein 6. Zug, der gegen Norden, unterhalb Hubel, sichtbar auskeilt. Dieser letzte gehört aber bereits zu den höhern Zügen innerhalb der Grünschieferserie, d. h. zu einem von denen, die weiter südlich in der Gegend des Schwarzsees durchziehen.

Der Basiszug ist östlich der Gornervisp nurmehr sehr schlecht aufgeschlossen. An den Steilhängen der „Vorderen Wälder“ lässt er sich wiederum verfolgen. Als isoklinal dem Hang anliegende Platte wird er von der Gornergratbahn im untersten Tunnel (auf ca. 1860 m) durchfahren. Er besteht hier aus dem Seite 83 beschriebenen Cipollin. Die tiefste Partie gegen den Serpentincontact hin ist wieder durch eine sandig-schiefrige Varietät vertreten. Der Contact selbst ist auch hier tektonisch gestört. Er lässt sich mit einigen Unterbrüchen bis unterhalb die Station Rifelalp verfolgen. Ferner ist er im obern Teil der Schlucht des Findelnbaches aufgeschlossen, deren Begehung jedoch mit einigen Schwierigkeiten verbunden ist.

d) Findelalp-Schwarzgrat-Sparrenfluh-Täsebalpen.

Von der Findelschlucht weg ist dieser Contactzug nun auf weite Distanzen unseren Blicken entzogen. Er nimmt seine Fortsetzung in östlicher Richtung, stets durch Moränen und später durch den Findelngletscher verdeckt, und tritt erst 5 km weiter östlich am Strahlhorn wieder zutage. Der zweite Zug traversiert den Findelnbach am untersten Ende der Schlucht und steigt dann gegen Osten steil an, verschwindet aber Richtung Findeln ebenfalls spurlos unter mächtigen Moränen. Der Verlauf der Schieferzüge ist in diesem Gebiet ohnehin nur sehr unsicher festzustellen, da gegen die Basis, d. h. gegen den liegenden Serpentin zu, sich noch weitere Züge einzuschalten scheinen. So tauchen auf 2100 m aus dem Bett des Findelnbaches zwei Züge auf, die in östlicher Richtung gegen den Stellisee hinaufziehen, wobei sie an Mächtigkeit stets zunehmen, ohne dass sie östlich der Fluhalp wieder sicher erkannt werden können. Südlich des Stellisees, unmittelbar neben den mächtigen Wallmoränen des Findelngletschers, ist nochmals ein mächtiger Kalkschieferkomplex aufgeschlossen, der zweifellos einem noch tiefern Zug angehört, von dem aber weder das Hangende noch das Liegende sichtbar ist. Am sichersten verfolgen lässt sich in der Gegend von Zermatt derjenige, der über dem Zug von Platten folgt, weil die ihn beidseitig begleitenden Grüngesteine auf grössere Distanz petrographisch wesentlich voneinander abweichen, so dass er selbst in kleinen Aufschlüssen stets nach dem Liegenden und

Hangenden erkannt werden kann (vgl. S. 103). Er ist gut aufgeschlossen unmittelbar nördlich der Häusergruppe von Winkelmatte, wo er den dortigen Felsriegel in nordöstlicher Richtung quert, weshalb wir ihn im folgenden als Winkelmattezug bezeichnen wollen. Mit vertikalgestellten Schichten ist er beidseits des Tracées der Gornergratbahn wenige Meter über dem Talboden von Zermatt sichtbar, zieht mit 3—5 m Mächtigkeit durch die „Äussern Wälder“ hinauf auf den Moränenrücken von „Kühbord“, wo er lokal wieder sehr stark an Mächtigkeit zunimmt. Gegen das Unterrothorn zu nimmt er aber neuerdings stark ab und keilt nordwestlich des Stellisees anscheinend völlig aus.

Die höheren Kalkschieferzüge sind zwischen Zermatt und dem Unterrothorn sehr mangelhaft aufgeschlossen und lassen sich mit Sicherheit überhaupt nicht durchziehen. Die Gegend des Stellisees ist ohnehin eine Zone starker Reduktion sämtlicher Elemente der Ophiolith-Decke. Dies geht schon daraus hervor, dass im Talgrund am Ende des Findelngletschers bereits das Kristallin der Monte Rosa-Decke ansteht, während die obere Grenze derselben ob dem Stellisee bei ungefähr 2460 m liegt. Die Gesamtmächtigkeit des Grüngesteinskomplexes beträgt hier somit zwischen 300 und 400 m, während am Rifelhorn und an den Leichenbrettern nur der basale Serpentin allein weit über 500 m Mächtigkeit erreicht und weiter im Osten, etwa am Saasgrat, die ganze Ophiolith-Decke sogar einige tausend Meter dick ist. Es ist deshalb auch nicht zu verwundern, wenn in diesem tektonischen „Flaschenhals“ die innern Kalkschieferzüge weitgehend ausgequetscht sind. Tatsächlich setzen wenig östlich oberhalb des Stellisees vier Schieferzüge sichtbar wieder ein und streben von hier ohne Unterbruch dem Schwarzgrat entgegen (vgl. Tafel IV). Die tiefern Züge erreichen diesen Grat unweit westlich des Fluhhorngipfels (Pt. 3317). Östlich dieser Stelle finden sich keine Kalkschieferzüge mehr mit Ausnahme eines einzigen, sehr schwächtigen Bandes auf ca. 2900 m südwestlich unterhalb des Fluhhorngipfels, welches einer 3—6 m mächtigen Serpentinlinse von geringer Ausdehnung aufliegt. Weiter nach Osten finden sich hier innerhalb der Grüngesteine nur noch vereinzelt Serpentinzüge, welche aber, wie später noch erörtert werden wird, in tektonischer Hinsicht den Kalkschieferzügen gleichzusetzen sind.

Auf der Ostseite des Oberrothorns lassen sich innerhalb der Grüngesteine nur noch zwei Züge sicher erkennen, während die höhern bereits zu der komplex gebauten Basis der Zermatter Schuppenzone zu zählen sind. Sie ziehen durch den höhern Teil der Sparrenfluh und erreichen in nördlicher Richtung den Talboden der Täschalpen.

Östlich des Täschbaches scheinen auch diese Züge auszuweichen, oder, was weniger wahrscheinlich ist, sich mit den randlichen Kalkschiefern zu vereinigen. Jedenfalls sind hier ausser den genannten keine Kalkschieferzüge zu finden, wohl aber an mehreren Stellen ausgeprägte Schubflächen oder isolierte Serpentinsetzen.

e) Feekopf und Allalinhorn.

Es scheint, dass mit der Zunahme der Gesamtmächtigkeit der Schieferzüge dieselben auch zahlenmässig anschwellen. So erscheinen in der Südwand des Feekopfes (Pt. 3888 zwischen Allalinhorn und Alphubel) plötzlich deren 4 oder 5, die hier fast horizontal gegen Osten die Wand durchqueren. Dazwischen finden sich im untern Teil der Wand mächtige Serpentinzüge. Einer der Kalkzüge ist am SW-Ende des Wandgletschers (bei Pt. 3383) nochmals sichtbar. Innerhalb der sich über 1000 m in ost-westlicher Richtung hinziehenden Wand keilen mehrere

Züge aus und setzen wieder ein. Diese unruhige Zone bildet gegen Osten die Gipfelpartie des Allalinhorns. Sie ist in Fig. 11 dargestellt. Östlich des Saasgrates lassen sich einzelne der Züge noch ein Stück weit verfolgen, z. T. in den Felswänden, die sich in nördlicher Richtung gegen die Langfluh erstrecken, z. T. im Hinter-Allalingrat gegen die Britannia-Hütte hinunter. Ihr genauer Verlauf und besonders ihre Zusammenhänge werden hier aber immer unsicherer, da die Aufschlüsse stets kleiner, die ausgedehnten Gletscherflächen aber immer grösser werden. Dementsprechend ist unsere tektonische Karte (Tafel II) in diesem Gebiet vielleicht an einigen Stellen etwas hypothetisch, doch sind die Zusammenhänge so dargestellt, dass wesentliche Abweichungen von den wirklichen Verhältnissen unseres Erachtens kaum mehr möglich sind.

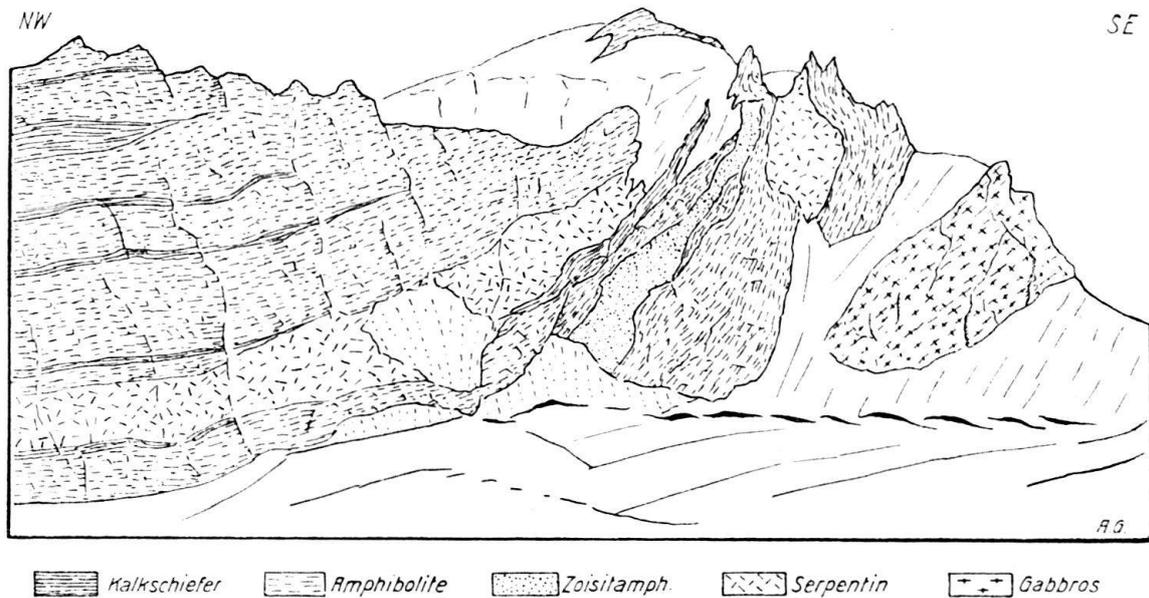


Fig. 11. Allalinhorngipfel von Südwesten. Im Vordergrund Firnmulde des Mellichgletschers.

f) Das Strahlhorn.

Vom Allalinpäss südwärts über das ganze Rimpfischhorn bis zum Adlerpäss sind keinerlei Spuren von Kalkschieferzügen zu finden. Anders verhält es sich am Strahlhorn. Die Einsattelung des Adlerpässes liegt ganz im Serpentin, welcher die untere und mittlere Partie des Rimpfischhornes aufbaut. Dieser ist gegen Süden von einer Amphiboliteserie unterlagert, die den gesamten Oberbau des Strahlhornes bildet. Diese Serie wiederum ist sehr uneinheitlich, indem sie von mehreren Kalkschieferzügen und einem schmälern Serpentinzug unterteilt wird. In der Westwand des Strahlhornes lassen sich zwei Schieferzüge erkennen, von denen der südlichere im untern Teil der Wand auskeilt. Einer dieser beiden Züge findet vermutlich an der Basis des Strahlknubels, der Felsinsel zwischen Adler- und Findelngletscher, seine Fortsetzung. Dieser Zug ist hier nur mangelhaft abgeschlossen, obwohl er wahrscheinlich 10 m Mächtigkeit übersteigt. Während er zur Hauptsache aus einem sandigen Kalkglimmerschiefer besteht, zeigt er in seinem tiefern Teil eine sehr deutliche Verschuppung mit triadischen Gesteinen. Kalke, Dolomite und tektonisierte, zerriebene Rauwacken treten in mehreren Fetzen auf. Erwähnenswert ist an diesem Aufschluss, dass diese Gesteinsfetzen alle gegen

Osten ausgezogen sind und in dieser Richtung abreißen. Die Bewegung der Gesteinspartie im Hangenden erfolgte also gegenüber der Unterlage deutlich von West nach Ost bzw. Ost-Nordost (Fig. 12). Auf die Bewegungsvorgänge und deren Richtungen wird aber später (S. 122) noch speziell eingegangen werden. Immerhin sei schon hier hervorgehoben, dass allein dem Auftreten von triadischen Gesteinen innerhalb der Ophiolith-Decke ganz besondere Bedeutung zukommt.

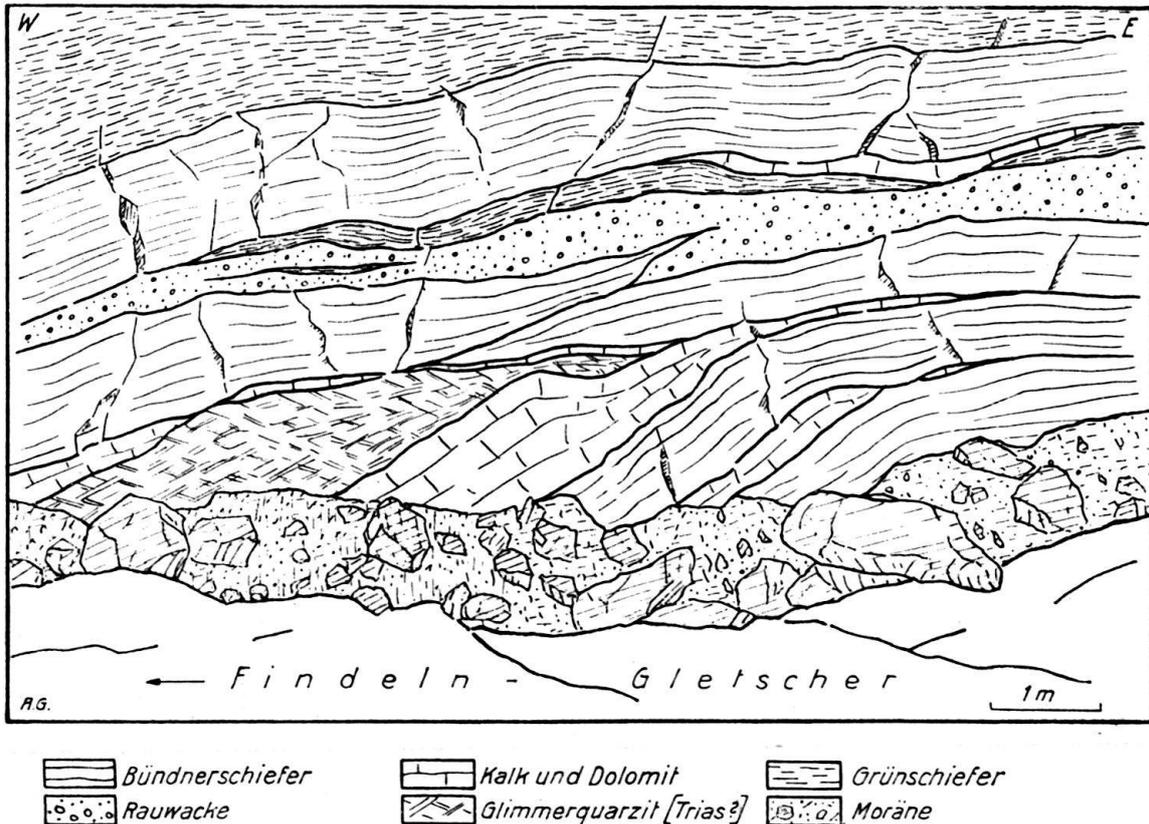


Fig. 12. Der Sedimentzug am Strahlknubel. Die Kalk-Dolomit-Bänder sind gegen Osten abgerissen und zu dünnen Linsen ausgewalzt.

Betrachten wir die Südflanke des Strahlhorns, so fällt uns vorerst die Zerteilung der Wand vom Gipfel bis zum Schwarzberg-Weisstor hinunter auf, die durch das gletscherbedeckte Plateau auf ca. 3800 m bedingt wird (vgl. Fig. 6). Der untere Teil dieser Wand wird gebildet von einem kompakten Serpentin, der am Schwarzberg-Weisstor samt seinem Liegenden gut aufgeschlossen ist (s. S. 69). Der obere Teil der Wand besteht aus einer Folge von Kalkglimmerschiefern, Amphiboliten und untergeordnet Serpentin. Der mächtigste der Kalkschieferzüge, der „Adlerhornzug“, ist der tiefste; er erreicht stellenweise eine Mächtigkeit von über 50 m und zieht als breites Band durch die Südflanke des Strahl- und Adlerhorns und taucht am Westende des letzteren unter den Findelngletscher. Zu bemerken ist, dass innerhalb der Strahlhornzüge ein beträchtlicher Unterschied in der lithologischen Ausbildung besteht. Während die untern sich durchwegs aus tonig-sandigen Typen aufbauen (s. S. 85), besteht der oberste Zug aus einer sehr sandigen Varietät, welche die starke Tendenz der Rückwärtsverwitterung zeigt.

Ob es sich bei den Strahlhornzügen um die Fortsetzung der Rifelbergzüge handelt, ist nicht mit Sicherheit zu entscheiden. Naheliegender erscheint uns, sie als Fortsetzung der auf S. 91 beschriebenen Züge SW unterhalb des Stellisees zu betrachten. Im erstern Falle müsste der Serpentin im Unterbau des Strahlhornes dem Serpentin des Rifelhornes und der Leichenbretter entsprechen. Im zweiten Fall wären die Leichenbretter der Serpentinmasse der Rimpfischwänge und des Adlerpasses tektonisch gleichzustellen und das Strahlhorn als eine tiefste basale Schuppe der Ophiolith-Decke aufzufassen.

Die Unsicherheit, die heute in der Beurteilung dieser Zusammenhänge noch besteht, ist im besondern wegen der Frage der Serpentinverteilung in den Ophiolithen zu bedauern.

g) Das Breithorn.

Wenden wir unsere Blicke nochmals gegen Süden und betrachten die beiden letzten Viertausender in der Ophiolith-Decke von Zermatt, das Zermatter Breithorn und den Pollux. Da beide Berge auf ihrer Nordseite stark vergletschert sind, so lassen sich die Zusammenhänge oft nur lückenhaft beobachten; diese müssen durch Konstruktion ergänzt werden.

Den bedeutendsten und zugleich interessantesten Aufschluss bildet die Gletscherinsel des **Triftji** (Fig. 13). An deren untersten, dem Rifelhorn zugekehrten Seite fallen Kalkglimmerschiefer mit ca. 30° axial gegen Westen. In diesen eingeschaltet finden sich verschiedene andere Gesteine. Zunächst muss das auffälligste Gestein, ein grobkristalliner, heller Muskowitquarzit, erwähnt werden, der in einigermaßen parallelen Zügen auftritt. Während die dünnern derselben nur einige Meter dick sind, beträgt der mächtigste 30 bis 50 m. Eine scharfe Kontaktfläche zwischen Kalkschiefern und den Quarziten scheint nicht vorhanden zu sein. Die Muskowitquarzite entsprechen in ihrem Habitus durchaus denjenigen am Gornergrat in den höheren Partien des Monte Rosa-Parakristallins. Es sind Keile dieses Kristallins, die von unten herauf in den Kalkschiefern stecken, ohne gegen Süden eine Fortsetzung zu haben. Die mächtigste dieser Lamellen scheint sogar mit den Kalkschiefern tektonisch verfaltet oder verschuppt zu sein, da sich innerhalb derselben noch Kalkschieferlamellen befinden. Ferner finden sich innerhalb der Kalkschiefer prasinitische Züge, wie sie im Bündnerschiefer der Gornergratserie ebenfalls vorkommen. Auf diese Gesteine soll aber in einem andern Zusammenhang (S. 102/103) eingetreten werden.

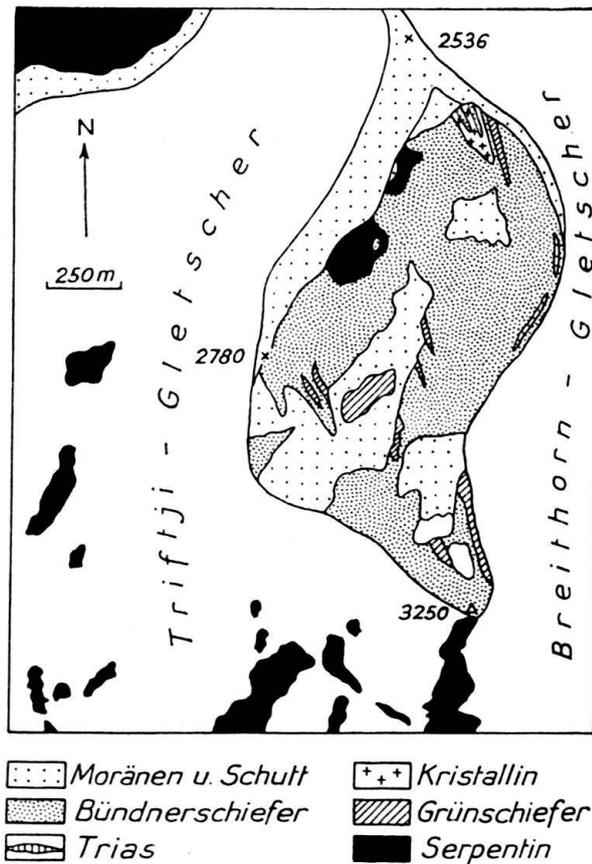


Fig. 13. Geologische Kartenskizze des Triftji.

Auf der Westseite des Triftji finden wir an zwei Stellen Serpentin den Kalkschiefern auflagernd, der gegen Westen unter der Wallmoräne des Triftjigletschers verschwindet. Es ist die Basis des Serpentin der Leichenbretter. Gegen Süden reichen die Kalkschiefer bis zu Pt. 3250 des Triftjigrates, wo sie plötzlich in eine nahezu vertikale Stellung übergehen und mit Serpentin in Kontakt stehen, der zuerst ziemlich schiefrig, dann aber bald massiv wird. Auf der Ostseite sind die tiefsten Schichten der Gletscherinsel aufgeschlossen. In den Kalkschiefern lassen sich mehrere Prasinitzüge erkennen. Ferner findet sich hier eine schwächliche Trias mit Dolomit und Rauhwacke, die stellenweise allerdings fast auf Null reduziert ist. Auf die eigenartigen Grüngesteine, die den Kalkschiefern des Triftji ausser den gewöhnlichen Prasiniten noch eingelagert sind, soll ebenfalls später eingegangen werden.

Interessante Verhältnisse zeigt auch der Aufschluss des **Klein-Triftji**. Hier finden wir an deren Nordseite dieselben Gesteine wie auf Triftji, ebenfalls miteinander verfaltet. Der Muskowitquarzit ist stark flaserig und stellenweise reich an rotbraunen Granaten. Mit dem Kalkschiefer ist er derart verfaltet, dass es schwer fällt, die beiden Gesteine scharf auseinander zu halten, um so mehr als auch hier ein scharfer Kontakt zwischen beiden nicht zu finden ist. Viel eher scheinen die Gesteine vertikal ineinander überzugehen. Der Kalkschiefer seinerseits ist von Schubflächen durchzogen, an denen sich bis 1 m mächtige Strahlsteinschieferlagen mit fingerlangen, dunkelgrünen Einzelkristallen gebildet haben. Gegen Süden werden die Kalkschiefer von Prasiniten begrenzt, die ebenfalls mitverfaltet sind. Verfolgt man den Klein-Triftji-Grat (in der touristischen Literatur auch etwa Jung-Grat genannt) gegen den Gipfel, so findet man auf ca. 3300—3400 m verschiedene Kalkschieferzüge innerhalb der Prasinite, die auf der Ostseite in der Wand auskeilen, während sie auf der Westseite des Grates durch das Eis des Breithornletschers verdeckt werden. Auf ca. 3500 m liegt, im Grat durch eine Lücke gekennzeichnet, der Kontakt Grünschiefer-Serpentin. Dieser bildet eine steil nach Süden fallende Schubfläche, auf der sich im obern Teil noch Kalkschieferreste finden, die gegen unten aber ganz ausgequetscht sind. Der Serpentin zeigt gegen die Schubfläche hin eine deutliche Schleppung gegen Süden, woraus die Schubrichtung des Serpentin gegenüber den liegenden Grüngesteinen von Süd nach Nord deutlich ersichtlich ist. Von dieser Kontaktstelle bis zum Gipfel besteht das Breithorn einheitlich aus Serpentin, der keinerlei Spuren einer weiteren Gliederung erkennen lässt.

h) Schwärze und Pollux.

Hier gestalten sich die Verhältnisse einfacher. Die ganze Schwärze sowie der Schalbettergrat bis hinauf zu Pt. 3659 besteht aus prasinitischen und amphibolitischen Grüngesteinen. Im untern Teil wird die Schwärze von einem bis 10 m mächtigen Kalkschieferzug in west-östlicher Richtung durchzogen. Auf der Nordostflanke keilt er aus, setzt aber höher oben in der Schalbetterfluh nochmals auf eine Länge von 200 m ein (Tafel II und III). In ca. 3700 m wird im obersten Teil dieser Wand der Kontakt mit dem Breithornserpentin sichtbar, dessen Ausbisslinie, hier nahezu horizontal verlaufend, dem Zwillingsjoch zustrebt. Südlich der Landesgrenze ist der Kontakt unter dem Verragletscher verborgen. Der ganze Gipfelaufbau des Pollux bis hinunter zum Zwillingsjoch besteht demnach aus dem Breithornserpentin. Der Westgrat des Castor besteht hauptsächlich noch aus Grüngesteinen, während darunter sehr bald die sauren Paragneise der Monte Rosa-Decke folgen; feinkörnige, gebänderte Gneise, teils Biotit, teils Muskowit

führend, aus denen der Gipfel und der Ostgrat des Berges besteht. Da sämtliche Schichten hier mit 45° gegen Westen einfallen, kann die Grünschieferserie der Schwärze an dieser Stelle nur mehr eine relativ geringe Mächtigkeit haben. Die bereits im vorigen Abschnitt (S. 88) erwähnten Kalksilikatlinsen am Pollux befinden sich vollständig im Serpentin, liegen also nicht auf der Kontaktfläche zwischen Serpentin und den liegenden Grüngesteinen.

Wie sind nun diese Aufschlüsse auf Triftji, Klein-Triftji und der Schwärze miteinander zu verbinden? Aus den Profilen 4—8 der Tafel III, die derart konstruiert sind, dass sie mit dem durchschnittlichen axialen Anstieg senkrecht zur Zeichenebene ineinander projiziert sind, d. h. in einem masstäblich natürlichen Abstand untereinander erscheinen, ergibt sich zwangsläufig, dass zwischen Gornergrat und Breithorn eine mächtige Rückfalte der Monte Rosa-Decke liegt, welche von den Gesteinsserien der Ophiolith-Decke völlig umhüllt ist. Der Scheitel und die Stirn dieser Rückfalte finden sich auf Triftji aufgeschlossen, das Liegende der Falte in der Schwärze und, noch viel weiter nördlich, an der Basis des Stockhorns. Die Serpentine und Grünschiefer des Stockknubels können nur als tiefste Digitation der Ophiolith-Decke unter der Rückfalte aufgefasst werden, die keilartig unter die rückgefalteten Kristallinserien hineingreift. Morphologisch tritt diese Rückfalte gar nicht in Erscheinung, da es keine markanten Berge gibt, in denen sie sich deutlich abzeichnet. Im Gegenteil, an der Stelle, wo sie unter den höhern tektonischen Elementen gegen Osten hervor auftaucht, liegt das breite, eiserfüllte Tal des Gornergletschers, und nur die wenigen beschriebenen Aufschlüsse, die vom Eis freigegeben sind, beweisen die Existenz dieser Falte. Dies mögen auch die Gründe sein, weshalb sie bis anhin unerkannt blieb, obwohl ihre Ausdehnung ganz beträchtlich ist. Ihre Mächtigkeit, von den Ophiolithen an der Stockhornbasis bis zu denjenigen im Hangenden gemessen, dürfte nach einfachen Überlegungen 1000 m noch übersteigen. In Anbetracht dieser Verhältnisse erscheint es wohl gerechtfertigt, diese Rückfalte der kristallinen Serien der Monte Rosa-Decke in Analogie zu der Mischabelrückfalte der Bernhard-Teildecke als **Gornerrückfalte** zu benennen. Mit dieser Erkenntnis erklärt sich nun aber auch die bisher unverständliche Umbiegung des untern Gornergratzuges auf der Südseite des Hohtälligrates gegen Nordosten. Er beschreibt eben die Rückfaltung in einem tiefern, dem Muldenkern nähern Niveau des Monte Rosa-Kristallins³⁾.

B. DIE GRÜNGESTEINE DER OPHIOLITH-DECKE.

Ursprünglich lag es nicht in der Absicht des Verfassers, sich mit der Petrographie der Ophiolith-Decke von Saas-Zermatt näher zu befassen. Bei der eben beschriebenen tektonischen Aufteilung derselben zeigte sich aber bald, dass die lithologische Mannigfaltigkeit der Grüngesteine derart gross und die Bestimmung der einzelnen Gesteine auf rein makroskopischem Wege meist derart schwierig ist, dass es unmöglich war, sie wissenschaftlich auch nur einigermaßen richtig zu beschreiben. Ferner zeigte es sich, dass gewisse Gesteinstypen eine mehr oder weniger gesetzmässige Verbreitung aufweisen, die z.T. weitgehend durch tektonische Grenzen bedingt ist. Daraus ergab sich fast zwangsläufig die Notwendigkeit einer genaueren mikroskopischen Untersuchung. Für die Dünnschliffe wurden stets Ge-

³⁾ Auf solche Zusammenhänge hat auch R. STAUB auf einer seiner Zermatter Exkursionen aufmerksam gemacht.

steine gewählt, die für eine bestimmte Zone charakteristisch sind und daher innerhalb gewisser Grenzen als Durchschnittstypen betrachtet werden können. Es sei aber gleich bemerkt, dass es sich im folgenden nicht um eine erschöpfende petrographische Behandlung sämtlicher Gesteine der Ophiolith-Decke handelt, es sollen hier nur die wichtigsten Typen nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung kurz skizziert werden, einerseits, um über die Mannigfaltigkeit und die Verteilung der Gesteine einen kurzen Überblick zu geben, andererseits, um damit die aus den tektonischen Beobachtungen gezogenen Schlüsse zu unterstützen. Auch die Fragen über die Genesis werden nur soweit berührt, als sie mit den übrigen Untersuchungen in unmittelbarem Zusammenhang stehen.

In der Dent Blanche-Karte fasste ARGAND die Gesteine der «Groupe de Zermatt», wie er sie nannte, als «Eclogites et amphibolites grenatiformes p. p. à glaucophane, avec masses restreintes de prasinites amphiboliques» zusammen, wobei er die Serpentine nicht mit einrechnete. Tatsächlich ist eine detaillierte Kartierung der Ophiolithzone nach petrographischen Gesichtspunkten mit Schwierigkeiten verbunden, da oft im Handstück sehr verschiedenartige Gesteine durch Übergänge miteinander verbunden sind. Dass aber vielfach bestimmte, in Struktur und Mineralbestand einander ähnliche Gesteine durch tektonische Flächen begrenzt oder verschiedenartige Gesteine voneinander getrennt sind, wurde bereits im vorigen Abschnitt erwähnt. Inwieweit dies für die einzelnen Typen gilt, ist aus der nachfolgenden Beschreibung ersichtlich.

Wie aus Obigem hervorgeht, kann in der nun folgenden Besprechung der Ophiolithgesteine eine natürliche und scharfe Abgrenzung der einzelnen Gruppen nicht überall durchgeführt werden. Es erscheint deshalb zweckmässig, auch die durch Übergänge miteinander verbundenen Gesteinstypen nach mineralogischen und strukturellen Gesichtspunkten zu unterteilen, wie dies im nachfolgenden geschehen ist.

1. Die prasinitische und amphibolitische Randzone.

Beim Studium der Ophiolith-Decke in der Umgebung von Zermatt zeigt sich eine gewisse Verteilung der Gesteine nach ihrer Struktur. In den randlichen Partien gegen die Sedimente der Zermatter Zone und das Kristallin der Mischabel-Decke hin treten (insofern nicht der Serpentin das randliche Gestein bildet) stets mehr oder weniger feinkörnige, meist deutlich geschieferte Grüngesteine auf, während innerhalb dieser Randzone vorwiegend grobkörnige, lagige oder massige Typen zu finden sind. Die stets dunkelgrünen Gesteine dieser Randzone sind, makroskopisch betrachtet, dicht; man erkennt nur dünne Epidotschnüre und Muskowitlagen⁴⁾, die stellenweise auftreten. Viele Typen sind ausgesprochene Grünschiefer ohne Makroeingesprenglinge heller Gemengteile, andere dagegen weisen, besonders im Querbruch, zahlreiche weissliche Tupfen auf, die, wenn sie eine bestimmte Grösse erreichen, sich als Feldspäte verraten. Diese Typen erweisen sich unter dem Mikroskop als eigentliche Prasinite, die sich von denjenigen innerhalb der Bündnerschiefer der Zermatter Zone durch nichts unterscheiden. Es handelt sich hier eben um banale Typen, eigentliche Durchläufer, die in der ganzen penninischen Zone vorkommen.

⁴⁾ Das helle, glimmerartige und muskowitzähnliche Mineral wird im folgenden kurzweg als Muskowit bezeichnet. Analysen (Lit. 21, S. 597) von Gabbrogesteinen des Allalingergebietes mit dem gleichen Glimmer zeigen sehr niedrigen K²O-Gehalt. Es ist daher sehr wahrscheinlich, dass es sich nicht um einen normalen Muskowit handelt, doch fehlen bis jetzt Mineralanalysen. Eventuell kommt, mindestens in Einzelfällen, ein Glimmer in Frage, der nähere Beziehung zu Talk hat.

Prasinit. Am Schwarzgrat zwischen Oberrothorn und Fluhhorn steht ein deutlich geschiefertes Gestein an, das von zahlreichen, kleinen, schmutzigweissen Flecken durchsetzt ist. Es bildet die Grattürme Pt. 3276 und zieht auf der Südseite des Grates gegen den Stellisee hinunter.

U. d. M. zeigt sich folgender Mineralbestand:

H. G. Albit in der Grössenordnung von 0,5—0,8 mm \varnothing . Dieser ist derart durchsetzt von kleinen Einschlüssen, dass es oft schwer fällt, die Feldspatkristalle abzugrenzen. Er bildet eine Grundmasse, in welcher alle übrigen Gemengteile eingelagert sind. Epidot ist reichlich in kleinen, unregelmässig begrenzten Körnern vorhanden, sowohl in wie zwischen den Feldspäten. Hornblende steht mengenmässig etwas hinter dem Epidot zurück. Sie zeigt oft gut idiomorphe Querschnitte und die charakteristische Spaltbarkeit.

Längere Hornblendestengel greifen gelegentlich von aussen her bis mitten in die Albitporphyroblasten hinein. Chlorit ist sehr feinschuppig und bildet neben dem Feldspat den häufigsten Gemengteil.

N. G. Etwas Apatit.

U. G. Serizit, vereinzelt, in kleinen Blättchen, zusammen mit dem Chlorit. Granat, vereinzelt, in Körnern bis zu 0,5 mm \varnothing .

Textur: schwach kristallisationsschiefrig.

Struktur: poikiloblastisch.

Diesem Gestein makroskopisch wie mikroskopisch durchaus ähnlich sind die obersten Partien der Ophiolith-Decke auf der westlichen Talseite von Zermatt oberhalb Herbrigg. U. d. M. unterscheiden sie sich von dem vorigen dadurch, dass die Einschlüsse in den Feldspäten noch zahlreicher sind, und die Schieferung auch im Schliff sehr ausgesprochen ist, indem die Hornblende- und Epidotnadeln alle ziemlich \parallel angeordnet sind. Daneben ist eine deutliche Kataklyse zu beobachten, indem z. B. idiomorphe Hornblendekristalle zerdrückt und in Trümmer aufgelöst sind.

Auch auf der Ostseite der Täschalpen, im Gebiet des Rinderberges, ist diese „Randfazies“ der Grüngesteinsmasse zum grossen Teil prasinitisch. Ein Handstück, das wenige Meter vom Triaskontakt nördlich der Alphütte Rinderberg geschlagen wurde, unterscheidet sich von den vorigen durch etwas hellere Farbe, was u. a. auf eine eisenärmere Hornblende zurückzuführen ist.

U. d. M. H. G. Albit in Grössen von 1 mm \varnothing bis zu den kleinsten Körnern. Chlorit ist mengenmässig das häufigste Mineral, bleibt aber selbst sehr feinfaserig. Epidot ist häufig, sowohl im Chlorit wie auch als Einschluss im Feldspat. Hornblende tritt gegenüber Epidot zurück. Sie zeigt vereinzelt gut idioblastische Querschnitte und einen deutlichen Pleochroismus

n_{γ} = bläulichgrün

n_{α} = schwach gelblichgrün.

Einige Querschnitte zeigen in den randlichen Partien stärkere Absorption als im Kern. Die Auslöschungsschiefe wurde mit 18—20° gemessen, was auf Grammatit schliessen lässt.

N. G. Relativ häufig ist hier Titanit in kleinen, spitzrhomboedrischen Kristallen. Erz (Pyrit) ist nur in vereinzelt Körnern vorhanden.

Textur: richtungslos bis schwach geschiefert.

Struktur: poikiloblastisch.

Dem vorigen nahezu identisch sind Gesteine vom „Kühbord“, dem Rücken nördlich oberhalb Findeln. Es ist makroskopisch ein vorwiegend lichtgrünes Gestein, das im Querbruch von kleinen, weisslichen Feldspatporphyroblasten durchsetzt ist. Die Mineralien zeigen u. d. M. eine unregelmässige Verteilung.

H. G. Epidot (Pistazit) ist in xenoblastischen, länglich abgerundeten Körnern von durchschnittlich 0,1 bis 0,2 mm \varnothing vorhanden. Ein schwacher Pleochroismus (hellgelb)

lässt sich nur vereinzelt feststellen. Verteilt ist er in fast monomineralischen, unregelmässigen Haufen, innerhalb welcher die Körner mit ihrer Längsachse deutlich \parallel ausgerichtet sind. Mengemässiger Anteil ca. 40—45%. Die schwach gelblich bis blassgrün gefärbte Hornblende entspricht Strahlstein. Die Formenentwicklung ist vorwiegend stengelig, doch kommen auch kurze Prismen vor, welche dann stets etwas grösser sind. Anteil ca. 30%. Plagioklas, zweiachsig positiv, Lichtbrechung höher als Kanadabalsam. Die in der Grossform rundlichen Kristalle (\varnothing bis 1 mm) zeigen meist einen unregelmässig gezackten Rand und sind, besonders die grösseren, voll von Einschlüssen, die zum grösseren Teil aus Hornblende, zum kleineren aus Epidot bestehen. Zwillingslamellierung fehlt. Ca. 30%. Chlorit tritt stark zurück, er begleitet stellenweise die Hornblendezüge.

N. G. Titanit ist ziemlich häufig, gelegentlich in der charakteristischen „Rhombenform“, meist aber in völlig xenomorphen Körnern und bisweilen zu Haufen angeordnet. Textur: kristallisationsschiefrig.

Struktur: granoblastisch (Epidothaufen) bis nematoblastisch (Hornblende) mit poikiloblastisch durchsetzten Feldspäten.

Treten in den bisher beschriebenen Gesteinen die Feldspäte an Grösse zurück oder nehmen die Einschlüsse sehr stark zu, so verschwindet makroskopisch der prasinitische Charakter, der bei den bisherigen stets \pm deutlich erkennbar war. Es entsteht dadurch ein Gestein, das äusserlich durchaus als Amphibolit bezeichnet werden könnte, das aber u. d. M. seine nahe Verwandtschaft zu den echten Prasiniten deutlich erkennen lässt.

Als Beispiel hierfür sei ein **Epidot-Amphibolit** von der Fluhalp (am Weglein gegen Furgji) beschrieben. Makroskopisch zeigt das sehr feinkörnige Gestein dunkelgrüne, matte Flecken in einer hellen, grünlichweissen, ebenfalls matten Grundmasse. Im Bruch weist es daher eine mattgrüne Farbe auf, auf den Schieferungsflächen ist glänzender Serizit erkennbar.

U. d. M. H. G. Klinozoisit ist das häufigste Mineral, erkennbar an der typischen Epidotgestalt, der nahezu geraden Auslöschung und der niedrigen Doppelbrechung, welche dem Mineral die blauen Farben erster Ordnung geben. Vereinzelt sind Stengel bis zu 0,5 mm Länge vorhanden, meist sind es aber kleine, kurzsäulige Körner. Ca. 30%. Epidot lässt sich bei durchfallendem Licht vom Klinozoisit nicht unterscheiden. Bei + Nicols dagegen tritt er durch die viel höhere Doppelbrechung und die fleckige Verteilung der Farben hervor. Anteil ca. 25%. Hornblende. Bei dieser handelt es sich um ein Glied der Strahlsteingruppe. Neben völlig farblosen Individuen (Tremolit) treten solche auf, die deutlich grün gefärbt sind und dementsprechend einen deutlichen Pleochroismus aufweisen.

$$\begin{array}{l} n_x \text{ und } n_\beta = \text{blass gelblich-grünlich} \\ n_y = \text{grünlich} \end{array}$$

Vereinzelt finden sich auch Schnitte senkrecht der Vertikalachse (C), die die parallelepipedischen Spaltrisse zeigen, welche sich unter 124° schneiden. Anteil ca. 20%. Diese drei Gemengteile sind in ihrer Korngrösse ziemlich gleich und bilden stellenweise fast das ganze Gefüge. Der Feldspat ist ausschliesslich Albit (Lichtbrechung) und ist immer erfüllt von Einschlüssen. In diesen sind vertreten: Chlorit, Epidot, Hornblende und Serizit sowie Apatit und Granat. Sie sind in der Schieferungsrichtung eingeregelt. Vielfach sind die Einschlüsse so zahlreich, dass es schwer fällt, die einzelnen Feldspatindividuen noch zu erkennen. Er erscheint nur noch als eine einheitliche Grundmasse (Zwickelfüllung).

Textur: schiefrig.

Struktur: nematoblastisches Grundgewebe mit poikiloblastischen Feldspäten.

Der makroskopische Prasinitcharakter (grün-weiss geflecktes Aussehen) verschwindet hier in dem Mass, als die Einschlüsse in den Feldspäten reichlicher werden, so dass diese nahezu verdrängt werden.

Als Endglied dieser Übergangsreihe von den Prasiniten zu den „Pseudoamphiboliten“ tritt ein Gestein auf, für das neben den zahlreichen Einschlüssen auch die stets geringe Grösse der Feldspäte bezeichnend ist. Es sind feinkörnig bis

dichte Varietäten von heller oder dunkelgrüner Farbe und einer deutlichen bis ausgesprochenen Schieferung. Es sind dies die Grünschiefer im eigentlichen, engeren Sinne. Die Intensitätsschwankungen der grünen Farbe werden dabei hervorgerufen durch das quantitative Vorherrschen oder das Zurücktreten einer \pm aktinolythischen Hornblende gegenüber den übrigen Hauptgemengteilen.

Dies zeigt ein **Hornblendeschiefer** aus der Umgebung des Laisees oberhalb der Eggenalp. Makroskopisch ist es ein mattes, blaugrünes Gestein, in dem von blossem Auge keinerlei Mineralien unterschieden werden können. Auch hellere Partien, die von Feldspäten herrühren könnten, sind nicht mehr vorhanden.

U.d.M. H.G. Die Mineralassoziation ist im wesentlichen dieselbe wie im vorigen Gestein. Dagegen tritt quantitativ Klinozoisit und Epidot gegenüber der Hornblende stark zurück. Feldspat (Albit) ist in bezug auf Ausbildung gleich wie im vorigen Gestein, erreicht aber nicht die Grösse wie dort. Ausser den sehr zahlreichen Einschlüssen zeigt er keinerlei besondere Merkmale.

N.G. Titanit. Granat in vereinzelt grossen, aber zerbrochenen Kristallen. Chlorit (Klinochlor) ist ziemlich häufig und über den ganzen Schriff verteilt, Serizit ist dagegen nur untergeordnet.

U.G. Als solcher muss hier der ziemlich reichliche Kalzit aufgefasst werden, der stellenweise fast eine Art Grundmasse bildet.

Textur: schiefrig.

Struktur: poikiloblastisch-nematoblastisch.

Dieser Gesteinstypus ist in der Randzone der Ophiolith-Decke ebenfalls sehr weit verbreitet, so auf der linken Seite des Zermatter Tales, auf der Südseite des Unter- und Oberrothornes und in den Täschalpen.

Sehr verbreitet sind jedoch auch die Zwischenglieder der eben beschriebenen Prasinit-Amphibolit-Reihe, die bald etwas mehr gegen die eine, bald etwas mehr gegen die andere Seite hin tendieren. Als letztes Beispiel dieser Art sei das Gipfegestein des Allalinhorns angeführt.

Es ist ein feinkörniges, deutlich geschiefertes Gestein von dunkler, blaugrüner Farbe. Auf der Schieferungsfläche lassen sich stellenweise grössere Muskowitblättchen sowie vereinzelt Pyrit- und Granatkörner erkennen. Im Querbruch vertragen zahlreiche kleine, grünlichweisse Tupfen die prasinitische Struktur.

U.d.M. bilden die im allgemeinen rundlichen, aber stets unregelmässig begrenzten Albitkristalle gewissermassen die Grundmasse. Sie übersteigen 0,6 mm \varnothing nur selten und zeigen weder deutliche Spaltrisse noch Zwillingsbildungen. Die einzelnen Individuen berühren sich nur selten direkt, da die übrigen Gemengteile hauptsächlich an ihren Randpartien angereichert sind, während im Innern der Kristalle zahlreiche, aber kleinere Einschlüsse vorhanden sind. Anteil ca. 40%. Die obgenannten Randpartien bestehen aus einer strahlsteinartigen, grünen Hornblende, ca. 20%, deren Auslöschungsschiefe sich nicht sicher bestimmen lässt (anscheinend 22°). Epidot (ca. 20%) ist meist sehr feinkörnig (bis 0,2 mm \varnothing) und zeigt, besonders in den grösseren Körnern einen deutlichen Pleochroismus (farblos bis zeisiggrün). Chlorit (Klinochlor) bildet meist schuppige Aggregate zwischen den Hornblende- und Epidotkörnern. 15–20%.

An Akzessorien ist der Titanit reichlich, während Erz (Pyrit) nur untergeordnet vorhanden ist. Granat in Porphyroblasten (bis 2 mm \varnothing) und Muskowit sind eher als U.G. zu betrachten.

Textur: schiefrig bis schwach lagig.

Struktur: typisch poikiloblastisch.

Aus diesem Gestein, das wir wohl am besten als **schiefrigen Prasinit** bezeichnen, besteht zum grossen Teil der Nordabfall und die Gipfelpartie des Allalinhorns sowie der Feekopf (Pt. 3888) bis nahe zum Kontakt mit dem Gesteinen der Rothornserie.

Alle bisher beschriebenen Gesteinstypen stammen aus der Randzone gegen das Hangende, d. h. gegen die Zermatter Zone und die Mischabel-Decke hin. In der Randzone gegen das Liegende, d. h. gegen die Monte Rosa-Decke hin, ist die Mannigfaltigkeit der prasinitisch-amphibolitischen Grüngesteine weit geringer. Sie ist, wo überhaupt entwickelt, im wesentlichen auf einen einzigen Typ beschränkt. Bei diesem handelt es sich um ein dunkelbläulichgrünes, \pm deutlich geschiefertes Gestein, das besonders im frischen Querbruch kleine gelbliche Flecken erkennen lässt.

Als Durchschnittstyp, der mit geringen Abweichungen für diese ganze Zone, besonders aber für die Basis des Pollux, die Schalbetterfluh und die Schwärze gilt, sei ein **Epidot-Chlorit-Amphibolit** erwähnt, der am Felskopf Pt. 3659, im Nordgrat des Pollux, geschlagen wurde.

U. d. M. zeigt sich eine grüne Hornblende in feinkörniger, meist schlecht idiomorpher Ausbildung. Sie erreicht mit 25–35% den grössten Anteil unter den gefärbten Gemengteilen. Ein Plagioklas von albitischer Zusammensetzung bildet die Grundmasse, in welche alle übrigen Gemengteile regellos eingelagert sind. Ca. 35% Chlorit (Klinochlor) ca. 25% in grobblettriger Ausbildung findet sich vielfach als breiter Saum um die stark zersetzten Granatrete herum. Epidot in feinkörniger Ausbildung tritt hier mengenmässig stark zurück (3–5%).

U. G. Muskowit ist meist mit dem Chlorit vergesellschaftet. Kalzit ist stets in Verbindung mit einem limonitischen Zersetzungsmaterial. Dieses bildet die bereits erwähnten, makroskopisch sichtbaren gelbbraunen Flecken.

N. G. Rutil, Pyrit, gelegentlich mit Hämatitträndern. Apatit sehr wenig. Titanit ist wiederum relativ häufig.

Textur: schwach, schiefzig.

Struktur: granoblastisch, stellenweise verschwommen poikiloblastisch.

Im Zusammenhang mit diesem Gestein sollen noch einige besondere Typen erwähnt werden, deren tektonische Zugehörigkeit zu dem vorigen wahrscheinlich, jedoch nicht sicher ist.

Das erste dieser Vorkommen ist ein **Epidotamphibolit**, der am untersten Ende von „Klein-Triftji“ auf der Nordseite des Zermatter Breithornes ansteht und von den Amphiboliten des vorigen Typus, die den untern Teil des gleichnamigen Grates aufbauen, stellenweise durch Kalkschieferzüge getrennt ist. Es ist ein dunkelgrünes, gesprenkeltes Gestein, das sich vom vorigen kaum wesentlich unterscheidet. Verschiedene Mineralarten lassen sich makroskopisch in dem gleichmässig feinkörnigen Gestein deutlich unterscheiden, so eine schmutzig-gelblichweisse bis gelblich lichtgrüne und eine dunkelgrüne. Als bestimmbare Einzelminerale kann man stellenweise kleine bräunlich-grünliche Epidotstengelchen sowie weissen Glimmer erkennen.

U. d. M. bildet Epidot (bis Klinozoisit) z. T. 2 mm lange Kristalle, die teilweise, besonders die kleineren Individuen, kristallographisch recht gut entwickelt sind. So findet man gelegentlich neben den Prismen- auch gut entwickelte Terminalflächen und idiomorphische Querschnitte. Daneben findet sich das Mineral auch in wirren, körnigen Aggregaten. Ein deutlicher Pleochroismus ist nur teilweise vorhanden. Anteil ca. 50–60%. Grüne Hornblende findet sich z. T. in idioblastischen Basisschnitten. Leistenförmige Längsschnitte von 1 mm Länge sind nicht selten, noch häufiger ist die Hornblende aber in kleinen Körnern und Spaltstücken vorhanden. Der Pleochroismus ist kräftig.

n_{α} = hell grünlichgelb

n_{β} = grün

n_{γ} = satt oliv- bis bläulichgrün.

Anteil ca. 25–30%. Feldspat (Albit) tritt mengenmässig stark zurück und bildet fast eine Art Grundmasse, in die die übrigen Mineralien eingelagert sind, oder tritt nur als

Zwickelfüllung auf. 5–10%. Chlorit tritt mengenmässig ebenfalls stark zurück (wenige Prozent).

U. G. Serizit in Blättchen bis 0,5, selten bis 1 mm Länge. Mit ihm vergesellschaftet, aber sehr untergeordnet tritt ein hellgelbbraun bis dunkel grünlichbraun pleochroitischer Glimmer auf, der als Biotit angesprochen werden dürfte. Stellenweise geht er direkt in Serizit über. Ferner Titanit und stellenweise ziemlich häufig Kalzit.

N. G. Limonit.

Textur: massig, mit stellenweise schwach angedeuteter Schieferung.

Struktur: granoblastisch.

Das Gestein unterscheidet sich somit wesentlich vom vorigen nur durch das andere Mengenverhältnis der Hauptgemengteile, wobei besonders der hohe Epidotgehalt bemerkenswert ist.

Dasselbe Gestein steht auch im untersten Teil der „Triftji“ an, einige hundert Meter westlich der vorigen Lokalität, wo es konkordant mit Kalkschiefern verfaltet ist. Endlich tritt es etwas oberhalb dieser Stelle (zwischen 2750 m und 2900 m Höhe) anscheinend als isolierte Linsen und Züge ganz innerhalb der Kalkschiefer auf, wodurch es an die echten Prasinite der Bündnerschieferserien erinnert. Zudem geht innerhalb dieser Züge die bereits beträchtliche Epidotanreicherung noch weiter, so dass an einigen Stellen ein eigentlicher Epidotfels vorkommt, in dem idioblastisch ausgebildete, schmutziggrüne Epidotkristalle bis zu 2 cm Länge als Gemengteil weitaus vorherrschen. Der genetische Charakter dieses Gesteins ist vorderhand noch unklar.

2. Die Fluhhornserie.

Dieser Name wurde eingeführt für einen Grossteil der Gesteine der Ophiolith-Decke, die sich von den bisher besprochenen Gesteinen der Randzone deutlich unterscheiden und die in charakteristischer Ausbildung besonders das Fluhhorn nördlich der Fluhalp aufbauen. Ihre Verbreitung beschränkt sich jedoch keineswegs nur auf diese Bergspitze, wie nach dem Namen geschlossen werden könnte. Sie finden sich ebenso weiter gegen Westen, beidseits des Zermatter Tales, im Gebiete der Rifelalp, im Osten in weiter Ausdehnung in den hintern Täschalpen und am Strahlhorn. Sie unterscheiden sich von den Gesteinen der ersten Gruppe durch die Struktur, während sie ihnen in bezug auf Mineralbestand durchaus ähnlich sind. Es sind **Amphibolite** und **Granatamphibolite** von äusserlich sehr wechselndem Habitus, zeigen aber meist ein grobkörnig gesprenkeltes, flaserig bis schlieriges Gefügebild. Während die Gesteine der vorigen Gruppe vorwiegend auf die randlichen Partien der Ophiolith-Decke beschränkt sind, finden sich die Vertreter dieser Gruppe anscheinend nirgends auf grössere Distanzen direkt am Mischabelkristallin oder an den ihm aufliegenden mesozoischen Sedimenten. Vielmehr lassen sie sich auf weite Strecken durch Kalkschieferzüge von den Gesteinen der Randzone scharf trennen. Alle diese Merkmale vermögen wohl die Abtrennung derselben als eigene Gruppe zu rechtfertigen.

Das Gestein von der Typ-Lokalität, d. h. vom Fluhhorn (zwischen Fluhalp und Täschalp), besteht makroskopisch aus einer bläulichgrünen, sammetartig glänzenden Grundmasse, in welcher zahlreiche, verschieden grosse, weissliche, meist unscharf begrenzte Flecken und Fetzen eingestreut sind. Innerhalb dieser Flecken lassen sich deutlich kleine, silberglänzende, weisse Glimmerblättchen erkennen. In der grünen Grundmasse sind vereinzelt kleine, braune Granate eingestreut.

U. d. M. erkennt man als wichtigsten Gemengteil eine grüne Hornblende. Sie bildet ein Gewirr von feinen Körnern, die meist xenoblastisch begrenzt sind. Seltener sind längere Nadeln. Ziemlich häufig finden sich Querschnitte, die den typischen Spaltwinkel von 124° erkennen lassen. Der Pleochroismus ist kräftig:

$$\begin{aligned}n_\alpha &= \text{hell gelblich} \\n_\beta &= \text{grün} \\n_\gamma &= \text{bläulichgrün}\end{aligned}$$

Die einzelnen Hornblendefasern erreichen eine Länge von ca. 0,3 mm. Anteil 45–50%. Epidot bis Klinozoisit bildet, ähnlich wie die Hornblende, Anhäufungen, in denen er mengenmässig stark vorherrscht. Bisweilen erreichen die Stengel 0,6 mm Länge, meist sind sie aber viel kleiner. Pleochroismus ist nicht zu beobachten. Anteil 40–50%. Muskowit bildet meist sperrige Leisten in den Epidotanhäufungen. Ca. 5%. Plagioklas (nach Lichtbrechung und optischem Charakter handelt es sich um Albit bis Oligoklas) tritt gegenüber Hornblende und Epidot sehr stark zurück und ist stets nur als Zwickelfüllung vorhanden. Wo er in grösseren Individuen auftritt, ist er sehr stark durchsetzt mit Körnern der übrigen Gemengteile (Einschlüsse!) und ist als Einzelkristall nur noch an der gleichzeitigen Auslöschung der verschiedenen Teile zu erkennen. Granat ist vereinzelt in grösseren Porphyroblasten (bis 0,8 mm \varnothing) anwesend und stets von einer kelyphitischen Chloritrinde umgeben, welches Mineral sich untergeordnet auch in den Epidothaufen findet.

An akzessorischen Gemengteilen sind zu nennen: Titanit, der bald der Hornblende, bald dem Epidot eingestreut ist, vereinzelt: Rutil und Erze.

Textur: richtungslos, massig.

Struktur: granoblastisch bis schwach poikiloblastisch.

Das Gestein ist somit ein feldspatarmer **Epidotamphibolit**, bei welchem der Epidot zu \pm grossen Haufen aggregiert und einer im wesentlichen aus grüner Hornblende bestehenden Grundmasse eingelagert ist.

Dieses sehr charakteristische Gestein lässt sich in verschiedenen Nuancen an vielen Stellen wieder erkennen. Die Abweichungen sind z. T. bedingt durch das \pm starke Hervortreten des einen oder andern Gemengteils oder in der Struktur. So findet sich auf der Ostseite der Täschalpen, unter dem Alphubelgletscher eine Abart, die sich vom oben beschriebenen Typus durch feinkörnigere Textur, schärfere Begrenzung der einzelnen Epidotflecken und vor allem durch unregelmässige Verteilung derselben unterscheidet, derart, dass gewisse Gesteinspartien vorwiegend leukokrat erscheinen, während andere fast nur aus dunkelgrüner Hornblende bestehen. Zudem ist der Epidot etwas eisenreicher.

Bemerkenswert ist, dass in diesem Gestein sich auf Rissflächen zahlreiche lichtgrüne Epidotkriställchen als Neubildung auf den hellen Flecken ausscheiden.

Ein anderes Gestein, das ebenfalls von den hinteren Täschalpen stammt, unterscheidet sich vom vorigen durch zahlreiche, ca. stecknadelkopfgrosse Granatporphyroblasten und eine deutlich schiefrige Textur.

U. d. M. sind die H. G. Hornblende, Epidot und Feldspat, alle drei in ähnlicher Ausbildung und Anordnung wie im Gestein vom Fluhhorn. Der Granat tritt in Granoblasten bis über 1 mm \varnothing auf. Die rundlichen Kristalle zeigen einen deutlichen Reaktionsrand, der gebildet wird aus Erz, Hornblende, Epidot und Biotit. Dabei fällt auf, dass die Hornblende hier intensiver gefärbt ist und der Epidot einen deutlichen Pleochroismus aufweist, der im übrigen Gestein in den entsprechenden Körnern fehlt. Grössere Muskowitblättchen, die den Granat stellenweise begrenzen, sind an den Berührungsflächen zu Biotit umgewandelt. Der ganze Reaktionsrand zeigt somit eine Stoffverschiebung in den angrenzenden Mineralien. Der Granat selbst ist siebartig von Einschlüssen durchsetzt.

N. G. und U. G. Titanit ist in reichlicher Masse über den ganzen Schriff verteilt. Erz (Magnetit) ist meist an den Granat gebunden. Apatit tritt nur vereinzelt auf. Muskowit bildet Blättchen bis zu 0,5 mm Länge, ist relativ häufig und zeigt stellenweise Um-

wandlung zu Biotit. Kalzit in unregelmässiger Ausbildung ist ziemlich häufig und von Feldspat umwachsen.

Die Struktur ist granoblastisch bis blastogranitisch mit porphyroblastischen Granaten.

Von den bisher besprochenen Typen ziemlich abweichend ist ein Gestein, das hauptsächlich südlich von Zermatt auf der östlichen Talseite, auf Tuftern und gegen Hermettji, von zwei Kalkschieferzügen begrenzt, auftritt. Auf frischem Bruch erkennt man ein mittel- bis grobkörniges, grünweiss gesprenkeltes Gestein von massiger Textur. Das helle Mineral ist milchigweiss (im Gegensatz zu dem schmutzig gelblichweissen der vorhergehenden Typen), das grüne Mineral besteht aus grösseren Einzelkristallen mit guter Spaltbarkeit und starkem Glanz. Die grüne Farbe ist jedoch heller als bei den Hornblenden der vorigen Gesteine. U. d. M. erweist sich das Gestein als **Zoisitamphibolit**.

H. G. Zoisit (α -Modifikation) bildet körnige Aggregate. Die stengelig prismatischen Körner erreichen durchschnittlich 0,5–1 mm Länge. Der Achsenwinkel $2V$ ist oft nahezu 0° , wodurch einachsiger positiver Charakter vorgetäuscht wird. Anteil ca. 50%. Grüne Hornblende bildet bis über 1 mm grosse Individuen, die ziemlich idioblastisch ausgebildet sind. Sie sind stark durchsetzt von kleinen Epidotkörnern und Serizitschüppchen. Ca. 40–50%. Feldspat (Albit) tritt sehr stark zurück. Er bildet im wesentlichen Zwickel zwischen den Zoisiten und den grösseren Hornblendetafeln, ist aber selbst wieder stark durchsetzt von feinen Hornblendenädelchen und Zoisitkörnern.

N. G. und U. G. Epidot stets als Umwandlungsprodukt in oder um die Hornblende, ebenso Serizit, der auch vereinzelt im Gefüge auftritt. Zirkon und Rutil in kleinen Körnern, meist als Einschluss in den Hornblenden, ebenso vereinzelt Erzkörner.

Textur: massig.

Struktur: blastogabbroid mit granoblastischem Grundgewebe (Zoisit).

Dieses Gestein wird von der Gornergratbahn besonders im untersten Teil zur Beschotterung des Bahntrasses verwendet. Hier ist es stellenweise auch gut aufgeschlossen.

Besonderer Erwähnung bedürfen ferner zwei Gesteinsarten aus dem Gipfelaufbau des Rimpfischhornes. Sie bilden zusammen den mittleren Teil des Rimpfischhorn-Nordgrates und sind im Liegenden und Hangenden von Eklogitamphiboliten begleitet, die im nächsten Abschnitt besprochen werden.

Im südlichen Teil dieses Grates tritt ein **Granatepidotamphibolit** auf, der makroskopisch dadurch gekennzeichnet ist, dass er von zahlreichen schmälern und breiteren gelblichgrünen Epidotschnüren und -schlieren durchzogen wird. Die Hauptmasse des Gesteins ist jedoch dunkelgrün mit hellgrünen Fetzen und Nestern, in der undeutliche, bis 5 mm grosse Granatporphyroblasten stecken.

U. d. M. erweist sich der Epidot als der häufigste Gemengteil (35–40%), der die Hornblende stellenweise nahezu verdrängt. Er ist meist gut ausgebildet (bis 2 mm lange Stengel) und zeigt deutlichen Pleochroismus

n_α = farblos
 n_β = grünlichgelb
 n_γ = zeisiggrün.

Grüne Hornblende, meist in Nadeln oder unregelmässigen Körnern, ist stellenweise dem Epidot beigemischt. Auch sie zeigt wie dieser eine deutliche \parallel Einregelung. 15–20%. Chlorit (Klinochlor) in ca. gleichen Mengen ist meist mit der Hornblende vergesellschaftet. Er ist, wie stellenweise deutlich zu erkennen ist, das Umwandlungsprodukt des Biotits. Auch der Muskowit steht mit dem Chlorit in direkter genetischer Beziehung. Seine Blättchen erreichen bis 1 mm Länge und nehmen, wie der Chlorit, ca. 10% des Schliffes ein. Granat ist nur vereinzelt, aber in Form von grossen, unregelmässig begrenzten Porphyroblasten vorhanden. Feldspat (Albit-Oligoklas) bildet grössere, unregelmässig geformte Individuen, in denen die übrigen Mineralien eingelagert sind. 20–30%.

Die Akzessorien sind die üblichen: Erz (Magnetit), Apatit, Titanit und Rutil, welcher häufig mit dem Erz verwachsen ist.

Textur: schiefrig.

Struktur: nematoblastisch-poikiloblastisch.

Auf dieses Gestein folgt in der nördlichen Fortsetzung des Grates ein solches, das makroskopisch gneisartiges Aussehen hat. Dieses wird bedingt durch den reichlich auftretenden, weisslichen Feldspat, den deutlich hervortretenden Biotit und die schwach schiefrig bis lagige Textur. Nur vereinzelte grünliche Partien, hervorgerufen durch Epidotanreicherungen, verraten die Verwandtschaft zum vorigen Gestein. U. d. M. tritt diese noch deutlicher in Erscheinung, weil dieselben Mineralien vorkommen, nur ist die prozentuale Verteilung wesentlich anders.

Albit tritt gegenüber dem vorigen Gestein sehr stark in den Vordergrund, die Korngrösse übersteigt jedoch kaum 1 mm \varnothing . Die Einschlüsse sind auffallend unregelmässig verteilt, indem die einen Individuen nahezu einschlussfrei, andere wieder reich an Einschlüssen sind. Anteil 40–50%. Hornblende (15–20%) und Epidot (10–15%) sind in ähnlicher Ausbildung wie im vorigen Gestein vorhanden. Chlorit, dem der etwas grünlichbraune Biotit ungefähr zu gleichen Teilen beigemischt ist, bildet vorwiegend nesterartige Anhäufungen. Stellenweise lassen sich Individuen finden, die innen aus Biotit, randlich aber aus Chlorit bestehen. Biotit und Chlorit machen zusammen 20–30% aus. Quarz bildet vereinzelt kleine, tropfenförmige Einschlüsse im Feldspat.

Die Akzessorien sind dieselben: Vereinzelte Erzkörner, Apatit und Rutil, der häufig von Titanitkränzen umgeben ist.

Textur: schwach schiefrig bis lagig.

Struktur: granoblastisch.

Nach dem Mineralbestand dürfte dieses Gestein somit als **Biotitepidotamphibolit** bezeichnet werden.

Endlich sei an dieser Stelle noch ein Gestein erwähnt, das nach der Art der Gemengteile und deren Auftreten zur Fluhhornserie gehört, aber durch seine Struktur auffällt. Diese dürfte für die genetische Deutung der ganzen Serie von Bedeutung sein. Nach dem jetzigen Mineralbestand handelt es sich um einen **Zoisitamphibolit**, der unmittelbar östlich der Brücke der Gornergratbahn über die Visp bei Zermatt ansteht. Im Vergleich zu den übrigen Gesteinen der Fluhhornserie liegt er bereits gegen die Randzone zu, ist von dieser aber durch einen Kalkschieferzug getrennt. Er besteht makroskopisch aus der bekannten dunkelbläulichgrünen Grundmasse, in der grosse (bis 2 cm lange), helle, weissliche Porphyroblasten eingestreut sind. Ihre meist scharfe Begrenzung sowie vor allem ihre dicktafelige Form lässt sie unschwer als Feldspatpseudomorphosen erkennen. Daneben finden sich im Gestein (in der Grundmasse wie in den hellen Pseudomorphosen) reichlich, bis 3 mm grosse, braunrote Granate.

U. d. M. A. **Grundmasse.** Diese besteht aus einer feinfaserigen, nadelig-stengelig ausgebildeten grünen Hornblende. Die Länge der einzelnen Fasern bzw. Stengelchen übersteigt kaum 0,2 mm. Gut ausgebildete Kristalle sind nicht zu erkennen. Der Pleochroismus ist deutlich wie im Gestein vom Fluhhorn. Daneben tritt untergeordnet eine farblose bis schwach bläuliche Hornblende auf. Feldspat bildet eine Füllmasse, in welche die \parallel geregelten Hornblenden dicht gedrängt eingelagert sind. Da er ohne Einschlüsse nirgends auf grösserer Fläche vorhanden ist, lässt sich sein optischer Charakter nicht mit Sicherheit bestimmen. Nach seiner Lichtbrechung dürfte es sich aber auch hier um Albit bis Oligoklas handeln. Erz (Pyrit?) ist reichlich und in \pm regelmässiger Verteilung der Hornblende eingelagert. Titanit ist in kleinen Körnern ähnlich verteilt wie das Erz. Blassrötlicher Granat bildet grosse, meist rundliche Porphyroblasten, die gewöhnlich zunächst von einem grünen Chloritfilz, dann von einem feinkörnigen, feldspatähnlichen Mineral und zu äusserst von Erzkörnern umgeben sind, deren Anordnung noch die ur-

sprüngliche Grösse und Gestalt des Granates erkennen lassen. Bei + Nicols erweisen sich die Granate erfüllt von Einschlüssen eines hoch licht- und doppelbrechenden Minerals (Titanit?). Endlich finden sich vereinzelt Apatit und Serizit.

B. Helle Partien. (Feldspatpseudomorphosen). Diese bestehen zu 95% aus Zoisit. Die Körner sind meist klein, dagegen finden sich auch Leisten bis 1 mm Länge. Zwischen den Zoisitkörnern ist stellenweise etwas Feldspat und Serizit zu beobachten. Ausserdem findet sich, wie in der Grundmasse, reichlich Titanit in spitzrhombschen und unregelmässigen Körnern, ferner Granatporphyroblasten.

Textur: massig.

Struktur: in einer nematoblastischen Grundmasse finden sich porphyroblastische Granate und in sich granoblastische Feldspatpseudomorphosen. Primär, d. h. vor der Umwandlung der Feldspäte, muss hier ein ausgesprochen porphyrisches Gestein vorgelegen haben.

Der Vollständigkeit halber sei noch ein anderer **Zoisitamphibolit** erwähnt, der seinem Habitus nach nicht mehr zur Fluhhornserie gezählt werden darf, vielmehr anscheinend als selbständiges Glied in dieser auftritt. Das Gestein, das sich durch seine helle Farbe schon auf einige Distanz deutlich von den übrigen Amphiboliten der Fluhhornserie und der Randzone abhebt, erscheint auf der Westseite des Saasgrates in der Gipfelpartie des Allalinhorns, in dessen Südwestwand es gegen den Mellichgletscher hinunterzieht, unter dem es gegen Westen hin auf nahezu 2 km verborgen bleibt (vgl. Fig. 11). Im obersten Teil des Felsgrates „Vor der Wand“ taucht das helle Band wieder auf. Im Talboden der Täschalpen und auf dessen Westseite ist es gegen das Fluhhorn nur noch undeutlich feststellbar.

Es besteht jedoch die Möglichkeit, dass die Fortsetzung dieses Zuges gegen Westen im Strahlsteinschieferzug auf der Ostseite des Oberrothornes gesucht werden muss.

Im Handstück ist es ein feinkörniges, lichtgrünes bis weissliches, auf den Schieferungsflächen silbern glänzendes Gestein, vereinzelt lassen sich kleine lichtgrüne Hornblendenädelchen erkennen.

U. d. M. erscheint als H. G. Zoisit in vorwiegend kurzsäuliger Ausbildung. Vereinzelt finden sich Stengel von 0,5 mm Länge, meist halten sie sich aber um 0,1–0,3 mm. Anteil ca. 50%. Daneben erscheint eine farblose, strahlsteinartige Hornblende (ein sehr schwacher Pleochroismus, farblos gelblich-grünlich, scheint stellenweise wahrnehmbar zu sein). Anteil 35–40%. Feldspat (Albit-Oligoklas) ist fast ausschliesslich nur als Füllmasse vorhanden. Ca. 10%. Wenig Serizit. N. G. Titanit und vereinzelt Zirkon.

Textur: schiefzig.

Struktur: die vorwiegend stengelige Ausbildung der H. G. bedingt eine, allerdings nicht sehr ausgeprägte nematoblastische Struktur. Eine schwach angedeutete Bänderung, die makroskopisch sichtbar ist, wird dadurch bedingt, dass Partien mit reichlicherer Hornblende wechseln mit solchen wo vorherrschend Zoisit ist.

3. Eklogitamphibolite und Glaukophaneklogite.

Die Gesteine dieser Gruppe weichen in ihrer Struktur meist beträchtlich von denjenigen der Fluhhornserie ab und sind im besondern gekennzeichnet durch das ± reichliche Vorhandensein eines grünen Pyroxens und einer häufig blauen Hornblende der Glaukophanreihe. Genetisch stehen sie aber mit denjenigen der Fluhhornserie in engem Zusammenhang, indem sie durch Übergänge mit diesen verbunden sind. Sie stellen somit lediglich eine Gesteinsgruppe dar, die sich durch einen anderen Mineralbestand von den bisher beschriebenen Amphiboliten unterscheidet. Dass es sich dabei keineswegs um tektonisch selbständige Glieder handelt, geht auch klar aus der Art ihres Auftretens hervor. Es ist jedoch sehr wahrschein-

lich, dass ihre Verbreitung wesentlich grösser ist, als bisher festgestellt wurde. Da sie von den übrigen Amphiboliten im Felde oft schwer zu unterscheiden sind, bedarf es zur Feststellung des genauen Verbreitungsgebietes noch eingehender petrographischer Untersuchungen.

Die Hauptverbreitung scheinen diese Gesteine im Gebiete des Rimpfischhornes zu haben, wo sie auch in besonders typischen Formen auftreten. Sie wurden daher anfänglich als Rimpfischhornserie zusammengefasst und diese der Fluhhornserie gegenübergestellt. Als sie jedoch auch an zahlreichen andern Orten festgestellt wurden, musste diese Bezeichnung aufgegeben werden. Dennoch ist das Rimpfischhorn von seiner Südflanke über den Nordgrat bis zum Allalinpass das interessanteste Objekt zum Studium dieser Gesteine und deren mannigfachen Abarten und Übergängen zu den Epidotamphiboliten und Granatzoisitamphiboliten der Fluhhornserie. Wohl den ursprünglichsten, noch am wenigsten umgewandelten Glaukophaneklogit finden wir am Südgipfel des Rimpfischhornes anstehend (Spitze südlich des Hauptgipfels, welcher das Triangulationssignal Pt. 4198 trägt). Das ausserordentlich zähe Gestein zeigt im frischen Bruch eine feinkörnige bis nahezu dichte, grüne Grundmasse, die auch dunkelgrüne bis helle, lauchgrüne Farbtöne aufweisen kann. Innerhalb den dunklen Partien sind stahlblaue bis schwarze, glänzende Täfelchen sichtbar. Man erkennt auch reichlich vorhandene, dunkelrotbraune, unscharf begrenzte Granate. Ferner lässt sich, stellenweise stark gehäuft, daneben wieder ganz fehlend, weisser Glimmer erkennen. Unter dem Mikroskop erweist sich das Gestein als ein in den Anfängen der Pyroxenzelfaserung befindlicher **Glaukophaneklogit**.

Der im Schriff farblose Pyroxen (wahrscheinlich Omphazit) ist noch weitgehend erhalten (30–40%). Obwohl grössere idiomorphe Individuen nicht mehr vorhanden sind, finden sich doch grosse Partien, in denen sich Bruchstück an Bruchstück (bis 0,8 mm \varnothing) reiht mit einer kryptodiablastischen Zwischenmasse, die die oft nur sehr schmalen Risse ausfüllt. Bemerkenswert ist, dass die benachbarten Körner stets optisch verschieden orientiert sind, dass also eine verwackelte Trümmerstruktur vorliegt. Es ist dies eine Beobachtung die auch von L. HEZNER (Lit. 58) an Oetztaler Eklogiten gemacht wurde. Dies lässt den Schluss zu, dass der Pyroxen ursprünglich durch tektonische Vorgänge kataklastisch zerdrückt und die einzelnen Körner gegeneinander verstellt wurden und erst hernach die Hornblendisierung einsetzte. Grüne Hornblende. Die Hornblendisierung ist noch in ihrem Anfangsstadium, da die kryptodiablastische Hornblendemasse erst ein weit verzweigtes Netzwerk bildet, in dem die übrigen Gemengteile, besonders aber die Pyroxenkörner, eingelagert sind. Deutlich entwickelte Nadelchen finden sich erst in der Umrandung der Granatporphyroblasten oder vereinzelt in beträchtlichem Abstand der Pyroxenkörner. Ca. 30%. Glaukophan bildet z. T. gut idiomorphe Kristalle bis zu 2 mm Länge. Auch sie zeigen stets eine beginnende randliche Umwandlung in gewöhnlich grüne Hornblende in analoger Weise wie der Omphazit, nur mit dem Unterschied, dass die kryptodiablastische Zwischenmasse nicht so ausgeprägt ist wie dort. Meist lässt sich die ursprüngliche Form und Grösse des Glaukophankristalles noch deutlich erkennen, obwohl vielfach nur noch ein kleiner zentraler Rest von ihm erhalten ist. Der Pleochroismus ist kräftig.

n_{α} = blassgelb

n_{β} = blauviolett

n_{γ} = blau, in den Randzonen jedoch kräftiger.

Einschlüsse von Erz und eines stark doppelbrechenden Minerals (wahrscheinlich Epidot) sind vorhanden. Anteil ca. 10%. Muskowit⁵⁾ ist ziemlich häufig (10–15%), vereinzelt oder in Häufchen, meist zusammen mit einem schwach pleochroitischen Epidot. Feldspat (vermutlich Albit) ist nur sehr untergeordnet, meist als Zwickelfüllung vorhanden. Granat bildet Porphyroblasten bis zu 4 mm \varnothing , die dank der Erzkränze meist

⁵⁾ Siehe Fussnote Seite 98.

die ursprüngliche Rhombendodekaederform noch gut erkennen lassen, die jetzt aber durch die Hornblendisierung, die auch auf den Spaltrissen des Minerals eingesetzt hat, nur noch unvollkommen erhalten ist. Ca. 15%. Als reichliche Einschlüsse enthält der Granat Erz und Rutil, selten Apatit und kleine Körner von Quarz und Glaukophan.

Als N.G. und U.G. treten hinzu: Erz (Ilmenit?), reichlich Rutil, etwas Apatit und Kalzit.

Textur: massig.

Struktur: granoblastische Grundmasse mit porphyroblastischen Granateinsprenglingen.

Dieses Gestein bildet nur einen relativ kleinen Teil des Rimpfischhorns, nämlich die obersten Felsen des Gipfelaufbaues, von der obern Firnterrasse bei ca. 4000 m Höhe bis und mit dem Südgipfel. In dieser Mächtigkeit von ca. 200 m streicht es, entsprechend dem allgemeinen NW-Fallen, gegen den Hubelgletscher hinunter, unter welchem es rasch verschwindet. Das Gestein des Hauptgipfels, aber auch dasjenige der untern Felsbastion in der Südflanke des Berges, zeigt bereits beträchtliche Abweichungen, die durch stärkere Umwandlung des Pyroxens und des Glaukophans sowie durch das stärkere Hervortreten von Zoisit und Epidot bedingt sind. So unterscheidet sich ein Gestein, das auf ca. 3840 m in der Südflanke geschlagen wurde, bereits makroskopisch ganz wesentlich. In der dunkel- bis lauchgrünen Grundmasse sind die braunen, stecknadelkopf- bis erbsgrossen Granate sehr gut sichtbar. Daneben finden sich aber auch zahlreiche kleine, schwach grünlichweisse Flecken, die sich u. d. M. als Zoisitporphyroblasten erweisen (bis 1 mm Länge), die einzeln oder in Gruppen von wenigen Individuen regellos eingestreut sind. Dadurch erreicht das Gestein bereits eine gewisse Ähnlichkeit mit granatreichen Amphiboliten der Fluhhornserie. Nach dem noch ziemlich häufigen, jedoch in zahlreiche kleine Körner aufgelösten Pyroxen handelt es sich um einen **Eklogitamphibolit**.

Nach oben geht dieses Gestein nach wenigen Metern in ein anderes über, das sich durch grosse und zahlreiche Muskowitblättchen auszeichnet, die ihm, besonders auf frischem Bruch, ein eigenartiges Aussehen verleihen. Zoisitporphyroblasten fehlen dafür fast ganz.

U. d. M. findet sich neben der stark vorwiegenden grünen Hornblende in einigen Restchen eine farblose bis schwach bläuliche, glaukophanartige Hornblende. Der Omphazit ist ähnlich ausgebildet wie im Gestein vom Südgipfel, er ist nur nicht so reichlich. Dagegen nimmt, wie zu erwarten, der Muskowit⁶⁾ eine besondere Stellung ein. Er findet sich in wohlausgebildeten, bis 2 mm langen Tafeln, die ohne bevorzugte Richtung der Grundmasse eingelagert erscheinen und daher ein z. T. fast sperriges Gefüge hervorrufen. Ihr Anteil wird auf 10–15% geschätzt. Granat ist in ähnlicher Ausbildung wie im vorigen Schliff vorhanden.

Untergeordnet treten auf: Epidot, Apatit, Erz, Rutil und Titanit wie im vorigen Schliff sowie ein Karbonatmineral und endlich Quarz, der gelegentlich kleine Haufen verzahnt ineinandergreifender und undulös auslöschender Körner bildet und, im Gegensatz zum Feldspat, stets frei ist von Einschlüssen.

Textur: massig; eine schwach angedeutete Schieferung, bedingt durch das gleichzeitige Aufleuchten zahlreicher Glimmerblättchen, kommt im Dünnschliff kaum zur Geltung.

Struktur: wie im vorigen Schliff, wobei das porphyrische Bild aber hauptsächlich durch die grossen Glimmertafeln bedingt wird.

Hier zeigt sich eine Erscheinung, die von FRANCHI (Lit. 41) an eklogitischen Glimmerschiefern aus den Graischen Alpen beschrieben und abgebildet wurde. An Stellen, wo Muskowitblättchen inmitten von Quarzkörnern liegen, sind sie von

⁶⁾ Siehe Fussnote Seite 98.

einem niedrig licht- und doppelbrechenden, klaren Mineral umgeben, das dieser Forscher für Albit hält. In unserem Schriff können wir nur feststellen, dass die Lichtbrechung dieses Minerals beträchtlich unter derjenigen des Quarzes liegt, was mit seiner Diagnose übereinstimmen würde. Der genauere optische Charakter des Minerals lässt sich auch hier der Kleinheit wegen nicht feststellen.

Das Gestein vom Hauptgipfel des Rimpfischhorns ist makroskopisch von demjenigen des Südgipfels nur dadurch verschieden, dass es ziemlich reichlich ein körniges, schmutzig-grünlichgelbes Mineral (Epidot) enthält.

U. d. M. erweist sich die Hornblendisierung als viel weiter fortgeschritten als im Gestein vom Südgipfel. An die Stelle der kryptodiablastischen Substanz sind grösstenteils wohlindividualisierte grüne Hornblendesäulchen und -nadelchen getreten, die, meist zu Büscheln vereint, einer Feldspatgrundmasse (Albit) eingelagert sind (Feldspaturalitisation). Pyroxenreste sind nur noch vereinzelt vorhanden. Ebenso findet sich Glaukophan nur noch selten im Kern grösserer, grüner Hornblendeindividuen. Dagegen tritt jetzt Epidot als H. G. auf (20–25%). Dieser ist nur schwach pleochroitisch und bildet grössere Anhäufungen von xenoblastischen Körnern, wodurch er stellenweise fast mit Olivin verwechselt werden könnte. Granat findet sich nur vereinzelt, aber in grossen (3–5 mm \varnothing) Porphyroblasten. Zu bemerken ist, dass sich neben den üblichen Einschlüssen (Erz, grüne Hornblende, Rutil) auch Glaukophan findet. Endlich ist untergeordnet ein stark pleochroitischer, braungelber biotitartiger Glimmer vorhanden.

Die Akzessorien sind die üblichen: Erz, Apatit und Rutil, welcher von Titanitkränzen umgeben ist, eine Erscheinung, die z. T. auch schon in den vorigen Schriffen beobachtet wurde.

Textur: massig.

Struktur: granoblastisch-porphyroblastisch.

Verfolgen wir das Profil am Rimpfischhorn weiter gegen Norden über den scharfen Grat, so finden wir darin Gesteine, deren Eklogitcharakter durch das starke Zurücktreten bis völlige Verschwinden des Granates, durch das Vordominieren des Epidots und schliesslich durch den Wechsel der Textur, die stellenweise deutlich schiefrig wird, schliesslich ganz verloren geht. Es sind dies die Epidotamphibolite, die wir bereits auf S. 105/106 beschrieben haben. Obwohl sie stukturell vom Typus des Fluhornamphibolites beträchtlich abweichen, gehören sie doch mindestens nach dem Mineralbestand zu jener Serie. Am auffälligsten sind bei ihnen die meist unscharf begrenzten, schmutziggelben Epidot-schnüre und Schlieren, die dem Gestein einen besondern Charakter verleihen. Ihre Ausdehnung erstreckt sich über den mittleren Teil des Nordgrates.

Unweit des markanten, grossen Gendarmen, der den Felsgrat gegen den Firngrat begrenzt, beginnt das Gestein wieder Eklogitcharakter anzunehmen und geht unmittelbar vor dem Gratturm in ein Gestein über, das dem von der Südflanke des Berges beschriebenen, muskowitzreichen Typus durchaus ähnlich ist. Es unterscheidet sich von diesem höchstens durch die noch zahlreicheren und deutlicher hervortretenden Granate. Die undeutlich dunkel- und lauchgrün gesprenkelte Grundmasse mit den auffallenden, grossen wie zahlreichen Muskowitzblättchen lässt auch hier wieder auf einen gewissen Omphazitgehalt schliessen.

Auch u. d. M. entspricht das Gestein ganz dem obenerwähnten von der Südflanke des Rimpfischhorns. Die „Feldspat“-Ränder um die Glimmerplättchen, wo diese an Quarz grenzen, sind auch hier wieder zu erkennen. Wo Glimmer aber ganz in der Hornblende bzw. in dem diesen einbettenden Albit liegt, ist er häufig ringsum von einem schmalen Epidotkranz umgeben.

Eine Gesteinsprobe aus diesem Niveau wurde von CORNELIUS (Lit. 26) bereits 1933 in einem andern Zusammenhang im Detail beschrieben.

Der Übergang von einem Gesteinstyp in einen andern ist, wie bereits oben erwähnt wurde, niemals scharf, er kann jedoch innerhalb weniger Meter oder sogar Dezimeter erfolgen. Dies geht auch sehr deutlich aus der Arbeit von SCHAEFER (Lit. 90) hervor, der dort (S. 31) einen Block aus der Moräne des Allalingletschers wie folgt beschreibt. „Epidot findet sich... reichlich in einem Amphibol-Epidot-Gestein, in welches der Eklogit übergeht. Die andere Seite des Blockes zeichnet sich nämlich durch einen weit geringeren Granat- und Rutilgehalt aus; der Omphazit ist verschwunden und ölgrüner Epidot erscheint neben dem Amphibol als wesentlicher Gemengteil in säulenförmigen, farblosen, sehr hoch licht- und doppelbrechenden Individuen“. — Es unterliegt keinem Zweifel, dass dieser Block, dessen Grösse allerdings nicht bekannt ist, der nördlichen oder südlichen Begrenzungszone des erwähnten Epidotamphibolites gegen den Eklogitamphibolit angehört und aus der Ostwand des Rimpfischhornes stammt.

Die bisher beschriebenen Eklogitamphibolite vom Rimpfischhorn fallen in nordwestlicher Richtung gegen den Talkessel der hintern Täschalpen ab und erscheinen im Westen wieder am Schwarzgrat, allerdings bereits in weit geringerer Mächtigkeit. Von hier sei noch ein Typ erwähnt, der durch seine lagig-schiefrige Textur von allen übrigen abweicht.

Das Gestein bildet zur Hauptsache die „Spitze Fluh“ (Pt. 3260) im Schwarzgrat. Im Handstück ist es gut gebankt und weist auf den Schieferungsflächen reichlich weissen Glimmer auf. Der Querbruch zeigt eine dunkle, bläulicholivgrüne Grundmasse, in der zahlreiche stecknadelkopfgrosse Granatkörner eingesprengt sind. Auch hier ist die || Textur durch dünne, hellgrünlich bis schmutzigweisse Zwischenlagen erkennbar.

Die hellgrünen Streifen erweisen sich u. d. M. als ein sehr feinkörniges Gefüge (0,001—0,01 mm \varnothing) eines farblosen, stark lichtbrechenden Minerals, das sich nach Analogie mit den früheren Schliften (Doppelbrechung) als Pyroxen erweist. Ca. 50%. Er durchzieht in \pm || Schlieren das Gestein, in denen die Korngrösse gegen die Mitte zu immer feiner wird und schliesslich Linien bildet, die vom Mikroskop nicht mehr aufgelöst werden können (Mörtellinien). Die grössten Körner finden sich am Rand der Schlieren. Begrenzt sind die Schlieren von einer kryptodiablastischen Masse, die sich in einigem Abstand vom Pyroxen in grüne Hornblendekörner auflöst (10—15%). Die Hornblendisierung erfolgt also in ähnlicher Weise wie in den massigen Typen, nur dass die Umwandlungsmasse nicht die einzelnen Körner umgibt, sondern nur die durchziehenden Schlieren begrenzt.

Auch der meist gut idiomorphe Granat (15—20%) ist immer von einem feinkörnigen Hornblendegürtel umgeben.

Die dünneren, weisslichen Streifen bestehen aus wohlausgebildeten Muskowitblättchen (15—20%), denen vereinzelt bis 0,5 mm lange Zoisitsäulchen eingestreut sind. Feldspat findet sich nur ganz untergeordnet als kleine Körner. N. G. ist Rutil mit Titanitkränzen.

Textur: lagig-schiefrig.

Struktur: granoblastisch (Pyroxenschlieren) bis nematoblastisch (Glimmerbänder) mit porphyroblastischen Granaten.

Gleichfalls schiefrig ist auch der Eklogitamphibolit, der die Gipfelpartie des Strahlhornes aufbaut. Die Textur ist jedoch nicht lagig, sondern schlierig bis feinflaserig. Das mikroskopische Bild, insbesondere das Stadium der Pyroxenumwandlung, entspricht, abgesehen von der auch hier schwach erkennbaren Paralleltextur, etwa demjenigen des Gesteins vom Rimpfischhorn-Hauptgipfel. Die H. G. sind: Grüne Hornblende, Omphazit, Klinozoisit und Granat, die N. G. und U. G. Muskowit, Titanit, Zirkon (wenige Körner), etwas Kalzit als Zwickelfüllung, Quarz, Rutil und Erz.

Von Interesse ist auch der **Pyroxen-Zoisit-Amphibolit**, der in der Umgebung der Skihütte Blauherd ansteht. Makroskopisch weist er eine grosse Ähnlichkeit auf mit dem Zoisitamphibolit aus der nähern Umgebung von Zermatt, der Seite 105, beschrieben wurde. Er unterscheidet sich von diesem nur durch eine viel grobkörnigere Struktur und das Vorhandensein eines grasgrünen Minerals von kurzprismatischer Form, deutlicher Spaltbarkeit und beträchtlichem Glanz als H. G.

Das grüne Mineral erweist sich u.d.M. als ein farbloser Pyroxen (Diallag?). Er bildet \pm isometrische Kristalle, die bis 5 mm \varnothing erreichen können. Sie zeigen jedoch auch den inhomogenen Bau, der durch unregelmässiges Auslösen der einzelnen Partien zum Ausdruck kommt. Stets sind sie umgeben von einem dichten Saum feinsten Hornblendenadelchen, der gegen die Begrenzungsfläche mit dem Augit in eine kryptodiablastische Masse übergeht. Diese Masse findet sich auch entlang den Rissen und selbst innerhalb der Augitbruchstücke. Die Umwandlung ist somit auch hier dieselbe wie in den Eklogitamphiboliten vom Rimpfischhorn. Die schwach grüne Hornblende ist stets feinfaserig, bald in einzelnen Nadeln, bald in Büscheln angeordnet, die zusammen ein dichtes, sperriges Gefüge bilden. Zoisit tritt sowohl in kleineren Körnern wie in Leisten bis zu 2 mm Länge auf. Er bildet neben den beiden erwähnten Mineralien den dritten Hauptgemengteil und ist am Gestein mengenmässig mit ca. einem Drittel beteiligt. Albit (ca. 10%) bildet wiederum die Grundmasse. Serizit in Blättchen von 0,05–0,2 mm Länge findet sich besonders in Begleitung des Zoisites. Granat tritt, im Vergleich zu allen übrigen Gesteinen dieser Gruppe, sehr stark zurück. Nur vereinzelt bildet er kleine Idioblasten (bis 0,5 mm \varnothing). Ferner finden sich reichlich Titanit, etwas Kalzit und vereinzelte Erzkörner.

Textur: massig.

Struktur: granoblastisch mit porphyroblastischen Pyroxenrelikten.

Nach Struktur und Mineralbestand steht die Abkunft dieses Gesteins von einem dioritischen bis gabbroiden Ausgangsmaterial ausser Zweifel. Wahrscheinlich gehört es der Zone der obenerwähnten, ihm strukturell ähnlichen Zoisitamphibolite an.

Als letzter Typus dieser Gruppe soll ein Gestein beschrieben werden, das trotz seiner schiefrigen Textur einem reinen **Eklogit** am nächsten kommt. Dieses ist auf dem Rifelberg, halbwegs zwischen „Gugle“ und der „Untern Kelle“ anstehend. Makroskopisch ist es ein dunkel lauch- bis olivgrünes Gestein, auf dessen Schichtflächen feine, silberglänzende Muskowitblättchen und im Querbruch kleine, rotbraune Flecken sichtbar sind. Diese sind als Granat nur schwer zu erkennen, da sie neben ihrer geringen Grösse eine braune Farbe aufweisen und daher in dem dunkelgrünen, feinkörnigen Gefüge fast verschwinden.

U.d.M. zeigt sich als Hauptgemengteil ein sehr feinkörniges, meist etwas länglich ausgebildetes, lichtgrünes Mineral. Pleochroismus ist nicht feststellbar, die Auslöschungsschiefe scheint gross zu sein. Kristallographisch begrenzte Individuen fehlen vollständig. Nach dem Relief und der Doppelbrechung sowie besonders nach der kräftig lauchgrünen Farbe im Handstück dürfte es sich um Omphazit handeln. Anteil 70–75%.

Granat tritt in zahlreichen, ausgezeichnet idiomorphen Kristallen von 0,2–0,5 mm \varnothing unregelmässig verteilt auf. Einschlüsse von Erzen und kleinen Hornblendesplittern sind in den rötlichen Kristallen zahlreich. Ca. 20%. Muskowit in 0,2–0,8 mm langen Tafeln zeigt reichliche Einschlüsse von feinen Hornblendenadeln und Titanitkörnern. Ferner tritt ein zoisitartiges Mineral auf. Dieses zeigt deutlich leistenförmige Ausbildung, Spalt- risse, Licht- und Doppelbrechung, wie sie für Zoisit typisch sind, doch scheint der optische Charakter eher einachsigt positiv zu sein. Ca. 5%.

An N.G. und U.G. ist besonders eine lichtblaue, glaukophanähnliche Hornblende zu erwähnen, die in kleinen Leisten, jedoch sehr untergeordnet, zwischen den Augitkörnern auftritt. Ferner findet sich ziemlich häufig ein Mineral der Karbonatgruppe, das stets stark limonitisiert ist. Erz, Rutil und, hauptsächlich in den Granaten, reichlich

Titanit.

Textur: schwach geschiefert.

Struktur: granoblastisch mit schwach porphyroblastisch auftretenden Granaten.

Was dieses Gestein vor allen übrigen auszeichnet, ist neben dem hohen Pyroxengehalt das Fehlen der Hornblende (abgesehen von der lichtblauen Hornblende, die mengenmässig nicht ins Gewicht fällt). Die Augitkörner fügen sich alle dicht aneinander und nirgends ist eine diablastische Zwischen- oder Randmasse zu erkennen. Ebenso sind die Granatrhomboeder scharf und gradlinig begrenzt, ohne eine Spur des sonst üblichen Hornblendemantels.

4. Granatglaukophanite.

Nordöstlich von Zermatt, wo auf der rechten Talseite, an der Strasse gegen „Morgenrot“, der Felsuntergrund stellenweise sehr schön aufgeschlossen ist, konnte ein Gestein gefunden werden, das noch als Granatglaukophanit angesprochen werden muss, obwohl seine Umwandlung in einen gewöhnlichen Granatamphibolit schon sehr weit fortgeschritten ist.

Makroskopisch ist es ein grobkörniges, dunkelgrünes, massiges Gestein. Der Hauptgemengteil bildet eine dunkelgrüne, matt seidenglänzende Hornblende. Daneben lassen sich deutlich grössere, tafelige Kristalle von guter Spaltbarkeit, starkem Glanz und stahlblauer bis schwarzer Farbe erkennen. Auffallender sind jedoch noch die zahlreichen, rötlichbraunen Granatmassen, die nur selten einigermaßen idiomorphe Gestalt annehmen. Vereinzelt finden sich rostige Pyritnester.

U.d.M. zeigt sich Glaukophan als ein sehr häufiger Gemengteil. Von kleinen Blättchen bis zu prismatischen Tafeln von 7 mm \varnothing nimmt er gegen 50% des Schlifffes ein. Der Pleochroismus ist kräftig, jedoch nicht bei allen Individuen deutlich.

n_{α} = blass gelblichgrün

n_{β} = blauviolett

n_{γ} = blau

Auch scheint die Auslöschungsschiefe z. T. über die in der Literatur für Glaukophan angegebene ($4-8^{\circ}$) hinauszugehen. Stets ist er aber sehr unregelmässig begrenzt und in Umwandlung in eine gewöhnliche grüne Hornblende begriffen. Auch im Innern der grossen Glaukophanindividuen setzt diese Umwandlung ein, so dass sie wolkig von dieser durchsetzt sein können. Glaukophan und übrige Hornblende erreichen ca. 75% des Gesteinsvolumens. Granat bildet meist ausgedehnte (über 1 cm lange), unregelmässig begrenzte Massen, die oft von hornblendeerfüllten Rissen durchzogen sind. Im übrigen beschränken sich die Einschlüsse neben kleinen Glaukophanplättchen auf etwas Erz, Limonit und ein nicht näher identifizierbares, hoch licht- und doppelbrechendes Mineral (wahrscheinlich Epidot). Granatanteil ca. 20%. Feldspat tritt nur ganz untergeordnet in den Zwickeln zwischen der Hornblende auf.

Ebenso interessant wie zahlreich sind die als N.G. auftretenden Erze. Pyrit wurde bereits makroskopisch festgestellt. Z. T. in unregelmässigen Körnern, z. T. in \pm idiomorphen Würfeln hat es oft schmale Säume von rot durchscheinendem Hämatit. Ilmenit (FeTiO_2) bildet grosse Nester und Schlieren, die oft als weitmaschiges Netzwerk das ganze Gestein durchziehen. Immer ist er vergesellschaftet mit ebenso reichlichem, körnig ausgebildetem Rutil (TiO_2) und etwas weniger reichlich Titanit (CaTiSiO_5). Dabei finden sich öfters grössere Ilmenitpartien, die von rundlichen Rutilkörnern und, wo diese nicht vorhanden sind, von Titanit allseitig umgeben sind.

Diese Vergesellschaftung und besonders ihre gegenseitige Anordnung deutet auf eine Umwandlung des Ilmenits in die ihn randlich umgebenden Titanmineralien. Totaler Erzgehalt (Pyrit, Rutil, Titanit, Ilmenit) = 5–10%.

Textur: massig.

Struktur: granoblastisch-heteroblastisch.

In dem vorstehend beschriebenen Schliff ist Pyroxen nicht mehr sicher feststellbar. Dagegen zeigen Gesteine, die wenige Meter von diesem entfernt geschlagen wurden, vereinzelt noch Omphazit. Dieser ist somit nur noch stellenweise erhalten geblieben, doch genügen die wenigen Reste vollauf, um die Beziehung zu den eklogitischen Gesteinen der vorigen Gruppe deutlich zum Ausdruck zu bringen.

5. Die Gesteine der Gabbroserie.

Unter dieser Bezeichnung fassen wir alle Gesteine zusammen, die sich \pm deutlich als umgewandelte Gabbros erkennen lassen und die in ihrer Verbreitung ausschliesslich auf das Allalinhorn beschränkt sind (Allalingabbro).

Ihr Verbreitungsgebiet ist, im Gegensatz zu den Eklogiten und deren Gesteinsgefölgenschaft, sehr scharf begrenzt. Sie bilden einen mächtigen linsen- oder tropfenförmigen Komplex, der seine grösste Mächtigkeit anscheinend im Gipfelaufbau des Allalinhorns hat. Die Gipfelgesteine dieses Berges selbst gehören jedoch nicht mehr dazu, hingegen bauen sie durchgehend die 500—700 m hohe Süd- und Südostwand des Berges auf (vgl. Fig. 11 und Tafel II). Auf der Ostseite des Saasgrates bilden sie ferner noch die Felsinsel Pt. 3150 zwischen Hohlaub- und Allalingletscher, während etwas weiter östlich, im obersten Steilabbruch, dieser Gletscher bereits die Gneise der Monte Rosa-Decke zutage treten. Das Areal der Gabbrogesteine ist daher auf dieser Seite fast durchwegs von mächtigen Eisströmen bedeckt und kann nur annähernd abgegrenzt werden.

Am Allalinhorn Gipfel selbst und an dessen Südwestgrat ist die obere Begrenzung der Linse ziemlich gut aufgeschlossen. Die untere Grenze liegt jedoch unter dem Eis des Allalinpases. Im nördlichsten Teil der Rimpfischhorn-Ostwand tritt auf kurze Distanz noch ein Gestein zutage, das nicht mehr den Amphiboliten des Rimpfischhorns angehören kann. Auf unsern Beilagen (Tafel II und III) wurde es als Kalkschiefer kartiert, was jedoch noch einer Überprüfung durch Abstieg in die Wand bedarf. Anschliessend an jenes Gestein dürfte wahrscheinlich der Gabbro zu erwarten sein.

Auf der Westseite des Saasgrates ist der Allalingabbro nochmals dürftig aufgeschlossen auf der rechten Seite des Mellichgletschers zwischen 2700 m und 3000 m. Die obere Begrenzung gegen die Amphibolite ist hier gut zugänglich. Sie ist scharf und wird gebildet durch eine Schubfläche, auf der Serpentin- und Strahlsteinschiefer liegen. Weiter westlich, gegen den Talboden hinunter, finden sich nur noch diese letzteren Gesteine in schwankender Mächtigkeit; der Gabbro ist hier völlig ausgekeilt.

Bei der Besprechung dieser Gesteine halten wir uns nur an die spärlichen Aufschlüsse in den obern Täschalpen. Die Typen sind naturgemäss hier nicht sehr mannigfaltig, und es wäre verlockend, sich eingehender mit den Gesteinen zu befassen, die auf der Ostseite der Wasserscheide in zahlreichen, petrographisch sehr interessanten Varietäten zutage treten. Da wir unsere petrographischen Untersuchungen jedoch überall nur bis auf die genannte Wasserscheide ausdehnten und zudem von anderer Seite demnächst eine Spezialarbeit über die Allalingabbros erscheinen wird, so wurde auch hier auf die petrographische Untersuchung der Gesteine jenseits des Saasgrates verzichtet. Ferner sei hier auf die schon zitierte Arbeit von R. W. SCHAEFER (Lit. 90) verwiesen, die bereits ein vorzügliches Bild über den petrographischen Charakter dieser Serie gibt.

Dieser Autor teilt sämtliche von ihm beschriebenen Gesteine (auch die Eklogite und Amphibolite) ein in solche mit körniger und solche mit flaseriger Struktur. Diese Einteilung wollen wir im besondern für die Gabbros beibehalten.

An der erwähnten Lokalität steht zwischen 2880 m und 3000 m ein grobkörniger **Saussurit-Smaragdit-Gabbro** an. Im Handstück ist es ein grün-weiss gesprengeltes Gestein. Die smaragdgrünen Partien, die stellenweise eine feinfaserige Parallelstruktur erkennen lassen, sind in der weissen Masse z. T. scharf und geradlinig begrenzt. Sie haben die Form eines kurzprismatischen Minerals (Pseudomorphose von Hornblende nach Augit) von mehreren Zentimetern \varnothing . Die weisse Masse ist sehr feinkörnig und lässt nur gelegentlich kleine Stellen aufglänzen, die von Serizitblättchen herrühren. Vereinzelt finden sich in den weissen wie in den grünen Partien intensiv lichtgrün gefärbte Stellen von feinschuppigem Chromglimmer.

U. d. M. lassen sich die beiden Partien nicht so scharf auseinanderhalten wie makroskopisch.

A. Grüne Partien. Die Hornblende hat strahlsteinartigen Charakter, farblos bis schwach grünlich, mit Auslöschungsschiefen um 12° ; es handelt sich um den eigentlichen Smaragdit. Er nimmt ca. 95% der grünen Partien ein. Feldspat (Albit) gelegentlich als Zwickelfüllung. Titanit ist ziemlich reichlich, Rutil vereinzelt in kleinen und kleinsten Körnern.

B. Weisse Partien (Saussurit). Zoisit unterscheidet sich vom Strahlstein besonders durch die viel höhere Lichtbrechung. Die säulig-stengeligen Kristalle erreichen bis 0,7 mm Länge. Anteil 60–70%. Albit wie oben als Zwischenfüllung. Serizit bildet stellenweise nesterartige Anhäufungen. Ferner finden sich auch innerhalb der Zoisitmassen vereinzelt Strahlsteinkörner. Titanit.

Die obenerwähnten lichtgrünen Partien bestehen aus Anhäufungen von Fuchsit, in deren Zentrum stets ein Erzkorn liegt. Der Pleochroismus

$$\begin{aligned} n_\alpha &= \text{bläulich} \\ n_\beta &= \text{gelblichgrün} \\ n_\gamma &= \text{bläulichgrün} \end{aligned}$$

ist kräftig, nimmt jedoch mit der Entfernung vom Erzkorn ab. Nach der braunen Farbe im auffallenden Licht und den durchscheinenden Rändern konnte es als Chromit bestimmt werden.

Textur: massig.

Struktur: blastogabbroid mit granoblastischer Zoisitgrundmasse und schwach nematoblastischen Augitpseudomorphosen.

Die ursprünglichen Mineralien sind in dem Gestein also vollständig verschwunden und durch ihre Umwandlungsprodukte ersetzt. Dagegen blieb die ursprüngliche Gabbrostruktur unverändert.

Unweit des obgenannten Gesteins findet sich ein solches, das in seiner Struktur beträchtlich vom vorigen abweicht. Es ist der Typ des **Flasergabbro**, der dadurch gekennzeichnet ist, dass die grünen und weissen Partien ohne bestimmte Form als schlierig-flaseriges Gemenge auftreten. Daneben ist eine deutliche Paralleltexur der Hornblendenadeln erkennbar, wodurch das Gestein etwas schiefzig erscheint. An Stelle der smaragdgrünen Farbe der Amphibolpartien ist ein schwach bläulichgrüner Ton getreten. Ferner beteiligt sich am Aufbau des Gesteins ein gelblichgrünes Mineral (Epidot), das in körnigen, fleckenartigen Anhäufungen fast immer innerhalb der Hornblendepartien auftritt.

U. d. M. sind die grünen und weissen Partien noch undeutlicher auseinanderzuhalten als beim vorigen Typus.

A. Grüne Partien. Die Hornblende (Aktinolith-Tremolit) erscheint farblos bis schwach bläulichgrün und die Auslöschungsschiefe ist grösser als beim Smaragdit. Dagegen sind die einzelnen Individuen gut entwickelt und erreichen beträchtliche Grösse (bis 1 mm Länge). Anteil an den grünen Partien ca. 80%.

Epidot in ebenso grossen Kristallen tritt hier besonders durch einen sehr intensiven Pleochroismus hervor.

n_α = farblos

n_β = schwach lichtgrün

n_γ = gelb.

Anteil 10–15%. Stets liegt dieser eingebettet in blättrigem Talk, der mit der Lupe auch am Handstück erkennbar ist. Ca. 5% Feldspat (Albit) als Zwickelfüllung.

B. Weisse Partien. Zoisit ist ähnlich gestaltet wie im vorigen Schliff, gegenüber Hornblende und Epidot aber viel feinkörniger. Ca. 80% Feldspat wie oben.

Titanit ist in vereinzelt Körnern sowohl in der Hornblende wie im Zoisit vorhanden.

Das Gestein ist von feinen || Klüften durchsetzt, die ungefähr senkrecht zur Schieferung verlaufen. Diese sind mit Albit wieder ausgeheilt, was u.d.M. sehr gut zu konstatieren ist. Auch Hornblendekristalle, die durch die Kluft entzweigerissen wurden, wachsen von beiden Seiten her in diese hinein.

Textur: schwach geschiefert.

Struktur: blastogabbroid mit granoblastischer Zoisitzwischenmasse.

Bei der Gruppierung der Talk-Amphibol-Epidot-Mineralien scheint es sich um eine ähnliche Gruppierung zu handeln, wie sie SCHAEFER aus seinem körnigen Saussuritgabbro beschrieben hat, nur dass der Granat hier durch Epidot ersetzt ist. Es handelt sich hier wahrscheinlich um die Umwandlungsprodukte von Olivin, von dem jedoch keine Reste mehr festzustellen sind.

In dem bereits früher zitierten Werk über die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens (Lit. 21) sind Seite 597/98 einige neue **Analysen** von Grünschiefern der Ophiolithzone Saas-Zermatt aufgeführt, die zwar von der Ostseite des Saasgrates stammen, sich aber trotzdem leicht in die Reihen der von uns beschriebenen Gesteine einfügen lassen. Die Analysen wurden im Mineralogisch-Petrographischen Institut der Eidg. Techn. Hochschule ausgeführt und sollen hier als Ergänzung zu unsern mikroskopischen Beschreibungen beigegeben werden.

	Nr. 3	Nr. 9	Nr. 22	Nr. 8	Nr. 11	Nr. 18
SiO ₂	38,37	47,20	43,13	46,58	46,94	45,75
TiO ₂	4,92	2,49	3,04	0,18	0,20	0,18
Al ₂ O ₃	11,38	14,86	13,78	23,89	25,43	21,60
Fe ₂ O ₃	—	3,67	6,97	2,23	1,56	3,39
FeO	17,63	7,23	4,45	1,74	1,14	3,47
MnO	0,63	0,15	0,15	0,05	0,04	0,10
MgO	6,10	8,10	8,62	8,45	5,76	8,67
CaO	17,40	8,48	15,45	10,83	14,41	10,58
Na ₂ O	1,39	2,89	2,04	2,71	2,86	2,81
K ₂ O	0,34	0,58	0,66	0,27	0,34	0,58
+H ₂ O	0,41	3,80	1,91	3,16	1,20	2,91
—H ₂ O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	1,38	0,11	0,00	0,05	0,04	0,08
CO ₂	0,00	0,45	0,04	0,00	0,00	0,00
NiO	—	—	—	—	0,02	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	0,20	—
	99,97	100,01	100,24	100,14	100,14	100,12

Analytiker: J. Jakob.

Die weitgehende Übereinstimmung dieser Gesteine mit den unsrigen geht aus dem Mineralbestand deutlich hervor, der nach den mikroskopischen Untersuchungen von W. EPPRECHT wie folgt angegeben wird:

- Nr. 3 **Eklogitamphibolit**, sehr grobkörnig, Moräne des Feegletschers bei Saas-Fee, Wallis. Modus: 30% Klinozoisit, 10% grüne Hornblende, 25% Granat, 5% Diallag, 20% Omphazit, je 3% Titanit, Ilmenit und Apatit.
- Nr. 9 **Klinozoisit-Granatamphibolit**, feinkörnig, etwas schiefrig, gleicher Fundort wie Nr. 3, Modus: 45% grüne Hornblende, 15% Albit, 15% Klinozoisit, 10% Biotit bis Chlorit, 5% Granat, 5% Kalzit, 5% Rutil+Ilmenit+Titanit.
- Nr. 22 **Epidotamphibolit**, mittelkörnig, gleicher Fundort wie Nr. 3. Modus: 65% grüne Hornblende, 20% Epidot, 10% Albit, 3% Titanit, 2% Kalzit.
- Nr. 8 **Saussurit-Smaragditgabbro**, feinkörnig, flaserig, Moräne des Allalingletschers, Wallis. Modus: 30% Zoisit, 1% Smaragdit, 35% Grammatit, 25% Muskowit oder Talk, 5% ? Chloritoid, 5% ? Wollastonit.
- Nr. 11 **Saussuritgabbro**, mittelkörnig, gleicher Fundort wie Nr. 8. Modus: 50% Zoisit, 5% Serizit oder Talk, 5% Granat, 1% Smaragdit und Diallag, 8% Strahlstein, 1% Rutil, Nester aus 5% Granat, 5% Augit, 10% Grammatit, 10% Talk.
- Nr. 18 **Saussurit-Smaragditgabbro**, feinkörnig, forellensteinartig, gleicher Fundort wie Nr. 8. Modus: 35% Zoisit, 15% Augit, 2% Strahlstein, Nester aus 15% Muskowit oder Talk, 15% Grammatit, 2% ? Chloritoid, 2% ? Wollastonit, 10% Augit.

Die Amphibolitvarietäten Nr. 3, 9 und 22 gehören zu den Gesteinen unserer Abschnitte 2 und 3. Der Eklogitamphibolit Nr. 3 entspricht am ehesten den Gesteinen, die wir auf Seite 109 von der Rimpfischhorn-Südflanke erwähnt haben, nur ist er viel grobkörniger als die unsrigen. Der Klinozoisit-Granatamphibolit Nr. 9 zeigt auch strukturell sehr weitgehende Analogien zu unsern Granatamphiboliten aus der Fluhhornserie, etwa von den Täschalpen (Seite 104 unten) oder vom Rimpfischhorn-Nordgrat. Der Epidotamphibolit Nr. 22 wiederum entspricht einer grobkörnigeren Ausgabe eines Epidotamphibolites unserer Fluhhornserie aus den Täschalpen oder aus dem mittleren Teil des Rimpfischhorngrates.

Die Gabbrovarietäten Nr. 8, 11 und 18 sind Vertreter aus der Serie der Allalingabbros (Abschnitt 5), die nach ihrer Struktur dem massigen Typus, wie wir ihn Seite 115 beschrieben haben, angehören. Hierbei kommt der Saussurit-Smaragditgabbro Nr. 18 dem unsrigen nach dem Mineralbestand am nächsten, nur ist in diesem Fall der unsrige viel grobkörniger struiert. Das Gestein Nr. 18 steht hierin, wie auch nach dem Mineralbestand, aber ebenso dem Seite 112 beschriebenen Pyroxen-Zoisit-Amphibolit vom Blauherd (Fluhhornserie) ziemlich nahe. Die beiden Typen Nr. 8 und Nr. 11 habe ich bisher auf der Westseite des Saasgrates anstehend nicht finden können, in der Südostwand des Allalinhorns sind beide aber häufig. Sie gehören zu jenen zahlreichen interessanten Varietäten, die, wie bereits Seite 114 erwähnt wurde, im zentralen Gebiet der mächtigen Gabbrolinse, also in der Südostflanke des Allalinhornes, zu finden sind.

6. Die Serpentine.

Die Serpentine, die sich naturgemäss am leichtesten von den übrigen Grünsteinarten abtrennen lassen und die in der Natur fast stets auch scharf von diesen getrennt sind, stellen ein wesentliches Glied der Gesteinsgesellschaft der Ophiolith-Decke dar. Da ihre mineralogische Zusammensetzung im allgemeinen aber wenig Abwechslung bietet und zudem in der Literatur schon oft behandelt wurde, so soll hier auf eine allgemeine Beschreibung verzichtet werden.

Das Schlibfbild einer Probe sei jedoch kurz erläutert, da es die Abkunft unserer Serpentine von nahezu reinem Olivinfels sehr deutlich zum Ausdruck bringt. Das

Gestein, ein **olivinführender Antigorit-Serpentin**, stammt von der Nordseite des Zermatter Breithorns, einer Stelle nördlich unter dem Hauptgipfel.

Das schwach schiefrig bis lagige Gestein zeigt auf der Oberfläche eine intensiv rotbraune Anwitterungsfarbe, aus der stellenweise unregelmässige schwarze Knollen hervortreten. Unter dem Elektromagneten erweisen sie sich vorwiegend als Magnetit. Im frischen (Quer-)Bruch ist das Gestein völlig dicht. Die Farbe wechselt zwischen hell- und dunkelgrün. Die frischen Schieferungsflächen zeigen den bekannten seidenartigen Glanz, der manchen Serpentin-schiefern eigen ist.

U.d.M. erweist sich das Gestein als zur Hauptsache aus Antigorit bestehend. Dieser bildet, wie das besonders im Anschliff sichtbar ist, dünne, \parallel angeordnete Lagen, welche die lagige Textur des Gesteins verursachen. Die einzelnen Lagen sind voneinander getrennt durch Schnüre von Erzkörnern oder eines sehr feinkörnigen Minerals, das sich nach seiner Licht- und Doppelbrechung als Olivin erweist. Während einzelne der Lagen ausschliesslich nur aus Antigorit bestehen, sind andere reich durchsetzt von kleinen und kleinsten Olivinkörnern. An vielen Stellen nehmen diese an Grösse beträchtlich zu, so dass schliesslich Schlieren auftreten, die vorwiegend aus Olivinkörnern bestehen, die an Grösse 0,5—0,8 mm \varnothing erreichen können.

Einzelne idiomorphe Antigoritblättchen liegen richtungslos dem Olivin eingelagert. Wo sie zahlreicher auftreten, wird er von ihnen in viele kleine, geradlinig begrenzte Körner zerschnitten. Der Olivin ist rein, ohne primäre Einschlüsse und zeigt optisch wechselnden Charakter. Meist ist er völlig farblos, doch finden sich vereinzelt Körner oder auch nur Teile von solchen, die deutlich gelb gefärbt sind und dann einen intensiven Pleochroismus aufweisen: blassgelb senkrecht zur Schwingungsrichtung des Polarisators und intensiv dunkelgelb \parallel dazu.

Das Verhältnis Serpentin zu Olivin ist ca. 10:1. Als N. G. tritt der bereits erwähnte Magnetit auf. Meist ist er in Form kleiner, rundlicher Körner (0,001—0,003 mm), die, zu Scharen dicht gehäuft, die makroskopisch auffälligen, schwarzen Knollen zu bilden scheinen.

Quer zu der lagigen Textur durchziehen Risse das Gestein, die von einem sehr feinfaserigen, gelblichen, niedriger lichtbrechenden, serpentinartigen Mineral (Chrysotil?) wieder ausgeheilt sind.

Die Olivinkörner stellen somit den letzten Rest des Minerals dar, das ursprünglich das ganze Gestein gebildet hat. Diese Entstehungsart des Serpentin gilt nicht nur für den mächtigen Komplex, der das Breithorn, die Leichenbretter und den Rifelberg aufbaut. Sie darf wohl ohne Einschränkung auch für die übrigen Serpentinmassen, wie den Strahlhorn- und Rimpfischwängeserpentin, angenommen werden.

Was die Begrenzung der Serpentinvorkommen gegen das Nebengestein betrifft, ist zu sagen, dass diese, im Gegensatz zu den Eklogiten und Glaukophaniten, stets sehr scharf ist. Die Form der Serpentineinlagerungen ist mit einiger Annäherung meist linsenartig. Die maximale Mächtigkeit dieser Linsen kann mehrere hundert Meter betragen (Leichenbretter 400-m-mächtig aufgeschlossen, wobei die Basis noch 100—200 m unter der Oberfläche liegen dürfte, Strahlhorn 400 m, Rimpfischwänge ca. 250 m). Diese Mächtigkeiten sowie die Art des Auftretens erinnern vielfach an die von STAUB (Lit. 101) erwähnten mächtigen Serpentinmassen des Val Malenco. Vielfach stellen die Begrenzungsflächen gleichzeitig Rutsch- oder Schubflächen dar, so an der Basis des Strahlhorns (auf Kalkschiefer und Trias), im Hangenden der Rimpfischwänge (unter Eklogitamphiboliten), am Breithorn (gegen Kalkschiefer des Liegenden).

Bezüglich der Verteilung der Serpentine in den Ophiolithen ist, verglichen mit entsprechenden Serpentinegebieten des Bündnerlandes, eine bestimmte Gesetzmässigkeit nicht ohne weiteres ersichtlich. Es fällt jedoch auf, dass die Hauptmasse der Serpentine auf die grossen Linsen des Strahlhorns und der Rimpfisch-

wänge sowie auf das mächtige Vorkommen von Rifelalp-Leichenbretter-Breithorn im tiefern Teil der Ophiolith-Decke beschränkt ist.

Obwohl dieser letztere, mächtigste Serpentin-Komplex im Süden, d. h. am Pollux, einer beträchtlichen Prasinitmasse aufliegt, so steht er doch am Gornegrat an der Basis mit dem Monte Rosa-Kristallin bzw. dessen Sedimenten in unmittelbarem tektonischem Kontakt. Im Hangenden und an der Nordseite dieser Serpentinmasse sind die Grünschiefer dagegen wieder sehr mächtig entwickelt (Schwarzsee, Zermatt, Findeln, Eggenalp). Hinsichtlich der gegenseitigen Stellung der liegenden und der hangenden Grünschiefer bestehen zwei Möglichkeiten. Die tiefere Grünschieferzone am Pollux kann einmal derjenigen von Zermatt identisch sein, indem ihr Zusammenhang an der Basis einer „eingewickelten“ Breithorn-Leichenbretter-Serpentinmasse durch tektonische Vorgänge, wie sie sich z. B. durch die Entstehung der Gornerrückfalte (s. S. 97) ergeben haben, lokal abgerissen ist. Im andern Fall wären die Grünschiefer vom Pollux als eine tektonisch tiefere Zone zu betrachten, die vom Breithornserpentin normal überfahren wäre und in der Gegend des Gornegrates auf eine gewisse Strecke auskeilen würde. Leider sind die Verhältnisse an der Nordseite der Leichenbretter-Rifelberg-Masse, wo diese Fragen vielleicht am ehesten gelöst werden könnten, wegen Moränen und Sackungen nicht genau zu überblicken.

Häufig finden sich kleine Serpentinlinsen innerhalb der Amphibolite, so beispielsweise am Schwarzgrat (s. S. 92). Meistens lässt sich ihre Lage auf Schubflächen deutlich erkennen. Wo der Serpentin seitlich aussetzt, ist die Fläche, auf der er liegt, vielfach noch weiter verfolgbar längs einem Strahlstein- oder Talkschieferband von wechselnder Mächtigkeit. Diese Gesteine können sich jedoch auch direkt am Kontakt des Serpentin finden.

Endlich sei hier noch bemerkt, dass Strahlstein- und Talkschieferlinsen und -bänder auch innerhalb der Kalkschiefer getroffen wurden (Klein Triftji, Triftji usw.), sie sind somit weder an den Serpentin noch an die Grüngesteine als solche gebunden. Dagegen scheinen sie immer auf Bewegungsflächen vorhanden zu sein, wo sie die Rolle des „geologischen Schmiermittels“ spielen.

Auf die Kalksilikatfelse innerhalb des Serpentin am Pollux und auf Rifelalp wurde bereits früher (S. 87/88) näher eingetreten.

7. Aplitartige Gesteine.

Anhangsweise sei hier noch ein Gestein erwähnt, dessen genetischer Charakter noch nicht ganz klar ist. Nach der Art seines Auftretens erinnert es an Ganggesteine, nach seinem Mineralbestand muss es als **Albitit** angesprochen werden. Das Gestein bildet in der Felswand unter Pt. 2479 zwischen Findeln und Unterrothorn ein wenige Meter mächtiges helles Band, das auf ca. 250 m Länge aufgeschlossen, in den dunkelgrünen Amphiboliten konkordant eingelagert ist. Seitlich verschwindet es unter Schutthalden, so dass über seine vertikale Ausdehnung nichts ausgesagt werden kann.

Im Handstück ist es ein mittelkörniges, etwas grünliches Gestein von granitartigem Habitus, in dem die vorwiegenden hellen Gemengteile z. T. durch glasartiges Aussehen und muscheligen Bruch Quarz vortäuschen, andererseits perlmutterglänzende Spaltflächen Feldspat erwarten lassen. Als dunkler Gemengteil tritt nur eine unregelmässig verteilte, die hellen Körner oft umschliessende grüne Substanz auf.

U. d. M. erscheinen die hellen Gemengteile jedoch ausschliesslich als Albit. Dieser nimmt ca. 90% des Schliffes ein. Die einzelnen Individuen sind meist etwas getrübt und zeigen keinerlei kristallographische Begrenzungen, vielmehr sind sie miteinander verzahnt. Die Korngrösse wechselt von feinstem Mylonitsand bis zu 2 mm \varnothing . Undulöse Auslöschung ist gelegentlich zu beobachten. In Fetzen eingestreut oder zu Nestern gehäuft findet sich Chlorit (Klinochlor) in blättriger Ausbildung. Ca. 10%. Er gibt dem Gestein die grünliche Farbe.

Alle übrigen Minerale sind nur sehr untergeordnet vorhanden. Hornblende bildet feine Nadeln und Büschel im Feldspat. Titanit in unregelmässigen Körnern, relativ reichlich Zirkon und wenig Apatit.

Textur: massig.

Struktur: granoblastisch mit Spuren von Kataklyse.

Es scheint sich bei diesem Gestein um ein saureres Differenziat innerhalb der gewöhnlichen Amphiboite der Ophiolith-Decke zu handeln.

Anhang: Mineralogisches aus der Ophiolith-Decke.

Obwohl während unseren Terrainaufnahmen den Minerallagerstätten nur wenig, in den ersten Sommern leider fast gar keine Beachtung geschenkt wurde, so konnten doch gelegentlich einige Mineralfunde gemacht werden, die hier kurz erwähnt sein sollen. Dies erscheint gerechtfertigt, weil sie nicht von den für die Zermatter Mineralien sonst allgemein angegebenen Fundorten „Rimpfischwänge“ oder „Breithorn“ stammen. Da diese Fundstellen und ihre reichhaltigen Paragenesen längst bekannt sind (siehe besonders die Zitate in Lit. 75), soll so darauf hier nicht näher eingetreten werden.

Magnetit. Dieses Mineral wurde an mehreren Stellen gefunden. Eine leicht zugängliche Fundstelle mit sehr schönen Stufen befindet sich in der Lücke östlich der Spitzen Fluh (Pt. 3260). Der Grat wird hier von einer ziemlich mächtigen Linse von Serpentin-schiefern gequert, in welcher in verschiedenen Niveaus die Erzkörner sehr zahlreich eingelagert sind. Trotz der starken Schieferung des Gesteins zeigen die schwarzen, metallisch glänzenden Kristalle oft Oktaeder idealster Ausbildung von Kantenlängen bis zu 10 mm. Die wichtigste Flächenform ist $\langle 111 \rangle$, gelegentlich tritt der sonst seltene Würfel $\langle 100 \rangle$ auf. Auch Zwillingbildungen konnten beobachtet werden. Ähnliche Vorkommen finden sich in kleineren Serpentinlinsen auf der Südseite des Schwarzgrates.

Eine sehr interessante Fundstelle einer Reihe von Mineralien liegt in den hintern Täschalpen, am untern Ende des südlichen Alphubelgletschers. Das Muttergestein ist hier ein dunkelgrüner, kantendurchscheinender Antigorit-serpentin von 30—50 m Mächtigkeit, der gegen den Talboden der Täschalpen zu anscheinend auskeilt und nach Osten wahrscheinlich im Serpentinzug in der Feekopf-Südwand seine Fortsetzung findet. Die Paragenese ist Magnetit-Titan-klinohumit-Olivin-Kalzit-Strahlstein. Das Auftreten dieser Mineralien in Adern oder in lagigen Anhäufungen entspricht durchaus denjenigen, die von SCHAEFER (Lit. 90) oder neuerdings von DE QUERVAIN (Lit. 81) aus den Moränen des Allalin- und Schwarzberggletschers beschrieben wurden. Der **Magnetit** bildet zahlreiche kleine und grössere Einschlüsse, die meist eine muschelige, metallisch glänzende Bruchfläche zeigen. Seltener sind die Oktaederflächen erkennbar. **Titanclinohumit** („Titanolivin“) bildet unregelmässige, derbe Massen von brauner Farbe. Vereinzelt scheint das Mineral eine kurzprismatische Ausbildung (ein Stück misst 4 cm Länge und 2,8 cm Breite) und eine \parallel Riefung in der Längsachse zu besitzen. Die Bruchflächen sind unregelmässig körnig, stellenweise rotbraun durchscheinend.

U. d. M. (Körnerpräparat) zeigt es braune Farbe, optisch zweiachsig positiven Charakter und einen deutlichen Pleochroismus. Damit ist eine Verwechslung mit Granat, dem es im Handstück nicht unähnlich ist, ausgeschlossen. Interessant ist in diesem Zusammenhang, dass R. STAUB (pers. Mitteilung) dieses Mineral im ganzen Malencoserpentin diffus verteilt vorfand, während es in den Serpentinmassen der tektonisch höhern Einheiten Bündens fehlt. Dieses Auftreten von Ti-Olivin in den grossen Serpentinmassen unserer Ophiolith-Decke bedeutet somit eine weitere erfreuliche Übereinstimmung mit der tektonischen Parallelisierung Graubündens. Der **Olivin** zeichnet sich aus durch ausserordentliche Eisenarmut. Seine Farbe ist schwach grünlichgelb oder etwas bräunlich, gelegentlich aber auch völlig farblos. Der Bruch ist muschel-splittig, etwas fettglänzend, die Härte beträgt mindestens 7. U. d. M. ist er farblos, zeigt hohe Doppelbrechung und gibt ein deutlich zweiachsiges Achsenbild. Entsprechend diesen Eigenschaften dürfte die Bestimmung des Minerals als Olivin wohl ziemlich gesichert sein. Eine Identität mit dem von SCHAEFER beschriebenen hellgelben Humitminerals kommt wohl kaum in Frage, da er für jenes nur eine Härte von 6—5 angibt. Bemerkenswert ist jedoch, dass auch DE QUERVAIN den hellen Humit nicht finden konnte und eine Verwechslung desselben mit einem Olivin mit abweichenden makroskopischen Eigenschaften für möglich hält. **Kalzit** ist vorwiegend reinweiss, jedoch stellenweise auch deutlich grün gefärbt. Mit Salzsäure (1/10n) braust er kräftig und ist mit Stahl leicht ritzbar. Eine mikrochemische Reaktion bestätigte den Kalzitcharakter eindeutig. **Strahlstein** bildet gelegentlich radialstrahlige Aggregate, in deren Zentrum sich oft einige schwarze Erzkörnchen (wahrscheinlich Magnetit) erkennen lassen. Alle diese Mineralien finden sich gelegentlich miteinander verwachsen im selben Handstück.

Rutil. Dieses Mineral wurde u. d. M. als akzessorischer Gemengteil besonders in den Amphiboliten und Eklogitamphiboliten sehr häufig gefunden. Durch seine Grösse trat es besonders in den kontaktmetamorphen Bündnerschiefern am Schwarzgrat hervor (s. S. 87). Besondere Erwähnung verdient jedoch ein einzelner Fund aus den Amphiboliten der Fluhhornserie. In der Gratlücke westlich des Fluhhorngipfels wurde in einem schlierigen Epidotamphibolit, wie er auf Seite 103/104 beschrieben worden ist, ein dunkel rötlichbraunes, glänzendes Mineral gefunden. Dieses zeigt stengelige Ausbildung und hat eine Länge von 7 cm und eine Breite von max. 2,7 cm. Es ist jedoch in zwei Teile zerbrochen, wobei die beiden Bruchflächen im Gestein etwa 7 mm auseinander liegen, so dass die effektive Länge ca. 6 cm beträgt. Eine Richtung \parallel der Längsachse zeigt ausgesprochene Spaltbarkeit. Die Spaltflächen haben einen kräftigen, metallischen Glanz und, mit der Lupe sichtbar, eine feine Parallelstreifung in der Längsrichtung. Nach den übrigen Richtungen bricht es unregelmässig muschel-splittig und zeigt einen eher fettigen Glanz. Seine Härte liegt zwischen 6 und 7 (mit Stahlnadel nicht mehr ritzbar). Vergleiche mit Stücken aus der mineralogischen Sammlung der Eidg. Techn. Hochschule zeigten z. T. einige Ähnlichkeit mit Perowskit aus Grünschiefern der Gegend von Zermatt. Eine röntgenographische Aufnahme, die in verdankenswerter Weise von Prof. BRANDENBERGER im mineralogischen Institut der ETH. ausgeführt wurde, zeigte dagegen volle Übereinstimmung mit dem Diagramm von Rutil.

Obwohl nicht mehr zur Ophiolith-Decke gehörend, soll hier noch kurz der Fund einer schönen Kupfererzparagenese aus der Trias der Zermatter Zone erwähnt werden. In der Nordflanke der Sattelspitze wurde im Geröll der dortigen Triasfalten (s. Fig. 18) ein Block von hellgrauem Dolomit gefunden, der durch seine bunte Färbung auffiel. Eine genauere Besichtigung ergab, dass der Block auf

der einen Seite stark durchsetzt ist von licht- bis smaragdgrünem **Malachit** und kräftig lasurblauem **Azurit** in derber Ausbildung. Daneben finden sich grössere Körner eines grauen, bisweilen etwas bunt anlaufenden, im frischen Bruch metallisch glänzenden Erzes, bei dem es sich nach dem grauschwarzen Strich vorwiegend um **Fahlerz** handelt. Anstehend konnte das in dieser Weise mineralisierte Gestein nicht gefunden werden; ohne Zweifel stammt es aber aus einer der genannten Triasfalten.

C. ALLGEMEINE BETRACHTUNGEN ÜBER DIE ZERMATTER OPHIOLITH-DECKE UND DEREN GESTEINE.

Überblickt man die soeben besprochenen Gesteine gesamthaft, so erkennt man folgendes: Der Inhalt der Ophiolith-Decke ist in petrographischer Hinsicht sehr vielseitig und wechselvoll. Einige der beschriebenen Gruppen sind durch strukturelle und mineralogische Übergänge direkt miteinander verbunden (Eklogite und Amphibolite der Fluhhornserie), andere wieder sind deutlich und scharf von den übrigen getrennt (Gabbro und Serpentine von den Amphiboliten der Fluhhornserie) und endlich gibt es Gruppen, die z. T. scharf voneinander getrennt, z. T. aber (wenigstens bis jetzt) nicht sicher voneinander zu scheiden sind (Gesteine der Randzone von denjenigen der Fluhhornserie).

Dort, wo die Trennung scharf zutage tritt, wird sie vermittelt durch Kalkschieferzüge von verschiedener Ausbildung und Mächtigkeit, die vielfach eine scharfe Schubfläche in sich oder an ihrer Peripherie erkennen lassen. Andererseits wiederum finden sich Schubflächen unmittelbar zwischen Serpentin und Amphiboliten. Innerhalb der Amphibolite lassen sich auf listrischen Flächen kleinere Serpentin schmitzen erkennen. Alle diese Beobachtungen beweisen eine intensive Bewegung innerhalb der Ophiolith-Decke während des alpinen Zusammenschubes. An verschiedenen Orten, so am Breithorn, am Strahlknubel und an der Basis des Strahlhorns konnten aber auch Anzeichen für eine relative Bewegungsrichtung der einzelnen Partien gegeneinander gefunden werden. Daraus ergibt sich durchgehend eine generelle Bewegung der hangenden Partien gegenüber dem Liegenden nach Norden. Mit dieser Bewegungsrichtung stimmen aber auch die meisten Verfaltungen der mesozoischen Gesteine an der Basis der Ophiolith-Decke überein, auf die im II. Kapitel eingegangen wurde. Die wenigen Ausnahmen hiervon müssen als Querschiebungen aufgefasst werden, die durch seitliche Ausquetschung unter der sich vorschiebenden schweren Deckenmasse entstanden sind.

Über den ursprünglich magmatischen Charakter aller dieser Gesteine besteht wohl heute kein Zweifel mehr. Trotzdem und trotz der umfangreichen Literatur, die über dieses Wissensgebiet vorliegt, gibt es eine ganze Reihe von Fragen, die noch keineswegs genügend abgeklärt sind.

Vergleichen wir vorerst einmal unsere **Eklogit- und Amphibolitgesteine** mit denjenigen aus dem Oetztal, die von L. HEZNER (Lit. 58) in vorzüglicher Weise beschrieben wurden. Einmal konnte in unsern Gesteinen nirgends mit Sicherheit der Typ der Kelyphitamphibolite festgestellt werden. Wohl fanden sich häufig die aus grüner Hornblende bestehenden Umwandlungsänder, jedoch nie in der radial gestellten Anordnung, wie sie manchen Kelyphiten eigen ist. Ob uns dieser Typus nur entgangen oder ob er in unserem Gebiet wirklich fehlt, werden spätere Untersuchungen erweisen. Ebenso konnte der von HEZNER beschriebene erste Typus ihrer Eklogitamphibolite mit der kryptodiablastischen, nephritartigen Masse

des gesamten Umwandlungsmaterials nirgends in deutlicher Ausbildung gefunden werden. Immer gehören unsere Gesteine mehr oder weniger deutlich ihrem Typus 2 an, bei dem die aus dem Omphazit hervorgegangene Hornblende proportional der Entfernung vom restierenden Omphazitkern gröber und körniger wird. Einen weiteren Unterschied konstatieren wir bei der letztgenannten Gesteinsgruppe in bezug auf den Mineralbestand, indem hier zwei charakteristische Mineralien stets mehr oder weniger reichlich vertreten waren, von denen dort das eine ganz, das andere nahezu ganz fehlt, nämlich der Glaukophan und der Muskowit.

Dass der **Muskowit** (oder, allgemeiner gesprochen, das helle, glimmerartige Mineral⁷⁾ sehr häufig als Umwandlungsprodukt anderer Mineralien in metamorphen Gesteinen auftritt, ist eine längst bekannte Tatsache. Dennoch dürften das reichliche Vorhandensein und besonders das porphyroblastische Auftreten desselben in unsern Eklogitamphiboliten einigermaßen überraschen. In einem nachträglich nicht weiter veränderten Eklogit, wie wir ihn unseren Gesteinen der 3. Gruppe als Ausgangspunkt zu Grunde legen, findet sich kein Mineral mit einem wesentlichen K-Gehalt⁸⁾. Ein Omphazit eines Burgsteiner Eklogites (Oetztal) enthält nach HEZNER 0,92% K_2O , nach ROSENBUSCH enthalten Pyroxene aus Eklogiten von Norwegen, Frankreich und dem Fichtelgebirge nur 0,20 bis 0,57% K_2O . CORNELIUS (Lit. 26) zieht eine mögliche Kalizufuhr in Betracht, doch müssen diese Glimmermineralien zunächst einmal analysiert werden. ANGEL (Lit. 1) erwähnt feinglimmerige Pseudomorphosen nach Disthen in einem diaphtoritischen Eklogit vom Grossvenediger. Es wäre naheliegend, in unserem Falle im fraglichen Muskowit einen Vertreter des sonst in vielen Eklogiten zu beobachtenden Disthens zu suchen. An eine Pseudomorphose schlechthin kann jedoch nicht gedacht werden, da besonders ihre idioblastische Ausbildung gegen eine solche spricht. Es kann daher das glimmerartige Mineral bereits zur Eklogitfazies gehören und mit der Amphibolitisation der Eklogite nichts zu tun haben.

Ähnliche Überlegungen lassen sich auch anstellen über die in unseren Schliffen als **Glaukophan** beschriebene Hornblende. FRANCHI schreibt (Lit. 41) die Entstehung des Glaukophans einem natronreichen Omphazit zu, ganz entsprechend der Umwandlung der gewöhnlichen Hornblende aus einem gewöhnlichen Pyroxen. Die Entstehung wenigstens eines Teiles der grünen Hornblende aus dem Pyroxen konnten wir fast in jedem Schliff klar beobachten. Eine Analyse unseres Pyroxens steht nun allerdings nicht zur Verfügung. Es wurde jedoch nie glaukophanartige Hornblende unter den aus der kryptodiablastischen Masse hervorgegangenen neugebildeten Hornblendenadeln beobachtet. Zudem erwähnt auch FRANCHI, dass der Natron-Amphibol manchmal in sehr grossen Individuen vorkommt, und ANGEL beobachtete (S. 225), dass die violette Abart seines Barroisites Kristallkerne bildet, welche von der grünblauen zonar umwachsen werden, wodurch grössere, wohlgebildete Hornblenden entstehen. Denselben zonalen Aufbau des Glaukophans erwähnt STAUB (Lit. 106) von den Glaukophanprasiniten des Madrisertales (Avers, Graubünden). Alle diese Beobachtungen stimmen mit den unsrigen vollkommen überein.

Was die durchwegs sekundäre Natur des Glaukophans, d. h. die Entstehung desselben aus Omphazit bezweifeln lässt, ist vor allem die auf Ursprünglichkeit hinweisende, wohlentwickelte Form, die sich vielfach noch jetzt mit aller Deutlichkeit erkennen lässt, und zwar im Eklogitamphibolit wie im Glaukophanit.

⁷⁾ Siehe Fussnote Seite 98.

⁸⁾ NIGGLI, P. (Lit. 51), erwähnt die Bildung von Granat aus Olivin bei Wechselwirkung mit Feldspat im Saussuritgabbro des Allalgebietes.

Glaukophan als eine Pseudomorphose nach Omphazit (der ja selten gut idiomorph auftritt), ist wohl kaum anzunehmen, da erstens eine solche Umwandlung nirgends beobachtet werden konnte, zweitens aber die oben beschriebene Umwandlung in grüne Hornblende || mit derjenigen des Omphazites verläuft.

Betreffend die optischen Eigenschaften wurde schon früher (S. 113) betont, dass der dem Glaukophan eigene Pleochroismus nur teilweise vorhanden ist und Übergänge zu grüner Hornblende wahrgenommen werden können. Auch die Auslöschungsschiefe ist für den eigentlichen Glaukophan meist etwas zu hoch (um 12°). ANGEL beschreibt in dem bereits oben erwähnten Eklogit grünblaue und violblaue Hornblende nebeneinander im selben Verhältnis, wie in den vorliegenden Gesteinen. Dieser Autor bezeichnet beide Hornblenden als Barroisit und unterscheidet sie als grünblaue und violblaue Abart voneinander. Die als Karinthin bezeichnete brauntönige Hornblende, aus der die blautönige hervorgegangen sein soll, wurde in unsern Gesteinen nicht gefunden. Die Frage der glaukophanartigen Hornblende als Sekundärmineral bedarf deshalb zum mindesten nochmals einer eingehenden Überprüfung. Sicher erscheint uns jedenfalls, dass diese älter ist als die grüne Hornblende, die aus ihr hervorgeht. Sie muss also einem früheren Mineralbestand angehören.

Durch die vorstehenden Untersuchungen konnte die **Umwandlung des Eklogites in Eklogitamphibolite** und schliesslich in **Granatamphibolite** sehr schön verfolgt werden. Aber auch der Granat ist häufig in Hornblendisierung begriffen, so dass vielfach nur noch Reste von ihm vorhanden sind. Aus dem Eklogit wird also ein Amphibolit. Dieser Vorgang wurde von L. HEZNER auch für die Eklogite des Oetztals sehr eingehend untersucht und beschrieben.

Es besteht somit kein Zweifel, dass ein Teil unserer Amphibolite der Fluhhornserie umgewandelte Eklogite darstellen. Für den Grossteil derselben kann dies jedoch nicht ohne weiteres angenommen werden. Dafür sprechen ihr heutiger Mineralbestand und z. T. auch ihre Struktur. Betrachten wir beispielsweise den Amphibolit vom Fluhhorn oder die ihm sehr ähnlichen Typen von den Täschalpen, vom Gebiet des „Äussern Waldes“ ob Zermatt usw. Wir fanden darin stets einen Gehalt an Zoisit, Klinozoisit oder Epidot bis zu 45%, welche Mineralien zusammen mit Serizit und einer Füllmasse eines meist sauren Plagioklases die hellen Partien bilden, die einen wesentlichen Teil dieser Gesteine ausmachen. Alle diese Mineralien gehören sicher einem sekundären Mineralbestand an. Sie vertreten einen früheren Gesteinsgemengteil, von dem sie heute nur noch die einstige Form wiedergeben. Entsprechend der längst bekannten Saussuritisierung bei den Gabbros lag primär auch hier ein Plagioklas von intermediärer bis basischer Zusammensetzung vor, welcher ein Hauptgemengteil des ursprünglichen Gesteines darstellte.

Die stets reichlich vorhandene Hornblende fanden wir in unseren Schlifften meist als fein granoblastische oder nadlig-stengelige Aggregate. Diese sind zu deuten als die kataklastischen Reste einstiger grösserer Individuen oder bereits als Neubildungen aus diesen Trümmern. Für einen Teil unserer Grüngesteine bilden sie aber auch das Umwandlungsprodukt von Pyroxenen, was im Vorstehenden sehr schön nachgewiesen werden konnte.

Darnach ergibt sich für unsere Gesteine der Fluhhornserie ein Mineralbestand, der ursprünglich vorwiegend Gabbrogesteinen eigen war, von denen wir heute nur noch die grobkörnige, z. T. porphyrtartige Struktur erkennen können. Auch die Strukturen weisen somit ebenfalls auf Tiefengesteinscharakter hin.

In den Gesteinen der Randzone ist von diesen Strukturen nichts mehr zu erkennen. Die hellen und die gefärbten Gemengteile sind hier \pm gleichmässig

feinkörnig verteilt, u. d. M. granoblastisch bis nematoblastisch, die neugebildeten Feldspäte poikiloblastisch. Der Mineralbestand ist im wesentlichen derselbe. ANGEL (Lit. 1, S. 235/36) erklärt die Entstehung der Prasinitfazies als Abbild der Durchbewegung (Kataklyse) unter Zuhilfenahme eines intensiven Lösungs-umsatzes. Dies ist zweifellos ein Hauptfaktor, der auch in unserm Falle vollauf zutrifft. Haben wir Kataklyse bei der Neugestaltung des Gefügebildes schon in den Gesteinen der tieferen Zonen festgestellt, so ist diese hier noch viel eher zu erwarten. Dies kann schon aus ihrer Lage und den zwischengeschalteten Kalkschiefern geschlossen werden, die nur auf tektonischem Wege in die Grünschiefer gelangt sein können. Daneben lag hier aber bestimmt auch schon primär eine feinkörnige Struktur vor, die in den grossen Zügen bis heute erhalten geblieben ist und die Kataklyse und Umkristallisation somit überdauert hat. Diese Gesteine bildeten ursprünglich nichts anderes als die feinkörnige Randfazies des Diorit- bzw. Gabbrostockes. Ihr ursprünglicher Charakter muss also ein diabasartiger gewesen sein. Verschiedene Autoren (u. a. NIGGLI, Lit. 51) bestätigen anhand zahlreicher Analysen auch die weitgehende chemische Übereinstimmung der Prasinite mit normalen Gabbros und Eklogiten der tiefsten Zone.

Neben den grobkörnigen Typen aus dem Kern des Eruptivstockes und den feinkörnigen der Randfazies fehlen aber auch Zwischenglieder mit gangartigem Habitus keineswegs, die die eben geschilderten Zusammenhänge nur noch bekräftigen können. Als solche sind wohl die deutlich porphyrisch struierten Typen zu betrachten, wie der auf Seite 106 beschriebene Zoisitamphibolit von der Gornergratbahnbrücke bei Zermatt, der ursprünglich ein Diabasporphyrit oder Dioritporphyrit gewesen ist.

So einfach die Verteilung der verschiedenen Grüngesteinstypen in der Opholith-Decke nach obigen Überlegungen auch erscheinen mag, so gibt es doch noch eine ganze Reihe von Fragen, die bisher unbeantwortet sind. Eine der wichtigsten betrifft die Entstehung des Allalingabbros. Warum weicht dieses Gestein so beträchtlich von den übrigen gabbroartigen Typen ab? Warum ist es gegen diese so scharf begrenzt? Liegt hier wohl ein späterer Magmenschub vor, zu einer Zeit, da die übrigen Gesteine bereits erstarrt waren? All diese Fragen bedürfen zu ihrer Lösung noch vieler Arbeit, sowohl im Felde wie am Mikroskop und am Laboratoriumstisch.

IV. Die Zermatter Schuppenzone.

Als Zermatter Schuppenzone bezeichnet STAUB (Lit. 113/II, S. 96ff.) die mächtige Zone mesozoischer Gesteine zwischen dem Ostrand der Dent Blanche-Decke und der basalen Ophiolithzone von Zermatt. Nach der ARGANDSchen Nomenklatur handelt es sich um den Teil der „Zone du Grand Combin“ zwischen der Schweizer Grenze im Süden und der Mischabelrückfalte im Norden. Die ganze, über 1000 m mächtige Serie lässt sich sowohl faziell wie besonders tektonisch in drei Abschnitte unterteilen, die im folgenden gesondert besprochen werden.

A. DIE ZONE DER TIEFERN ZERMATTER SCHUPPEN.

Unter der Zone der tiefen Zermatter Schuppen verstehen wir diejenigen Gesteinsserien, die STAUB 1942 (Lit. 113) nach dem Hörnli am Nordostfuss des Matterhorns als „Hörnlizone“ zusammengefasst hat.