

Zur Geologie der südlichen Mischabel- und der Monte Rosa-Gruppe : mit Einschluss des Zmutt-Tales westlich Zermatt

Autor(en): **Güller, Alfred**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

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

Heft 1

PDF erstellt am: **26.06.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-160900>

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.

Zur Geologie der südlichen Mischabel- und der Monte Rosa-Gruppe.

Mit Einschluss des Zmutt-Tales westlich Zermatt.

Von Alfred Güller, Otelfingen (Kt. Zürich).

Mit 21 Textfiguren und 3 Tafeln (II—IV).

Gedruckt mit Subvention der Stiftung Dr. Joachim de Giacomi
der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorwort	41
Geologische Übersicht, Historisches und Problemstellung	42
I. Stratigraphie der Mischabel-Decke und der Combinzone	47
A. Grundgebirge und Paläozoikum	47
B. Trias	52
Basalbreccie der Bündnerschiefer (Rhät ?)	55
C. Jura	56
a) Die kalkreichen Schiefer	57
b) Die kalkig-sandigen Schiefer	58
c) Die glimmerreichen Schiefer	58
d) Die quarzreichen Schiefer	60
II. Die Randzone des Mischabelkristallins	61
A. Der Südrand der Mischabelrückfalte	62
1. Die Mischabelelemente am Mettelhorn	62
2. Die Sattelspitze.	64
3. Untere Täschalpen und Rinderberg	64
B. Der Nordrand des Monte Rosa-Kristallins	67
1. Das Profil am Gornergrat	67
2. Vom Schwarzberg-Weisstor zum Schwarzbergkopf	69
3. Hinter Allalin, Plattjen und Saas-Fee	73
4. Die Gletscheralp	76
III. Die Ophiolith-Decke von Saas-Zermatt.	80
A. Die Schieferzüge der Ophiolith-Decke.	80
1. Die Schieferzüge in ihrer lithologischen Ausbildung	81
a) Die kalkreichen Schiefer	81
b) Die kalkig-sandigen Schiefer	84
c) Die glimmer- und quarzreichen Schiefer.	84
2. Die Schieferzüge in ihrer regionalen Verteilung	88
a) Die Rifelbergzüge	88
b) Theodulhorn.	90

	Seite
c) Schwarzsee–Hermettji–Zermatt	90
d) Findelalp–Schwarzgrat–Sparrenfluh–Täschalpen	91
e) Feekopf und Allalinhorn	92
f) Das Strahlhorn	93
g) Das Breithorn	95
h) Schwärze und Pollux	96
B. Die Grüngesteine der Ophiolith-Decke	97
1. Die prasinitische und amphibolitische Randzone	98
2. Die Fluhhornserie	103
3. Eklogitamphibolite und Glaukophaneklogite	107
4. Granat-Glaukophanite	113
5. Die Gesteine der Gabbroserie	114
6. Die Serpentine	117
7. Aplitartige Gesteine	119
Anhang: Mineralogisches aus der Ophiolith-Decke	120
C. Allgemeine Betrachtungen über die Zermatter Ophiolith-Decke und deren Gesteine	122
IV. Die Zermatter Schuppenzone	125
A. Die Zone der tiefern Zermatter Schuppen	125
Die Ophiolithe der tiefern Zermatter Schuppen	129
B. Die Zone der höhern Zermatter Schuppen	133
C. Die Zone des Hühnerknubel	134
D. Die Tektonik der Zermatter Schuppenzone	135
1. Die obere Zermatter Schuppenzone und die Zone des Hühnerknubel	136
2. Die Hörnlizone	140
Zusammenfassung	152
Literaturverzeichnis	156

Verzeichnis der Textfiguren.

Fig. 1. Ansichtsskizze des Profils am Eingang der Triftschlucht westlich Zermatt	50
Fig. 2. Crinoiden aus der Trias des Fluchthorn-Nordostgrates	53
Fig. 3. Oberes Plattenhorn (links) und Mettelhorn von Süden	63
Fig. 4. Profil im Nordgrat der Sattelspitze	65
Fig. 5. Partie aus der Südflanke des Gornergrates	68
Fig. 6. Adlerhorn (links) und Strahlhorn von Südosten.	70
Fig. 7. Geologische Kartenskizze der Umgebung des Hangendgletschers	71
Fig. 8. Die Basis der Ophiolith-Decke am Hinter-Allaligrat	73
Fig. 9. Profil an der Basis der Ophiolith-Decke in der Egginer Nordostflanke	75
Fig. 10. Geologische Kartenskizze der Gletscheralp	78
Fig. 11. Allalinhorn-Gipfel von Südwesten. Im Vordergrund Firmmulde des Mellichgletschers	93
Fig. 12. Der Sedimentzug am Strahlknubel. Die Kalk-Dolomit-Bänder sind gegen Osten ab-	
gerissen und zu dünnen Linsen ausgewalzt.	94
Fig. 13. Geologische Kartenskizze des Triftji	95
Fig. 14. Oberrothorn-Ostwand vom Fluhhorn	128
Fig. 15. Die „Arbenwand“ von Süden	137
Fig. 16. Gratpartie zwischen Oberrothorn und Sattelspitze von Osten	142
Fig. 17. Tektonische Profile durch die Rothorn- bzw. Rinderbergzone	144
Fig. 18. Die Triasfalten der Täschalp-Mulde in der Nordflanke der Sattelspitze	146
Fig. 19. Die Triasfalten der Täschalp-Mulde am Rotbach. Blick gegen das Täschhorn.	147
Fig. 20. Die Triasrückfalten in der Ostflanke der Plattenhörner	149
Fig. 21. Profil aus der Schusslauenen. Kontakt zwischen Triasrückfalten und Mischabel-	
kristallin.	151

Verzeichnis der Tafeln.

Tafel II. Tektonische Karte der südlichen Mischabel- und der Monte Rosa-Gruppe. 1: 50 000.
Tafel III. Geologische Profile durch die südliche Mischabel- und die Monte Rosa-Gruppe. 1: 33 333.
Tafel IV. Geologische Karte der Zermatter-Rothorn-Gruppe. 1: 12 500.

Vorwort.

Die vorliegende Arbeit wurde auf Anregung meines Lehrers, Herrn Prof. Dr. R. STAUB im Jahre 1941 begonnen. Während den Sommerferien jenes Jahres weilte ich erstmals längere Zeit zu geologischen Beobachtungen in Zermatt. Diese erstreckten sich hauptsächlich auf das Gebiet westlich der Linie Zermatt–Theodulhorn und wurden im folgenden Wintersemester zu einer Diplomarbeit an der X. Abteilung der Eidg. Techn. Hochschule verarbeitet. In den Sommermonaten der folgenden Jahre 1942–1944 wurden die Untersuchungen dann in östlicher und südöstlicher Richtung ausgedehnt und zu der vorliegenden Dissertation erweitert.

Das Untersuchungsgebiet ist vorwiegend durch tektonische Linien begrenzt. Westlich von Zermatt umfasst es das Zmutt-Tal bis an die Basis des Dent Blanche-Kristallins, begrenzt etwa durch die Punkte Theodulhorn–Furgg-Grat–Matterhorn–Schönbühl–Untergabelhorn–Mettelhorn. Von hier verläuft die Grenze entlang dem Kristallin der Mischabel-Decke durch die untern Täschalpen zum Mischabeljoch und über den Saasgrat nach Süden bis zur schweizerisch-italienischen Grenze, die das Gebiet im Süden bis zum Theodulhorn abschliesst (vgl. Tafel II).

Diese Begrenzung war in geologischer Hinsicht, besonders gegen Osten, eine sehr unnatürliche. Zudem war infolge des allgemeinen Axialanstieges in dieser Richtung zu erwarten, dass gewisse Zusammenhänge erst auf der Westflanke des Saastals deutlich hervortreten würden. Daher wurden im letzten Terrainsommer die tektonischen Untersuchungen kursorisch auch auf die Ostseite des Saasgrates bis in die Gegend der Britanniahütte und von Saas-Fee, d. h. bis an das Liegende der grossen Ophiolithmasse ausgedehnt. Mit den petrographischen Untersuchungen wurde jedoch nicht über das ursprüngliche Gebiet hinausgegangen. Dafür aber wurde auf eine eingehendere Bearbeitung des engern Monte Rosa-Gebietes verzichtet, da hierüber bereits von anderer Seite eine petrographische Untersuchung im Gange ist (vgl. Lit. 16 und 17).

Während meiner Terrainaufenthalte diente mir vor allem Zermatt als Standortquartier. Daneben benützte ich öfters die umliegenden Klubhütten des Schweiz. Alpenklub (Schönbühl-, Hörnli- und Bétempshütte), sowie die privaten Touristenhäuser auf Gandegg und Fluhalp und endlich die Alphütten auf Täschalp. Für die Untersuchungen östlich des Saasgrates bildeten auch Saas-Fee und die Britanniahütte (SAC.) stets gern benutzte Stützpunkte.

Die Bearbeitung des Materials erfolgte am Geologischen Institut der Eidg. Techn. Hochschule in Zürich.

Zum Abschluss dieser Promotionsarbeit und damit auch meiner Studienzeit ist es mir ein Bedürfnis, allen denen zu danken, die mir während meiner Studien ihre Unterstützung angedeihen liessen und damit direkt oder indirekt zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

Vorab gilt mein Dank meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. R. STAUB. Er hat es verstanden, auf zahlreichen Exkursionen, militärgeologischen und privaten Begehungen in mir die Freude an der Geologie zu wecken und zu fördern, sowie durch zahlreiche Ratschläge und Anregungen die vorliegende Arbeit zu unterstützen. Im besonderen danke ich ihm aber dafür, dass er mir ein so schönes Gebiet zur Bearbeitung anvertraute, wie man es in den Alpen kaum mehr findet.

Zu besonderem Dank verpflichtet bin ich sodann den Herren Prof. Dr. A. JEANNET und Dr. H. SUTER für die stets bereitwillige Unterstützung bei allen Arbeiten im Institut. Den Herren Prof. Dr. P. NIGGLI und Prof. Dr. C. BURRI danke ich für die gründliche Einführung in die Petrographie und ihre Unterstützung bei der mikroskopischen Bearbeitung des umfangreichen Schriffmaterials.

Herr Prof. Dr. R. L. PARKER liess mir seine Unterstützung bei der Bestimmung der Mineralien zuteil werden, und Herrn Prof. Dr. E. BRANDENBERGER verdanke ich die Ausführung einer Röntgenaufnahme eines Rutils.

Endlich gilt mein Dank auch meinen Studienkameraden, die durch manche anregende Diskussion im Institut oder auch als treue Seilkameraden in Gletscher und Fels fördernd auf meine Arbeit einwirkten.

Zum Schluss aber möchte ich es nicht unterlassen, auch der stets friedfertigen und freundlichen Bevölkerung von Zermatt in Dankbarkeit zu gedenken, die ich in frohen und schweren Stunden kennenlernen durfte, und die viel dazu beitrug, dass die Zeiten meiner Terrainaufnahmen zu meinen schönsten Erinnerungen gehören.

Der Druck dieser Arbeit wurde durch einen namhaften Beitrag von der Stiftung Dr. Joachim de Giacomi der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft unterstützt, wofür ich dem Stiftungsrat, insbesondere dessen Präsidenten, Herrn Prof. Dr. J. CADISCH, auch an dieser Stelle meinen besten Dank aussprechen möchte.

Geologische Übersicht, Historisches und Problemstellung.

Seit den grundlegenden Untersuchungen von GERLACH, SCHMIDT und vor allem ARGAND sind die Penninischen Alpen, wenigstens in grossen Zügen, in ihrem geologischen Aufbau bekannt. Lange hatte es gedauert, bis die Idee eines Deckenbaues in dieser Gebirgszone sich endgültig durchsetzen konnte. Wohl waren die komplizierten geologischen Verhältnisse des Glarner Landes und der Préalpen durch Deckenüberschiebungen grossen Ausmasses erklärt und deren Deckenbau bewiesen worden; allein für die enormen kristallinen Gesteinskomplexe, die das zentrale Wallis aufbauen, schien die Annahme eines ähnlichen Mechanismus der Genesis doch etwas zu phantastisch.

Mit dem Durchstich des Simplontunnels im Jahre 1905 war der Deckenbau der östlichen Walliser Alpen eindeutig bewiesen. Die nun folgenden Untersuchungen bezogen sich in erster Linie auf die Erforschung der zentralen Walliser Alpen, die hauptsächlich von EMIL ARGAND durchgeführt wurde. Dieser Forscher bezeichnete alles als penninische Decken. Später kam STAUB dazu, die Dent Blanche-Decke als ostalpine Einheit abzutrennen.

Die verschiedenen Einheiten der penninischen und ostalpinen Decken, die, wie heute allgemein bekannt ist, ausnahmslos die Gebirge des Wallis südlich der Rhone aufbauen, erstrecken sich in ihrer geologischen Ausdehnung auf sehr weite Gebiete. Infolge der Depressionen und Kulminationen in der Längsaxe des Alpenkörpers treten die tieferen geologischen Einheiten am Simplonpass und in den Tessiner Alpen zusammenhängend an die Oberfläche des heutigen Gebirges. Es sind dies die unterpenninischen Decken, die eigentlichen Simplon- oder Tessiner-Decken, die sich von unten nach oben in die Antigorio-, die Lebendun- und die Monte Leone-Decke gliedern lassen. Gegen Westen zu sind höhere Decken aufgeschlossen, die alle ein starkes westliches Axialgefälle aufweisen und daher von Osten nach Westen dachziegelartig hintereinander gestaffelt sind. Von der Gegend des Simplons gegen Südwesten gelangt man deshalb in tektonisch immer höhere Einheiten. Über der Leone-Decke liegt zunächst die in zwei mächtige Teilelemente, den St. Bernhard- und den Monte Rosa-Lappen geteilte Mischabel-Decke als mittel-penninische und darüber die vorwiegend aus mesozoischen Gesteinen bestehende Schuppenzone von Zermatt als oberpenninische Einheit. Als höchstes Element des Gebirges erscheint die von STAUB bereits 1934, z. T. sogar schon 1928 (Lit. 110) als ostalpin erkannte Dent Blanche-Decke zwischen Nikolaital und

Aosta. Sie liegt als mächtige kristalline Masse flach auf ihrer Unterlage ausgebreitet, so dass sich die Auflagerung auf das liegende penninische Mesozoikum fast ringsum gut beobachten lässt. Zum Kern der Dent Blanche-Decke gehört die Reihe markanter Hochgipfel der zentralen Walliser Alpen, so die Dent Blanche selbst, das Matterhorn, das Obergabelhorn, das Zinalrothorn und das Weisshorn.

Es mag von Interesse sein, im Zusammenhang mit den obigen Ausführungen die alte klassische Westalpengliederung von ARGAND derjenigen von STAUB, die besonders in Lit. 113 ausführlich argumentiert wurde, gegenüberzustellen:

Argand 1906	Staub 1936/37 Dent Blanche-Decke unterostalpin	
VI. Dent Blanche-Decke	VI. Mont Mary-Decke	penninisch
V. Monte Rosa-Decke	V. Mont Emilius-Decke	
IV. Bernhard-Decke	IV. Mischabel-Decke { Monte Rosa- Bernhard-Decke	
III. Monte Leone-Decke	III. Monte Leone-Decke	
II. Lebendun-Decke	II. Lebendun-Decke	
I. Antigorio-Decke	I. Antigorio-Decke	

Daraus gehen die abweichenden Auffassungen der beiden Autoren, die besonders im mittleren und oberen Penninikum beträchtlich sind, deutlich hervor.

Die grossen Deckenkerne setzen sich fast ausschliesslich aus hochkristallinen, in ihrer Gesamtheit sicher prätriadischen Gesteinen zusammen, die durch triadische und jurassische Sedimentzüge tiefgreifender Synklinalzonen voneinander getrennt werden. Diese mesozoischen Gesteine bestehen, wie dies der piemontesischen Fazies entspricht, in erster Linie entweder aus basischen Intrusivmassen (Ophiolithen) oder aus mächtigen Bündnerschiefersequenzen, während die triadischen Kalk-, Dolomit- und Quarzithorizonte in bezug auf ihre Mächtigkeiten, gegenüber dem Briançonnais der Westalpen zum Beispiel, eher zurücktreten.

Die tektonische Gliederung von Zermatt und seiner Gebirgsumrahmung lässt sich in Anlehnung an die Arbeiten von R. STAUB kurz wie folgt zusammenfassen: das tiefste Element, das sich am Aufbau dieser Gegend beteiligt, ist die Mischabel-Decke. In deren nördlichen Teil, d. h. in die eigentliche klassische Bernhard-Decke, ist das ganze Nikolaital eingeschnitten, von Stalden bis zur letzten Talstufe wenig nördlich von Zermatt. Sie baut die ganze Mischabelgruppe bis zum Alphubeljoch auf. Südlich daran schliesst sich als nächstes Kernelement das Kristallin des Monte Rosa an, das die südlichen Zermatter Berge, die eigentliche Monte Rosa-Gruppe, sowie Liskamm und Castor bildet. Diese beiden Hauptelemente der Mischabel-Decke sind in unserem Untersuchungsgebiet voneinander getrennt durch die komplexe Muldenzone von Saas-Zermatt. Diese gliedert sich von unten nach oben wie folgt: 1. Die Schuppenzone des Gornergrates. 2. Die Ophiolithzone von Saas-Zermatt, welche die Form eines gewaltigen Sackes besitzt, dessen Nordende unweit südlich Saas-Fee aufgeschlossen ist (siehe Tafel II). Zu den Gesteinen dieser Zone gehört das Allalin-, das Rimpfisch- und das Strahlhorn sowie der Pollux und das Zermatter Breithorn. 3. Die Schuppenzone von Zermatt, welche, obwohl tektonisch sehr uneinheitlich, eine fast 1000 m mächtige Zone bildet, die vorwiegend aus Bündnerschiefern, untergeordnet aus Trias, Kristallin und prasi-

nitischen Einlagerungen besteht, die den Grüngesteinen der eigentlichen Ophiolithzone von Zermatt aufliegen. Sie bildet hauptsächlich den Furgg-Grat, den Unterbau des Matterhorns, die Bergflanken westlich Zermatt bis gegen 3000 m Höhe und die Zermatter Rothorngruppe (Unter- und Oberrothorn). Als höchstes Bauelement endlich liegt, über einer durchgehend verfolgbar abermaligen Zwischenschaltung von Grüngesteinen, die Kristallinmasse der Dent Blanche-Decke mit einer mehr oder weniger ebenen Basisfläche allen übrigen Einheiten auf. Infolge des oben-erwähnten axialen Absinkens aller Glieder gegen Westen findet sie sich heute aber nur noch westlich von Zermatt, wo sie, wie seit langem bekannt, das Matterhorn von der Hörnlhütte bis zur Spitze und sämtliche Hochgipfel westlich von Zermatt aufbaut (vgl. Tafel II).

Fassen wir die obigen Verhältnisse tabellarisch zusammen, so ergibt sich folgendes einfachste Schema:

Dent Blanche-Decke	Unterostalpin
Schuppenzone von Zermatt	Oberpenninisch
Ophiolithzone Saas-Zermatt Bernhard-Decke im N Monte Rosa-Decke im S	Mittelpenninisch
Mischabel-Decke	

Die heutige Kenntnis vom tektonischen Bau der Walliser Alpen fusst zur Hauptsache auf den geologischen Forschungen der letzten Jahrzehnte, zum Teil sogar der letzten zehn Jahre; sie ist aber auch das Resultat einer Unmenge von Einzelbeobachtungen, die zum Teil schon recht früh gemacht wurden von Forschern, die als Pioniere der Walliser Geologie auch heute noch besondere Beachtung verdienen, obwohl die Resultate ihrer Beobachtungen uns heute oft sonderbar anmuten.

Einer der ersten, der in unserem engeren Untersuchungsgebiet geologischen Beobachtungen oblag, war H. B. DE SAUSSURE (Lit. 89). In den Jahren 1790 und 1792 bereiste er verschiedentlich das Visper- bzw. Nikolaital und zog zu wiederholten Malen über den Theodulpass nach Italien. Auf dem Theodulpass verblieb er mehrere Tage und entdeckte in bedeutender Höhe über dem Pass ein Lager von Rauhwacken, das er für jüngeren Kalktuff ansah. Auch hatte er bereits bemerkt, dass der Gipfel des Matterhorns aus einem andern Gestein bestehen müsse als dessen Mittel- und Unterbau.

Eine erste zusammenhängende geologische Beschreibung finden wir in BERNHARD STUDER „Geologie der Schweiz“ (Lit. 127). Dieses Werk, das 1851 erschien, enthält auch das erste Profil durch die Gegend von Zermatt. Daraus ist zu ersehen, dass STUDER bereits die grosse Umbiegung der Mischabelrückfalte unter dem Mettelhorn kannte. Er erkennt bei der Brücke unterhalb Zermatt an den hohen, lotrechten Wänden eine meist unklare, vertikale Schieferung. Diese Vertikalstellung entspricht nach seiner Ansicht dem zentralen Teil des gesamten Alpenfächers; denn er hatte ja die Auffassung, dass die Alpen im Profil eine fächerförmige Struktur hätten.

Einen wesentlichen Fortschritt in der Erschliessungsgeschichte der südlichen Walliser Alpen und somit auch unseres Gebietes bedeuten sodann die Untersuchungen von HEINRICH GERLACH (Lit. 45 und 46). In mehreren Arbeiten wurden die Gesteine sowohl in petrographischer Hinsicht wie in bezug auf ihre regionale Verbreitung genau beschrieben. GERLACH haben wir auch die erste detaillierte

Kartierung dieser Gebiete zu verdanken, die in den Jahren 1870 und 1872 in Form der beiden Dufour-Blätter XXII (Martigny–Aosta) und XXIII (Domodossola–Antrona) der Öffentlichkeit übergeben wurde. Die „grauen, kalkhaltigen Schiefer“ ziehen nach ihm um die Zentralmasse der Dent Blanche herum; er hat ihre Verbreitung in bezug auf die kristallinen Massen der höheren Gebirgspartien richtig abgegrenzt, kann sich aber nicht vorstellen, dass diese vollständig auf den Schiefen aufliegen. Des weitern geht auf GERLACH zurück die Übertragung des Theobaldschen Begriffes der „Casannaschiefer“ auf die hochkristallinen Serien der Bernhard-Decke.

Mit der Erkenntnis des Deckenbaues in den nördlichen und östlichen Schweizer Alpen setzte auch für die Walliser und für die Westalpen überhaupt eine neue Ära der Erforschung ein, die dahin führte, den Deckenbau auch hier als zu Recht bestehend zu erkennen. Die Untersuchungen erfolgten hier besonders durch E. ARGAND und wurden vom Jahre 1905 an in einer Reihe von Publikationen veröffentlicht (Lit. 65, 66, 3–7). Zum Teil noch weiter zurück reichen die Arbeiten von C. SCHMIDT (Lit. 94–97), H. PREISWERK (Lit. 98) und H. SCHARDT (Lit. 91–93), die sich hauptsächlich auf die östlichen Teile der Walliser Alpen im Simplongebiet beziehen und zum Teil in direktem Zusammenhang standen mit dem zu dieser Zeit im Bau befindlichen Simplontunnel. Dieses gewaltige technische Werk war naturgemäss von fundamentaler Bedeutung für die Erkenntnis des Baues der tiefpenninischen Decken.

Damit waren aber die geologischen Probleme in den Walliser Alpen noch lange nicht gelöst. Es galt nun erst, die verschiedenen, zunächst rein lokal erkannten Grosseinheiten auch im Streichen zu verfolgen, die tieferen Zusammenhänge herauszufinden und miteinander in eine innere Beziehung zu bringen. In dieser Richtung wurde in den letzten 30 Jahren sehr viel gearbeitet und auch publiziert; als Beispiel seien nur die neueren Arbeiten von ARGAND (Lit. 8–11) und R. STAUB (Lit. 112–118) erwähnt, von denen besonders Lit. 113 die neuesten Ergebnisse zur Darstellung bringt. Im besondern sind dies, um nur die allerwichtigsten zu nennen, die Abtrennung der Dent Blanche-Decke vom liegenden Penninikum als ostalpine Einheit und die Aufteilung der Zermatter Schuppenzone in tektonisch selbständige, oberpenninische Deckenglieder. Aber ausserdem werden hier auch klar und deutlich die noch bestehenden Probleme dargelegt, deren es noch eine ganze Reihe gibt.

Zu diesen Problemen mehr allgemeiner Natur gehört immer noch die Stratigraphie der penninischen Serien der Walliser Alpen. Obwohl eine Trennung der Gesteine sedimentären Ursprungs in mesozoische und vormesozoische leidlich gut durchgeführt werden kann, bestehen doch zum Teil noch grosse Unsicherheiten und stellenweise sehr verschiedene Ansichten betreffend Altersgliederung. Dies trifft im besondern auch für das „Kristalline Grundgebirge“ zu. Der Hauptgrund hierfür liegt in der allgemeinen Fossilarmut der Gesteine: Fossilien fehlen teils primär, teils sind erkennbare Petrefaktenformen durch die alpine Metamorphose verwischt worden. Dadurch wird die Stratigraphie zwangsläufig zu einer Serienstratigraphie, gegründet auf die Lithologie und Petrographie der Gesteine und deren gesetzmässige Abfolge, so dass eine genauere Altersbestimmung nur noch durch Vergleiche mit bekannten fossilführenden Serien von ähnlicher lithologischer Gliederung geschehen kann. Wir werden im ersten Abschnitt unserer Ausführungen näher auf diese Dinge einzutreten haben.

Ferner besteht im Wallis noch eine Reihe von Unklarheiten tektonischer Natur, besonders innerhalb der „Zone du Combin“, die nur durch genaue Detailuntersuchungen ihrer Lösung näher gebracht werden können. Zu diesen gehören in

unserem Gebiet besonders der feinere Aufbau der Zermatter Schuppenzone und ihr Verhältnis zu den mesozoischen Sedimenten der Mischabel-Decke.

Von allgemeiner Bedeutung ist endlich das an und für sich sehr komplexe Ophiolithproblem, auf das auch wir hier zwangsläufig geführt wurden, obwohl es ursprünglich nicht in unserer Absicht lag, auf die Petrographie, die Genese und die tektonische Rolle der Grüngesteine näher einzugehen. Die im Laufe der Untersuchungen zutage getretenen Zusammenhänge zwischen den Gesteinen der Zermatter Zone und der mächtigen Ophiolithmasse der Breithorn-Rimpfischhorn-Gruppe und des innern Baues derselben zeigten jedoch, dass ohne eine genauere geologisch-petrographische Untersuchung auch der Ophiolithe die Abklärung der Beziehungen derselben zur Zermatter Zone nicht möglich war.

Zu den nachfolgenden Beschreibungen seien einige Bemerkungen wegleitend:

Die Textfiguren, soweit es sich um Profile und Ansichtsskizzen handelt, wurden fast durchwegs direkt nach der Natur gezeichnet und aus den Feldbüchern übertragen. Sie erheben daher keinen Anspruch auf masstäbliche und proportionale Genauigkeit.

Die Angabe von geographischen Namen (Orts-, Berg-, Flur- und Gewässernamen) sowie deren Schreibweise bezieht sich im allgemeinen auf die neue topographische „Landeskarte der Schweiz“ 1:50000 (Blätter 283 Arolla und 284 Mischabel), welche auch als Unterlage für die dieser Arbeit beigegebene geologische Karte (Tafel IV) diente. Leider war es aber nicht möglich, sich bezüglich der Schreibweise der Namen überall an die neue Karte zu halten, da wir des öftern allgemein verständliche Namen, die aus der Siegfried-Karte in die geologische Literatur eingegangen sind, zufolge der bei der Landeskarte angewendeten Prinzipien der Namengebung kaum mehr erkennen können. (Beispiel: Siegfried-Atlas: Hörnli, Landeskarte: Hirli.) Ferner sind auch Lokalnamen aus dem Siegfried-Atlas, die sich bereits in der geologischen Literatur finden, in der Landeskarte ganz weggelassen oder durch andere ersetzt worden. (Beispiel: Schusslauenen.) In solchen Fällen wurden daher die alten Namen aus dem Siegfried-Atlas beibehalten. Die Höhenangaben beziehen sich aber durchgehend auf die neue Karte und weichen daher von denjenigen auf den alten Siegfried-Blättern oft ganz beträchtlich (bis 50 m) ab.

Im weitem wurde bei der petrographischen Beschreibung der Gesteine und Dünnschliffe womöglich das mengenmässige Verhältnis der Hauptgemengteile in Prozent ausgedrückt. Diese Angaben beruhen jedoch nur auf einer jeweiligen Schätzung und erheben daher keinen Anspruch auf eine allzu grosse Genauigkeit ($\pm 5\%$), doch dürften sie über die Gesteinszusammensetzung ein genaueres Bild ergeben als die vielfach gebräuchlichen Angaben, wie „häufig“, „zahlreich“, „viel“ usw. Für die Neben- und Übergemengteile erwies sich eine derartige Schätzung jedoch zu ungenau und wurde daher meist ganz unterlassen. Wo die angegebenen Zahlenwerte 100% nicht erreichen, so verteilen sich die fehlenden Prozente gewöhnlich auf die vorhandenen Neben- und Übergemengteile.

Bei der Grössenangabe der einzelnen Gemengteile ist zu berücksichtigen, dass der mittlere Durchmesser grösser sein kann als der angegebene, da viele Körner nicht durch die Mitte geschnitten sind und daher kleiner erscheinen, als sie in Wirklichkeit sind. Ähnlich ist bei der Angabe von maximalen Grössen stets zu bedenken, dass der Dünnschliff nur einen relativ sehr kleinen Ausschnitt aus einem Gestein, geschweige denn einem Gesteinskörper, zu geben vermag und diese Angaben daher nicht als absolut gelten können.

Für die sich häufig wiederholenden Ausdrücke in den Dünnschliffbeschreibungen wurden folgende Abkürzungen durchgehend angewendet:

U.d.M.	=	Unter dem Mikroskop
HG	=	Hauptgemengteil(e)
NG	=	Nebengemengteil(e)
UG	=	Übergemengteil(e)
±	=	mehr oder weniger
	=	parallel
∅	=	Durchmesser

I. Stratigraphie der Mischabel-Decke und der Combinzone.

Obwohl die stratigraphische Gliederung der penninischen Sedimentserien in grossen Zügen schon lange durchgeführt ist, so sollen der Vollständigkeit halber die diesbezüglichen Beobachtungen auch in der vorliegenden Arbeit festgehalten und so weit als möglich erweitert und ausgewertet werden. Die zu besprechenden Serien stammen zwar aus verschiedenen tektonischen Einheiten (mittelpenninisch und oberpenninisch). Sie können aber trotzdem gemeinsam besprochen werden, da ihre faziellen Hauptmerkmale gemäss ihrer Zugehörigkeit zum gesamt penninischen Faziesraum meist dieselben sind und auf besondere Merkmale der einzelnen Serien jeweils speziell hingewiesen werden kann.

Bei einem Versuch, die Sedimentserien meines Untersuchungsgebietes stratigraphisch feiner zu unterteilen, stösst man im wesentlichen auf zwei Faktoren, die diesem Versuch gewisse Schwierigkeiten entgegenstellen. Der erste ist die kräftige Metamorphose sämtlicher Gesteine, von den ältesten bis zu den jüngsten, und das damit verbundene Fehlen jeglicher bestimmbarer Fossilien. Dies ist der Hauptgrund, weshalb bis heute eine Detailstratigraphie der penninischen Zonen des Wallis entweder unmöglich war oder nur auf lithologischen Vergleichen mit anderen Gebieten beruhen konnte. Die zweite Schwierigkeit liegt in der tektonischen Verschuppung und Auswalzung besonders der triadischen und jurassischen Gesteinsserien. Die gewaltige tektonische Durchbewegung der penninischen Decken, bei der die mächtigen alten Kristallinserien weithin über die jüngern Sedimente hinweggestossen worden sind, brachte es mit sich, dass es heute meist sehr schwer fällt, ein einigermaßen zusammenhängendes und durchgehend ungestörtes Profil zu finden. Entweder sind die Serien ausgewalzt, ausgequetscht, zerrissen oder gar in einzelne isolierte Linsen aufgelöst, oder sie sind in Stauungsräumen oder im Druckschatten älterer Gesteine in stratigraphisch wirrem Durcheinander so ineinander verschoben und tektonisch gehäuft, dass in vielen Fällen weder die wahre Mächtigkeit noch die ursprüngliche Reihenfolge der einzelnen Glieder klar erkannt werden kann. Eine weitere Schwierigkeit für die stratigraphische Einordnung liegt darin, dass Gesteine von ursprünglich gleicher lithologischer Beschaffenheit und Zusammensetzung durch ungleiche mechanische Beanspruchung ein wesentlich verschiedenes Aussehen bekommen können. Trotzdem gibt es aber Stellen, wo deutlich differenzierte Gesteine in anscheinend primärem Verband übereinanderliegen. Diese Profile, miteinander verglichen, ergeben allerdings keine genaue Übereinstimmung, doch lassen sich bestimmte charakteristische Gesteinstypen immer wieder in ähnlichem Verband erkennen. Das ist in andern Gebieten vielfach sehr ähnlich, und trotzdem gelingt dort eine verfeinerte stratigraphische Auflösung. Durch Vergleich und Ergänzung dieser an sich unvollständigen Profilserien wird es schliesslich aber auch hier möglich, die Haupttypen der im Gebiet auftretenden Gesteine chronologisch richtig einzuordnen und wenigstens in grossen Zügen ein durchgehendes, zusammenhängendes stratigraphisches Profil zu konstruieren.

A. GRUNDGEBIRGE UND PALÄOZOIKUM.

Es kann sich in dieser Arbeit nicht darum handeln, auf die mannigfaltigen Probleme einer Stratigraphie und näheren Altersbestimmung der mächtigen kristallinen Grundgebirgsmassen der Mischabel-Decke einzutreten, um so mehr, als diese auch nicht das eigentliche Objekt unserer Untersuchungen darstellen. Wir schliessen uns nur prinzipiell der neueren Auffassung vom vorwiegend prä-

karbonischen Alter dieser Gesteine an (soweit es sich um sichere Paragesteine handelt) und beginnen unsere konkreten Betrachtungen mit den peripheren Partien, die deren jüngste Glieder darstellen.

ARGAND hat bereits in seiner Dent Blanche-Karte (1908) innerhalb meines Untersuchungsgebietes „Karbon“ und „Perm“ ausgeschieden. Darnach ist der Kern der Mischabelrückfalte von der Schusslauenen (Siegfried-Atlas) nördlich Zermatt unter dem Brunegghorn durch bis unter die Barrhörner nach oben begrenzt von einer ziemlich mächtigen Karbon-Perm-Serie. Wenn man diese Bergänge bei guter Beleuchtung aus der Entfernung, beispielsweise von der gegenüberliegenden Talseite betrachtet, so lässt sich tatsächlich unter der Trias eine besondere Zone erkennen, die sich durch dunklere Färbung vom tieferliegenden Hauptkristallin deutlich abhebt. In der Südostwand des Brunegghorns scheint diese Zone in ihrer Mächtigkeit stark zu variieren und mit dem tieferliegenden, helleren Kristallin verschuppt zu sein, was allerdings aus der Dent Blanche-Karte nicht ersichtlich ist. Doch ist weder auf Distanz noch aus der Nähe eine eigentliche Permformation eindeutig zu erkennen. Über der dunklen Zone der „Karbongesteine“ setzt mit scharfem Kontakt unvermittelt der mächtige, meist gut gebankte Walliser Quarzit ein. Ob derselbe durchwegs noch zur Trias gehört, ist fraglich. Vielleicht liegt gerade in ihm, wenigstens zum Teil, das fragliche Perm. Bei einem genauen Studium dieser vortriadischen Gesteinsserien kommt man zum Schluss, dass hier eine scharfe Abtrennung von Perm und Karbon überhaupt nicht möglich ist. Zwischen den tiefern Partien und den peripheren Teilen des Mischabelkristallins besteht ein beträchtlicher lithologischer Unterschied. Dieser hat allerdings nicht überall denselben Charakter. Nördlich der Saaser Mulde, d. h. im Gebiet von ARGANDS eigentlicher Bernhard-Decke, finden sich in den tiefsten Partien die grobkörnigen, teils flaserigen Augengneise, die von Randa weg nach Norden ansteigen. Über denselben folgen die mächtigen Serien der „Casannaschiefer“, die in verschiedener Ausbildung bis an den Triaskontakt reichen, aber bis heute noch nicht näher gegliedert sind. Im wesentlichen lässt sich eine Zunahme der Schieferung gegen oben erkennen, eine Erscheinung, die besonders in den äussersten Partien sehr deutlich wird. Hand in Hand mit der Verschieferung geht aber auch eine deutliche Änderung im Mineralbestand, und zwar wie folgt:

Betrachtet man diese im allgemeinen sehr wechselvollen Gesteine der „Karbon- und Permformation“ der genannten Gegenden u. d. M., so sind es Chlorit-Serizit-Quarzite und Chlorit-Albit-Gneise, deren wechselnde Farbintensität von einem schwankenden Chloritgehalt und einem oft ziemlich häufigen, schwarzen Pigment herrührt, welches in feinsten Verteilung schlierenartig das Gestein durchsetzt. Die Hauptgemengteile sind Chlorit (nach den tintenblauen Interferenzfarben handelt es sich zum Teil um Pennin), Quarz, meist stark zermalmt und undulös auslöschend, heller Glimmer sowie mehr oder weniger porphyroblastische, rundliche Albite mit reichlichen Quarz-, seltener Seriziteinschlüssen. Als Neben- und Übergemengteile sind zu nennen: Apatit, Titanit, Magnetit, Limonit, Epidot, Rutil, Leukoxen und Turmalin, gelegentlich auch Biotit, Granat und Kalzit. Es handelt sich also um Typen, die u. a. bereits von WOYNO (Lit. 135) aus den Casannaschiefer-serien des Val de Bagnes ausführlich beschrieben worden sind.

In den tieferen Serien geht die Schieferung etwas zurück. Neben Muskowit wird Biotit zum Hauptgemengteil und an Stelle des Albites tritt Kalifeldspat, der vielfach, z. B. in den Orthogneisen von Randa, grosse Augen bildet.

Etwas abweichend sind die Verhältnisse im Gebiet südlich der Saaser Mulde, d. h. in der Monte Rosa-Teildecke. Hier lassen sich die Verhältnisse am schönsten studieren am Profil des Gornergrates, am besten längs des Wegleins, das vom

Rotenboden an der Gornergratbahn nach der Bétempshütte (Monte Rosa-Hütte) führt. In den Paraserien lässt sich hier gegen oben eine Zunahme des Quarzgehaltes feststellen, die so weit geht, dass man es in den äussersten Partien mit reinen Quarziten zu tun hat, die sich von denjenigen der Trias nur durch den grössern Gehalt an hellem Glimmer und stärkere Schieferung unterscheiden. Dann treten in den äussersten Partien Typen auf, in denen Quarzaugen in verschiedener Grösse sehr zahlreich sind, so dass das Gestein auf den ersten Blick einen Augengneis vortäuscht. Noch höher hinauf verschwinden diese Quarzaugen fast vollständig, die Glimmerblättchen beginnen sich in bestimmten Lagen anzureichern, während sie zwischen diesen Lagen immer mehr zurücktreten. Dadurch wird eine ausgesprochene Tafelung des Gesteins hervorgerufen; es entsteht die charakteristische Ausbildung des Tafelquarzites. Dieser ist seit langem bekannt als Vertreter der untersten Stufe der penninischen Trias und findet sich auch in unserem Gebiet durchwegs an der Basis der übrigen Triasgesteine, wie weiter unten gezeigt wird. Man findet demnach am Gornergrat einen allmählichen Übergang der höchsten Monte Rosa-Paragneise in die Tafelquarzite der untern Trias. Dabei liegt es nahe, in den Glimmerquarziten mit den Quarzaugen (Augenquarzite) ein gewisses Äquivalent des Verrucano zu sehen und sie mit analogen Gesteinen der Splügener Mulde, die auch STAUB (siehe Bergeller Karte 1921) als Verrucano-Äquivalent betrachtet, zu vergleichen. Auf welche Weise hier aber das Karbon abzugrenzen ist, bleibt eine noch ungelöste Frage. Vielleicht könnten die reinen Glimmerquarzite, denen im wesentlichen die Quarzaugen fehlen, als karbonisch angesprochen werden. Da die Augenquarzite aber wiederum nicht streng an die Zone unter den Trias-Tafelquarziten gebunden sind, sondern in mehr oder weniger mächtigen Zügen auch innerhalb der gewöhnlichen Glimmerquarzite auftreten, ohne dass sichtbare Anzeichen von Verschuppungen vorhanden sind, lässt sich diese Unterscheidung jedenfalls nicht streng durchführen. Mit einiger Sicherheit kann daher nur gesagt werden: Innerhalb der epimetamorphen Serien südlich des Gornergrates besteht ein Übergang von fraglich präkarbonischen Paragneisen über Glimmerquarzite in die Tafelquarzite der Trias. Über die Abgrenzung dieser epimetamorphen Serien nach unten lassen sich bis jetzt noch keine sichern Angaben machen. Die Glimmerquarzite sind daher bis heute am ehesten als permokarbonische Bildungen zu betrachten, wobei die Augenquarzite möglicherweise direkt dem Perm entsprechen.

Die eben beschriebenen Verhältnisse am Gornergrat sowie eine Reihe anderer Beobachtungen haben den Verfasser veranlasst, auch die mächtige Glimmerquarzit-Serie des Zuges von Hubel-Triftschlucht und deren Fortsetzung nach Osten nach diesen Gesichtspunkten zu betrachten. ARGAND (Lit. 4) fasst diese Serie zusammen als „Groupe du Hubel“, nach der typischen Lokalität westlich von Zermatt und charakterisiert sie als «quartzites feuilletés avec lits subordonnés de calcaires dolomitiques et de prasinites». Nun lässt sich beispielsweise im Profil der Triftschlucht oberhalb Zermatt sehr deutlich erkennen, dass die Lagen von dolomitischem Kalk durch tektonische Vorgänge in die Quarzite geraten sind, liegen sie doch fast ausnahmslos auf Schubflächen (Prasinite sind hier innerhalb der Quarzite nicht vorhanden). Im selben Profil befindet sich an der Basis des obersten Triaszuges, der die Quarzitserie nach oben begrenzt, ein deutlich ausgebildeter Tafelquarzit, der sicher der Trias zuzurechnen ist (vgl. Fig. 1).

Die Hauptmasse der quarzitischen Gesteine des Triftschluchtprofils sind jedoch stark schiefrige bis blättrige Muskowitquarzite, die stellenweise durch das Hinzutreten von reichlichem Albit in helle Albitgneise übergehen. Sehr oft gesellt

sich ferner in beträchtlichen Mengen noch Chlorit dazu, wodurch ein \pm dunkelgrün gefärbter Chlorit-Albit-Gneis entsteht.

Die eigentlichen Muskowitquarzite oder „Blätterquarzite“, wie sie wegen ihrer ausgesprochenen Schieferung auch genannt werden, sind helle, auf den Schieferungsflächen weisse, stellenweise schwach grünlich gefleckte Gesteine, die

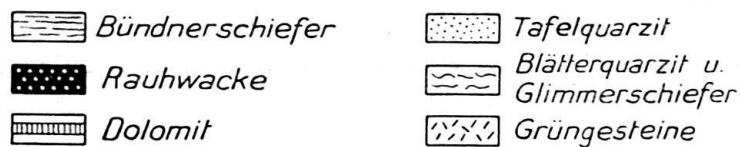
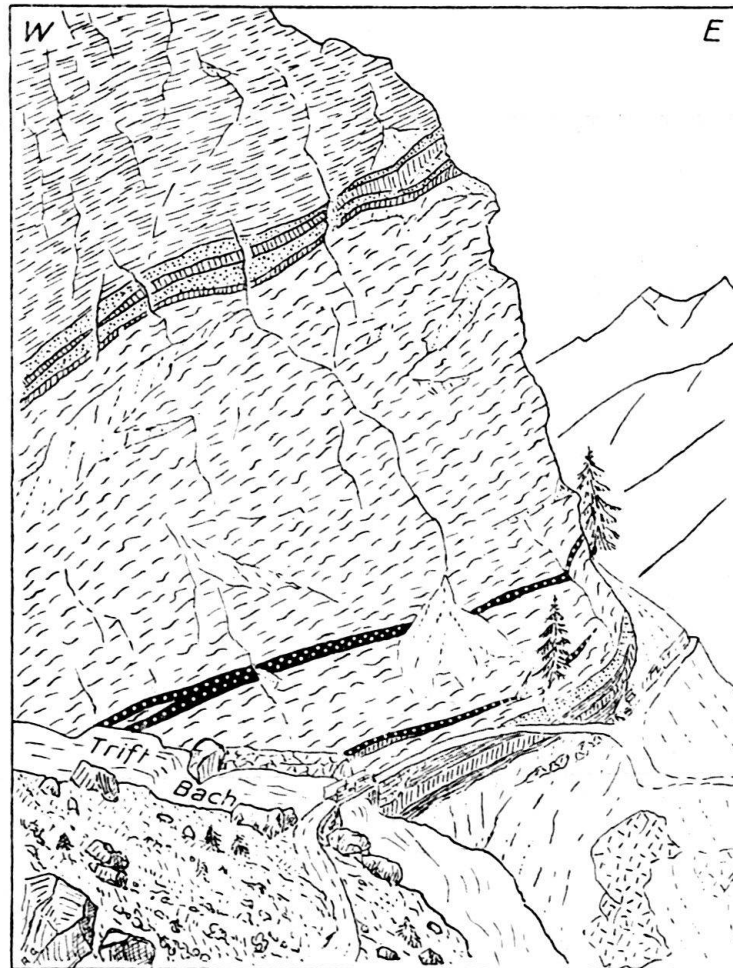


Fig. 1. Ansichtsskizze des Profils am Eingang der Triftschlucht westlich Zermatt.

in den oberflächennahen Partien infolge der Verwitterung leicht aufblättern. U. d. M. bestehen sie aus ca. 75% stark zertrümmertem, verzahnt ineinandergreifendem Quarz von sehr wechselnder Korngrösse und stets undulöser Auslöschung. Der zweite H. G. ist der Muskowit, der in Blättern von oft mehreren Millimeter Länge zu \parallel Lagen und Linsen angeordnet ist. An Über- und Nebengemengteilen treten auf: Apatit, Zirkon, Magnetit, Rutil und Turmalin.

In einigen Typen, die als Übergangsglieder von den Quarziten zu den Gneisen betrachtet werden können, finden sich Feldspäte bereits in beträchtlichen Mengen, die an Grösse und Ausbildung dem Quarz etwa gleichkommen. Dieselben sind vorwiegend Albit, seltener Mikroklin. Der Muskowit bleibt mengenmässig und auch an Grösse der einzelnen Blätter hinter demjenigen in den Blätterquarziten zurück, wodurch die Schieferung nicht mehr derart ausgesprochen ist.

Die eigentlichen, hellen Albitgneise, wie sie z. B. am Theodulhorn, auf der Tufternalp oder in den Kristallinschuppen der Rothorngruppe zutage treten (vgl. Tafel IV), sind dagegen nur schwach schiefzig. Das Gestein ist hell, grünlich-weiss gesprenkelt und lässt im Querbruch zahlreiche weisse Feldspatkristalle von rundlicher Form erkennen. U. d. M. erreicht dieses Mineral mengenmässig ca. 40%. Häufig bildet es rundliche bis ovale Porphyroblasten bis zu 2 mm \varnothing , die in geringen Mengen Einschlüsse von Quarzkörnern und Serizitschüppchen enthalten. Es handelt sich hierbei vorwiegend um sauren Plagioklas (An. ca. 10%), daneben tritt oft ziemlich reichlich Mikroklin auf. Quarz (ca. 40%) zeigt allgemein Spuren der Kataklyse und bildet hauptsächlich die Zwischenmasse der Feldspäte. Der übrige Raum wird vom Muskowit eingenommen, während Chlorit nur selten, gelegentlich den Glimmer umsäumend, vorhanden ist. An Nebengemengteilen sind Apatit, Titanit und stellenweise etwas limonitische Substanz zu erwähnen. Die Struktur ist granoblastisch bis porphyroblastisch.

Die Chlorit-Albit-Gneise endlich unterscheiden sich äusserlich von den vorigen hauptsächlich durch ihre dunklere Farbe, welche von leicht grünlich über kräftig dunkelgrün bis braungrün wechseln kann. Diese Färbung beruht darauf, dass ein Teil des Muskowites durch Chlorit und bei den braungrünen Typen auch durch feinblättrigen Biotit ersetzt ist. Die Akzessorien sind dieselben wie bei den gewöhnlichen Glimmerschiefern und Albitgneisen. Die Gesteine unterscheiden sich also häufig in keiner Weise von gewissen Casannaschiefern der Mischabel-Decke, nach mündlicher Mitteilung von R. STAUB aber auch nicht von vielen Gesteinen der Malojaserie Graubündens.

Sind die Feldspäte auch hier porphyroblastisch, so treten sie aus dem grünlichen Untergrund besonders deutlich hervor, wodurch das ganze Gestein einen prasinitartigen Habitus erhält. Da aber in dieser ganzen Serie innerhalb der quarzitischen Gesteine nirgends echte Prasinite, d. h. solche mit der Mineralkombination Albit, Epidot, Klinozoisit, Chlorit (Lit. 51) gefunden wurden, ist wohl anzunehmen, dass ARGAND bei seiner Charakterisierung diese Gesteine für Prasinite gehalten hat.

Endlich fällt in den Profilen der Zermatter Schuppenzone immer wieder das Missverhältnis in den Mächtigkeiten der verschiedenen Gesteinstypen auf. Die Tafelquarzite sind, wie die kalkig-dolomitischen Glieder der Trias, wohl hauptsächlich infolge tektonischer Beanspruchung auf 0,5 bis 4 m reduziert, während die obgenannten hochkristallinen Gesteine oft 50 m Mächtigkeit übersteigen. Es erhebt sich daher die Frage, ob es gerechtfertigt ist, im Sinne ARGANDS den ganzen Komplex der Blätterquarzite und Albitgneise noch der Trias zuzurechnen oder ob nicht der Grossteil dieser Gesteine, analog denjenigen im Profil des Gornergrates oder unter dem Mettelhorn, eher vortriadisches Alter besitzt und nur ganz ausschliesslich die Tafelquarzite der Trias zuzusprechen wären. Andere Beweise für ein vortriadisches Alter dieser Gesteine, ausser den genannten lithologischen Daten, konnten zwar keine gefunden werden, doch glaubt der Verfasser, nach den obgenannten Befunden denselben am ehesten karbonisches Alter geben zu dürfen. STAUB hat diese Gesteine stets als zum kristallinen Grundgebirge gehörig betrachtet.

Interessant ist in diesem Zusammenhang die soeben erschienene Arbeit von R. STAUB (Lit. 118), in welcher das Alter der Casannaschiefer als grössten Teils vorpaläozoisch angenommen wird. Es ist zu erwarten, dass sich hieraus vollkommen neue Gesichtspunkte zur Altersfrage der altkristallinen Gesteine der Alpen ergeben werden und dass im besondern die sog. Casannaschiefer des Wallis weiter zu gliedern versucht werden müssen.

B. TRIAS.

Auf weit sichererem Boden befindet man sich in stratigraphischer Hinsicht bei den Gesteinen der Trias. Bestimmte charakteristische Gesteine, wie etwa der dichte, gelbe Dolomit oder die Rauhwacken, waren längst als zur Trias gehörig erkannt worden. Die Schwierigkeiten begannen hier erst, als diese Gesteine in ihrer natürlichen Reihenfolge richtig eingeordnet werden mussten, weil eben die paläontologischen Anhaltspunkte sowie durchgehend ungestörte Profilerien fehlten. Durch Vergleiche mit den paläontologisch gut fundierten Serien der unterostalpinen Trias oder besonders der fossilbelegten Trias des Briançonnais hatte man allerdings längst auch für die normalpenninische Trias eine gewisse Schichtfolge aufgestellt, in welche die Gesteine der tektonisch reduzierten und vielfach zerrissenen Triasvorkommen in den verschiedenen Gebieten des Wallis jeweils eingeordnet wurden. Da aber die unterostalpine Trias von der penninischen Normaltrias unseres Gebietes schon rein faziell grosse Abweichungen zeigt, so mussten alle diese Gliederungsversuche, vielleicht mit Ausnahme des Tafelquarzites als unterste Stufe, noch als unsicher angesehen werden. Im Bewusstsein dieser Tatsache habe ich von Anfang an bei meinen Untersuchungen besondere Aufmerksamkeit auf solche Gesteine gerichtet, in denen aller Voraussicht nach am ehesten noch erkennbare Fossilreste erwartet werden durften. Tatsächlich wurden in einigen Niveaus auch Spuren gefunden, die mit grösster Wahrscheinlichkeit als Reste ehemaliger Organismen gedeutet werden konnten. Sie waren aber stets durch Umkristallisation oder Verwitterung derart verändert, dass es unmöglich war, diese Reste auch nur annähernd zu bestimmen. In den letzten Feldtagen gelang es mir aber, an einer Stelle, fast zufällig, Fossilien zu finden, deren Erhaltungszustand eine einwandfreie Bestimmung noch zulies. In einem lithologisch ziemlich reich gegliederten Profil südwestlich des Schwarzbergkopfes (der Siegfried-Atlas benennt diese Stelle als „Äusserer Turm“) im Nordostgrat des Strahlhornes bzw. des Fluchthornes, auf ca. 3000 m Höhe, fanden sich in grauen, schiefrigen, etwas dolomitischen Kalken zahlreiche gelbliche Knoten, von denen sich mehrere als Stielglieder von Crinoiden erkennen liessen. Bei einigem Suchen konnten solche gefunden werden, die sogar den ursprünglichen Bau noch deutlich zeigen. Sie liessen sich von Prof. JEANNET, der die Fundstücke in verdankenswerter Weise sichtete, eindeutig als *Encrinus liliiiformis* LAM. bestimmen. Die einzelnen Scheibchen, die in ihrem Durchmesser zwischen 2,5 und 6 mm variieren, haben eine Dicke von ca. 2 mm. In den am besten erhaltenen Stücken lassen sich der Zentralkanal wie die peripheren Radialstrahlen deutlich erkennen. Neben seitlich zylindrisch begrenzten Gliedern finden sich auch rundlich ausgebauchte. An einigen Stellen liegen zwischen den isolierten Trochiten zahlreiche kleine Häkchen, die von Prof. JEANNET als die Pinnulae der zerfallenen Fangarme identifiziert wurden (in Fig. 2a unten vereinzelt sichtbar). Der Horizont, in dem die Crinoiden gefunden wurden, erreicht eine Mächtigkeit von ca. 1 m. Das Gestein aber, die grauen, dolomitischen Kalke erreichen in diesem Profil ca. 4—6 m, wobei sich die sterilen Partien von den fossilführenden nur durch eine etwas geringere Schieferung unterscheiden.

Durch diesen Fund neu angeregt, wurden verschiedene Triasprofile auf der Westseite des Saasgrates nochmals eingehend nach bestimmaren Fossilien untersucht, so die tektonische Fortsetzung des crinoidenführenden Profils vom Schwarzbergkopf, der intrakristalline Zug südlich des Hohtälligrates (s. S. 67), die Zone der untern Zermatter Schuppen am Nordgrat des Unterrothorns sowie die Schusslauenen-Trias. An allen diesen Lokalitäten finden sich die dunklen, dolomitischen Kalke, stets in einem ähnlichen Schichtverband wie oben, doch nur an einer Stelle gelang es, den „Fossilhorizont“ mit Sicherheit wieder zu finden. In der

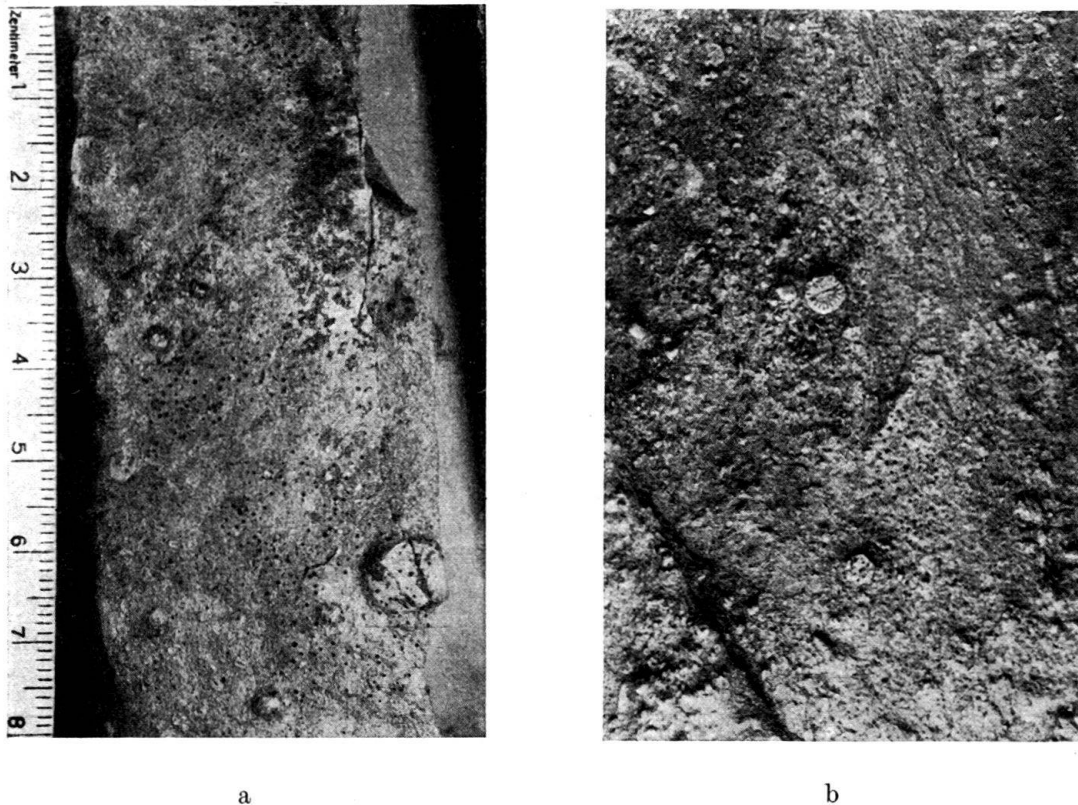


Fig. 2. Crinoiden aus der Trias des Fluchthorn-Nordostgrates.

„Schweifinen“ nordwestlich von Zermatt finden sich an einer durch ihre Lage der Verwitterung besonders ausgesetzten Stelle in den analogen dolomitischen Schiefen in grösserer Zahl die bereits erwähnten gelblichen Knoten von etwas variierender Grösse. Da diese den schlecht erhaltenen Trochiten im Profil des Schwarzbergkopfes durchaus ähnlich sind, so besteht kein Zweifel, dass es sich auch hier um völlig umkristallisierte und angewitterte Crinoidenstielglieder handelt.

Durch diesen Fund von *Encrinus liliiformis*, bei dem es sich meines Wissens um das erste bestimmare Fossil der penninischen Trias des Wallis handelt (SCHMIDT und PREISWERK [Lit. 98] erwähnen eine nicht näher bestimmare Crinoidenbreccie ob Alpen am Südabhang des Monte Leone), ist der obere Muschelkalk, das Ladinien, eindeutig nachgewiesen und in seiner lithologischen Ausbildung innerhalb des behandelten Gebietes bekannt.

Es ist daher gerechtfertigt, die übrigen Gesteine, die häufig zusammen mit den obgenannten, dunkeln dolomitischen Schiefen auftreten, versuchsweise in

ihrer natürlichen Reihenfolge einzuordnen, soweit die unvollständigen Profile des Untersuchungsgebietes einen solchen Versuch zulassen.

Die folgenden Profile sollen nun zeigen, in welchem Gesteinsverband die als Ladinien erkannten kalkig-dolomitischen Schiefer im allgemeinen zu finden sind.

1. Gornergratzzone (Fluchthorn NE-Grat).

- e) Hellgelbe bis weisse, körnige Dolomite, braun anwitternd, mit dünnen Zwischenlagen von Rauhbacken. 10—15 m.
- d) Graue, schieferige Dolomite bis dolomitische Kalke mit Crinoiden. 3—6 m.
- c) Dunkel anwitternder, blauweisser Bänderkalk vom Typus Hochstegenkalk. 8—15 m.
- b) Massiger, gelb anwitternder Kalk und Dolomit. 0—8 m.
- a) Grüner, durch Glimmerlagen tafeliger Quarzit, nach unten blätteriger werdend.

2. Schusslauenen (Mittlerer Schusslauenenzug).

- d) Rauhbacke mit Lagen von Dolomitschiefern.
- c) Helle dolomitische Kalke, die lagenweise dunkler (grau) und zugleich schieferiger werden und in einem Niveau verwischte Reste von Crinoiden erkennen lassen.
- b) Massiger oder grob gebankter heller Kalk.
- a) Grüner, meist gut tafeliger Quarzit (Kern der Rückfalte).

3. Oberer Würmlizug, Hauptschuppe (hinter Kalbermatten).

- f) Blauweiss gebänderter Marmor (darüber Tafelquarzit einer höhern Schuppe)¹⁾.
- e) Rauhbacke (Basiskontakt derselben unsicher, da verwischt).
- d) Dunkelgraue dolomitische Schiefer, nach unten übergehend in:
- c) Helle, grobgebankte Dolomite und Kalke (100—200 m mächtig, die Hauptmasse der „Arbenwand“ bildend).
- b) Blaugrauer Kalk.
- a) Quarzit (einige bis über 50 m), unten aufliegend auf Rauhbacke einer tiefern Schuppe.

Nach diesen Profilen ist es wohl gerechtfertigt, die verschiedenen Gesteinstypen versuchsweise in ein Triasprofil einzuordnen, wie dies in der folgenden Tabelle geschehen ist.

Carnien:	Gips, in reiner, weisser Ausbildung. Findet sich aber nur östlich der Wasserscheide des Saasgrates stets in tektonisch stark reduzierten Profilen und als isolierte Schubspäne zwischen älteren, kristallinen Gesteinen. Braun bis dunkelrotbraun anwitternde, in frischem Bruch hellgelb bis weissliche, meist grobkörnige Dolomite mit Zwischenlagen von Rauhbacken. Letztere können gegenüber den Dolomiten überwiegen oder die Stufe allein vertreten.
Ladinien:	Hell- bis dunkelgraue Dolomite und dolomitische Kalke, teils massig, teils schiefrig, mit <i>Encrinus liliiformis</i> .
Anisien:	Meist dunkel anwitternder, massiger, weisser bis grauer Marmor. Gelegentlich leicht rosarot gefärbt. Stellenweise auch grob kristallisiert. Weissblauer Bänderkalk. Darunter: ungebankter, massiger, heller, gelb anwitternder Kalk und Dolomit.
Werfenien:	Sandige, dolomitische Schiefer mit reichlichen Serizitblättchen = evtl. Campilerniveau, nur stellenweise vorhanden, gelegentlich vertreten durch Rauhbacken. Grünliche, serizitische, mehr oder weniger tafelige Quarzite, stellenweise nach unten übergehend in blätterige Muskowitquarzite der permischen Stufe.

¹⁾ Ist vielleicht schon als Rhät-Lias zu deuten.

Zu dieser Zusammenstellung sind noch folgende Bemerkungen anzuführen:

Nirgends in unserem Untersuchungsgebiet ist an einem einzigen Aufschluss ein vollständiges, lückenloses Triasprofil zu finden, wie es die Zusammenstellung wiedergibt. Häufig findet sich untere und mittlere Trias mit Quarzit, Dolomit und Bändermarmor, während die ladinischen, dunkeln Dolomite ganz fehlen. Die Rauhwanke ist dann an andern Stellen in sehr grosser Mächtigkeit angehäuft. In der Schusslauenen findet sich, und zwar in der untern Zermatter Schuppenzone, das Profil stellenweise vom Quarzit bis zur carnischen Rauhwanke, während der helle, körnige Keuperdolomit fehlt.

Häufig liegen aber die einzelnen Glieder vollständig isoliert. Der „Obere Würmlizug“ besteht stellenweise aus auffallend mächtigen Linsen von hellem, massigem Dolomit oder dolomitischem Kalk, der nach seiner Beschaffenheit dem anisischen, aber auch einem Keuperdolomit entsprechen könnte. Die diese Linse gewöhnlich umschliessenden, oft rauhwankeartigen Dolomite könnten zudem, statt dem Campilerniveau zu entsprechen, auch als Mylonite rein tektonischen Ursprunges oder als Raibler-Rauhwanke betrachtet werden, als welche nach mündlichen Mitteilungen auch R. STAUB sie deuten möchte.

Der von mir ins Anisien gestellte Bänderkalk ist nach Ansicht von STAUB zu einem Teil liasischen Alters. Einer solchen Zuteilung aller Bänderkalke unseres Untersuchungsgebietes können wir aber nicht beistimmen, da sie im allgemeinen im Verband mit sicher triadischen Gesteinen auftreten. Dann finden sich Stellen, wo die Bänderung verschwindet und das Gestein in die helle, massige Varietät übergeht, wie sie in normalen Triasprofilen sehr häufig zu finden ist. In der „Plattenhorntrias“ findet sich beispielsweise rosaroter Bänderkalk neben massigem, hellem und dunkeln (grauem) Kalk zwischen Tafelquarzit an der Basis und Rauhwanke im Hangenden. In den Serien der Gornergratzzone, sowohl am Gornergrat selbst wie östlich des Saasgrates, finden sich graue, geflammte Bänderkalke, die auch nach R. STAUB durchaus den Charakter der Hochstegenkalke aus gewissen Profilen des mittleren Penninikums Graubündens aufweisen, wo diese bisher stets als typische Gesteine der Suretta-Trias aufgefasst wurden (s. Berninakarte).

Alles in allem bestehen nach R. STAUB in dieser Triasserie recht auffällige Anklänge an das Briançonnais, dessen Trias im allgemeinen vom Quarzit der Werfenerstufe über anisischen Muschelkalk und die ladinischen «Calcaires francs» bis in das Raiblerniveau reicht, während Hauptdolomit im eigentlichen Briançonnais fehlt. Die Trias des mittleren Penninikum im Wallis zeigt somit immer noch eine weitgehende Übereinstimmung mit der Trias des Briançonnais.

BASALBRECCIE DER BÜNDNERSCHIEFER (RHÄT-UNTERLIAS ?)

In unserer Beilage (Tafel IV) wurde ein Niveau ausgeschieden, das in der Legende als Basalbreccie der Bündnerschiefer aufgeführt wird. Es handelt sich bei diesem Gestein um einen feingebänderten, stark ausgewalzten Kalkstein bzw. Dolomit. Häufig bildet es eine deutliche Breccie, bei der die Komponenten ausschliesslich dolomitisch, das Bindemittel kalkig-sandig bis dolomitisch-sandig ist. Die ersteren sind in ihrer Grösse sehr variabel, zeichnen sich aber auch dadurch aus, dass sie fast immer sehr stark zerquetscht und ausgewalzt sind. Es finden sich Komponenten, die mehrere Dezimeter lang und ebenso breit sein können bei einer Dicke von 5 mm. Im frischen Bruch ist das Gestein bläulich und lässt die feine, durch die genannte Auswalzung bedingte Bänderung nur schwach erkennen. Die verwitterte Oberfläche ist gelblichbraun in verschiedenen Intensitäten, auf der die Komponenten sehr schön sichtbar werden. Das feine, sandige Bindemittel ent-

hält kieselige Partien, die der Verwitterung gegenüber resistenter sind und daher als weissliches Gekröse dem angewitterten Gestein eine rauhe Oberfläche verleihen. Diese kieseligen Partien enthalten reichlich feine Serizitblättchen, die besonders auf den Schichtflächen deutlich sichtbar sind und an der Schieferung des Gesteins starken Anteil haben. Neben ausgesprochen schiefriegen Gesteinsvarietäten treten aber wieder fast massige auf, und endlich finden sich weissliche bis graue, fast reine Kalke, die deutlich kristallisiert sind.

Irgendwelche paläontologische Anhaltspunkte, wie Lumachellen oder sonstige Fossilien, konnten nicht gefunden werden. Zu bemerken ist, dass WEGMANN (Lit. 130) in seiner Breccienserie im Val d'Herens, die wohl unseren Gesteinen stratigraphisch gleichzusetzen ist, in einem Element der Breccie ein nicht weiter bestimmtes Stielglied einer Seelilie gefunden hat. Für eine Altersbestimmung wäre dieser Fund aber trotzdem nur von untergeordneter Bedeutung, auch wenn er in bestimmtem Zustand erhalten wäre, weil er nur über das Alter der (sehr wahrscheinlich triadischen) Komponente, nicht aber über dasjenige der ganzen Serie Aufschluss gäbe.

Eine Einordnung dieser Gesteine in den tiefern Lias könnte auf Grund ihrer Lagerung zwischen der Trias und den eigentlichen Bündnerschiefern durchaus möglich sein. An verschiedenen Stellen, so z. B. am Unterrothorn-Nordgrat, lässt sich beobachten, dass sie ohne scharfe Grenze aus den triadischen Dolomiten in die Bündnerschiefer übergehen. Dieser Übergang erfolgt derart, dass die Komponenten zahlenmässig zurückgehen und das Bindemittel zugleich kalkiger wird.

Es bleibt vorderhand nicht abgeklärt, ob es sich bei diesen Gesteinen effektive schon um eine liasische Basisbreccie oder doch noch um eine rhätische Ablagerung handelt. Sicheres Rhät, etwa in Form von Kössenschichten oder von Dolomit-Bänderkalken, konnte jedoch bisher nicht gefunden werden. Die Möglichkeit, dass die Breccie noch zur Trias selbst gehören könnte, erscheint auf Grund der obigen Beobachtungen jedoch eher unwahrscheinlich.

C. JURA.

Wenn die triadischen Gesteine, wie oben dargelegt, mit einiger Sicherheit doch stratigraphisch noch eingeordnet werden konnten, so ändert sich nun die Sachlage vollständig bei den jüngern Sedimenten. So mächtig diese Gesteinsserien gegenüber der eher „magern“ Trias auch sind, so fehlen doch absolut sichere Anhaltspunkte für ihr Alter bisher fast vollständig. Es sind dies die Serien der «schistes lustrés», die ARGAND in ihrer Gesamtheit vorsichtigerweise als „Jura“ bezeichnet hat. Wenn auf Grund der weitgehenden Analogie dieser Gesteine mit solchen in andern Gebieten ihr Alter oft einfach als Lias bestimmt wurde, so trifft das wohl für einen grossen Teil derselben, kaum aber für alle zu. Die neulich erfolgten Fossilfunde von BERNOULLI (Lit. 18) und NABHOLZ (Lit. 69) aus andern Gebieten des Wallis bezeugen zwar nur das Vorkommen von Lias in denselben. In unserem Gebiet konnten bisher keinerlei Fossilfunde gemacht werden. Jedoch ist immerhin im Auge zu behalten, dass jüngere Bündnerschiefer vom Dogger-, Malm- und Unterkreidealter durch STAUB, JAECKLI und NAENNY aus Graubünden bekanntgeworden sind, die bei jeder stratigraphischen Deutung der Walliser Bündnerschiefer zur Vorsicht in der Beurteilung mahnen.

Der Hauptgrund für die Schwierigkeit einer stratigraphischen Detailgliederung ist, wie seit langem bekannt, die fazielle Monotonie, wie sie für bathyale Sedimente im allgemeinen typisch ist. Dazu kommt der hohe Grad der Metamorphose, der

diesen Gesteinen das ursprüngliche Aussehen vollständig geraubt hat. Was heute vor uns liegt, sind keine primären Sedimente mehr, sondern epi- bis mesometamorphe kristalline Kalkschiefer. Da sie ferner zufolge ihrer relativ geringen Härte und ihres plastischen Verhaltens den älteren kristallinen Gesteinen als Gleithorizonte dienten und infolgedessen in Zonen geringerer Durchbewegung oft mächtig angehäuft wurden, an andern Stellen aber oft fast fehlen, so ist auch ihre normale Aufeinanderfolge ziemlich verwischt. Ich muss gestehen, dass ich innerhalb dieser Serien eine normale Schichtfolge nicht finden konnte, obwohl bestimmte Gesteinstypen an verschiedenen Orten immer wieder auftreten. Im folgenden sollen daher einfach die einzelnen Typen nach lithologisch-petrographischen Gesichtspunkten beschrieben werden.

Weitaus der grösste Teil dieser Gesteine lässt sich nach seinem Mineralbestand drei Hauptgruppen zuteilen, die sich auch im Feld unschwer erkennen lassen, abgesehen von gewissen Übergangsformen, die die einzelnen Gruppen untereinander verbinden. Die vierte Gruppe ist mengenmässig stark untergeordnet.

Es sind dies:

- a) kalkreiche Schiefer;
- b) kalkig-sandige Schiefer;
- c) glimmerreiche Schiefer;
- d) quarzreiche Schiefer.

Zu einer analogen Einteilung wurde schon ALB. HEIM im südwestlichen Bünden geführt. Sie entspricht nicht genau derjenigen, zu der DIEHL (Lit. 33) in der Combinzone des italienischen Val d'Ollomont gelangt ist, indem unsere Gruppen b) und c) z. T. seinen Gruppen a) und c) entsprechen, während wir seine kieselsäurereichen Schiefer als Gruppe d) eher anhangsweise besprechen wollen, da diese immer nur lokal und sehr untergeordnet auftreten. Im einzelnen scheinen die verschiedenen Typen jedoch dieselben zu sein.

Es ist anzunehmen, dass diese Unterschiede im Mineralbestand, die heute auch in der Textur zum Ausdruck kommen, primär, d. h. durch die ursprünglich verschiedene chemische Zusammensetzung der Sedimentgesteine, bedingt sind. Den heutigen kalkreichen Schiefen und Marmoren lagen zweifellos reine oder fast reine Kalksteine zugrunde, während die glimmer- und quarzreichen Schiefer von mergeligen und sandigen Sedimentgesteinen abstammen.

a) Die kalkreichen Schiefer.

Bei dieser Gruppe handelt es sich um teils gebänderte, teils bankige Gesteine von grauer Farbe. Die bankigen Typen sind, sofern in ihrer Lagerung nicht allzustark gestört und verfaltet, meist gut spaltbar und werden an verschiedenen Stellen von den Einheimischen in grossen Platten gebrochen und, ähnlich wie Quarzittafeln, für Bedachungen oder Strassenbeläge verwendet. Es ist der Gesteinstyp, den ARGAND und STAUB als Lias-Tafelkalk bezeichnen. Wo sie an Berghängen in grösseren Mächtigkeiten auftreten, bilden sie annähernd senkrechte Felswände und zeigen eine helle Anwitterungsfarbe. Die gebänderten Typen kommen dadurch zustande, dass der meist bläulichgraue Kalk von dünnen, hellen Marmorlagen durchzogen ist. Eigentliche Bändermarmore, wie wir sie in der Trias vorgefunden haben, fehlen hier fast ganz.

U. d. M. zeigt sich Kalzit in mittel- bis grobkörniger Ausbildung als der dominierende Gemengteil. Er erreicht 90—95% des Gesteinsvolumens und zeigt stets die dem Kalzit

eigene granoblastische Struktur. Dazu tritt Quarz vereinzelt oder in Gruppen kleiner (bis 0,4 mm \varnothing), verzahnter oder gelappter Körner. Als dritter Gemengteil, der nie ganz fehlt, ist Serizit zu nennen, der in Form von vereinzelt Schüppchen von bis 0,3 mm Länge regellos eingestreut ist.

Als Nebengemengteile sind Titanit und Erze (Hämatit pseudomorph nach Pyrit) vorhanden.

Eine Schieferung oder Parallelanordnung der Gemengteile ist im Dünnschliff nur andeutungsweise zu erkennen.

b) Die kalkig-sandigen Schiefer.

Sie sind durch Übergänge mit der vorigen Gruppe verbunden, indem der Quarzgehalt zunimmt, der Kalkgehalt entsprechend etwas zurückgeht.

Mikroskopisch sind sie stets deutlich geschiefert und meist von bräunlicher Anwitterungsfarbe. Auf den Schieferungsflächen treten grauschwarz glänzende, tonig-glimmerreiche Partien hervor, weil der braungelb gefärbte Kalzit stärker zurückwittert. Besonders im Querbruch entsteht dadurch eine rauhe, sandig anzufühlende Oberfläche. Es ist der Haupttyp der eigentlichen «schistes lustrés». Die Gesteine dieser Gruppe stellen auch den weitaus grössten Teil der Bündnerschiefer unseres Untersuchungsgebietes und erreichen oft Mächtigkeiten von mehreren hundert Metern, so am Hörnli, unterhalb Hohlicht, in der „Schweifinen“ und in der Rotherngruppe östlich von Zermatt.

U.d.M. ist auch hier der Kalzit noch der vorherrschende Gemengteil (ca. 70%). Die Korngrösse bleibt im allgemeinen unter 0,3 mm. Auch der Quarz ist auffallend feinkörnig und stets undulös auslöschend. Anteil ca. 25%. Vereinzelt tritt Albit auf, der meist etwas grössere Individuen bildet und Einschlüsse von Serizit, Kalzit oder Erzen enthält. Der Serizit ist zu Büscheln geordnet, die in $\pm \parallel$ Anordnung das Kalzitgefüge durchziehen. In diesen Büscheln finden sich auch immer die nicht sehr reichlichen Akzessorien, Apatit in vereinzelt, xenoblastischen Körnern, Titanit und, diesen umgebend, ein feines, kohliges Pigment, welches in dünnen Fäden, sich stets an den Glimmer haltend, das Gestein durchzieht. Die Erze sind, wie in der vorigen Gruppe, hauptsächlich Pyrit und Hämatit, ferner stellenweise gelbliche, limonitartige Substanzen.

Die Struktur ist, zufolge des geringen Glimmergehaltes und trotz den etwas grösseren Albitkristallen, noch durchwegs als granoblastisch zu bezeichnen.

c) Die glimmerreichen Schiefer.

In diesen Gesteinen treten Glimmer und z. T. auch Chlorit sehr in den Vordergrund, während Kalzit oft fast ganz verschwindet. Mikroskopisch tritt vor allem die ausgesprochene Schieferung hervor und zudem ist ihre Farbe häufig dunkelgrau bis nahezu schwarz. Dies rührt weitgehend von einem reichlich vorhandenen kohligen Pigment her. Das Verhältnis zwischen Glimmer und Chlorit einerseits und Quarz andererseits kann ziemlich grossen Schwankungen unterworfen sein, ohne dass das Aussehen des Gesteins dadurch stark verändert wird. Andererseits kann der Farbunterschied zweier Gesteine sehr beträchtlich sein, während das Verhältnis ihrer Gemengteile praktisch dasselbe bleibt. Das folgende Beispiel soll dies verdeutlichen.

Die Typen mit geringem Pigmentgehalt sind auf den Schieferungsflächen glänzend silberweiss und graugrün gesprenkelt. Im Querbruch lassen sich in dem mattgrünen Gefüge weissliche Quarzlagen erkennen.

U.d.M. zeigt sich als vorwiegender Gemengteil feinblättriger weisser Glimmer, der, zusammen mit Chlorit, ca. 80—90% des Gesteinsvolumens ausmacht. Die Mineralien zeigen enge Parallelverwachsung und stark helizitische Verfaltung. Der Chlorit zeigt schwachen Pleochroismus

⊥ Spaltbarkeit = hellgelbgrün
 || Spaltbarkeit = lichtgrün

Die Interferenzfarben sind dunkelbraungrün. Darnach dürfte es sich um Klinochlor handeln. Quarz bildet meist Schnüre von verzahnten Körnern, die durchwegs undulös auslöschten. Mengenmässig tritt er jedoch sehr stark zurück (wenige Prozent). Albit bildet vereinzelte Porphyroblasten bis zu 1 mm \varnothing . Die stets rundlichen, aber unregelmässig begrenzten Individuen enthalten zahlreiche feine Einschlüsse von Quarz, Limonit, Rutil und Turmalinsäulchen. Anteil 5—10%.

An Übergemengteilen ist besonders der Turmalin zu erwähnen. Dieser findet sich sehr zahlreich, aber stets nur in kleinen (maximal 0,1 mm) Säulchen und Nadelchen, die im Serizit eingestreut sind. Die Querschnitte sind rundlich bis sechseckig, die Schnitte || der C-Achse zeigen einen kräftigen Pleochroismus.

|| der Schwingungsrichtung des Polarisators = schwach grünlich-farblos.

⊥ zur Schwingungsrichtung des Polarisators = dunkelblaugrau.

Apatit bildet vereinzelt xenoblastische Körner bis zu 0,5 mm \varnothing . Kalzit ist selten und meist von limonitischer Substanz umgeben. Rutil findet sich in vereinzelt Körnern stets zusammen mit dem nicht sehr reichlichen schwarzen Pigment.

Textur: helizitisch.

Struktur: lepidoblastisch.

Das Verbreitungsgebiet dieses Gesteins ist schwer abzugrenzen, da es auf Distanz den Gesteinen der Gruppe b) sehr ähnlich ist und oft erst beim Anschlagen richtig erkannt werden kann.

Demgegenüber sind die pigmentreichen Typen dieser Gruppe stets schon auf weite Distanzen erkennbar an ihrer braunroten bis schwarzen Farbe. Die Schutthalden dieser Gesteine zeigen in der Sonne einen metallischen Glanz. Im Handstück sind sie dunkelbraunrot oder schwarz, sammetartig glänzend. Im Querbruch lässt sich gelegentlich ein helles, milchigweisses Mineral erkennen.

Der Dünnschliff zeigt wiederum Serizit in Nestern und Schnüren. Die einzelnen Blättchen sind grösser als im vorigen Gestein (durchschn. 0,2 mm) doch ist die || Anordnung nicht so ausgeprägt. Der stets als Klinochlor auftretende Chlorit ist ähnlich ausgebildet wie der Glimmer, mit dem er zusammen ca. 75% erreicht. Albit (ca. 10%) bildet maximal 0,5 mm grosse rundliche Individuen. Der Quarz (ca. 10%) findet sich meist in feinkörnigen Aggregaten zwischen den Glimmerzügen. Vom Feldspat unterscheidet er sich leicht durch die undulöse Auslöschung und das Fehlen jeglicher Einschlüsse.

An Neben- und Übergemengteilen sind zu erwähnen: Titanit, braunrote, limonitische Fetzen, vereinzelte Apatitkörner und ein rutilartiges Mineral, das, meist zu Nadeln und Säulchen ausgebildet, stets zusammen mit dem sehr reichlichen schwarzen Pigment auftritt. Dieses durchzieht in dichten Wolken die Glimmer- und Chloritlagen und ist mit ihnen verfaltet, durchzieht ferner in dichten Schwaden auch die Feldspäte, während es die Quarzkörner gänzlich meidet.

Textur: schiefzig.

Struktur: kristallisationsschiefzig.

Hier finden sich z. T. auch die S-förmigen Einschlüsse in den Albiten, wie sie von andern Autoren, z. B. von GANSSER (Lit. 43) aus gleichartigen Gesteinen der Misoxer Zone, beschrieben wurden. Daneben erinnert dieser Gesteinstyp stark an die eigentlichen Nollaschiefer der Viamala oder, nach STAUB, des Avers.

Da der Mineralbestand der beiden beschriebenen Gesteinstypen praktisch derselbe ist, so kann die dunkle Färbung nur auf das schwarze Pigment zurückgeführt werden.

Diese Gesteine finden sich besonders in der Rothorngruppe östlich Zermatt. Auf der Südseite des Unterrothorns bilden sie mehrere Lagen bis über 20 m Mächtigkeit (vgl. Tafel IV). Von hier streichen sie in die Tufferkumme zwischen Unter- und Oberrothorn und bilden teilweise die Westabhänge des letzteren Gipfels.

d) Die quarzreichen Schiefer.

Die Stellung dieser quarz- und glimmerreichen Schiefer innerhalb der übrigen Bündnerschiefer ist noch sehr unklar. Im Mineralbestand lehnen sie sich weitgehend an die pigmentarmen Typen der vorigen Gruppe an. In ihrem Habitus sind sie vielen Glimmerschiefern und permokarbonischen Albitgneisen durchaus ähnlich. Innerhalb der Bündnerschiefer der Gruppen a) und b) bilden sie meist nur dünne, scharf begrenzte Bänke von 10, 20, höchstens 50 cm Mächtigkeit, die nach den Seiten hin ausdünnen. Die Lagerung ist anscheinend normal, was auf ihre stratigraphische Zugehörigkeit zu den Bündnerschiefern hinweist.

Makroskopisch sind es grünlichweiss gesprenkelte, auf den Schieferungsflächen silberglänzende Schiefer. Im frischen Querbruch lassen sie meist eine porphyrisch-flaserige Struktur erkennen.

U. d. M. zeigt sich Quarz in verzahntem, hornfelsartigem Gefüge von ca. 0,3 mm Korngrösse. Er tritt fast monomineralisch in Bändern auf, die beidseits vom Glimmer begrenzt, den ganzen Schliff durchziehen. Serizit findet sich meist nur in kurzen Fasern, aber zu Bändern gehäuft, die, $\pm \parallel$ angeordnet, das Gestein durchziehen. Meist enthalten sie neben kleinen Quarzanhäufungen, die stets unregelmässig begrenzten Albitporphyroblasten, die 1,5–2 mm \varnothing erreichen können. Einschlüsse von Serizit, Turmalin und besonders Quarz enthalten sie häufig. Bemerkenswert ist, dass die randlichen Partien oft völlig klar und rein sind, indem sich diese Einschlüsse nur auf die zentraleren Partien beschränken. Zwillingsbildungen nach dem Albitgesetz sind vereinzelt zu beobachten. Zusammen mit dem Serizit, häufig im Druckschatten beidseits der Albitporphyroblasten, tritt ein Chlorit auf, der einen schwachen Pleochroismus und bei + N dunkelolivgrüne Farbe zeigt (Klinochlor).

Die mengenmässige Verteilung dieser Mineralien ist ungefähr die folgende:

Quarz	35–40%
Serizit und Chlorit	35–40%
Albit	20%

An Neben- und Übergemengteilen ist durch seine Häufigkeit besonders der Turmalin zu erwähnen. Er tritt in kleinen, idiomorphen Prismen meist im Serizit auf. Die häufigen sechseckigen Querschnitte lassen gelegentlich Zonarstruktur erkennen. Apatit, Titanit und Erze sind nur vereinzelt, dagegen bildet eine rotbraune, limonitische Substanz, die wohl durch Verwitterung aus einem Karbonat hervorgegangen ist, oft grössere zusammenhängende Partien.

Textur: schiefrig.

Struktur: lepidoblastisches Grundgewebe mit porphyroblastischen Feldspäten.

Bänke dieser Gesteine finden sich an verschiedenen Orten, doch treten sie naturgemäss an Gräten besonders in Erscheinung, während sie an Berghängen zufolge ihrer geringen Mächtigkeiten meist verdeckt sind oder übersehen werden.

Betrachten wir rückblickend die besprochenen Bündnerschiefertypen, so fällt uns von Gruppe a) zu Gruppe d) der zunehmende Albitgehalt auf, der besonders in der letzten Gruppe so beträchtlich wird, dass wir hier, petrographisch gesprochen, in vielen Fällen direkt einen Albitgneis vor uns haben. Diese Erscheinung wurde schon verschiedentlich aus andern Bündnerschiefergebieten beschrieben. Obwohl

an der sedimentären Abkunft dieser Gesteine nicht gezweifelt werden kann, bleibt doch stets der Ursprung des vorhandenen Na recht unklar. Die meisten Autoren erklären ihn durch hydrothermale oder pneumatolytische Zufuhr aus benachbarten Intrusivmassen. Als solche kämen, wie u. a. auch DIEHL (Lit. 33, S. 259/261) bemerkt, wohl nur die Ophiolithe in Frage. Es ist jedoch eigenartig, dass nicht selten albitreiche Schiefer oft 100 und mehr Meter vom nächsten Ophiolithvorkommen entfernt auftreten, während in nächster Umgebung derselben Albit ganz fehlen kann. Auch die oft scharfe Begrenzung der albitführenden Schiefer von den übrigen, wie dies besonders bei der letzten Gruppe erwähnt wurde, erscheint in dieser Hinsicht recht sonderbar. R. STAUB hat daher diesen Albitgehalt und anderes mehr bereits 1920 (Lit. 103) auf den Einfluss der geosynklinalen Telemetamorphose zurückgeführt. Zur definitiven Abklärung der Albitisierungsfrage bedarf es auf alle Fälle noch weiterer Beobachtungen.

Es wäre naheliegend, für die oben beschriebenen Schiefertypen nach Anhaltspunkten für eine stratigraphische Einordnung zu suchen. Bereits 1937 hat R. STAUB (Lit. 113) für die Elemente der Schamser-Decken und der obersten Misoxer Zone eine stratigraphische Gliederung nach lithologischen Gesichtspunkten vorgeschlagen, und 1941 gelang es JAECKLI (Lit. 60), die Schiefer der Adula-Decke am Piz Beverin in ein ziemlich lückenloses Profil vom Lias bis zum Flysch einzuordnen. Dabei waren jedoch zwei Faktoren von Bedeutung, die wir in unserem Gebiet vermissen. Einmal ist die Metamorphose jener Gesteine, wie aus Vergleichen deutlich hervorging, eine geringere als bei den unsrigen, und zweitens scheinen jene in mehr oder weniger ungestörtem normalem Zusammenhang vorzuliegen, während im Wallis die Lagerungsverhältnisse weit gestörter sind. Als wahrscheinlich ist in unserem Gebiet nur Lias und eventuell Dogger im Sinne der Nollaschiefer (Gruppen c) und d)) anzunehmen. Jüngere Glieder sind mit genügender Sicherheit nicht bekannt.

II. Die Randzone des Mischabelkristallins.

Seit den klassischen Untersuchungen von E. ARGAND ist der Deckenbau der penninischen Hochalpen des Wallis zu einem allgemein gültigen Begriff geworden. Die Profile mit den charakteristischen Bewegungsbildern, den steil emporsteigenden und nach Norden abgknickten Wurzeln, die sich in den mächtigen Leib der Bernhard-Decke hineinbohrende Monte Rosa-Stirne und die über allem lagernde Dent Blanche-Decke haben bereits in vielen Lehrbüchern Eingang gefunden.

In den letzten Jahren sind nun durch verschiedene Untersuchungen Detailergebnisse bekanntgeworden, die das allgemeine Bauschema ARGANDS in den grossen Zügen nachträglich zwar nicht grundlegend zu ändern, aber doch wesentlich zu modifizieren vermochten. So war es R. STAUB, der, veranlasst durch Unstimmigkeiten in der angenommenen Detailparallelisation zwischen Bünden und Wallis und durch die inzwischen erfolgten Aufnahmen von K. T. HUANG (Lit. 59), die trennende Sedimentmulde zwischen Bernhard- und Monte Rosa-Decke genauer verfolgte und 1936 (Lit. 112) bereits sehr bestimmt darauf hinwies, dass eine Trennung dieser beiden Einheiten bis in die Wurzelzone nicht bestehe, sondern dass dieselben bereits viel weiter nördlich, im Gebiete der Weissmiesgruppe, miteinander verbunden seien. 1939 wurde diese von STAUB 1937 näher belegte Auffassung von P. BEARTH (Lit. 15) vollauf bestätigt. Damit war die alte ARGANDSche Ansicht von zwei grossen selbständigen Haupteinheiten, der Bernhard-Decke und der Monte Rosa-Decke, hinfällig geworden und an ihre Stelle eine einzige, mäch-

tige Grosseinheit getreten, die auf Vorschlag von R. STAUB nach der grössten, von ihr aufgebauten Gebirgsgruppe, als die Mischabel-Decke benannt wurde. Die beiden ursprünglichen Einheiten ARGANDS erscheinen innerhalb dieser Mischabel-Decke nun als zwei, unter der Saaser Mulde miteinander direkt verbundene, allerdings grosse Teileinheiten; es sind dies: die in sich selbst mehrfach gelappte Monte Rosa-Masse im Süden und die eigentliche Bernhard-Decke im Norden, beide getrennt durch die komplexe Muldenzone von Zermatt-Saas.

Das Gebiet unserer Untersuchungen liegt nun, wie bereits in der einleitenden Übersicht dargelegt wurde, eingebettet zwischen dem Südrand der Bernhard-Decke und dem Nordrand der Monte Rosa-Masse, d. h. in der hier noch sehr mächtigen Mulde von Saas-Zermatt, die mit Einschaltungen jüngerer Gesteine die beiden Deckenelemente voneinander trennt. Im folgenden soll die Abgrenzung dieser Muldenzone gegen die kristallinen Gesteine der Mischabel-Decke und das Verhältnis der beiden zueinander einer genauern Betrachtung unterzogen und, soweit dies von Interesse ist, miteinander verglichen werden.

Wenn im folgenden nicht konsequent immer der Name Mischabel-Decke, sondern noch sehr häufig der alte Name der eigentlichen Bernhard- und der Monte Rosa-Decke verwendet werden, so geschieht dies lediglich der genauern örtlichen Bezeichnung wegen. Die Bezeichnungen sind denn auch stets im Sinne von Deckenteilen der Mischabel-Decke zu verstehen.

A. DER SÜDRAND DER MISCHABELRÜCKFALTE.

Von Zermatt bis hinüber nach Saas-Fee wird dieser Rand gebildet durch den mächtigen «Pli en retour» der Bernhard-Decke, der sogenannten Mischabelrückfalte. Im Untersuchungsgebiet beginnt sie an der Pyramide des Mettelhorns, quert das Nikolaital ca. 1000 m nordöstlich von Zermatt, zieht hinüber in die untern Täschalpen, dann ziemlich genau nach Osten bis hinauf zum Alphubeljoch und von dort in nördöstlicher Richtung absteigend nach Saas-Fee.

1. Die Mischabelelemente am Mettelhorn.

Vom Brunegghorn auf der Westseite des mittleren Nikolaitales streichen die kristallinen Gneis- und Glimmerschiefermassen, die die mächtigen Felsabstürze und steilen Hänge desselben bis hinunter zum Talboden der Visp aufbauen, nach Süden in die Basis des Walliser Weisshorns hinein. Einige hundert Meter oberhalb der Weisshornhütte SAC. ziehen die höchsten Partien des mächtigen Kristallinkörpers in südwestlicher Richtung durch in den Talkessel von Hohlicht, um jenseits des Hohlichtgletschers das Mettelhorn aufzubauen. Einzig die oberste Partie dieses Gipfels wird, wie dies bei klarem Wetter sehr deutlich auch von Zermatt aus beobachtet werden kann, von Bündnerschiefern gebildet. Auf dieser ganzen Länge ist der Kontakt des dunkel anwitternden Kristallins gegen die im allgemeinen hellen Gesteine der überlagernden Serien auf weite Distanzen als scharfe Linie sehr schön sichtbar.

Ein näheres Studium dieser Kontaktfläche, etwa in der Gipfelpartie des Mettelhorns, zeigt aber, dass wir es keinesfalls nur mit einer scharfen Linie zu tun haben. In den braunen Kalkschiefern, die gegen Osten ansteigend, den Mettelhorngipfel bilden, ist, von weitem sichtbar, eine helle Linse von gelbem Dolomit eingeschaltet, die nach beiden Seiten hin zu dünnen Schnüren ausgezogen ist, die bald wieder abreißen. Neben dieser Linse finden sich aber noch verschiedene

Spuren von ähnlichen Gesteinen, die zu langen Zügen ausgequetscht, den Kalkschiefern konkordant eingeschaltet sind (Fig. 3). Lithologisch handelt es sich meistens um fein zerriebenen Dolomit oder um zerdrückte Rauhwacken. Solche Einschaltungen finden sich sowohl über wie unter der grossen Dolomitlinse. An der Basis der Kalkschieferwand ist eine bis 2 m mächtige Rauhwacke sichtbar, die mit scharfem, tektonischem Kontakt den Bernhardgneisen aufliegt. Diese Fläche ist als die Hauptkontaktfläche zwischen den Kalkschieferserien und dem Bernhard-

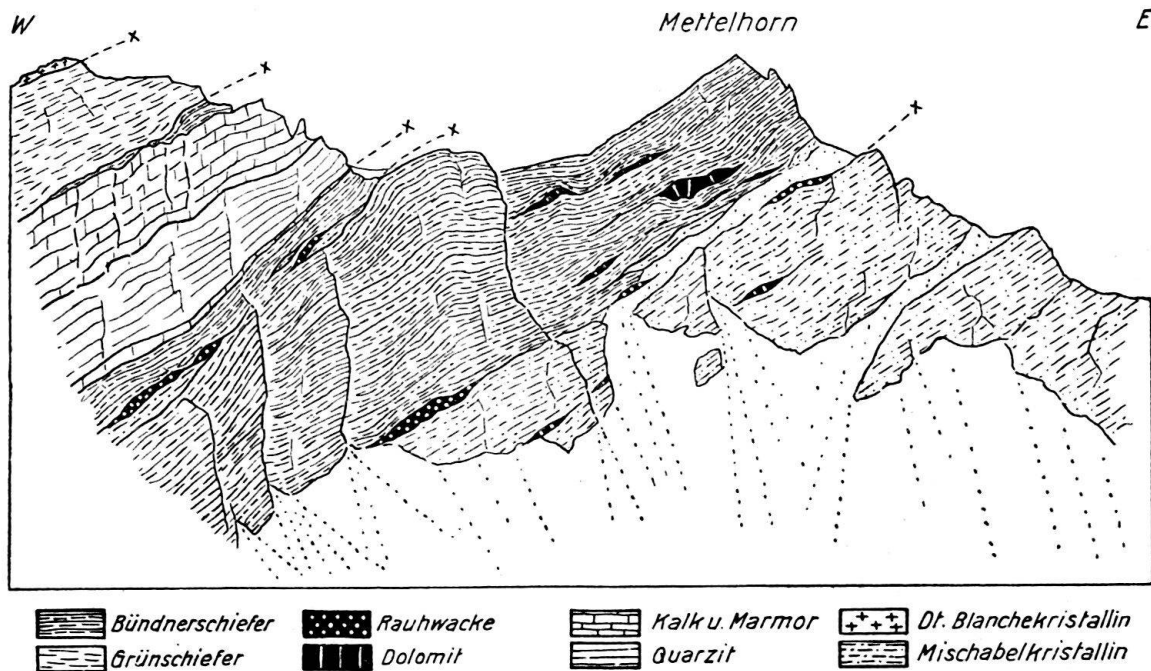


Fig. 3. Oberes Plattenhorn (links) und Mettelhorn von Süden.

kristallin aufzufassen. Verfolgt man sie in der Richtung gegen die Plattenhörner hin, so findet man Stellen, wo in und über der Rauhwacke Linsen von Kristallin eingeschuppt sind. Sie können als abgerissene Partien des die Unterlage bildenden Kristallins oder als Schürflinge an der Basis der Bündnerschiefer-Hauptmasse aufgefasst werden. Bei der weiteren Verfolgung des Profils findet man südlich unter dem Gipfel des Mettelhorns, 30—50 m innerhalb des Kristallins, nochmals mehrere Linsen von Dolomit und Rauhwacken, die bei maximal 2 m Mächtigkeit auf über 20 m ausgewalzt sind. Auch sie haben durchaus den Charakter von Schürflingen, die durch tektonische Bewegungsvorgänge in ihre heutige Lage gebracht wurden. Endlich finden sich Schubspäne von Blätterquarziten bis Glimmerschiefern in der obersten Zone der Kalkschiefer des Mettelhorngipfels, die in die Lücke zwischen oberem Plattenhorn und Mettelhorn hineinziehen. Diese Blätterquarzite weichen von den kristallinen Schiefen unter dem Mettelhorngipfel in ihrem Habitus etwas ab, sie stimmen eher mit dem obersten Kristallin der Monte Rosa-Decke, etwa aus dem Profil des Gornergrates, zum Teil auch mit demjenigen von der Basis der Zermatter Schuppenzone überein (vgl. Stratigraphie, Paläozoikum).

Aus diesem Profil geht deutlich hervor, dass die Kontaktfläche zwischen dem Kristallinkern (Casannaschieferserie) der Bernhard-Decke und den Dolomiten,

Rauhwacken und Kalkschiefern im Hangenden nicht stratigraphisch bedingt, sondern rein tektonischer Natur ist. Ferner zeigt sich, dass dieser Kontakt nicht einfach, sondern mehrfach verschuppt erscheint, und zwar in der Weise, dass nicht nur die triadischen Gesteine mit den Kalkschiefern (Bündnerschiefern), sondern auch mit dem Kristallin selber verschuppt sind. Endlich zeigt sich noch, dass das Kristallin als Ganzes zur Zeit des Zusammenschubes sich nicht starr verhielt, sondern selbst von Schubflächen durchsetzt wurde, wodurch z. T. bedeutende Triaslinsen in den kristallinen Gesteinskörper hineingerieten.

Verfolgen wir diesen tektonischen Kontakt dem Mischabelkristallin entlang weiter nach Süden. Vom Mettelhorn streicht er, immer steiler werdend, gegen den Talboden nördlich Zermatt hinunter. Die Hauptkontaktfläche tritt hier morphologisch deutlich in Erscheinung, indem sie stets genau in der tiefsten Runse der Schusslauenen verläuft, deren Entstehung durch die mechanische Auflockerung der Gesteine an dieser Kontaktfläche bedingt ist. Sekundäre Schubflächen innerhalb des Kristallins können hier nicht mehr beobachtet werden. Dagegen ist die Rauhwaacke über demselben erfüllt von grünlichen, glimmerreichen Gesteinsbrocken, die bis Kopfgrösse erreichen können. Sie stammen von der Kristallinoberfläche, von der sie während der Bewegung losgelöst und mit der Rauhwaacke, welche vorwiegend als Schmiermittel gedient hat, vermengt wurden. Im untersten Teil streicht der Kontakt aus der genannten Runse heraus, um von der vertikalen Richtung in eine steil N-fallende überzugehen. Wir befinden uns hier also bereits an der Unterseite der Mischabelrückfalte. Der Kontakt bleibt von hier weg bis zur Visp hinunter fast durchgehend unter Moränen verdeckt. Im Flussbett der Visp ist lediglich ein Bänderkalk-Marmor-Quarzit-Profil aufgeschlossen, das mit 40° gegen Nordwesten einfällt, welche Lage hier auch derjenigen der Kontaktfläche entsprechen dürfte. Auf der östlichen Talseite ist der Kontakt nirgends richtig aufgeschlossen, doch lässt sich sein Verlauf auch hier deutlich aus der Morphologie erkennen, indem er durch die ausgeprägte Runse des „Arbzuges“ nun steil bergan gegen die Sattelspitze zieht.

2. Die Sattelspitze.

Dies ist die Erhebung Pt. 3164 im nördlichen Teil der Rothorngruppe („Bösentritt“ auf Siegfried-Atlas). Auf der Westseite des Sattels nördlich der genannten Spitze ist der Kontakt von „Galen“ her durch zusammenhängende Schutthalden verdeckt. Erst im Sattel selbst ist das Profil wieder gut aufgeschlossen. Die scharfe Spitze Pt. 2935 im Nordgrat der Sattelspitze besteht aus Casannaschiefern, die Sattelspitze bis hinunter in die Einsattelung aus Kalkschiefern. Im Sattel selbst sind mehrfach verschuppte Triasgesteine; Rauhwaacken, Dolomite und Bänderkalk anstehend (vgl. Fig. 4), welche Gesteine diese Grateinsattelung bedingen. Eine Verschuppung innerhalb der Casannaschiefer, d. h. nördlich des Sattels, kann an dieser Stelle nicht beobachtet werden.

3. Untere Täschalpen und Binderberg

Wesentlich interessanter gestalten sich die Verhältnisse in der Umgebung der unteren Täschalp. Vom Sattel zieht der Triaszug auf der Nordostseite der Sattelspitze in vielen Windungen und Falten hinunter zum Talboden der Täschalpen und verschwindet südlich der Kapelle unter Bachschutt und Moränen. Nördlich des Täschbaches ist der Zug nochmals in seiner ganzen Mächtigkeit auf ca. 2400 m Höhe am linken Ufer des Rotbaches und in einem kleinen Aufschluss etwas weiter

nordöstlich davon aufgeschlossen. Südlich dieser Stelle, in den Ausläufern des Alphubel-Westgrates, findet sich aber wieder das Kristallin der Mischabel-Decke, das hier die östliche Talseite auf 1 ½ km bis zum Rinderberg aufbaut. Der Triaszug zieht nördlich des Täschbaches in das Mischabelkristallin hinein. Er spaltet somit von der Hauptmasse desselben, das vom Rotbach sich in 2000 m hoher Wand bis

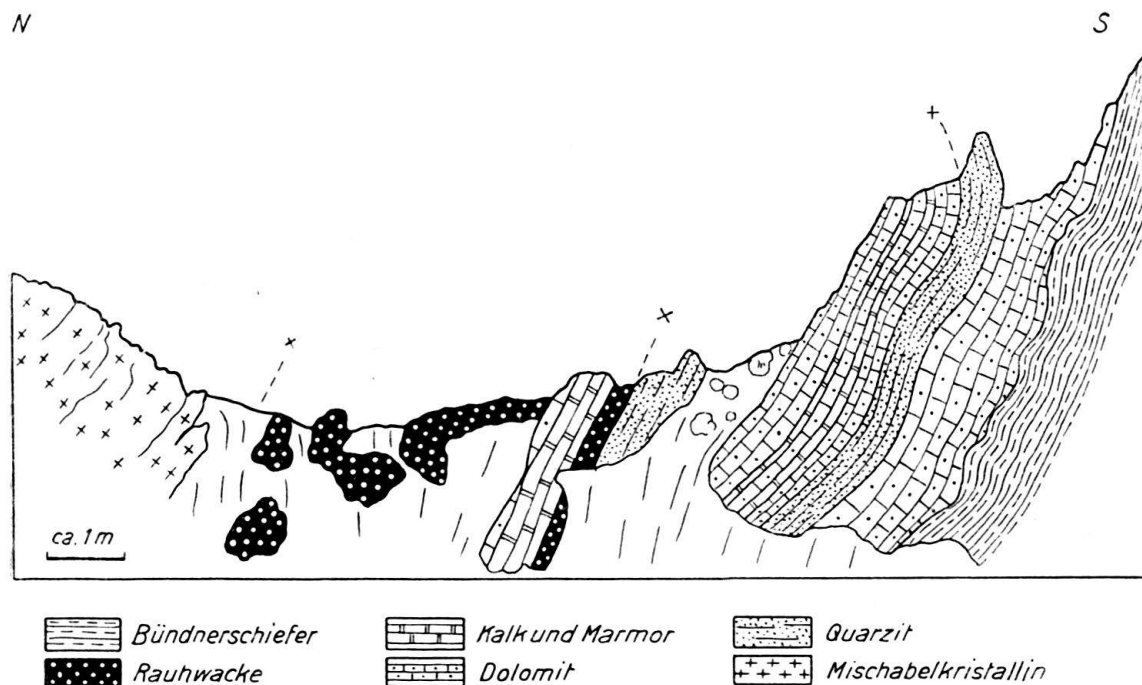


Fig. 4. Profil im Nordgrat der Sattelspitze.

zur Spitze des Täschhorns aufschwingt, eine südlichere Digitation ab. Diese Aufspaltung der Mischabelrückfalte entdeckte STAUB und erwähnt sie neben ähnlichen Phänomenen aus dem Bergell und den Westalpen bereits 1942 (Lit. 113)²⁾. Er spricht von einem Dom-Täschhorn-Keil und einem Alphubelkeil, die voneinander durch die Mulde der Täschalp getrennt sind. Infolge des Axialabfalles aller Elemente gegen Westen, das hier etwa 20° beträgt, ist auf der linken Talseite vom Kristallin dieses südlichen Keiles jedoch nichts mehr zu sehen (vgl. Tafel II und IV). Er verschwindet unter den Moränen und Alluvionen des Talgrundes, während jenseits desselben bereits die Bündnerschiefer der Rothornzone anstehen.

Die erwähnte südliche Digitation der Mischabelrückfalte nennen wir mit STAUB den Alphubellappen.

Die Mulde der Täschalp verschwindet nordöstlich der obgenannten Aufschlüsse sehr bald unter den Moränen und unter dem nördlichen Weingartengletscher. Nach ihrer Streichrichtung zieht sie hinauf ins Mischabeljoch, ist aber dort infolge der Eisbedeckung weder auf dessen West- noch auf der Ostseite sichtbar.

Betrachten wir nochmals die Nordseite der Sattelspitze etwas näher (vgl. Fig. 18). Wie oben angedeutet, zieht das Triasprofil vom Sattel in zahlreichen

²⁾ Auf eine Auflappung der Mischabelrückfalte im Val Savarenche hat bereits 1925 FR. HERMANN hingewiesen.

Windungen und Falten gegen den Talboden hinunter. Verfolgt man das Profil genau, so findet man, dass die triadischen Gesteine nicht durchwegs auf ihrer Unterlage zusammengeschoben und in Falten gelegt wurden, sondern dass mindestens an einer Stelle das Kristallin der Mischabel-Decke selbst mit den Triasgesteinen verfaltet ist, in der Weise, dass von unten her eine Digitation desselben in die Triasfalten hineingreift. Es findet sich hier also eine weitere Ausstülpung der Mischabelrückfalte, ein weiterer Lappen, genau in derselben Anordnung wie der allerdings weit grössere Alphubellappen. Nach seiner Lage in der Nordflanke der Sattelspitze wollen wir ihn im folgenden als Sattelspitzlappen bezeichnen. Die Mulde aber, die diesen Lappen von der Hauptmasse der Rückfalte trennt, ist hier sehr schön sichtbar in Form einer nach oben geöffneten Triasfalte. Der Triaszug keilt somit im Kristallin nicht aus, sondern verlässt die Mulde wieder als verkehrte Serie.

Diese Feststellung berechtigt uns vielleicht zur Vermutung, dass die „Mulde der Täschalp“ auch zwischen Alphubellappen und Rückfaltungshauptmasse nicht als eingespiesster Keil blind im Kristallin endigt, sondern unter dem Eise des Weingartengletschers eine spitze Mulde beschreibt.

Verfolgen wir nun den Mischabelsüdrand gegen Osten. Beim Anstieg von der untern Täschalp gegen den Rinderberg überschreitet man diesen Rand kurz vor der dortigen Alphütte. Der Kontakt erweist sich auch hier nicht als einfach, sondern ist mehrfach verschuppt. Die ganze Randzone bis zu einer Tiefe von 50 m ist durchzogen von mehreren Schubflächen, die bald als rein intrakristalline Flächen erkannt werden, häufig aber durch Linsen von gelbem Dolomit oder Rauhacken gekennzeichnet sind. Diese erreichen Mächtigkeiten bis zu 5 m. Im Süden wird das Alphubelkristallin durch eine 5 m mächtige Rauhacke begrenzt, die, soweit der Kontakt aufgeschlossen, durchgehend vorhanden ist vom Talboden bis hinauf an den Südfuss des Rotgrates. Hier, südlich Pt. 3100, ist diese verschuppte Randzone nochmals sehr schön sichtbar, wo drei Züge von Dolomit durch je 5—8 m Kristallin voneinander getrennt sind. Weiter nach Osten verschwindet diese ganze Zone unter den Moränen des Alphubelgletschers. Nur an einer Stelle ist auf ca. 3200 m am Fusse des Rotgrates nochmals ein Dolomitzug sichtbar. Im Alphubeljoch liegt wiederum alles unter Eis und Schnee. Während im Norden die Gneiswände des Alphubels bis zum Joch hinunterreichen, gehören die nordwestlichen Ausläufer des Feekopfes bereits zu den Grüngesteinen der Ophiolithmasse von Saas-Zermatt. Das Mischabeljoch ist morphologisch bedingt durch die leichter verwitterbaren Sedimentgesteine, die im Süden die Mischabelrückfalte umsäumen. Auf der Ostseite des Joches tauchen analoge Gesteinszüge im Nordgrat des Feekopfes auf ca. 3660 m Höhe wieder auf, doch ist das Mischabelkristallin als solches dort nicht mehr sichtbar, und es bleibt die Zugehörigkeit dieser Zone noch weiter zu diskutieren (vgl. S. 145). Am Süden der Langfluh ist noch einmal ein Vorkommen von Kristallin zu erkennen, doch lässt sich die Zugehörigkeit zum Mischabelkristallin infolge seiner Isoliertheit nicht sicher erkennen.

Die weitere Fortsetzung der südlichen Randzone der Mischabelrückfalte liegt in der später (S. 77) zu besprechenden obern Mulde von Saas-Fee.

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass der Südrand der Mischabelrückfalte bei weitem nicht so einfach gebaut ist, wie dies aus den Profilen von ARGAND hervorgeht. Einerseits finden sich an verschiedenen Stellen listrische Flächen bis tief ins Mischabelkristallin hinein, auf denen z. T. jüngere Gesteine eingeschaltet sind und die als Translationsflächen aufgefasst werden müssen. Andererseits finden sich vom Südrand der Rückfalte abstehende Digitationen, die

mit der umhüllenden Sedimentserie verfaltet, z. T. als eigentliche Deckenlappen aufgefasst werden müssen.

Nach diesen Feststellungen wollen wir die Randzone der Mischabel-Decke auf der Nordseite der Saaser Mulde verlassen und deren Beschaffenheit südlich derselben, d. h. in der Randzone des Monte Rosa-Kristallins etwas näher betrachten.

B. DER NORDRAND DES MONTE ROSA-KRISTALLINS.

Es handelt sich hierbei um die komplex gebaute, schon ARGAND und STAUB bekannte Schuppenzone am Oberrand des Monte Rosa-Kristallins, die an der Basis der Ophiolithmasse von Saas-Zermatt zur Hauptsache den bekannten Gornergrat und seine Fortsetzung, den Hohtälligrat, aufbaut und deshalb im folgenden bisweilen auch unter der kürzern Bezeichnung „Gornergratzone“ erwähnt wird.

1. Das Profil am Gornergrat.

Die Südseite des Gornergrates, etwa vom Hotel bis hinunter zum Gornergletscher, vermittelt ein sehr schönes Profil durch diese Zone.

Unter den ophiolithischen Gesteinen (Serpentin), auf denen das Hotel steht, folgt mit scharfem Kontakt kalkiger Bündnerschiefer von ca. 20 m Mächtigkeit. In verschiedenen Niveaus sind darin Linsen prasinitartiger Grüngesteine (s. S. 102) eingeschaltet. Unter diesem Bündnerschiefer folgt eine Zone von vorwiegend triadischen Bänderkalken und Marmoren, die durch Lagen stark tektonisierter Glimmerquarzite voneinander getrennt sind. Darunter folgen mächtigere Lagen der Glimmerquarzite, in denen abermals Kalke und Dolomite, zu langen Schnüren und Linsen ausgezogen, in verschiedenen Höhen eingeschoben sind (vgl. Fig. 5.) Die Kalk- und Dolomitzüge weisen Mächtigkeiten von höchstens einigen Metern auf. Diese Zone erreicht unmittelbar östlich der Aussichtsterrasse den Rücken des Gornergrates und quert diesen in nördlicher Richtung. Darunter folgt ein mächtigerer Komplex von mehr oder weniger glimmerreichen Blätterquarziten. Stellenweise, besonders in den obersten Partien, finden sich sehr kompakte, tafelige Varietäten. Diese Quarzite repräsentieren die äussersten Partien des Monte Rosa-Parakristallins, das von hier weg nach Osten die ganze Kette bis zum Stockhorn aufbaut. In den tiefern Serien gehen die Quarzite aber infolge Zunahme der Feldspäte in Muskowitgneise über (vgl. darüber Stratigraphie S. 49).

Verfolgt man nun den Gornergrat vom Hotel gegen den Hohtälligrat weiter gegen das Stockhorn, so findet man mehrere Züge jüngerer, vorwiegend triadischer Gesteine, die, z. T. über 100 m tief, konkordant in den Paragneisen eingelagert, den Grat schneiden. Meist handelt es sich um Dolomite und Rauhacken, seltener um Bündnerschiefer. Der erste und bedeutendste Zug findet sich in der tiefsten Einsattelung zwischen Gornergrat und Hohtälligrat. Verfolgt man ihn nach Süden, so konstatiert man eine Zunahme der Mächtigkeit gegen den Gornergletscher hinunter. Hier wendet er sich plötzlich gegen Osten, verschwindet vorerst unter Schutt und Blockhalden und erscheint dann auf der Südseite des Hohtälligrates gegen Osten streichend. An dieser Stelle erreicht er seine grösste Mächtigkeit von ca. 70 m und ist zugleich lithologisch am besten gegliedert. Neben Bündnerschiefern besteht er aus Rauhacken, Dolomiten und dolomitischen Kalkschiefern der mittlern Trias. Gegen das Stockhorn hin dünnt er wieder aus, wobei der Bündnerschiefer des obersten Schichtpaketes am weitesten verfolgt werden kann.

Von der obgenannten Einsattelung weiter nach Osten den Grat verfolgend, finden wir vor dem Hohtälligrat wieder Spuren von Rauhwacke und wenig östlich dieses Gipfels quert nochmals ein dünner Rauhwackezug den Grat, der allerdings bei weitem nicht mehr die Mächtigkeit des ersten erreicht und auch nicht sehr weit verfolgt werden kann.

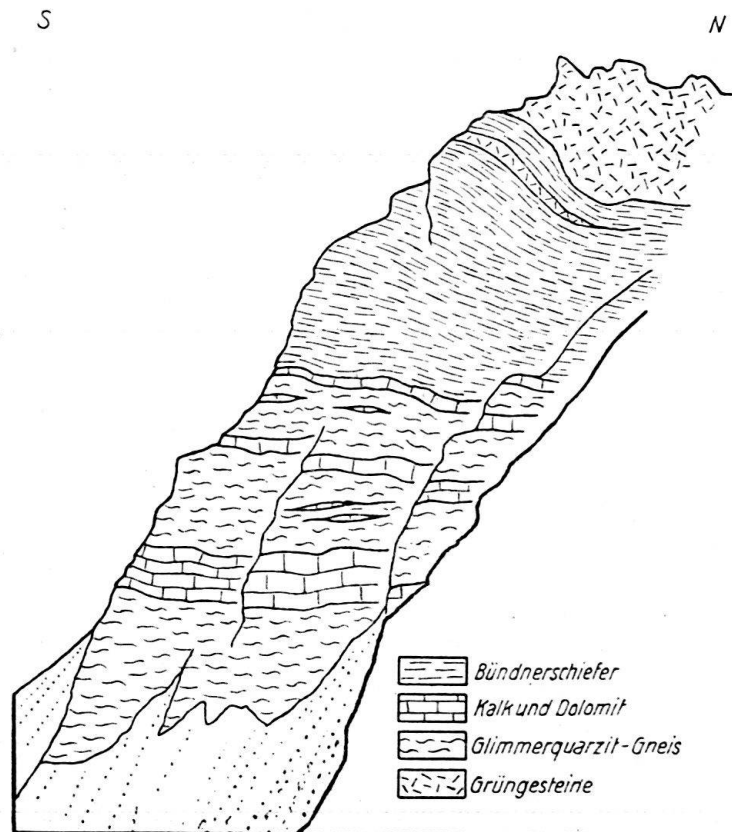


Fig. 5. Partie aus der Südflanke des Gornergrates.

Aus allen diesen Tatsachen ergibt sich, dass die äussere Hülle der Mischabel-Decke nicht nur im Norden, sondern auch im Süden, d. h. im Gebiet der Monte Rosa-Randzone, sehr komplexer Natur ist. Genau wie am Mettelhorn oder in den Täschalpen finden wir auch hier die Randpartie der kristallinen Deckenteile mit den jüngern Gesteinen verschuppt und auch verfaltet.

Verfolgt man die Südflanke des Hohtälligrates längs des Gornergletschers nach Osten gegen den Stockknubel hin, so trifft man hier erneut auf Gesteine, die nicht dem Mischabelkristallin angehören können. In ca. 2850 m Höhe tauchen unter dem Eise des Gornergletschers Marmore auf, die mit Grüngesteinen in tektonisch komplizierter Weise durchsetzt sind. Unweit dieser Stelle mit den anormalen Kontaktverhältnissen finden sich auch Kalkschiefer, die unter den Paragneisen liegen, mit der Basis aber Grüngesteinen auflagern, die beträchtliche Mächtigkeit erreichen. Sie enthalten u. a. einen gegen 50 m mächtigen Serpentinzug, der die Felsköpfe bei Pt. 3042 bildet. Diese Gesteine gehören nicht mehr der Kernmasse der Monte Rosa-Decke an, sondern sie bilden, wie aus den Profilen Nr. 6—8 in Tafel III ersichtlich ist, einen Keil der Ophiolith-Decke, der von Süden her in das Mischabelkristallin eingefaltet wurde (s. S. 97).

Vom Gornergrat zieht nun die zuerst beschriebene Trias-Kristallinserie gegen Norden und verschwindet bereits im Breitboden unter Schutt und Moränen. Im untersten Teil des Ritzengrates, der vom Hohtälligrat in nordwestlicher Richtung gegen den Grünsee hinunterzieht, ist sie nochmals in einem kleinen Aufschluss sichtbar mit Hochstegen-Bänderkalk, Rauhwanke und Bündnerschiefer und dem Rifelalp-Serpentin im Hangenden. Von hier weg ist dieser äusserste Sedimentzug der Gornergratzzone westlich der Wasserscheide des Saasgrates endgültig verdeckt, zuerst unter Moränen, dann unter dem Eisstrom des Findelngletschers.

Aber auch der tiefste Rauhwanke-Dolomit- und Bündnerschieferzug der Gornergratzzone, der die Hohtälligrat-Südflanke durchzieht, hat eine Fortsetzung gegen Norden. Auf 2970 m Höhe schneidet er den Ritzengrat, um dann vorübergehend ganz auszuweichen. In der „Platte“, ca. 700 m östlich des Grünsees, findet man ihn wiederum als dünne Schmitze von Dolomit und Rauhwanke und nochmals 300 m östlich von dieser Stelle in mächtigerer Ausbildung mit Bändermarmoren und Kalken (nach STAUB Hochstegenkalke) als nahezu isoklinal mit dem Hang verlaufendes Schichtpaket, das gegen Norden ebenfalls unter dem Findelngletscher verschwindet. Auch dieser Zug ist östlich der obgenannten Wasserscheide nirgends mehr aufgeschlossen, doch sind Anzeichen eines weiteren Verlaufes vorhanden, weil intrakristalline Flächen die Felsköpfe im „Haupt“ am südlichen Ufer des Findelngletschers durchziehen. Innerhalb der festen, gesunden Gneise findet sich hier eine ausgeprägte Ruschelzone, in der die Gneise sehr feinschiefrig und stark gequält sind. Sie ist im westlichen Teil der Rundhöckergruppe sichtbar. Weiter östlich verschwindet sie wieder unter Moränen und dem Findelngletscher selbst.

2. Vom Schwarzberg-Weisstor zum Schwarzbergkopf.

Während die Südseite des Strahlhorns durchgehend aus den Gesteinen der Ophiolith-Decke aufgebaut ist, finden wir in der Ost- bzw. Südostwand fast auf der ganzen Länge deren Basis sowie die höhern Partien der Monte Rosa-Decke aufgeschlossen. Die Einsattelung des Schwarzberg-Weisstor-Passes befindet sich bereits in seiner ganzen Breite im Monte Rosa-Kristallin. Die ganze Felsflucht, die sich vom Firn des Findelngletschers bis auf die ca. 3800 m hohe Terrasse in der Südflanke des Strahlhorns aufschwingt, besteht aber durchgehend aus Serpentin. Der Kontakt zwischen diesem Gestein und dem Kristallin wird vermittelt durch einen bis 10 m mächtigen Bündnerschieferzug, dessen obere Grenzfläche durch eine ausgeprägte Schubfläche gekennzeichnet ist, gegen welche innerhalb des Serpentin deutliche Schleppungserscheinungen festzustellen sind (vgl. Fig. 6). An einigen Stellen finden sich in den Bündnerschiefern Linsen ausgewalzter Triasgesteine. Auch innerhalb der Kristallinserie liegen Sedimentgesteine, zu langen Linsen und Schnüren ausgezogen, von welchen einige in den Felsen unterhalb der Pässeinsattelung bis fast an die schweizerisch-italienische Grenze durchziehen. Auch diese bestehen aus Bündnerschiefer, Dolomit, Rauhwanke und z. T. aus weissem Gips. Verfolgt man diese Züge nach Süden, d. h. in die steil gegen den Talkessel von Macugnaga abfallenden Felswände südlich des schweizerisch-italienischen Grenzgrates, so findet man auf der Südflanke von Pt. 3609 mehrere deutlich ausgeprägte Schubflächen, in denen stellenweise noch Spuren von hochmetamorphen, tonigen Bündnerschiefern zu finden sind. Gegen Südwesten ansteigend, erreichen die höhern bereits im Gebiet des Neu-Weisstor-Passes, die tiefern gegen die Cima di Jazzi den Grenzgrat und verschwinden auf dessen Westseite unter den ausgedehnten Firnfeldern.

Vom Schwarzberg-Weisstor gegen Osten beginnen sich auch sehr bald Verfaltungen in diesen Sedimentzügen bemerkbar zu machen, die allerdings ebenfalls stark ausgewalzt und gequetscht sind.

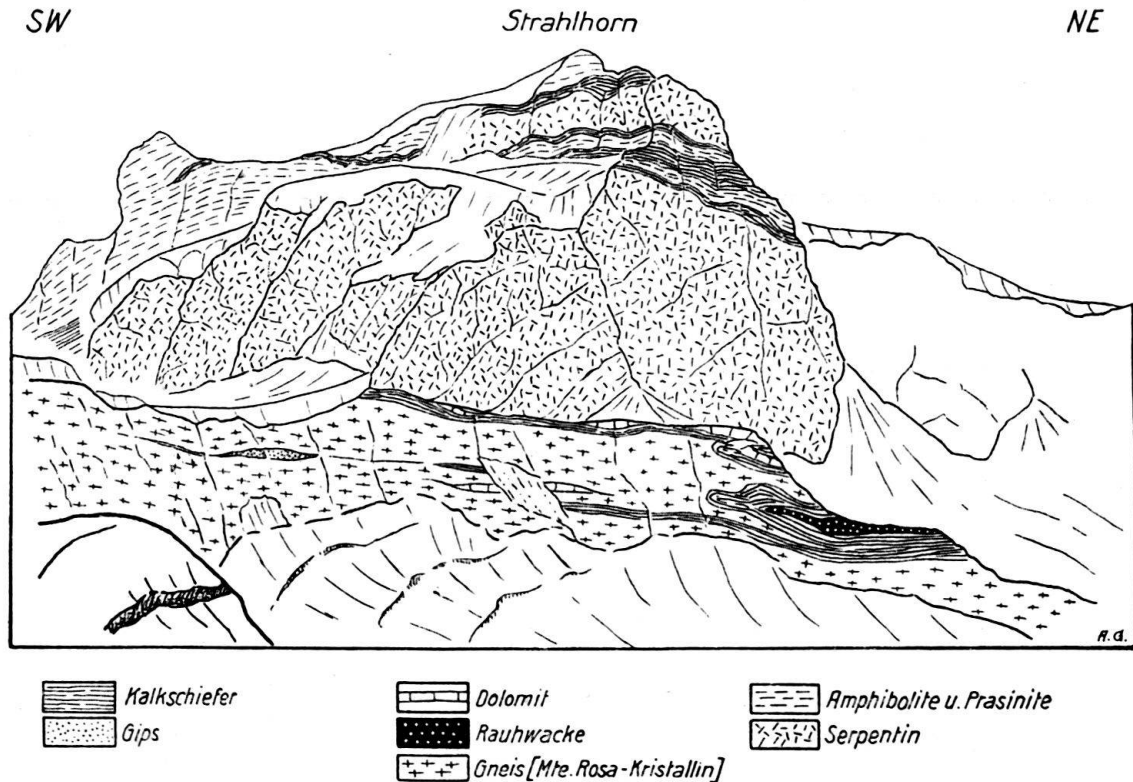


Fig. 6. Adlerhorn (links) und Strahlhorn von Südosten.

An der Basis des Fluchthorns und unter dem Hangendgletscher werden die Verhältnisse nun komplizierter. Die Bündnerschiefer im Kontaktzug zwischen Serpentin und Kristallin nehmen an Mächtigkeit zu, ebenso einzelne Triaszüge in denselben. Mehrfach verschuppt, nicht nur mit dem Liegenden, sondern auch mit den ophiolithischen Gesteinen des Hangenden, streicht die Serie in nördlicher Richtung bis zum Hangendgletscher, unter diesem ansteigend, in den NE-Grat des Fluchthornes (vgl. Fig. 7). Im weiteren Verlauf ist dieser Zug wiederum verdeckt durch das Eis des Allalingletschers. Nur an einem anscheinend vor wenigen Jahren vom Eise freigewordenen Felskopf, ca. 500 m von dieser Stelle entfernt (Pt. 3167), ist das Profil mit Kristallin im Liegenden, Rauhwacke, Dolomit und Bündnerschiefern nochmals auf kurze Distanz sichtbar.

Kehren wir nun zurück an die Basis des Fluchthorns und untersuchen den Verlauf der tiefern Sedimentzüge. Über der Moränenauskleisterung des Taltroges, nur noch an einigen Stellen sichtbar, findet sich im Monte Rosa-Kristallin ein ziemlich mächtiger Zug von Quarziten, Kalken und Dolomiten, der in seinem südlichsten Aufschluss mit einer nach Norden geöffneten Falte endigt. Östlich davon, in den Felsköpfen Pt. 2926, streichen diese Gesteine wieder durch. Dann bleibt der ganze Zug unter dem Eis des Schwarzberggletschers. Südlich der Landesgrenze, wo er notwendigerweise wieder zu erwarten wäre, finden sich, wie oben erwähnt,

nur noch Schubflächen, von denen wir die untersten wohl mit Sicherheit unserem tiefsten Sedimentzug zuschreiben dürfen. Die sedimentären Gesteine dieser Züge sind unter dem Gletscher auf Null reduziert worden.

Wieder gegen Norden gewendet, sehen wir den Zug östlich unter dem Hangendgletscher zu grosser Mächtigkeit anschwellen und zugleich grosse Falten bilden. Im Gegensatz zu der soeben beschriebenen, nach Norden geöffneten Falte sind diese hier eher nach Südwesten geöffnet bzw. ihre Schenkel sind nach Südwesten ausgezogen, dabei abgerissen und aufeinandergelegt, so dass die liegenden Falten im Querschnitt die Form mächtiger Tropfen aufweisen. Die mächtigste dieser Falten erreicht 200 m im Durchmesser und besteht aus tafelig bis blättrigen Quarziten in den peripheren Teilen, dann aus weissen und gebänderten Marmoren und im Kern aus Kalk- und Dolomitschiefern der mittleren Trias. Die Quarzite sind gegen Südwesten zu langen, dünnen Spitzen ausgezogen und endigen, stellenweise zu feinem Grus zerrieben, in den Glimmerschiefern und Gneisen des Monte Rosa-Kristallins.

Setzen wir die Betrachtung dieses unteren Zuges nach Norden weiter fort, so finden wir ihn nochmals in beträchtlicher Mächtigkeit im NE-Grat des Fluchthorns zwischen den Punkten 3031 und 2931. Auch hier hat der Zug denselben Charakter, auch hier scheint es sich um eine mächtige Linse in Tropfenform zu handeln, deren nördlicher Teil in die Luft ausstreicht. Die Schichtfolge und deren Gesteine sind auch hier dieselben: relativ schwächerer, tafeliger Quarzit, Bänderkalk, dolomitische Kalke mit Crinoiden, dann als Kern dieser Falte helle, körnige Dolomite mit Rauhwackezwischenlagen. Die weitere Fortsetzung des Zuges liegt von hier weg wieder unter dem Eis des Allalिंगgletschers und wird erst im Grat des Hinter-Allalin neuerdings sichtbar.

Die Streichrichtung all dieser Falten ist ziemlich genau Südost bei einem Axenfallen von ca. 20° nach Nordwesten. Es handelt sich somit um ausgesprochene Querfaltungen.

Rückblickend können wir feststellen, dass die Mischabel-Decke in ihrem südlichen Teil auf der Ostseite des Saasgrates ebenso komplex und vielgestaltig auf-

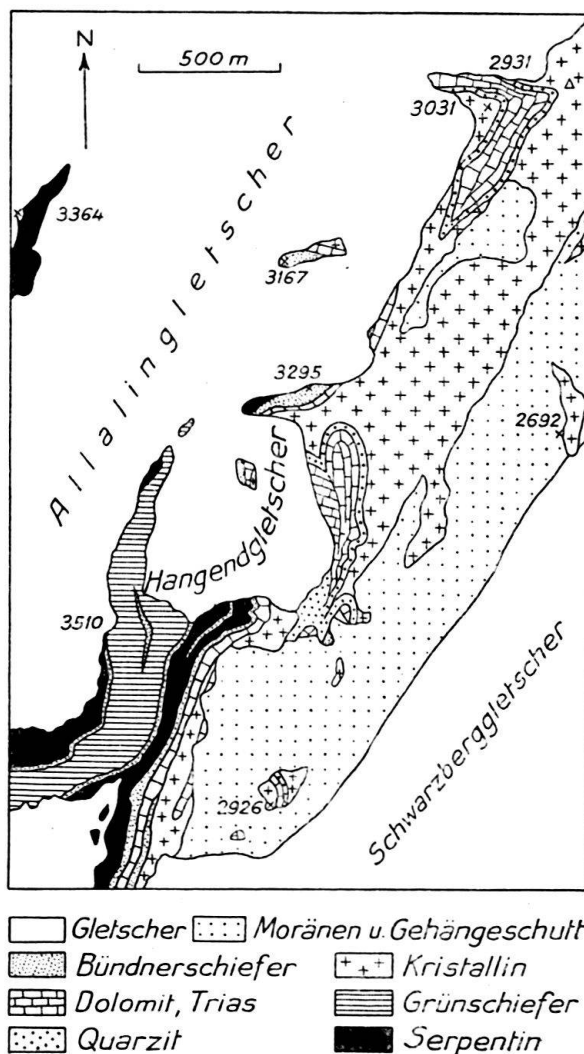


Fig. 7. Geologische Kartenskizze der Umgebung des Hangendgletschers.

gebaut ist wie auf der Seite von Zermatt am Gornergrat. Die einzelnen Partien finden sich in analoger Ausbildung, nämlich der gut verfolgbare Basalzug, dann das oberste Kristallin mit den dünnen, eingekeilten Sedimentresten und schliesslich ein tiefster Zug (Pt. 3031 im Fluchthorn NE-Grat), der, wenn auch tektonisch zerrissen, durch grössere Mächtigkeiten und weitgehende lithologische Konstanz seiner Glieder ausgezeichnet ist.

An dieser Stelle wollen wir uns kurz zu der neuesten Arbeit von P. BEARTH (Lit. 17) äussern, soweit diese mit dem bisher Gesagten im Zusammenhang steht. In dieser Arbeit, in deren Besitz wir soeben gelangt sind, gibt der Autor eine geologisch-tektonische Skizze (Fig. 1) des Untersuchungsgebietes, in welcher die Furggmulde, eine von unten her tief in den Kristallinkörper der Monte Rosa-Masse hineingreifende Mulde, die bisher im Furggtal auszukeilen schien (s. Lit. 15), gegen Westen das Saastal quert und in der Gegend des Hangendgletschers das Dach der Monte Rosa-Masse erreicht. Sollte diese Verbindung als sicher mesozoische Sedimentmulde zu Recht bestehen, so würde dies den Zusammenhang zwischen der Monte Rosa- und der Bernhard-Decke gegenüber der heutigen STAUBSchen Auffassung in Frage stellen. Obwohl, wie soeben geschildert, die tektonischen Verhältnisse in der Umgebung des Hangendgletschers recht kompliziert sind, konnten wir vom effektiven Bestehen dieser Verbindung doch nichts feststellen. Es wäre jedoch möglich, dass der Zusammenhang der oben besprochenen Triaszüge vom Hangendgletscher und vom NE-Grat des Fluchthornes mit den Profilen am Hinter-Allalingrat unter dem hier ca. 2 km breiten Hohlaub- und Allalingletscher von BEARTH ganz anders gedeutet worden wäre, als es von uns im folgenden Abschnitt 3 dargestellt wird. Auf alle Fälle scheint uns aber auch die allgemeine Streichrichtung der höhern Monte Rosa-Parakristallinserien mit der Existenz einer durchgehenden Furggmulde nicht ohne weiteres vereinbar. Da BEARTH, wie er in einer Fussnote vermerkt, sich zu diesem wichtigen Punkt in einer besonderen Arbeit äussern wird, möchten wir der Diskussion jedoch nicht vorgreifen und zuerst die angesagte Arbeit mit den nähern Angaben abwarten.

Ein weiterer Punkt, in dem wir mit BEARTH nicht einig gehen können, betrifft den Bau der Monte Rosa-Decke im Gebiet Gornergrat-Stockhorn. Auf der genannten Skizze greifen in jenem Gebiet 3 Muldenzüge mesozoischer Gesteine in das Kristallin der Monte Rosa-Decke hinein. Die südlichste derselben ist die mächtigste und reicht in östlicher Richtung bis über das Stockhorn hinaus. Es handelt sich bei dieser zweifellos um die am Südfuss des Stockhorns, am Stockknubel, aufgeschlossenen mesozoischen Gesteine (s. S. 68), die auch wir in ähnlicher Weise unter dem Gornergletscher durch mit den Ophiolithen des Breithorns verbunden und als Stockknubelmulde (Tafel III) benannt haben.

Bei der nördlich anschliessenden, kleineren, ebenfalls West-Ost streichenden Mulde handelt es sich offenbar um den Hauptzug unserer Gornergratzzone, der gegen Osten in der Südflanke des Hohtälligrates auskeilt (Seite 67 und Tafel II). BEARTH zieht nun diesen Zug ebenfalls nach Westen und verbindet ihn mit dem hangenden Mesozoikum. Wie liegen nun hier die Verhältnisse an Ort und Stelle? In Wirklichkeit müsste sich diese Verbindung unter dem Gornergletscher befinden. Auf der Südseite des Gorner- und Hohtälligrates sind die Aufschlüsse nun allerdings derart, dass ein Abtauchen des Sedimentzuges unter dem letzteren gegen Westen unter den Gornergletscher durchaus möglich erscheint, infolge Schutt und Blockhalden (Seite 67) sowie rezenter Moränen jedoch nicht mit Sicherheit festgestellt werden kann. Unseres Erachtens ist es daher naheliegend, den Zug, anstatt nach Westen unter den Gornergletscher zu führen, mit dem den Gorner- und Hohtälligrat querenden Triaszug (der auf BEARTH'S Skizze nicht eingetragen ist) in

Verbindung zu bringen, wie es nach unserem Dafürhalten unter den erwähnten Blockhalden auch der Fall ist.

Bei der dritten, nördlichsten Mulde in BEARTH'S Skizze handelt es sich offenbar um den gut sichtbaren Triasaufschluss bei Pt. 2968 im Ritzengrat (s. S. 69), der aber nichts anderes als die Fortsetzung des obenerwähnten, den Gorner-Hohtälligrat querenden Gornergratzug, der auch weiter gegen NE in Erscheinung tritt, niemals aber eine selbständige Mulde im Sinne von BEARTH sein kann.

3. Hinter Allalin, Plattjen und Saas-Fee.

Das Profil des Hinter-Allalingrates vermittelt einen vorzüglichen Einblick in die Verbandsverhältnisse des höheren Monte Rosa-Kristallins und die Basis der grossen Ophiolithmasse von Saas-Zermatt (vgl. Fig. 8).

Die Britannia-Hütte (SAC.), auf ca. 3020 m Höhe in einer Einsattelung dieses Grates gelegen, steht auf einem Serpentinzug, der den Grat in NS-Richtung quert. In der tiefsten Einsattelung neben der Hütte stehen braune Kalkschiefer an, die, wenn auch nur sehr schwächig, zweifellos den Bündnerschiefern des Kontaktzuges vom Gornergrat und der Fluchthornbasis entsprechen. Darunter liegen einige Meter schiefrige Dolomite und Kalke. Auf eine wiederum schwächige Rauhwacke folgt das Kristallin, das den kleinen Gipfel östlich der Hütte aufbaut. Das Liegende dieses Kristallins bildet eine an die 50 m reichende Triasserie, die oben mit einem fraglichen Triasquarzit beginnt und dann mit mehrfacher Repetition von Kalk, Dolomit und Rauhwacke wiederum auf einem tiefern Kristallinzug liegt. Da dieser Zug die entsprechende tektonische Stellung einnimmt wie die Triasfalte im Fluchthorn-Nordostgrat, so liegt es trotz der beträchtlichen Distanz von ca. 2000 m nahe,

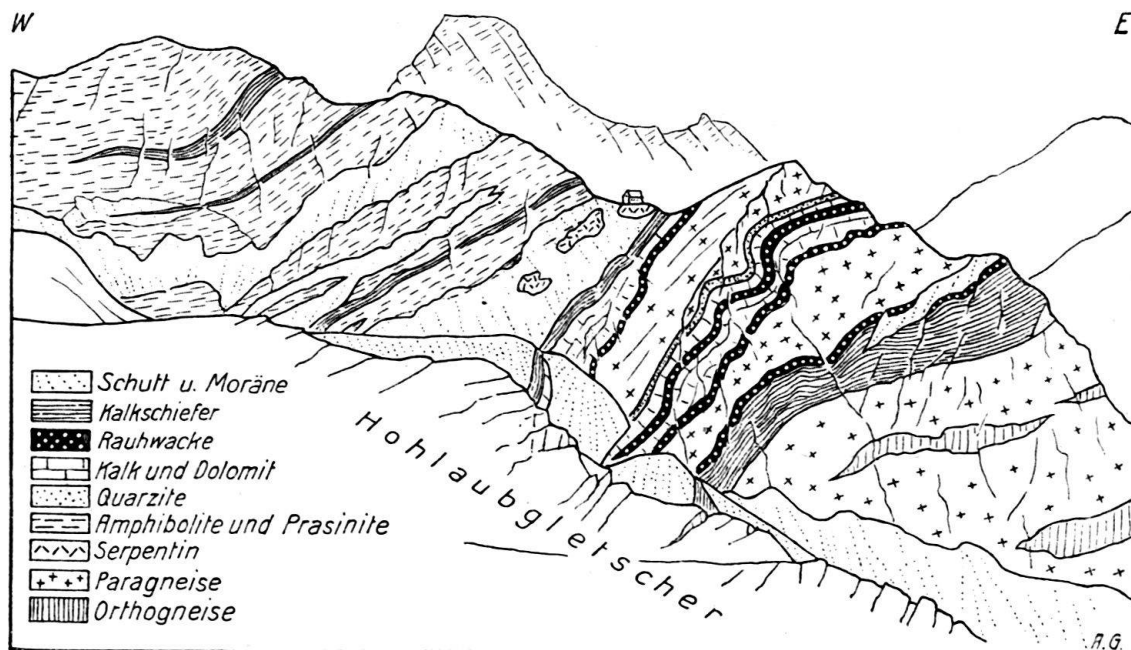


Fig. 8. Die Basis der Ophiolith-Decke am Hinter-Allalingrat.

In der Gratlücke die Britannia-Hütte (SAC.), im Hintergrund (höchster Gipfel des Bildes) der Egginer.

(Die Hauptschubfläche der Ophiolith-Decke verläuft durch die Lücke, in der die Hütte steht.)

darin die direkte Fortsetzung dieser Falte zu suchen. Es müssten hier demnach 2 Schichtserien vorliegen, wovon die untere normal, die obere verkehrt liegen würde. Nach dem tafeligen Quarzit zu schliessen, wäre eine verkehrte Serie nicht ausgeschlossen, nur ist der untere Schenkel, der normal liegen sollte, nicht feststellbar. Das Profil ist aber, wie bereits erwähnt, tektonisch mehrfach repetiert.

Unterhalb Pt. 2980 quert ein weiterer Sedimentzug den Grat, der aus mächtigen Bündnerschiefern und etwas Rauhwacke im Hangenden besteht und auf der Seite des Schwarzberggletschers nicht festzustellen war. Auch dieser Zug ist nicht der tiefste innerhalb der Mischabelgneise. Auf der linken Seite des Allalingletschers findet sich südlich Pt. 2980 nochmals ein solcher mit Kalkschiefern und fraglichen Triasgesteinen aufgeschlossen. Er erreicht zwar nicht mehr die Mächtigkeit der höhern Züge, doch ist seine analoge Stellung nicht zu bezweifeln.

Diese beiden letztgenannten Züge sind den tiefern Gornergratzügen am Hohälligrat gleichzusetzen.

Versuchen wir nun, das Profil des Hinter-Allalingrates weiter gegen Norden zu verfolgen, so finden wir folgendes: Der Kontaktzug verschwindet bereits neben dem Grat unter dem Kessjengletscher, und wenig nördlich davon verschwindet auch der Zug vom Fluchthorn-Nordostgrat. Der Bündnerschieferzug von Pt. 2980 bildet den grössten Teil der Wand auf der Ostseite unterhalb des Kessjengletschers und verschwindet ca. 500 m nördlich des Grates mit dem Abbrechen der Felswand ebenfalls unter Eis und Moränen.

Ostnordöstlich unterhalb des Kessjengletschers befindet sich zwischen 2480 und ca. 2800 m Höhe eine gegen Norden fallende Terrasse. Ihre Entstehung ist geologisch bedingt, indem die weicheren Gesteine der Sedimentzüge stärker zurückwitterten als ihre kristalline Unterlage. Sie läuft gegen Norden in eine Spitze aus. Hier treten die Monte Rosa-Gneise mit den Grüngesteinen des Egginers (vorwiegend Amphibolite und Prasinite, untergeordnet auch Serpentin) anscheinend in direkten Kontakt, welcher jedoch nicht aufgeschlossen ist. Da die Sedimentzüge aber fast vollständig zu fehlen scheinen, ist anzunehmen, dass diese vom Allalingrat her gegen Norden in der Masse ausdünnen, wie die obige Terrasse an Breite abnimmt. Sämtliche Züge des Allalingrates, der daselbst ziemlich mächtige Kontaktzug inbegriffen, sind somit auf eine Strecke von anderthalb Kilometer auf null reduziert worden (vgl. Tafel III, Prof. 11 und 12).

Auch nördlich dieser Stelle ist die Hangendgrenze des Kristallins nicht direkt sichtbar. Ob daher ein unmittelbarer Kontakt besteht oder ob noch ein schwächtiges Sedimentband zwischen Grüngesteinen und Kristallin liegt, kann nicht sicher festgestellt werden. An der Stelle aber, wo die Streichrichtung des Kontaktes aus dem schwachen N-Fallen in die horizontale und bald darauf in eine S-fallende Richtung übergeht, ist das Profil unter den Bächen, die aus dem Meiggertal herunterkommen (auf ca. 2400 m Höhe), wieder fast durchgehend aufgeschlossen. Da dieses für den weitem Verlauf der ganzen Kontaktzone von Bedeutung ist, rechtfertigt sich dessen genauere Betrachtung.

Das Hangende bildet ein prasinitartiges, massiges Grüngestein, das von ca. 2 m glimmerreichen Grünschiefern unterlagert ist. Darunter liegen 4—5 m sandige Bündnerschiefer auf weissgrauem Bänderkalk (1 m). Dann folgen, je ca. 1 m mächtig, blättriger, glimmerreicher Quarzit, massiger, grüner Quarzit (Trias?) und schiefriges Kristallin (Glimmerschiefer, stellenweise von dünnen Dolomitbändern durchzogen). Das Liegende des Kristallins bildet ein tektonisch stark beanspruchter und in sich gefalteter Kalk- und Dolomitzug, in welchen Grünschieferfetzen eingeknetet sind. Die Basis des Profils bildet eine Rauhwacke, die ca. 4 m aufgeschlossen ist. Das liegende Monte Rosa-Kristallin ist infolge Schutt- und

Vegetationsbedeckung nicht mehr entblösst, es ist aber sicher wenige Meter tiefer zu erwarten (vgl. Fig. 9).

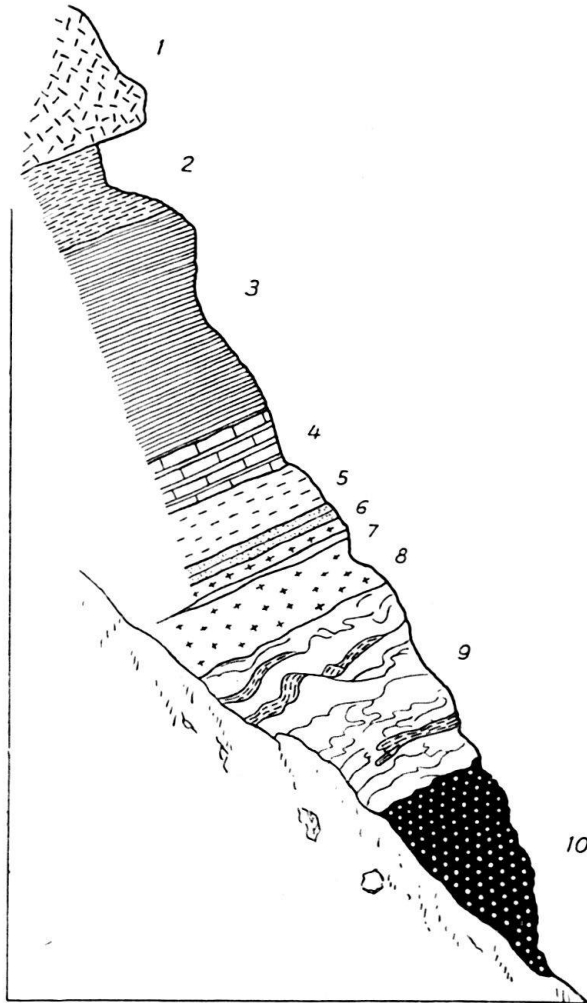


Fig. 9.

Profil an der Basis der Ophiolith-Decke
in der Egginer Nordostflanke.

- 1 Kompaktes, prasinitähnliches Grün-
gestein
- 2 Verschieftes, glimmerreiches Grün-
gestein
- 3 Sandiger Bündnerschiefer
- 4 Bänderkalk
- 5 Blätteriger Quarzit
- 6 Massiger, grüner Quarzit
- 7 Dolomitband, seitlich auskeilend
- 8 Glimmerschiefer
- 9 Stark gequälter Kalk und Dolomit
mit Grünschieferfetzen
- 10 Rauhwaacke.

Von dieser Stelle weg gegen Norden bleibt die Basis der Ophiolith-Decke durchgehend aufgeschlossen bis an den Nordfuß des Mittaghorns. Mit dem Aufstieg gegen Norden macht sich eine beträchtliche Mächtigkeitszunahme fast aller Glieder des oben beschriebenen Profils geltend, wobei besonders das Kristallin mächtig anschwillt. Auf der Höhe des Wegleins Plattjen-Britannia-Hütte ist das Profil im wesentlichen bereits in zwei getrennte Sedimentzüge aufgespalten, von denen der höhere hier nur aus Kalkschiefern, der tiefere neben solchen auch aus triadischen Kalken und Dolomiten besteht. Verfolgt man die Züge gegen den Nordostgrat des Mittaghorns, den sie in nahezu vertikaler bis überkippter, d. h. NE-fallender Stellung auf ca. 3000 m Höhe queren, und weiter der Gletscheralp zu, so setzt auch im obern Zug an der Basis der Kalkschiefer wieder eine magere Trias ein. Daneben finden sich mehrmals Linsen von Serpentin, die bald zwischen Kalkschiefern und Grüngesteinen, bald innerhalb der ersteren auftreten. Östlich der Gletscheralp verschwindet die ganze Serie unter dem ausgedehnten Erratum des Feegletschers.

Beim Anstieg von Saas-Fee zur Britannia-Hütte treten ca. 1000 m südsüd-östlich von Plattjen, 400 m innerhalb der Monte Rosa-Gneise, über dem Weglein

gelbe Triasgesteine zutage. Sie begleiten das Weglein ein Stück weit nach Süden und streichen dann, dieses querend, in die Ostwand des Mittagorns hinein, wo sie anscheinend bald auskeilen. Auf der Terrasse von Plattjen ist dieser Zug unter Geröllhalden verborgen, er tritt aber weiter westlich, auf Galen, neuerdings zutage, hier bereits viel mächtiger. Es handelt sich hier um ein Profil von Bündnerschiefer, Dolomit und Bänderkalk, die in mehrfacher Repetition vorliegen. Von hier verläuft der Zug gegen Saas-Fee hinunter, wo er aber nur noch durch den reichlichen Bündnerschieferschutt erkannt werden kann.

Von hier weg wurde der Zug nicht mehr weiter verfolgt, da er nun ausserhalb unseres eigentlichen Untersuchungsgebietes liegt. Es steht aber ausser jedem Zweifel, dass er von hier seine Fortsetzung in der sog. „Untern Mulde von Saas-Fee“ findet, die, den berühmten Kapellenweg von Saas-Fee schneidend (Kapellenzug), bei Saas-Grund den Talboden quert und sich jenseits des Tales in der Westflanke des Weissmies im Kristallin der Mischabel-Decke verliert. Der Kapellenzug setzt sich demnach südlich von Saas-Fee fort und keilt lokal in der Ostflanke des Mittagorns aus.

Bei einem kurzen Rückblick über diese Zone zwischen Gornergrat und Plattjen konstatieren wir, dass auch hier auf der ganzen Länge eine komplizierte Verschuppung und Verfaltung des Monte Rosa-Kristallins mit den hangenden mesozoischen Sedimenten vorliegt, auf der die grosse Ophiolithmasse in Form einer mächtigen Teildecke vom Innenrande der Monte Rosa-Kuppel separat nach Norden geschoben wurde, wie dies STAUB 1942 (Lit. 113) ausgesprochen und wie an Hand von weiteren Detailbeobachtungen im nächsten Kapitel (III) noch näher ausgeführt werden wird. Der allgemeine Charakter bleibt somit auch auf dieser Seite durchaus der gleiche wie jenseits der Mulde von Zermatt am Mettelhorn und in den Täschalpen.

Damit verbleibt uns zur nähern Betrachtung noch das letzte Stück in der Kette rings um diese Mulde herum, vielleicht das wichtigste Glied, das gewissermassen wie ein komplizierter Knoten die beiden Ketten miteinander verknüpft, die Gletscheralp.

4. Die Gletscheralp.

Obwohl das ursprünglich festgelegte Untersuchungsgebiet die Ostseite des Saasgrates nicht mehr in sich schloss, so ergab sich doch im Laufe der Arbeit und besonders im Anschluss an eine Exkursion des Zürcher Geologischen Institutes sehr bald, dass die innern Zusammenhänge sowohl in der Mischabel-Decke wie auch innerhalb der Ophiolithmasse nur durch Einbeziehung des Gebietes von Langfluh, Britannia-Hütte und Fluchthorn richtig interpretiert werden konnten. Deshalb erfolgte die eingangs genannte Ausdehnung gegen Osten bis an die Basis der Ophiolithmasse und deren unmittelbare Umhüllung. Bei den Begehungen auf der Saaser Seite wurde das Hauptaugenmerk fast ausschliesslich nur auf die tektonischen Zusammenhänge gerichtet, während die petrographischen Verhältnisse nur so weit verfolgt wurden, als sie bereits von der Zermatter Seite her bekannt waren.

Das augenfälligste Profil der Gletscheralp ist dasjenige nordwestlich der „Gletschergrotte“ zwischen 1920 m und 2080 m (vgl. Fig. 10). Die Basis bilden helle, quarzreiche Gneise, die auch in den Felsköpfen südlich des Moränenseeleins aufgeschlossen sind und damit den Zusammenhang mit den Monte Rosa-Gneisen an der Basis des Mittagorns herstellen. In den höhern Partien derselben finden sich bereits Einschaltungen von Prasiniten und Bänderkalken. Das Kristallin

wird überlagert von Bündnerschiefern. Dann folgen in reichem Wechsel Bänderkalk (Hochstegenkalk), Dolomit, Prasinit und wiederum Bündnerschiefer, von denen der oberste Zug ziemlich mächtig ist. Der oberste Teil des Profils schliesslich besteht aus einer Serie von weissen und grauen Dolomiten, tafeligem Quarzit und nochmals Dolomiten. Beim nähern Studium erweist sich diese oberste Serie als eine einfache Falte, indem die beiden Dolomitzüge am südlichen Ende des Aufschlusses um den Quarzit herum geschlossen sind.

Südlich des oben beschriebenen Profils, d. h. östlich der beiden Alphütten, sind die Verhältnisse wie folgt: Die Felswand, die sich neben der Moräne erhebt, besteht aus 2 Kalkschieferzügen, die durch eine Gneiszone voneinander getrennt sind. Zwischen diesen Gneisen und dem südlicheren Kalkschieferzug finden sich vereinzelt Linsen von triasischen Gesteinen. Der nördliche Kalkschieferzug scheint die Quarzit-Triaskalk-Falte des vorherigen Profils unmittelbar zu berühren (am Weglein zwischen Gletschergrotte und Gletscheralp). Oberhalb des südlichen Kalkzuges folgt Grüngestein (Prasinit), das den ganzen obern Teil der Gletscheralp bis an die mächtige Serpentinwand hinauf aufbaut. Bei der kleinen Erhöhung Pt. 2345 steht rechts des Langfluhwegleins Serpentin an, während die Erhöhung selbst aus steil stehenden Kalkschieferschichten bestehen, die unserm untern Zug angehören müssen.

Bevor wir eine Interpretation der Verhältnisse in der Gletscheralp versuchen, ist es notwendig, noch ein weiteres Element kurz zu charakterisieren, das hier zweifellos eine wichtige Rolle spielt. Es ist dies die sog. „Obere Mulde von Saas-Fee“ oder, wie sie von BEARTH (Lit. 15) benannt wird, die Triftgrätlimulde. Diese Serie ist westlich von Saas-Fee beidseitig des Hohbalenbaches sehr gut aufgeschlossen. Sie besteht aus einer mehrfachen Repetition von Tafelquarziten, dunklen, plattigen Dolomiten und hellen Marmoren. Es lassen sich mindestens fünf übereinanderliegende Quarzitbänke erkennen, wobei die Basis des Zuges nicht aufgeschlossen ist. In den obersten Schichten finden sich z. T. rötlich gefärbte Kalke. Im Hangenden dieses Triasprofils folgt über einer Schubfläche einige Meter Bündnerschiefer und nochmals eine Bank von Triasdolomit. Auf der rechten Seite des Hohbalenbaches verschwindet er unter Moränen und Schutt mit leichtem W-Fallen in Richtung „Gletschergrotte“.

Der Verfasser ist sich durchaus im klaren darüber, dass eine richtige Interpretation der Gletscheralp keine einfache Sache ist, da die entscheidenden Stellen meist unter Eis und Moränen liegen. Ein genauer petrographischer Vergleich aller in Frage stehenden Serien, besonders wenn der starke Rückzug der Gletscher, der in den letzten Jahren beobachtet werden konnte, noch längere Zeit anhalten sollte, wird die endgültige und restlose Klärung der Probleme der Gletscheralp beträchtlich fördern. Die folgende Darstellung scheint dem Verfasser, nach den vorliegenden, umstehend beschriebenen Verhältnissen sowohl am Südrand der Mischabelrückfalte wie in den peripheren Partien der Monte Rosa-Decke am zutreffendsten zu sein, wenn auch einige Details noch nicht restlos abgeklärt erscheinen.

Vorerst betrachten wir nochmals die beiden Bündnerschiefer-Trias-Züge vom Mittaghorn. Sie streichen, wie bereits erwähnt, unter den Moränen des Feegletschers in die Gletscheralp hinüber, wobei sie die mittlere Partie der Alp mit der Erhebung Pt. 2345 aufbauen. Der sie trennende Kristallinzug keilt unmittelbar südlich der Alphütten gegen Westen bzw. oben aus, und an seine Stelle tritt etwas höher anscheinend Serpentin. Die Annahme, dass der Kristallinzug die Gletscheralp traversieren und auf deren Westseite unter das Eis des Feegletschers streichen könnte, wird dadurch entkräftet, weil am Rande der Gletscherzunge im Sommer 1944 der

Kontakt des nördlichen Bündnerschieferzuges mit seinem Liegenden aufgeschlossen war. Dieses besteht aber nicht aus Kristallin, wie zu erwarten wäre, sondern aus Serpentin (s. Fig. 10).

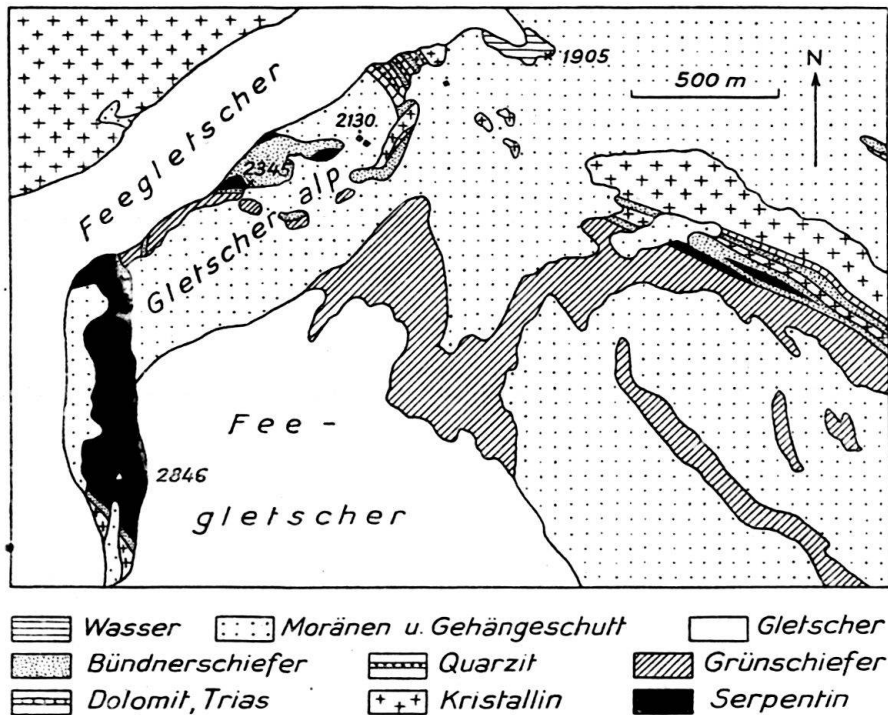


Fig. 10. Geologische Kartenskizze der Gletscheralp.

Nicht so klar sind die Verhältnisse beim Profil der Gletschergrotte. Es steht ausser Zweifel, dass das Kristallin im Liegenden identisch ist mit demjenigen vom Mittaghorn. Die darüber folgende Zone der Bündnerschiefer, Bänderkalke und Dolomite dürfte meines Erachtens einem isolierten Sedimentzug der Monte Rosa-Rückenpartie angehören, etwa vom Typus, wie wir ihn bereits am Gornergrat oder am Findelngletscher kennengelernt haben. Der obere Teil des Profils, mindestens soweit es von den Elementen der sichtbaren Falte gebildet wird, gehört aber einem andern Zuge an. Als solcher kommt am ehesten, wie wir später sehen werden, der Sedimentzug in Betracht, welcher vom Rinderberg über das Alphubeljoch das Tal von Saas-Fee und die Gletscheralp erreicht. Für diese Annahme spricht der fazielle Charakter sowohl hier wie weiter östlich im oberen Saaser Zug, der zweifellos die Fortsetzung dieses Profils darstellt.

Unsere bisherigen Betrachtungen lassen sich rückblickend wie folgt zusammenfassen:

Die Mischabel-Decke zeigt tatsächlich, wie STAUB bereits 1942 (Lit. 113) erkannt hat, in ihrer gesamten Rückenpartie zwischen Mettelhorn, Saas-Fee und Gornergrat eine weit kompliziertere Struktur, als bisher angenommen wurde. Dieser kompliziertere Bau ist ausgezeichnet:

1. Durch eine mehrfache Auslappung der Kristallinserien im Bereiche der Mischabelrückfalte in die höhern Sedimentserien zu eigentlichen Rückenlappen.
2. Durch eine intensive Verschuppung der Kristallinserien in sich selbst und mit den höhern Sedimenten, sowohl im Bereiche der Monte Rosa-Teildecke

wie der Mischabelrückfalte, in der Weise, dass die höheren Partien des Kristallins in die Hangendserien hineingestossen und mit denselben auch noch verfaltet wurden. Das ist das Element, das unter dem Namen „Schuppenzone des Gornergrates“ zu einem grossen Teil schon längst bekannt war.

Diese Verschuppung bildete sich auf Translationsflächen von sehr ungleicher Ausdehnung innerhalb des Parakristallins. Während die Grosszahl dieser Flächen heute nur über relativ kurze Strecken verfolgt werden kann, lassen sich die ausgeprägtesten über weite Distanzen erkennen. So beginnt der tiefere Gornergratzug in der Südflanke des Stockhornes, streicht über den Hohtälligrat und unter dem Findelngletscher nach Osten, ist in der Umgebung des Schwarzberg-Weisstor-Passes jenseits der Landesgrenze als nahezu intrakristalline Schubfläche zu erkennen, um sich wiederum auf Schweizer Boden in den tieferen Sedimentzügen an der Basis des Fluchthornes fortzusetzen. Weiter östlich sahen wir den Kapellenzug von der rechten Seite des Saastales nicht nur bis nach Saas-Fee streichen, sondern deutlich in die Rückenpartie der Monte Rosa-Decke einschwenken bis westlich unter das Mittaghorn. Dass das anscheinende Fehlen von intrakristallinen Sedimentzügen im Gebiet von Kessjen nur auf einer lokalen, tektonischen Ausquetschung beruht, zeigt das Auskeilen des Kapellenzuges wie auch der Mittaghornzüge sehr deutlich. Daher drängt sich aber die Annahme auf, dass auch der Kapellenzug hier nicht sein letztes Ende hat, sondern ebenfalls als intrakristalline Fläche weiter nach Süden zieht und östlich der Britannia-Hütte seine Fortsetzung in einem jener Sedimentzüge findet. Damit aber ist der Zusammenhang des Kapellenzuges von Saas-Fee mit dem untern Gornergratzug vollzogen. Zwangsläufig findet somit aber auch der Saas-Grund-Lappen (BEARTH) eine Fortsetzung gegen Süden über Britannia-Hütte-Schwarzberg-Weisstor hinunter zum Gornergrat, dessen basale Partien von ihm aufgebaut werden. Die Rückenpartie der Monte Rosa-Decke zeigt damit eine weitgehende Aufteilung in periphere Lappen und Schuppen und, wie später (S. 97) noch gezeigt werden wird, auch in eigentliche Rückfalten, die sich auf ihrer gesamten Länge innerhalb der auf Schweizergebiet liegenden Teile erkennen lassen, vom Gornergrat im Westen bis hinüber an die Westabhänge der Weissmiesgruppe.

Auf die Verhältnisse in den tiefen Teilen der Mischabel-Decke, die durch das Auftreten mächtiger Orthogesteinsmassen, ferner durch zahlreiche junge magmatische Erscheinungen, wie Aplit- und Pegmatitgänge, welche die Parakristallinseries durchschwärmen, besonders in petrographischer Hinsicht sehr interessante Probleme aufweisen, soll hier nicht näher eingetreten werden (vgl. BEARTH, Lit. 17). Nur ein Gestein soll noch kurz erwähnt werden, da es vielleicht mit unsern bisherigen Befunden in Zusammenhang steht und ohnehin jedem Monte Rosa-Touristen in die Augen springt. Es betrifft dies das altbekannte Orthokristallin der Plattje auf der Westseite des Monte Rosa.

Die Gletscherinseln der Untern und Obern Plattje, sowie „Ob dem See“ bestehen zum grossen Teil aus einem grobkristallinen, massigen Biotitgranit bis Granitporphyr, dessen oft über 5 cm lange, idiomorphe und verzwilligte Feldspatindividuen (vorwiegend Mikroklin) mit ihren dunkelgraubläulichen Farben im Erratikum sofort auffallen. Auf den Mittelmoränen des Gornergletschers, die bei den genannten Gletscherinseln ihren Anfang nehmen, findet sich das Gestein in mächtigen Blöcken sehr häufig. Nicht ganz klar war dagegen ihr Auftreten in der rechten Seitenmoräne des Gletschers. Ein Einblick in die Ostflanke des Monte Rosa und der Cima di Jazzi zeigt aber den Grund für dieses Auftreten des Moränenmaterials sehr deutlich. Die Orthogesteine bilden hier durchgehende Lagen, die die

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 Grenzkamm in der Gegend der Cima di Jazzi und des Fillarhornes. Im Nordosten schneiden die Züge den Grenzkamm 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 gelblichgrünlichen 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 vereinzelt 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 vereinzelt, 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 rötlichbraune 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 Splittern 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 Gleithorizonte 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 resistenterer 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.

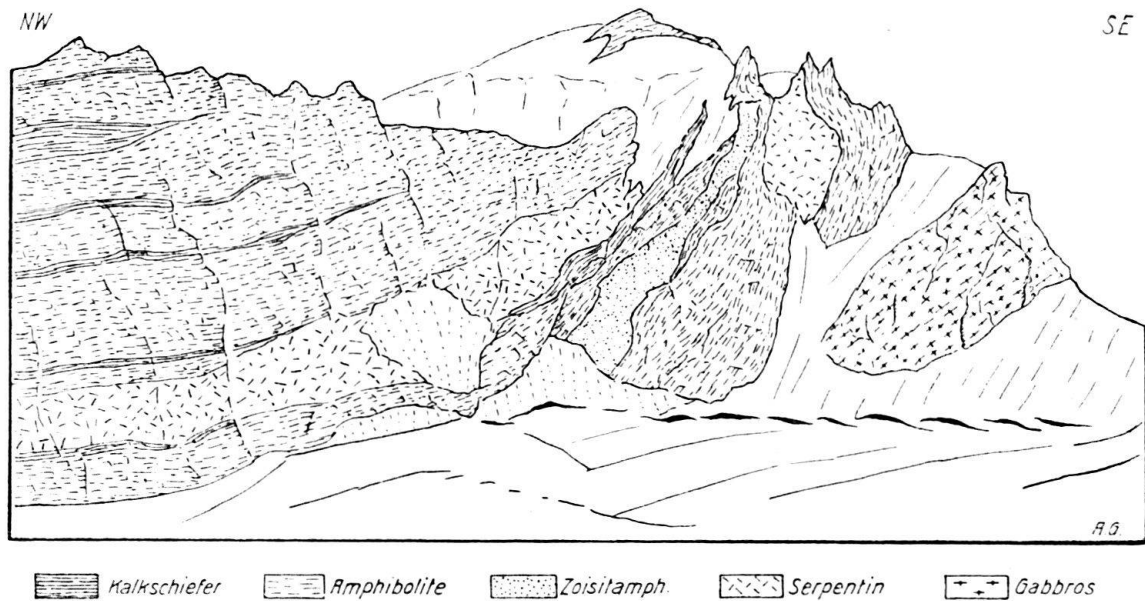


Fig. 11. Allalinhorn Gipfel von Südwesten. Im Vordergrund Firnmulde des Mellichgletschers.

f) Das Strahlhorn.

Vom Allalinpass südwärts über das ganze Rimpfischhorn bis zum Adlerpass sind keinerlei Spuren von Kalkschieferzügen zu finden. Anders verhält es sich am Strahlhorn. Die Einsattelung des Adlerpasses 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 Rauhwacken 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.

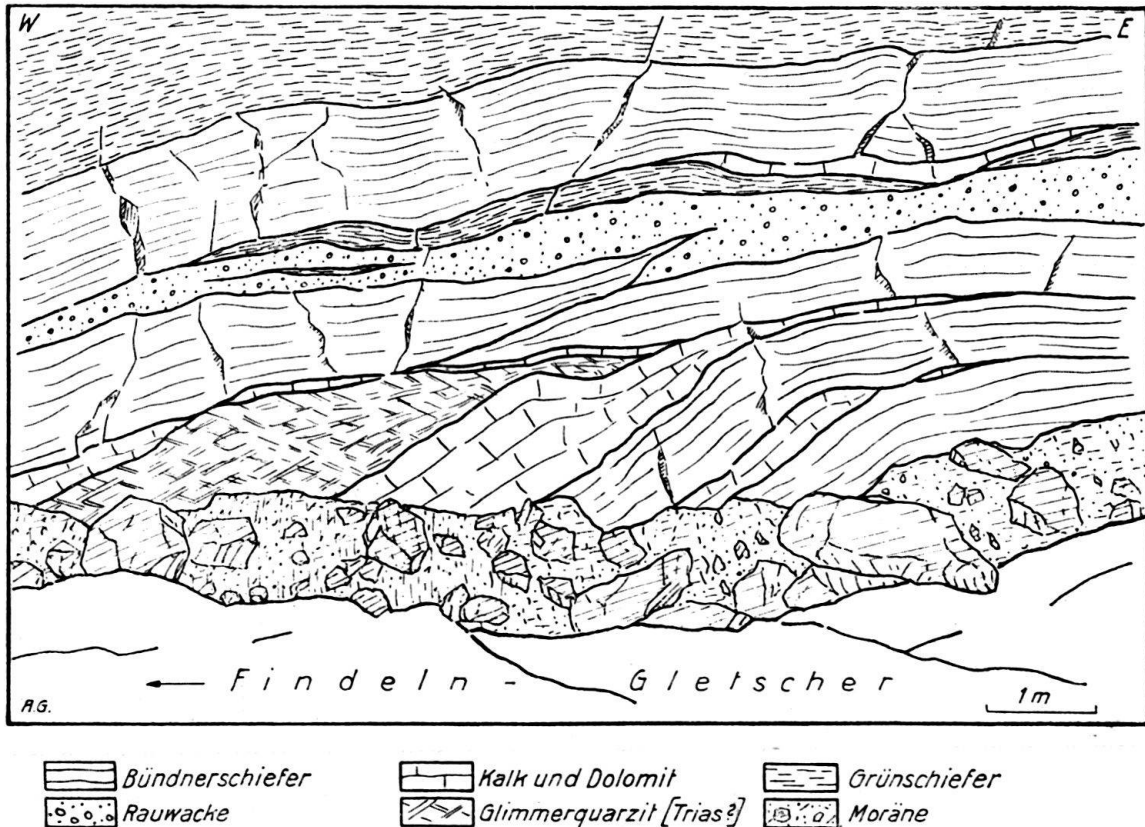


Fig. 12. Der Sedimentzug am Strahlknubel. Die Kalk-Dolomit-Bänder sind gegen Osten abgerissen und zu dünnen Linsen ausgewalzt.

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 Kalkglimmerschiefen, 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.

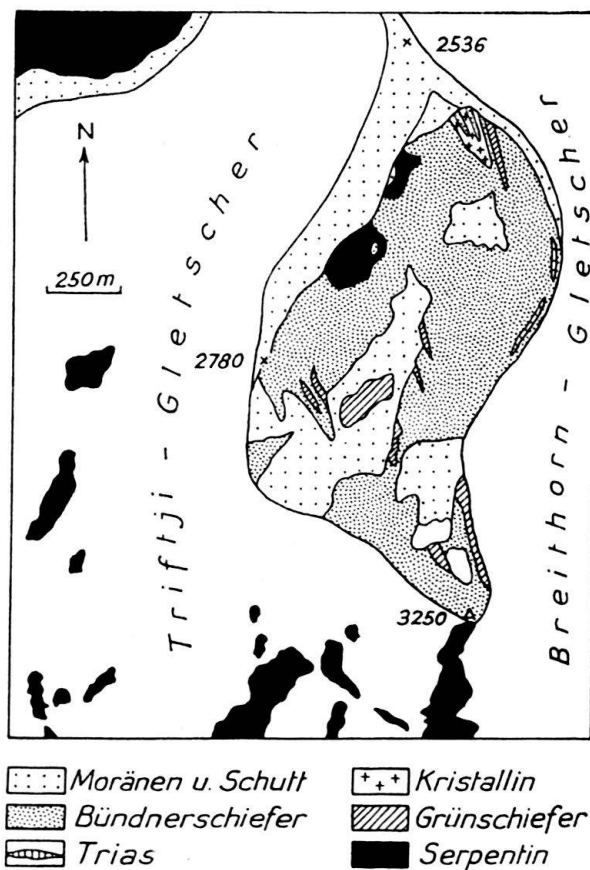


Fig. 13. Geologische Kartenskizze des Triftji.

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 Makroinsprenglinge 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.

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

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 Gipfelgestein 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 || 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 Vorherrschen 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 Epidotschnüre 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 seidengänzende 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 Schliffes 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°) 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 Allalinpässes. 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 gesprenkeltes 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 schiefrig 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_x = farblos

n_β = schwach lichtgrün

n_y = 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-splittterig, 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 muschelig 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 vorschubenden 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% K₂O, nach ROSENBUSCH enthalten Pyroxene aus Eklogiten von Norwegen, Frankreich und dem Fichtelgebirge nur 0,20 bis 0,57% K₂O. 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 diaphoritischen 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 violblaue Abart seines Barroisites Kristallkerne bildet, welche von der grünblauen zonar umwachsen werden, wodurch grössere, wohlgebildete Hornblenden entstehen. Denselben zonaren 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 Allalengebietes.

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 (Kataklase) unter Zuhilfenahme eines intensiven Lösungs-umsatzes. Dies ist zweifellos ein Hauptfaktor, der auch in unserm Falle vollauf zutrifft. Haben wir Kataklase 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 Kataklase 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.

Betrachten wir an einer beliebigen Stelle ein Profil durch den untersten Teil dieser Zone, so fallen uns dabei Eigentümlichkeiten auf, die diese Gesteinsserie in fazieller Hinsicht von den höhern wesentlich unterscheiden. Es ist dies einerseits die beträchtliche Mächtigkeit der Glimmerquarzite und Glimmerschiefer der Kristallinbasis, andererseits, in starkem Gegensatz dazu, die schwächige Entwicklung der Trias, besonders der Dolomite.

Auf die petrographisch recht heterogene Ausbildung dieser kristallinen Gesteine wurde bereits im Kapitel Stratigraphie eingegangen und diese an Hand einiger Schiffe näher charakterisiert. Im wesentlichen handelt es sich um mehr oder weniger grobkörnige Muskowit-Chlorit-Quarzite, die durch das Hinzutreten von Orthoklas- und Albitporphyroblasten stellenweise in quarzreiche Muskowitgneise übergehen. Daneben treten als Über- und Nebengemengteile häufig Turmalin, Kalzit, Titanit, Apatit und Zirkon auf. Sie wurden zusammen mit den analogen Gesteinen an der Peripherie der Monte Rosa-Paraschieferserie ins Perm gestellt, wobei sie aber auch älter sein könnten. ARGAND hat diese Quarzite als «quartzites feuilletés» der «groupe de Hubel» in seiner Karte ausgeschieden, sie aber mit den sicher triadischen «quartzites compacts ou tabulaires» der Trias zugewiesen. Die «lits subordonnés de calcaires dolomitiques», die in den Blätterquarziten tatsächlich vorhanden sind, müssen als tektonisch eingeschaltete, dünne Linsen der dolomitischen Trias aufgefasst werden, wodurch diese Zone als Schuppenzone bereits charakterisiert ist.

Über den nur wenige Meter mächtigen triadischen Tafelquarziten folgt meist ein ebenso schwächiger Dolomitkomplex, dessen Mächtigkeit sehr schwankt, im allgemeinen aber 4 m nicht übersteigt. Da aber gerade diese Zone einen stark durchbewegten Horizont darstellt, so ist dieser Dolomitzug oft tektonisch verdoppelt oder gar verdreifacht (Hubel). Die einzelnen Bänke sind dann durch Quarzitzwischenlagen aus der Basis oder durch Kalkschieferzüge aus dem Hangenden voneinander getrennt.

Rauhacken finden sich in der Zone der tiefen Schuppen fast durchwegs. Mit Ausnahme der Profile am Oberrothorn sind sie stets wenig mächtig und liegen fast ausnahmslos innerhalb der Blätterquarzite und Gneise, wohin sie nur tektonisch gelangt sein können. Tatsächlich lassen sie sich denn auch als ausgesprochene Bewegungsflächen erkennen, indem die Rauhacke oft stark gepresst und zermalmt erscheint und zudem vielfach bis faustgrosse Schürffetzen des Quarzites in sie eingeknetet sind. Es mögen z. T. auch diese Rauhacken von ARGAND den «lits subordonnés de calcaires dolomitiques» zugerechnet worden sein.

Das Liegende der oben beschriebenen Kristallinbasis bilden aber nicht unmittelbar die obersten Grünschiefer der Ophiolith-Decke, sondern auch diese Partie des Profils zeigt eine ausgesprochene Verschuppung, indem Kalkschiefer und Marmore von wenigen Zentimetern bis 1 m Mächtigkeit eingeschaltet sind. Sehr schön aufgeschlossen ist diese Kontaktzone, wie übrigens die ganze untere Schuppenzone, in der Triftschlucht westlich von Zermatt (vgl. Fig. 1). Die Basis des ganzen Zuges bilden hier feinkörnige, etwas flaserige Grüngesteine mit epidotreichen Schnüren. Darüber folgt, mit scharfem Kontakt, ein kalkiger Bündnerschiefer, dann ein heller, z. T. dolomitischer Kalk, der von einem blauen, streckenweise brecciösen Kalk (Liasbreccie) überlagert ist, welcher wohl zum Bündnerschiefer gezählt werden könnte. Darüber endlich folgt die oben beschriebene Kristallinserie. In ähnlicher Weise ist die Basis der Zermatter Schuppenzone und der Kontakt gegen die Ophiolith-Decke auf der ganzen Länge zusammengesetzt. Am Theodulhorn ist die Quarzitserie von einer über 50 m mächtigen Bündner-

schieferzone unterlagert, die den obersten Prasiniten der Ophiolith-Decke aufliegt, während triadische Gesteine am Kontakt fehlen.

Am schönsten und typischsten ausgebildet ist die ganze untere Partie der tiefern Zermatter Schuppen in der Ostflanke des Oberrothorns (vgl. Fig. 14 und Fig. 17, Profil A). Das ganze, von den basalen Ophiolithen bis zum obersten Triaszug etwa 100 m mächtige Profil zeigt eine mannigfache Wechsellagerung von Rauhwacken, Dolomiten, Bündnerschiefern, Glimmerquarziten und Albit-Chlorit-Gneisen. Das ist die komplizierte Schuppenzone, von der bereits STAUB (Lit. 113, S. 96ff.) berichtet hat. Da wir noch öfters auf dieses Profil am Oberrothorn zu sprechen kommen werden, möchten wir im folgenden die ganze Serie vom Theodulhorn bis in die Täschalpen nach diesem Gipfel als **Rothornzone** bezeichnen. Darunter sollen alle Schichtglieder von der Ophiolith-Decke bis an die Basis des mächtigen Bündnerschieferkomplexes im Hangenden verstanden werden.

Die stratigraphisch höchsten Glieder der untern Schuppenzone bilden die Kalkschiefer in Bündnerschieferfazies. Von den triadischen Gesteinen der Rothornzone, von welchen sie sich schon auf Distanz durch die braune Anwitterungsfarbe deutlich abheben, sind sie meist scharf getrennt. Wie ausgeführt wurde, lassen sich die Schiefer lithologisch wohl deutlich in mehrere Gruppen unterteilen, dagegen war es nicht möglich, dieselben mit genügender Sicherheit auch stratigraphisch einzuordnen. Zu dieser Auffassung ist auch DIEHL (Lit. 33) in der Combinzone des Val d'Ollomont gekommen, wo er sich besonders mit der Petrographie dieser Gesteine befasst hat.

Über die regionale Verteilung der einzelnen Kalkschiefertypen ist folgendes zu bemerken. Den weitaus grössten Raum unter den Kalkschiefern nehmen die kalkig-sandigen Typen ein. Sie bilden die Hauptmasse der ausgedehnten Bündnerschieferhänge auf der westlichen Talseite von Zermatt bis gegen Kalbermatten und den Zmuttgletscher. Auch an der Basis des Matterhorns bis hinunter zum Hörnli und weiter südlich am Furgg-Grat sind sie durchaus vorherrschend. Weniger häufig sind die ausgesprochen kalkigen und dementsprechend glimmerarmen Partien. Meist sind diese Typen gut gebankt. Dadurch lassen sie sich gut aufspalten und werden dank dieser Eigenschaft von den Einheimischen an verschiedenen Stellen in m²-grossen Platten gebrochen und zu Bauzwecken, besonders zum Decken von Hütten und Häusern gerne verwendet. Zwar reichen sie qualitativ nicht an die im untern Nikolaital gebrochenen Quarzitplatten heran, welche ebenfalls häufig verwendet werden, sind aber diesen gegenüber billiger und vor allem leichter zu beschaffen. In gewissen Niveaus sind sie den sandigen Typen eingeschaltet und lassen sich oft mehrere 100 m weit verfolgen. Unter der Terrasse von Hohlicht bilden sie u. a. in den steilen Hängen zwei deutlich hervortretende Felsbänder, die durch ihren geraden Verlauf und besonders durch die etwas hellere Anwitterungsfarbe sich deutlich von den umgebenden Gesteinen abheben. Die quarz- und glimmerreichen Typen der Bündnerschiefer sind regional, besonders in der Rothorngruppe, häufig vertreten. Auf der Südseite des Unterrothorns z. B. ziehen sie in Form mehrerer ungleich mächtiger Bänder unter dem Gipfel durch in die Ostflanke des Berges hinein, um weiter östlich sich am Aufbau des Oberrothorns zu beteiligen. Vom sandigen Typus unterscheiden sie sich aus der Ferne durch dunklere, stellenweise fast schwarze Anwitterungsfarbe. Es sind dies die Horizonte, die am ehesten dem untern Dogger entsprechen könnten (s. S. 61).

Besonderer Erwähnung bedarf an dieser Stelle der 1941 von R. STAUB entdeckte Radiolarit (Lit. 115) auf Chanrion im hintern Bagnestal. Da dieses charakteristische Gestein sich dort in den Bündnerschiefern findet, die tektonisch den

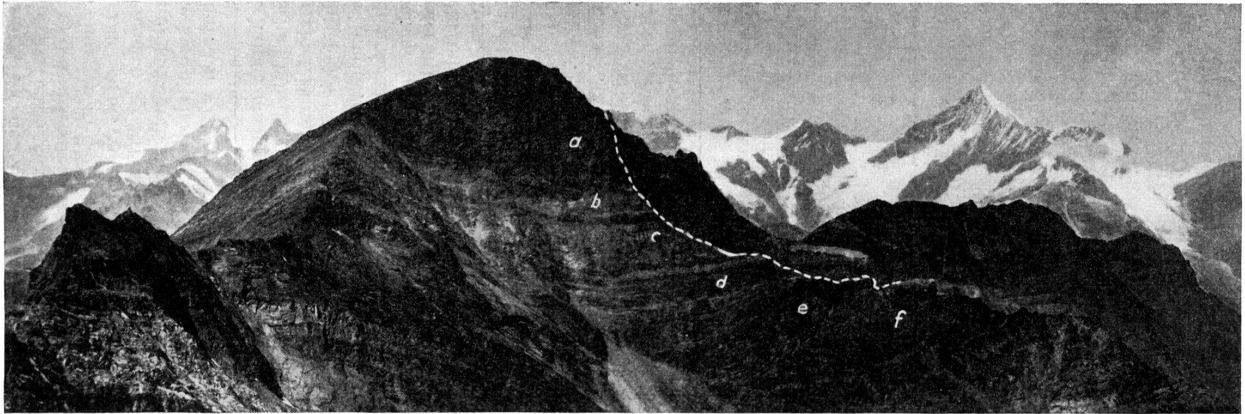


Fig. 14. Oberrothorn-Ostwand vom Fluhhorn.

Die geologischen Details und die Bedeutung der Indizes sind aus Fig. 17, Profil A (S. 144) ersichtlich.

unserigen entsprechen, so wurde auch hier eifrig nach ihm gesucht, bisher jedoch ohne Erfolg. Damit soll aber keineswegs gesagt sein, dass es nicht doch vorhanden sein und später einmal gefunden werden könnte.

Von der bisher besprochenen Rothornzone der tiefern Zermatter Schuppen etwas verschieden verhalten sich die Triaszüge in der Schusslauenen nördlich von Zermatt, d. h. entlang dem Kristallin der Mischabelrückfalte. Aus verschiedenen Gründen, auf die im Abschnitt Tektonik dieses Kapitels eingegangen wird, weicht der Inhalt dieser Züge von denen der Rothornzone beträchtlich ab. Besonders fehlen fast vollständig die in der Rothornzone charakteristischen Blätterquarzite und Gneise, was jedoch mit einem tektonischen Ausspitzen der kristallinen Kerne gegen Norden zusammenhängen kann. Die ganze Serie über dem eigentlichen Mischabelmesozoikum beginnt hier mit einem gut ausgebildeten Tafelquarzit, der mit annähernd konstanter Mächtigkeit längs der ganzen Rückfalte verfolgt und dank seiner Konstanz weitgehend als „Leithorizont“ benützt werden kann. Derselbe findet sich auch beidseits der Täschalp, abermals ohne nennenswerte Kristallinbasis. Über diesem Quarzit folgt, teilweise sehr mächtig, eine deutlich gegliederte mittlere und obere Trias, stellenweise Reste von Fossilien führend. Gegen Norden, d. h. gegen das Mettelhorn hin, ist diese ganze Trias samt dem basalen Quarzit tektonisch vollständig reduziert, so dass sie unter dem Gipfel des Mettelhorns nur noch in Form von isolierten Dolomit- und Rauhwackelinseln vorhanden ist oder als dünne Schnur im Bündnerschiefer eingelagert erscheint. Dieses Beispiel zeigt mit aller Deutlichkeit, dass eine gut entwickelte und relativ mächtige Trias zu einem kaum noch erkennbaren Rest ausgewalzt werden kann, wenn sie regional in ein Gebiet starker Differenzialbewegungen gerät. Diese Stelle, wo die peripheren Partien der über 2000 m mächtigen Mischabelrückfalte nahezu senkrecht stehen, war beim in- und übereinanderschieben der penninischen und ostalpinen Decken ein Gebiet relativ geringer Differenzialbewegungen. Daher wurden die Gesteinsserien hier nicht verschürft und ausgewalzt, sondern eher angehäuft, was sich aber nicht durch eine tektonisch bedingte Zunahme der Mächtigkeiten äusserte, sondern durch eine beträchtliche Verfaltung der betreffenden Serie. Diese Erscheinung tritt uns heute gerade in der Schusslauenen sehr deutlich entgegen, von wo sie schon ARGAND und STAUB beschrieben haben. Gleichzeitig müssen wir aber auch annehmen, dass die basale Trias der eigentlichen Rothornzone, in der wir ja so zahlreiche Anzeichen von intensiven Differentialbewegungen feststellen konnten, rein tektonisch auf ihr heutiges Ausmass reduziert worden ist. Ihre Mächtigkeit war auch hier ursprünglich wohl grösser, aber zufolge ihrer Lage in oder an einer bedeutenden Schubfläche war die Reduktion auf ihr heutiges Ausmass möglich.

Die Ophiolithe der tiefern Zermatter Schuppen.

Die Charakterisierung der tiefern Zermatter Schuppenzone wäre recht unvollständig, wenn nicht mit einigen Worten auch auf die ursprünglich magmatischen Bildungen eingegangen würde, die in ihr enthalten sind. Sie liegen fast ausnahmslos innerhalb der mächtigen Bündnerschieferserien. (Die an der Basis der Rothornzone auftretenden Grüngesteine, die meist mit den oben beschriebenen Glimmerquarziten oder mit den tiefsten Bündnerschieferzügen in Kontakt stehen, gehören bereits zur Ophiolith-Decke und wurden deshalb auch im Zusammenhang mit jenen Gesteinen besprochen.)

Bezüglich der **Lagerungsform** lässt sich sagen, dass sie meistens willkürlich den Bündnerschiefern eingeschaltet sind, diese aber gewöhnlich konkordant durch-

dringen. Oft erreichen die Grüngesteinskomplexe Ausmasse von mehreren hundert Metern in der Längsausdehnung und 50—100 m Mächtigkeit, dann wiederum sind es Linsen von 5 m Länge und 2 m Mächtigkeit. Endlich treten sie in Form langer, schmaler Züge auf, die sich bei oft weniger als 30 cm Mächtigkeit mehrere hundert Meter weit in den Kalkschiefern verfolgen lassen. Vereinzelt lässt sich auch feststellen, dass kleine Linsen auf Schubflächen innerhalb der Bündnerschiefer auftreten. In den Profilen unserer Tafel III sind nur die grossen Prasinitmassen eingetragen. Kleinere Züge, die sich in den Bündnerschiefern oft mehrfach wiederholen, sind entweder weggelassen oder zusammengefasst und als grössere Linsen angegeben worden.

Kontakterscheinungen von Bedeutung, etwa denjenigen an den Serpentinien oder am Rande der Amphibolitzonen der Ophiolith-Decke entsprechend, konnten keine beobachtet werden. Es scheint, als ob diese Intrusivmassen viel zu geringe Ausdehnung gehabt und damit viel zu geringe Wärmeenergie entwickelt hätten, um das Nebengestein thermisch noch dermassen beeinflussen zu können, dass deutliche Kontakterscheinungen entstanden wären. Auf das Vorhandensein von „Mikrokontakten“ der Art, wie sie z. B. von GANSSER (Lit. 43) beschrieben wurden, konnte in unseren Untersuchungen nicht eingegangen werden, da dies den Rahmen der vorliegenden Arbeit überschritten hätte.

Werfen wir nun einen Blick auf das Material der ophiolithischen Intrusionen, so lässt sich feststellen, dass es sich beim weitaus grössten Teil derselben um eigentliche Prasinite handelt. Daneben finden sich lokal aber auch Gesteine, die in Struktur und Mineralbestand weit von den Prasiniten abweichen, obwohl sie in ihrem Auftreten von solchen nicht unterschieden werden können. Im folgenden soll dies an Hand einiger konkreter Beispiele dargetan werden.

Normale Prasinite. Makroskopisch sind sie von hellgrüner Farbe und zeigen stets eine ausgeprägte Schieferung. Auf den Schieferungsflächen sind zahlreiche kleine Knötchen meist deutlich sichtbar, die sich im Querbruch durch die weisse Farbe und den spätigen Bruch als Feldspat verraten. Die Korngrösse ist ziemlich fein.

U. d. M. erweisen sich als H. G. Albit, Epidot und Chlorit, während alle übrigen Gemengteile stark zurücktreten. Der Albit schwankt mengenmässig zwischen 30 und 50%. Meist bildet er ovale bis längliche Körner, die 1 mm Länge nicht übersteigen. Vereinzelt einfache Zwillinge sind vorhanden. Die maximale Auslöschung beträgt 16°. Die Individuen sind mit ihrer Längsachse stets \parallel in die Schieferungsebene eingeregelt. Dasselbe ist grösstenteils auch von den sehr zahlreichen Einschlüssen (Epidot sowie Chlorit- und Hornblendenädelchen) zu sagen, die in kontinuierlichen Zügen die Feldspäte durchsetzen, anscheinend völlig unbehindert durch deren Begrenzung.

Epidot, 25—30%. Die grössten Kristalle erreichen 0,5 mm Länge. Sie sind jedoch nie von guter kristallographischer Begrenzung. Die grösseren Individuen zeigen vielfach einen eisenreicheren Kern, indem dieser einen deutlichen Pleochroismus

$$\begin{aligned} n_{\alpha} &= \text{farblos bis schwach gelblich} \\ n_{\gamma} &= \text{lichtgelb} \end{aligned}$$

erkennen lässt. Vielfach bleibt die Korngrösse aber auch durchwegs unter 0,1 mm, wobei dann der Pleochroismus nicht feststellbar ist. Chlorit (nach den Interferenzfarben handelt es sich stets um Klinochlor) und Hornblende, zusammen 25—30%, bilden meist eine Art feinfaseriges Grundgewebe. Letzteres Mineral lässt sich erkennen an der lichtgrünen Farbe, am deutlichen Pleochroismus und an der schiefen Auslöschung (um 18°).

An N. G. sind meist reichlich Titanit sowie gelegentlich kleine Rutilkörnchen und etwas Limonit zu erkennen. U. G. bilden Quarz als stellenweise auftretende Anhäufungen kleiner Körner, selten als Einschlüsse im Feldspat, sowie gelegentlich Kalzit.

Textur: meist deutlich geschiefert.

Struktur: poikiloblastisch-nematoblastisch, letztere infolge der Paralleleinregelung der gefärbten Gemengteile sowohl in- und ausserhalb der Feldspäte.

Dieser Typus ist der weitaus häufigste unter den Grüngesteinen der Zermatter Zone. Er findet sich sowohl in den mächtigen Lagergängen auf der westlichen Talseite von Zermatt wie auch in den Zügen der Rothorngruppe.

Kalzitführender Prasinit. Dieser weicht infolge eines beträchtlichen Kalkgehaltes von den vorigen ab. Im Handstück zeigt er gegenüber jenen keine wesentlichen Unterschiede. Die Schieferung ist nurmehr undeutlich vorhanden und auf den Anwitterungsflächen zeigen sich zahlreiche poröse Stellen, die durch die Auslaugung der Karbonate aus dem Epidot-Chlorit-Albitgefüge entstanden sind. Die zahlreichen Albite treten hier als kleine rundliche Punkte von weisser Farbe deutlich hervor.

U.d.M. erreicht Albit ca. 30%. Gelegentlich treten einfache Zwillinge auf. Auslöschungsschiefe ca. 18°. Parallele Spaltrisse sind nur vereinzelt wahrnehmbar. Die rundlich bis ovalen Porphyroblasten erreichen durchschnittlich 0,5 mm. Die zahlreichen, meist unregelmässig angeordneten Einschlüsse bestehen aus Epidot, Zoisit und Quarz, vereinzelt auch Kalzit. Diese letzteren sind unregelmässig, oft tropfenartig geformt. Der Epidot (ca. 10%) ausserhalb der Feldspäte ist von unregelmässiger, meist länglicher Form. Bei grösseren Individuen (bis 0,5 mm lang) ist zonarar Bau häufig, ähnlich wie in den Gesteinen der vorigen Gruppe. Zoisit tritt mengenmässig stark zurück. Er zeigt xenoblastische, schwach stengelige Ausbildung, gerade Auslöschung und bei gekreuzten Nicols blaue Farben. Die Lichtbrechung ist unter derjenigen von Epidot. Chlorit (Klinochlor) ist meist feinschuppig ausgebildet, wodurch der Pleochroismus schwer feststellbar ist. Ca. 30%. Interferenzfarben grau-olivgrün. Kalzit ca. 25%. Die einzelnen Kristalle erreichen oft beträchtliche Grösse. Gegenüber den Feldspäten enthalten sie wenig Einschlüsse. Quarz ist in gleicher Ausbildung wie in den vorigen Gesteinen ein ziemlich häufiger U.G. (ca. 5%). Als N.G. ist wiederum Titanit zu nennen.

Textur: undeutlich schiefrig bis flaserig, im Schliff jedoch kaum feststellbar.

Struktur: typisch poikiloblastisch.

Dieses Gestein wurde nur an einer einzigen Stelle gefunden. Es bildet eine Linse von ca. 5 m Mächtigkeit innerhalb der Bündnerschiefer östlich unter dem Mittlern Plattenhorn.

Ganz ähnliche Typen wurden schon von verschiedenen Autoren beschrieben, so z. B. von CORNELIUS (Lit. 22) und STAUB (Lit. 101) als kalzitführende Epidotchloritschiefer, GANSSER (Lit. 43) und neuerdings wiederum von NABHOLZ (Lit. 70) als Kalzitprasinite oder kalzitführende Prasinite. Nach diesen Autoren ist der hohe Kalzitgehalt hauptsächlich durch Stoffumsatz mit den angrenzenden Bündnerschiefern zu erklären.

Metamorpher Gabbro (Zoisitamphibolit).

Zu den Gesteinen, die von den gewöhnlichen Prasiniten der Zermatter Zone stark verschieden sind, gehören die im folgenden beschriebenen Zoisit- und Klinzoisitamphibolite, die makroskopisch nach ihrer Struktur jedoch sofort als metamorphe Gabbro angesprochen werden müssen. Sie bilden eine Linse von wenigen Metern Mächtigkeit auf der ca. 2700 m hoch gelegenen Terrasse von Hohlicht⁹⁾.

Der gewöhnliche Typus zeigt im frischen Bruch eine sehr feinkörnige, weisse Grundmasse, der bläulichgrüne, feinfaserige Hornblende in über zentimetergrossen, teils ziemlich scharf begrenzten Kristallen reichlich eingelagert ist. Diese

⁹⁾ Siehe Kartenverzeichnis Nr. 1. Die Gabbrolinse ist hier jedoch etwas zu mächtig angegeben.

zeigen in den zentralen Partien häufig einen diallagartigen, metallischen Glanz, während die randlichen Partien matt erscheinen.

Der Dünnschliff zeigt das Bild eines noch in voller Umwandlung begriffenen Gesteins. Die Hornblende bildet grosse, unregelmässig begrenzte Tafeln, die einheitlich auslöschten. Sie sind farblos und zeigen eine maximale Auslöschungsschiefe von 26° . Sie sind durchsetzt von zahlreichen kleinen Körnern eines höher lichtbrechenden Minerals, dessen Natur jedoch nicht sicher festgestellt werden kann (wahrscheinlich handelt es sich um Zoisit). Randlich spalten sich die Tafeln auf in sehr feine Nadelchen, die vorwiegend gut \parallel zueinander und zu den Spaltrissen der Tafeln orientiert sind. Diese Aufspaltung dringt auch auf Rissen in die Hornblendetafeln hinein, so dass diese oft in mehrere isolierte Partien unterteilt werden. Die Aufspaltung kann so weit vor sich gehen, dass nur noch kleine Reste der ursprünglichen Hornblende in einem dichten Filz der neugebildeten Nadelchen vorhanden sind. Dieser ist oft so fein, dass er unter dem Mikroskop nur noch schwer auflösbar ist. Vereinzelt grössere Nadeln zeigen eine schwach lichtgrüne Färbung und Auslöschungsschiefen bis zu 16° . Rings um den Strahlsteinfilz findet sich ein schmaler Saum eines farblosen Minerals, das nach Licht- und Doppelbrechung Albit sein dürfte, jedoch infolge der Kleinheit der einzelnen Körner nicht genauer bestimmt werden kann. In diesem Saum finden sich nur vereinzelt feine Strahlsteinsplitterchen.

Ausserhalb des Saumes folgt die Saussuritmasse. Diese besteht beim ersten Typus aus einer feinkörnigen pflastersteinartig struierten Albitgrundmasse, in die zahlreiche kleine und kleinste, meist säulig ausgebildete Zoisit- und Klinozoisitkriställchen eingestreut sind. Vereinzelt zeigt der Albit polysynthetische Verzwilligung. Stellenweise scheint gegen den hellen Saum um den Strahlsteinfilz eine Anreicherung der Epidotminerale stattzufinden, wobei zugleich ein grasgrüner Chlorit zwischen diesen Körnern auftritt.

In einer Varietät, die jedoch im selben Komplex, wenige Meter vom vorigen Typus entfernt anstehend ist, tritt die Hornblende zurück und an ihrer Stelle finden sich verzweigte Schlieren und Nester von kräftig grasgrünem Glimmer.

U.d.M. zeigt sich als auffallendster Unterschied das viel stärkere Hervortreten des Zoisites.

Dieser bildet hier zusammenhängende Aggregate, in denen Einzelindividuen bis zu 0,5 mm Länge entwickelt sind. Dadurch erreicht er den Hauptanteil am Saussurit, während der Feldspat stets nur als Füllmasse zwischen den Zoisitkörnern auftritt. Die makroskopisch grünen Partien des Gesteins bestehen zum grössten Teil aus den erwähnten Fuchsitnestern (wird durcheinander liegende, bis 0,5 mm lange, schwach lichtgrüne Glimmerblättchen) und einem Gewirr von feinen Hornblendebüscheln. Reste der ursprünglichen Hornblendetafeln sind hier nur noch vereinzelt vorhanden. Auch ist der aus dem vorigen Gestein beschriebene einschliessarme Feldspathof um die grünen Partien nicht mehr deutlich feststellbar.

Untergeordnet treten auch hier kleine (bis 0,3 mm lange), kristallographisch relativ gut begrenzte Epidotsäulchen auf, die eine deutliche Gelbfärbung und einen kräftigen Pleochroismus aufweisen, wonach es sich um Pistazit handeln dürfte.

Textur: Der erstgenannte Typus ist vollkommen massig, während bei der fuchsitführenden Varietät eine schwache Schieferung feststellbar ist.

Struktur: Die Saussuritmassen sind granoblastisch, die grünen Partien können als nematoblastisch-porphroblastisch bezeichnet werden.

Bei den vorliegenden Gesteinen scheint es sich, da keinerlei Relikte von Pyroxenen vorhanden sind, um einen ursprünglichen Hornblendegabbro zu handeln, dessen Feldspat jedoch restlos saussuritisiert ist. Auch die Umwandlung der ursprünglichen Hornblende ist schon sehr weit fortgeschritten. Nach den im ersten Typus beschriebenen Verhältnissen scheint bei der Umwandlung „Feldspat-Uralitierung“ vorzuliegen, wie wir sie ähnlich bereits bei den Eklogit amphiboliten des Rimpfischhorns gefunden haben.

Die vorliegenden Gesteine finden sich einzig auf der genannten Terrasse von Hohlicht nördlich Zmutt. Hier wurden sie bereits von ARGAND festgestellt und auf der Dent Blanche-Karte mit der Signatur der „Groupe de Tracuit“ eingetragen, einer Bezeichnung, die er sonst nur für die Gabbros und Diorite seines „filon couche“ an der Basis der Dent Blanche-Decke, d. h. für unsere Grüngesteinszone des Hühnerknubel, angewendet hat. In der Tat ist das Vorkommen dieses grobkörnigen Gesteins hier etwas überraschend, da sonst alle Grüngesteinszüge innerhalb der Bündnerschiefer der untern Zermatter Zone einen \pm ausgeprägten, relativ feinkörnigen Prasinitcharakter zeigen. Ähnliche Vorkommen von solchen echten Gabbros treten aber auch sonst etwa, mehr oder weniger sporadisch, in andern Prasinitgebieten auf, es sei nur an die von CORNELIUS und STAUB kartierten Vorkommen auf dem Gebiet der Err-Julier- und der Averser-Karte erinnert. Es ist auch von Interesse, dass GANSSER (Lit. 43) ein dem unsrigen sehr ähnliches Gestein mit analogen Lagerungsverhältnissen aus seiner Uccellozone beschreibt. Der Gabbro, ein metamorpher Diallaggabbro, findet sich dort als Kern einer über hundert Meter mächtigen Ophiolithlinse, dessen Gesteine randlich in normale Prasinite übergehen. Auch in unserm Falle wäre es naheliegend, den Gabbro als Kern einer grössern Intrusivmasse zu vermuten. Einer solchen Annahme widersprechen hier jedoch die Verhältnisse, indem der Gabbro, wie auf der genannten Karte richtig angegeben, nicht im Kern, sondern im Dach des über 300 m mächtigen Ophiolithganges liegt. Das Verhältnis zum Nebengestein, besonders der Kontakt mit den hangenden Bündnerschiefern, ist infolge Vegetations- und Schuttüberdeckung nirgends zu beobachten, obwohl er kaum mehr als 5 m über dem frei anstehenden Gabbro liegen dürfte. Aus diesem Grunde lässt es sich auch nicht überprüfen, ob es sich primär nicht doch um eine analoge Lagerungsweise wie im obgenannten Falle gehandelt hat, wobei das Dach der ursprünglichen Linse durch tektonische Vorgänge nachträglich abgeschürft und die Kernpartien auf diese Weise in die obere Randzone zu liegen kamen.

B. DIE ZONE DER HÖHEREN ZERMATTER SCHUPPEN.

Darunter verstehen wir die komplexe Schuppenzone, die mit der Überschiebung des Oberen Würmlizuges ARGANDS auf die Bündnerschiefer der Hörnli-zone beginnt und bis zur Basis der Zone des Hühnerknubel reicht.

In bezug auf den primären faziellen Charakter dieser Zone, soweit ein solcher bei der starken Verschuppung und Linsenbildung überhaupt noch erhalten geblieben ist, sind folgende Punkte festzuhalten. Im Gegensatz zu der Zone der tiefern Schuppen tritt hier das vortriadische Kristallin in Form der Blätterquarzite und Glimmerschiefer zurück. Dagegen finden sich an ihrer Basis Stellen mit stark gekneteten und fein gefältelten Muskowit-Chloritgneisen.

Darüber liegt, fast durch die ganze Zone durchhaltend, ein gut ausgebildeter, meist tafeliger Triasquarzit, der stellenweise 50 m Mächtigkeit übersteigt. Dann folgt eine weitgehend gliederbare mittlere und obere Trias in Form von weissen Dolomiten und Kalken, dunklen, grauen Dolomitschiefern, Rauhwacken und Bändermarmoren. An ihrer mächtigsten Stelle erreicht die ganze Serie über hundert Meter (vgl. Stratigraphie S. 54). Über der Trias endlich folgt eine Bündnerschieferserie, die stellenweise in Form eigentlicher Liasbreccien ausgebildet ist (nördlich Trift), welche aber bei weitem nicht mehr die Mächtigkeit der Bündnerschiefer in den tiefern Schuppen erreicht.

Dass auch diese Zone gewaltigen tektonischen Bewegungen ausgesetzt war, beweist hier neben der starken Verschuppung der spezielle Charakter der Rauhwacke. Sie enthält stellenweise sehr zahlreiche, bis kubikmetergrosse, eckige Komponenten von weissen Marmoren aus dem Liegenden, seltener von Quarziten, während sichere Kalkschieferstücke aus dem Hangenden bis jetzt nicht konstatiert wurden.

In andern Profilen des Obern Würmlizuges, besonders im Plattenhornzug, fallen gebänderte und geflamme Kalkmarmore auf, die nach R. STAUB durchaus den Liasmarmoren der Weissbergzone der Schamser-Decken entsprechen und deren Alter daher durch weitere Studien noch genauer fixiert werden sollte. Dies geschieht wohl am besten durch Vergleiche mit den mächtiger entwickelten nördlichen Serien des Obern Würmlizuges, d. h. denen des Brunegg- und Barrhorns.

C. DIE ZONE DES HÜHNERKNUBEL.

Zwischen den Gesteinsserien der Obern Zermatter Schuppenzone und dem Kernkristallin der Dent Blanche-Decke ist, wie seit langem bekannt, nochmals eine Zone eingeschaltet, die grösstenteils aus ophiolithischen Gesteinen aufgebaut ist, die „Zone des Hühnerknubel“. Diese Gesteine gehören hauptsächlich der von ARGAND ausgeschiedenen «groupe de Tracuit» (Lit. 4 und Dent Blanche-Karte) an.

Petrographisch handelt es sich, besonders im tiefern Teil der Zone, um normale Prasinite. Dann folgen, von diesen durch Bündnerschieferzüge getrennt, Gesteine, die nach ihrem Mineralbestand am besten als **Epidot-Chlorit-Plagioklas-Felsen**, z. T. auch als **Zoisitamphibolite** zu benennen sind. Im Handstück sind es meist feinkörnige, grünlichweiss gebänderte oder gesprenkelte, seltener geschieferte (Zoisitamphibolite) und durchgehend grünlichweiss gefärbte Gesteine.

U. d. M. zeigen sich als H. G.: Epidot in kleinen, xenomorph begrenzten Körnern. Pleochroismus ist teils deutlich feststellbar, teils fehlend. Anteil bis zu 30%. Feinblättriger Chlorit und Serizit bis zu 15% bilden Nester oder Schnüre oder sind \pm unregelmässig im Gestein verteilt. Der Plagioklas (Albit bis Oligoklas) bildet häufig ein hornfelsartiges Grundgewebe, in welches die übrigen Mineralien eingebettet sind. Daneben treten auch grössere, stets einschliessfreie Porphyroblasten mit Zwillingslamellierung auf. Anteil je nach Typ 30–60%. Hornblende (Tremolit) findet sich in einzelnen Nadelchen oder Büscheln bis zu 30%, kann aber auch ganz fehlen.

In den Zoisitamphiboliten erreicht Zoisit bis zu 60% des Gesteinsvolumens. Er durchzieht in Körnerscharen, bald ziemlich locker, bald dicht gedrängt, das Gestein. Seine Grösse beträgt 0,03–0,05 mm, vereinzelt finden sich aber auch Individuen bis zu 1,5 mm Länge, die aber häufig zerbrochen sind.

An N. G. und U. G. sind zu nennen: Titanit, oft in perlschnurartigen Reihen die lagige Anordnung der H. G. mitmachend, wo solche vorhanden ist. Apatit vereinzelt. Erze (Pyrit und Hämatit).

Besonders zu erwähnen ist Orthit (Zerepidot), der sich in einigen Typen dieser Gesteine vorfindet. Er ist in Begleitung des Epidots und bildet vereinzelt bis 0,5 mm lange, unregelmässig begrenzte Kristalle. Relief, Spaltbarkeit und das fleckige Aussehen hat er mit dem gewöhnlichen, ihn stets umrahmenden Epidot gemeinsam, unterscheidet sich von diesem aber durch die braune Farbe. Der Pleochroismus ist kräftig:

$$\begin{aligned} n_{\beta} &= \text{dunkelrotbraun} \\ n_{\gamma} &= \text{gelbbraun.} \end{aligned}$$

Die feine grün-weiße Bänderung gewisser Typen kommt dadurch zustande, dass mehr oder weniger || durch das Gestein verlaufende Epidot-Serizit-Chloritlagen mit vorwiegend aus Feldspat bestehenden Partien wechsellagern. Das Ausgangsgestein dieser Zoisitamphibolite ist mit Sicherheit ein Gabbro gewesen.

Unveränderte Gabbros, wie sie an verschiedenen Stellen, z. B. in den Aiguilles Rouges, dieser Grüngesteinszone eigen sind, scheinen aber in unserem Gebiete, d. h. zwischen Matterhorn und Mettelhorn, zu fehlen. Das einzige Vorkommen eines weniger metamorphen Gabbros innerhalb unseres Gebietes, das ARGAND noch der «groupe de Tracuit» zurechnet, liegt, obwohl nicht sehr weit unter dem Hühnerknobel, bereits unter den Triasgesteinen des obern Würmlizuges und muss daher noch zu den Ophiolithen der Untern Zermatter Schuppenzone gezählt werden (s. S. 131ff.).

Diese Zone bildet das oberste tektonische Element unmittelbar unter der gewaltigen Schubmasse der Dent Blanche-Decke, die auf eine Strecke von über 50 km über sie hinwegglitt. Es kann daher nicht überraschen, wenn wir auch hier zahlreiche Spuren der tektonischen Durchbewegung vorfinden, wie die z. T. stark verschieferten Zoisitamphibolite oder die Schubflächen in den obern Partien der Zone.

D. DIE TEKTONIK DER ZERMATTER SCHUPPENZONE.

Bevor wir auf unsere eigenen Befunde und deren Schlussfolgerungen eingehen, möchten wir einen kurzen Blick werfen auf die bisherigen Interpretationen der innern Tektonik dieser Zone.

Nach der ARGANDSchen Analyse handelt es sich bei der Zermatter Schuppenzone um «la partie moyenne de la zone mésozoïque du Combin» (Lit. 4). Über deren Inhalt äussert sich dieser Autor zusammenfassend in dem Satz: «Elle est entièrement formée de plis couchés, venus du sud-est». Es sind nach ARGAND die normalen Sedimente der Bernhard-Decke (IV), die beim alpinen Zusammenschub von ihrer Unterlage abgeschürft und nach rückwärts in Falten gelegt wurden. Die grösste Digitation der Bernhard-Decke erreicht in Form des sog. «Faisceau vermiculaire» eine beträchtliche Ausdehnung. Sie nimmt nach diesem Autor ihren Anfang an der Unterfläche der Mischabelrückfalte, zieht dann, stellenweise auf weite Strecken völlig abreissend, **in verkehrter Lagerung nach Süden**, wo sie in dünnen Lagen unter dem Matterhorn hindurch in die Luft hinausstreicht. Ungefähr in der Gegend von Valtournanche biegt sie scharf nach Norden um und zieht nach einer Reihe von nach Süden zurückliegenden Falten nun wieder **in normaler Lagerung** unter dem Matterhorn durch nach Norden, um als kontinuierlicher Zug von meist geringer Mächtigkeit unter dem Namen des „Oberrn Würmlizuges“ unter der Dent Blanche-Masse hindurchzustreichen (Lit. 10 und Profiltafel zu Karte Nr. 3). Im Norden derselben erreicht dieser Obere Würmlizug am Bruneggorn und an den Barrhörnern eine beträchtliche Mächtigkeit und sticht hier, unter der Dent Blanche-Decke hervortauchend, in die Luft hinaus.

Nach dieser ARGANDSchen Auffassung müsste es sich somit bei den tiefern und bei den höhern Zermatter Schuppen um Elemente handeln, die der gleichen tektonischen Einheit angehören und die damit im Grossen auch dieselbe Faziesentwicklung zeigen sollten. Ferner müsste in diesem Fall in der untern Schuppenzone, d. h. in der Rothornzone, prinzipiell eine verkehrte Schichtfolge vorhanden sein, während sie in den höhern Schuppen in normaler Lagerung vorhanden wäre, d. h. die ältesten Glieder unten und die jüngsten oben.

Eine grundsätzlich andere Deutung der Zermatter Schuppenzone gibt STAUB (Lit. 113). Er trennt sie vollständig von der Bernhard- bzw. der Mischabel-Decke ab und ordnet sie in drei selbständige tektonische Elemente ein. Die unteren Zermatter Schuppen fasst er nach ihrem Auftreten am Hörnli am Fusse des Matterhorns als die „Hörnlizone“ zusammen und betrachtet sie nach faziellen und

tektonischen Vergleichen am ehesten als ein Äquivalent der Margna-Decke Bündens. Die höhern Zermatter Schuppen hingegen, d. h. der „Obere Würmlizug“ und der «*Filon couche*» ARGANDS entsprechen seiner Auffassung nach der Weissbergzone der Schamser-Decken und der Ophiolithserie der Platta-Decke des bündnerischen Deckenprofils. Die Hörnlizone würde so nach STAUB in grundsätzlich normaler Lagerung über der Ophiolith-Decke liegen und könnte vielleicht, weiter im Norden, auch noch das Dach der Mischabel-Decke erreichen.

Nach dieser Interpretation müsste also erstens ein wesentlicher fazieller Unterschied zwischen der Hörnlizone und dem Obern Würmlizug feststellbar und zweiten ein direkter Übergang, d. h. ein Umbiegen der Rothornzone in die Rückfalten der Schusslauen, zu beobachten sein. Dass tatsächlich fazielle Unterschiede zwischen der untern und oberm Zermatter Schuppenzone vorhanden sind, wurde in den vorhergehenden Abschnitten A und B bereits dargelegt. Es konnte aber nicht festgestellt werden, wieweit dieser Unterschied wirklich primär vorhanden war und wieweit er durch die tektonischen Vorgänge bedingt ist. Was nun den zweiten Punkt, die Umbiegung der Rothornzone in die Faltenzüge der Schusslauen betrifft, so wird darüber im folgenden berichtet werden.

1. Die obere Zermatter Schuppenzone und die Zone des Hühnerknubel.

Im Süden erscheint die Trias dieser Zone, d. h. des Obern Würmlizuges, auf Schweizergebiet erstmals am Furggjoch, am Fusse des Südostgrates des Matterhornes als schmaler Dolomitzug, um gleich darauf unter dem Eise des Furgg-Gletschers zu verschwinden. Dann tritt die Zone wiederum am Hörnligrat des Matterhornes auf, den sie von Pt. 2959 bis über 3300 m hinauf aufbaut, wobei allerdings die Hauptmasse der Gesteine auf die sie überlagernden Grüngesteine des *Filon couche* entfallen. Die triadischen Gesteine des Würmlizuges beschränken sich auf einige Meter Quarzit, die von einer sehr schwächtigen Rauhwaacke begleitet sind. An der Nordflanke des Matterhornes fehlen, soweit aufgeschlossen, triadische Gesteine ganz. Die Grenze zwischen oberer und unterer Zone muss hier innerhalb der Bündnerschiefer gesucht werden.

Einen wesentlich andern Charakter zeigt die obere Schuppenzone auf der Nordseite des Zmutt-Tales. Bei Pt. 2311 nördlich der Zunge des Zmuttgletschers taucht eine gut gegliederte Trias-Lias-Serie mit Bändermarmoren, gelben und grauen Dolomiten, Quarziten und Rauhwaacken hervor und streicht in die Felswand östlich dieses Punktes hinein, die sie in ihrer ganzen Mächtigkeit aufbaut. Wie dies ARGAND in seiner Karte bereits einzeichnete, lässt sich in dieser Wand (Arbenwand, Fig. 15) eine deutliche S-Falte erkennen. Betrachtet man die Wand und deren Umgebung etwas genauer, so findet man, dass die Zone hier im wesentlichen aus zwei Teilen besteht. Ein höherer relativ schmaler Zug, der sich aus Quarzit und Bündnerschiefern zusammensetzt, ist durch eine Schubfläche von einem tiefern getrennt, der vor allem aus mächtigen Kalk- und Dolomitmassen besteht, welche die genannte Felswand aufbauen. Aber auch dieser untere Hauptzug führt an der Basis einen gut entwickelten Quarzit, der allerdings stellenweise völlig abreißt, um an andern Stellen wieder zu grossen tropfenförmigen Linsen anzuschwellen. Daneben findet sich an der Basis die fast immer wiederkehrende Rauhwaacke, die besonders auf der Ostseite der S-Falte stark anschwillt. Hier findet sich aber auch, im Liegenden des Quarzites, der auf S. 133 erwähnte, schon ARGAND bekannte Gneis, der stellenweise eine intensive Kleinfältelung zeigt.

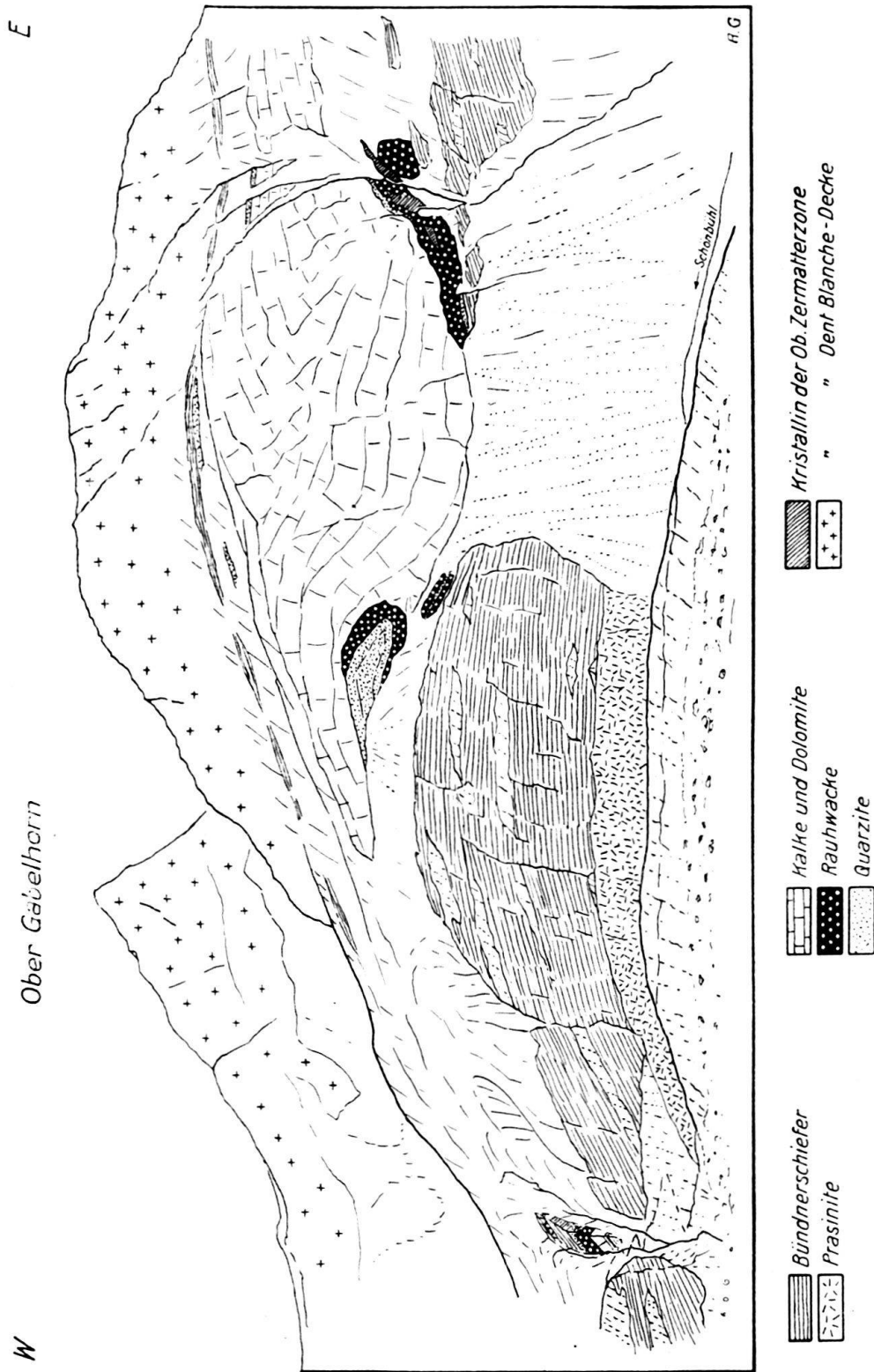


Fig. 15. Die „Arbenwand“ von Süden.

In der weitem Fortsetzung gegen Höhbalmen und Hühnerknubel nimmt die Mächtigkeit des untern Zuges wieder allmählich ab, während der höhere anscheinend stellenweise ganz abreißt. Hier werden die Verhältnisse durch Einrollungen und Abscheerungen komplizierter. ARGAND gibt nördlich Hohlicht (s. Dent Blanche-Karte) eine dieser Stellen als zwei symmetrisch gegeneinander gerichtete S-Falten an. Diese Darstellung entspricht aber insofern nicht ganz den richtigen Verhältnissen, als die obern Teile dieser S-Falte von den untern getrennt sind. Die obern Partien sind als überrollte, isolierte Teile einer höhern Schuppe aufzufassen. Daneben treten hier unter und über dem Hauptzuge noch verschiedene kleinere Schuppen auf, die meist mit Quarzit, aber auch mit Dolomit oder Rauhwanke als Linsen von wenigen Metern Ausdehnung in den Bündnerschiefern stecken.

Gegen die Triftschlucht hin dünnen diese Züge wieder etwas aus und nördlich derselben, d. h. etwa im Bett des Baches, der von Triftkummen herunterkommt, ist das Profil nur noch wenig mächtig. Die ganze Schuppenzone von Höhbalmen-Hühnerknubel scheint hier in diesen schmalen Zug hineinzustreichen, der auch weiter gegen Norden noch sichtbar ist. Die immer schwächer werdenden triadischen Gesteine sind zwischen dem untern und mittlern Plattenhorn (Siegfried-Atlas) aufgeschlossen und lassen sich auch im Tälchen der obern Triftkumme noch verfolgen. Dann keilen sie anscheinend völlig aus, denn im Sattel westlich Pt. 3344 (Oberes Plattenhorn) ist innerhalb der Bündnerschiefer keine Trias mehr zu finden.

Sind damit die Elemente der Oberrn Zermatter Schuppenzone nun restlos erwähnt und dargelegt? Diese Frage stellt sich einem hier unwillkürlich. Tatsächlich haben wir in der obigen Betrachtung alle wesentlichen Teile erwähnt, die sichtbar dem Oberrn Würmlizug und den ihn begleitenden weiteren Schuppen angehören. Noch verbleiben uns aber einige wichtige Elemente, deren tektonische Stellung zunächst nicht ohne weiteres klar ist und die wir deshalb etwas genauer betrachten wollen. Es ist dies vor allem die sog. Plattenhorn-Trias. So bezeichnen wir das mächtige Band triadischer Gesteine, das in der Gipfelpartie der Plattenhörner weithin sichtbar ist. Nach ARGAND (Dent Blanche-Karte) soll es sich bei dieser Serie um eine liegende Falte handeln, die vorwiegend aus hellen Bänderkalken und einem Kern aus Quarzit besteht. Eine gegen Süden gerichtete Faltenstirn ist im Talkessel von Trift schon von weitem sehr schön sichtbar. Betrachtet man aber diesen Triaszug etwas genauer, so erkennt man bald, dass die ARGANDSche Falte doch nicht so einfach gebaut ist, wie dies nach der genannten Karte und seinen Profildarstellungen der Fall sein müsste. In der Ostflanke des untern Plattenhornes zählt man beispielsweise statt zwei, d. h. einem liegenden und einem hangenden Kalkzug, deren fünf, und dem entsprechend anstatt einem Quarzitkern deren vier. Von den Kalkzügen dünnen allerdings die mittleren drei gegen Norden rasch aus und verschwinden schliesslich ganz, so dass bereits unter dem mittleren Plattenhorn noch zwei Kalkzüge, ein relative schmaler bis unterdrückter Liegend- und ein mächtiger Hangendschenkel, von einem Quarzit getrennt, vorhanden sind. Daraus ergibt sich, dass die Plattenhorn-Trias nicht eine einfache Falte, sondern eine vierfach gelappte Rückfalte darstellt, von der allerdings nur der oberste und zugleich mächtigste Faltenlappen bis zu dem genannten Faltscharnier in der Trift sichtbar ist. Im übrigen besteht auch dort durchaus die Möglichkeit, dass es sich nicht um eine geschlossene Rückfalte im eigentlichen Sinne, sondern nur um eine lokale Komplikation in einem sonst durchlaufenden Zuge handelt. Der ganze Faltenbündel wird streckenweise im Hangenden wie im Liegenden von Rauhwanke begleitet, die, wie bereits erwähnt, zahlreiche Komponenten der übrigen Triasgesteine enthält. Weiter gegen Norden setzt auch der Liegendschenkel aus; er erholt sich aber unter dem oberrn Plattenhorn wieder zu einigen Metern Mächtigkeit

und dünnt dann neuerdings aus, so dass er in der Lücke zwischen oberem Plattenhorn und Mettelhorn nur noch als 10 cm dickes Band von rötlichem Bändermarmor unter dem grossen Quarzit der Plattenhorn-Trias zu finden ist (vgl. Fig. 3). Darunter liegt die mächtige Zone der Mettelhorn-Bündnerschiefer, die bereits früher (S. 62/63) besprochen wurde. In der Fortsetzung gegen Norden verschwindet dieser Zug unter dem Hohlichtgletscher, um erst 3 km nördlicher, im Zusammenhang mit andern Zügen, an der Basis des Weisshorns wieder zu erscheinen. Da aber auch gegen Süden eine Verbindung mit den Zügen am Hühnerknubel nicht direkt zusammenhängend nachgewiesen werden kann, so lässt sich vorerst nur feststellen, dass die Plattenhorn-Trias bis zum Mettelhorn nirgends mit den übrigen Triasgesteinen der obern Zermatter Schuppenzone sichtbar in Verbindung steht, ihre Zugehörigkeit zu dieser somit noch nicht völlig sichergestellt ist.

Ein weiteres Element, dessen Zugehörigkeit vorerst ebenfalls unsicher erscheint, ist die Triasserie, die unterhalb der Plattenhorn-Trias quer über den obern „Kühberg“ ebenfalls in den Talkessel von Trift hineinstreicht. Sie besteht ebenfalls aus hellen Kalken, Quarziten und reichlich Rauhacken. Hier handelt es sich nach ARGAND um eine gedoppelte Rückfalte von beträchtlicher Mächtigkeit. Dagegen sind auch hier keine absolut beweisenden Scharniere aufgeschlossen. Die Dolomit- und Quarzitzüge verschwinden im Triftkessel einfach unter Moränenschutt. Durch einen vor wenigen Jahren niedergegangenen kleinen Rutsch innerhalb der Moränen ist diese Serie ganz hinten im Triftkessel (NNE vom Trift-Hotel über dem Weglein nach dem Kühberg) nochmals aufgeschlossen worden. Weiter konnte auf der Südseite des Triftkessels, unmittelbar über dem Weglein nach Höhalmen, in den Bündnerschiefern eine mehrere Meter mächtige Rauhacke festgestellt werden, die genau in der südlichen Fortsetzung der Triaszüge vom Kühberg liegt. Damit ist eine generelle Verbindung dieser „Kühbergserie“ mit den tiefern Schuppen des Obern Würmlizuges am Hühnerknubel fast durchgehend verfolgbar, d. h. die Kühbergserie hängt im Süden sicher mit den Triasschuppen der obern Zermatter Zone am Hühnerknubel zusammen.

Wenn nun aber die Kühbergserie ein Element der obern Zermatter Schuppenzone ist, so muss zwangsläufig auch die darüber liegende Plattenhorn-Trias dieser zugerechnet werden.

Verfolgen wir die Kühbergserie gegen Norden, so findet man, dass sie mit den Rückfalten der Schusslauen in Kontakt kommt, dann aber sehr bald, wie diese selbst, ausdünnt und schliesslich ganz abgequetscht wird (vgl. Fig. 20). Wäre die Verbindung der Serie nicht im Süden sichergestellt, so könnte man hier versucht sein, sie als oberstes Element der Schusslauenenserie zu betrachten, wodurch dann die Stellung der Plattenhorn-Trias unsicher geblieben wäre. Nun kann aber die Basis der Obern Zermatter Schuppenzone mit Bestimmtheit an diejenige der Kühbergserie gelegt werden.

Werfen wir nun noch einen Blick auf die den Obern Würmlizug überlagernde Grüngesteinszone, die wir nach dem bekannten Gratkamm am Ostfuss des Unter Gabelhorns mit R. STAUB als die „Zone des Hühnerknubel“ benannt haben. An dieser Stelle ist die ganze Zone leicht zugänglich und zudem verhältnismässig gut aufgeschlossen.

Die Hauptmasse der Gesteine bilden die bereits S. 134/135 näher beschriebenen Grüngesteine. Diese an sich bereits inhomogenen Gesteine enthalten Zwischenschaltungen von dünnen Bündnerschieferlagen, die z. T. stark verschiefert sind und deutliche Bewegungshorizonte darstellen. Der tiefste Prasinitzug dieser Zone liegt, ebenfalls mit einer Schubfläche, auf der Dolomit- und Rauhackenlinsen

liegen (etwas südlich vom Hühnerknubel sichtbar), den Bündnerschiefern der obern Zermatter Schuppen auf, die, wie weiter oben (S. 148) ausgeführt, gleichfalls wieder durch Schubflächen voneinander getrennt sind.

Als die eigentliche tektonische Trennungsfläche zwischen der Obern Zermatter Schuppenzone und der Zone des Hühnerknubel möchten wir nun am ehesten die Schubfläche an der Basis des tiefsten Prasinitzuges betrachten, obwohl diese in der Natur von den übrigen in keiner Weise ausgezeichnet ist. Die Triaslinen an der Basis sowie die Bündnerschiefer-Zwischenlagen innerhalb der Zone des Hühnerknubel wären demnach dieser selbst zuzurechnen. Damit ergäbe sich nach mündlicher Mitteilung von R. STAUB eine auffallende Übereinstimmung der Verhältnisse mit denjenigen der Platta-Decke in Graubünden, an deren Grüngesteinsbasis ebenfalls zugehörige Sedimentgesteine vorhanden sind.

Aber auch die obere Begrenzung der Zone des Hühnerknubel erscheint nicht ganz klar, indem die Überschiebungsfläche des Dent Blanche-Kristallins hier keineswegs so eindeutig ist, wie dies z. B. bei Arolla-Satarma (Lit. 114) und an andern Stellen an der Basis der Dent Blanche-Decke der Fall zu sein scheint. So konnte beispielsweise am Unter Gabelhorn die Grenze der Ophiolithe gegen die Gesteine der Arollaserie schon lithologisch nicht ganz sicher festgestellt, noch konnte eine eindeutige, klare Schubfläche gefunden werden. Es scheint, dass hier die Überschiebung der Dent Blanche-Decke viel mehr auf einer grössern Zahl translativ wirkender Sekundärschubflächen vor sich gegangen ist.

2. Die Hörnlizone.

Darunter verstehen wir die untern Zermatter Schuppen mit der Rothornzone im untern Teil und der Hauptmasse der Bündnerschiefer und Ophiolithe, die bis an die Basis des obern Würmlizuges hinaufreichen.

Die Hörnlizone erreicht unser Untersuchungsgebiet am Theodulhorn über den obersten Prasiniten der Ophiolith-Decke, mit Bündnerschiefern, Rauhwacken, Dolomiten, Bänderkalken und den charakteristischen Quarzitzgneisen. Dann gehören ihr ferner sämtliche Bündnerschiefer mit den darin eingeschalteten Triaslinen bis zum Furggjoch an. Die Rothornzone, d. h. die vorwiegend aus triadischen Gesteinen und den genannten Quarzitzgneisen bestehenden basalen Schuppen der Hörnlizone, die das Theodulhorn aufbaut, verschwindet sehr bald unter dem Furgg-Gletscher und ist nur noch teilweise an einigen kleinen Felsinseln desselben zu sehen. Die höhern, nicht zusammenhängenden Schuppen streichen in den Bündnerschiefern des Furgg-Grates annähernd horizontal in die Basis des Matterhorns hinein. Sie bestehen z. T. aus Kalklinen von über 50 m Länge, die von Rauhwacken umschlossen sind. Am Hörnli, oberhalb des Schwarzsees, sind diese Linen, die hier im Liegenden von Quarzit begleitet sind, weithin sichtbar. Die Rothornzone mit den „Blätterquarziten“ befindet sich hier unter Gehängeschutt und Moränen, ist aber gegen die Stafelalp hinunter an einigen Stellen noch bis zu 15 m Mächtigkeit aufgeschlossen, stets unterteilt durch dünne Kalkschiefer- und Dolomitzüge.

Von der Stafelalp weg bleibt die Hörnlizone infolge der starken Moränenbedeckung bis auf die Nordseite des Zmuttales unsern Blicken entzogen. Eine Ausnahme bilden nur die Aufschlüsse südlich der Zunge des Zmuttgletschers, wo in einer Bündnerschieferwand eine höhere linsenförmige Schuppe mit Kalk und Rauhwacke zutage tritt. Von den Hängen westlich hinterhalb dem Dörfchen Zmutt ist die Rothornzone nun bis nördlich Zermatt zusammenhängend aufgeschlossen. Von Zmutt gegen Osten steigt die Ausbisslinie vorerst etwas an und sinkt dann vom

Hubel weg gegen Zermatt wieder ab, um nördlich des Dorfes das Nikolaital zu queren. Der Triasaufschluss bei Egge, zwischen der Bahnlinie der Visp-Zermatt-Bahn und der Strasse, markiert hier den Verlauf der Rothornzone.

Auf der rechten Talseite unterhalb Zermatt ist der Verlauf der Serie nur sehr schwer zu bestimmen, weil erstens der ganze Hang bis an das Unterrothorn hinauf stark mit Moränen und Schutt überdeckt ist und weil zweitens diese ganze Flanke von der Talsohle bis zu den anstehenden Felsen der Gipfelpartie, vom Arzbug im Norden bis zum Rücken des Kühberges, ein ausgedehntes Sackungsgebiet darstellt. Abgesehen von der unruhigen Geländeoberfläche beweisen dies die zahlreichen tiefen Spalten und Abrissnischen nördlich der Alp Tuftern und in der Westflanke des Rothornes selbst zur Genüge. Dadurch sind die innern Zusammenhänge stark verschleiert worden.

Bis auf eine Höhe von 2600 m sind die Aufschlüsse sehr spärlich. Wohl treten an verschiedenen Orten Triasgesteine zutage, doch sind sie stets derart sekundär verstellt und in ihrem Zusammenhang auseinandergerissen, dass eine Kartierung derselben ein ganz falsches Bild ergeben hätte und aus diesem Grunde unterblieben ist.

Als teilweise versackt muss wahrscheinlich auch der Serpentin-Trias-Lias-Aufschluss auf 2040 m Höhe im „Äusseren Wald“ angesehen werden. Ob er die Basis der Rothornzone markiert, lässt sich nicht genau feststellen. Einigermassen intakt ist der Kristallin-Bündnerschieferzug, der die Terrasse der Tufternalp gegen unten morphologisch abgrenzt. Es scheint sich hier eher um eine isolierte, kristalline Schuppe innerhalb der Bündnerschiefer der Hörnlizone, als um das eigentliche Basiskristallin der Rothornschuppen selbst zu handeln. Dafür spricht auch der petrographische Charakter des Gesteins, der mit demjenigen anderer kristalliner Schubspäne weitgehend übereinstimmt. Im obersten Teil der Sackung, im Gebiet von Blauherd in der Westsüdwestflanke des Unterrothorns, treten mindestens vier Triaszüge mit Quarziten, Dolomiten, Rauhewacken und Kalken an den Tag, doch sind auch sie derart zerrüttet, dass ihr Zusammenhang nicht befriedigend klargelegt werden kann.

Erst auf der Südwestseite des Unterrothorngipfels tritt die Zone erstmals wieder mit den basalen Blätterquarziten, respektive Paragneisen ungestört zutage. Dann zieht sie nördlich über dem Stellisee durch gegen Nordosten, dem Ostgrat des Oberrothorns zu. In diesem Abschnitt erreichen die Rauhewacken eine beträchtliche Mächtigkeit, was schon morphologisch durch die ausgeprägte Terrasse südlich von Furgge zum Ausdruck kommt. Gegen den Ostgrat des Oberrothorns treten besonders die Glimmerquarzite deutlich hervor und nehmen von hier weg gegen Norden an Mächtigkeit noch zu. In der Ostflanke des Oberrothorngipfels ist diese ganze Zone weitaus am schönsten aufgeschlossen (Fig. 14) und zudem typisch ausgebildet, weshalb sie auch nach dieser Stelle benannt wurde.

War bisher der Verlauf der Rothornzone vom Theodulpass bis hierher ziemlich kontinuierlich, so ändert sich dies nun auf der Ostseite des Oberrothorns. Im Gebiet zwischen Sparren und der Sattelspitze werden die Lagerungsverhältnisse komplizierter, indem die Rothornzone fünf liegende Falten bildet, die mit der Stirne gegen Süden, dachziegelartig übereinander liegen und deren Kern stets durch die „Blätterquarzite“ gebildet wird. Die Mulden zwischen den Falten werden von Bündnerschiefern und Triasgesteinen eingenommen, die zum Hangenden der Quarzite gehören. Durch das axiale Emporsteigen der Faltenachsen gegen Nordosten und die morphologisch stark gegliederte Bergflanke erscheinen die Zusammenhänge zunächst ziemlich unübersichtlich, um so mehr, als auch wesentliche Partien der Zone von Gletschern und Moränen überdeckt sind. Dies

gilt besonders für die tiefern Teile gegen den Talboden der Täschalp hinunter. Es lässt sich hier lediglich feststellen, dass die Rothornzone samt den darüber liegenden Bündnerschiefern des Rothorn Gipfels gegen den Talboden hinunterzieht und unter diesem verschwindet. (Die in Fig. 16 als Bündnerschieferbreccie angegebenen Gesteine unterscheiden sich aus der Ferne nur wenig durch etwas hellere Anwitterungsfarbe von den übrigen Bündnerschiefern. Ihr genauer Verlauf lässt sich daher auf Distanz nur sehr undeutlich erkennen.)

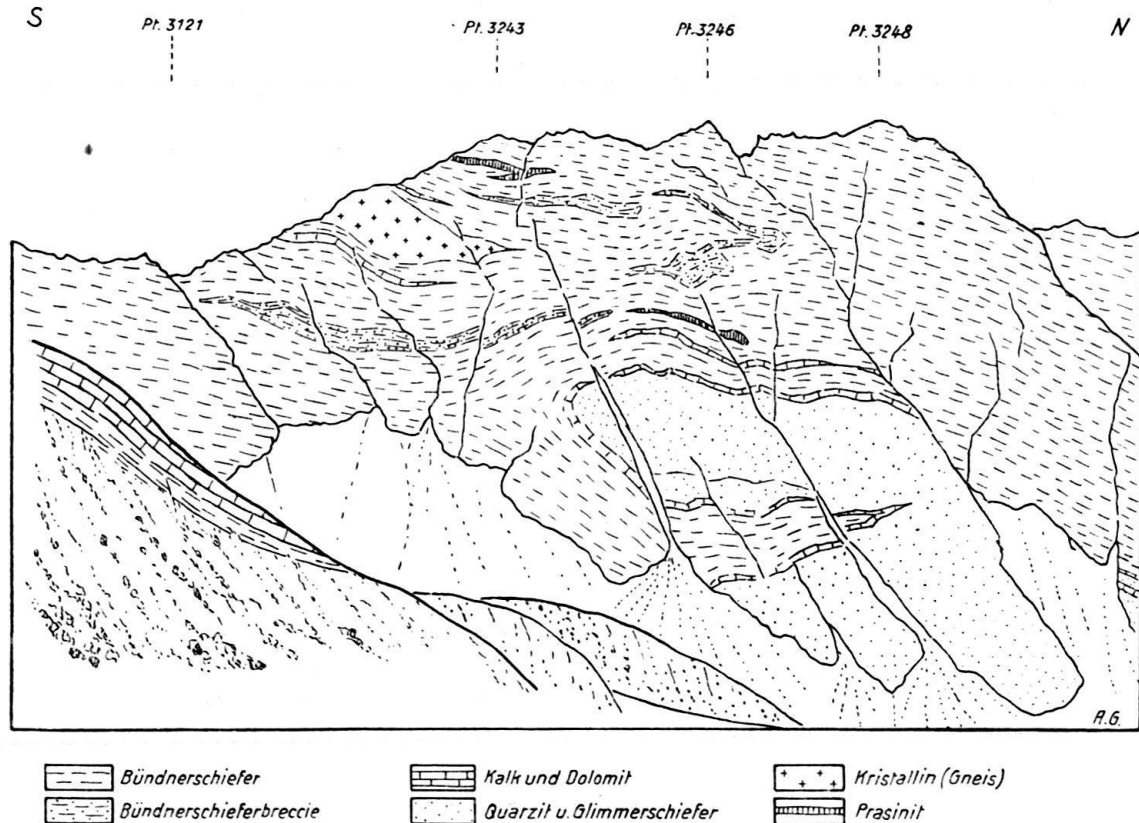


Fig. 16. Gratpartie zwischen Oberrothorn und Sattelspitze von Osten.

Bevor wir auf die Verhältnisse in den Täschalpen näher eingehen, sollen noch kurz die höhern Schuppen der untern Zermatterzone etwas genauer erläutert werden. Auf diejenigen im Furgg-Grat, am Hörnli und westlich der Stafelalp ist bereits weiter oben hingewiesen worden. Neben diesen sind einige Triaslinen auf der linken Talseite oberhalb Zermatt zu erwähnen, die bereits von ARGAND kartiert wurden. Die Linse westlich oberhalb Herbrigg auf ca. 2060 m Höhe besteht zur Hauptsache aus einem Zug von Tafelquarzit, der stark verfaltet den Bündnerschiefern eingelagert ist. Bei der Schuppe, die oberhalb von „Altehaupt“ die Triftschlucht quert, handelt es sich ausschliesslich um helle Kalke und Dolomite. Die Linse bei Egge wurden bereits früher erwähnt.

Eine Anzahl selbständiger Schuppen findet sich sodann auf der rechten Talseite, meist in den höhern Partien der beiden Rothörner. Dass das Tufternkristallin als isolierte Schuppe zu betrachten ist, wurde bereits ausgeführt. Dann finden sich mehrere isolierte Fetzen von Triasgesteinen auf der Südseite des Unterrothorns und schliesslich bildet eine Schuppe triadischer Gesteine noch die ganze Gipfelkappe dieses Berges. Das ganze Plateau mit dem Steinmann besteht aus Quarzit,

der von einem dünnen Dolomit- und Bänderkalkzug unterlagert ist (vgl. Tafel IV). Die ganze Schuppe zieht sich mit schwachem Nordwestfallen gegen Norden und bildet auf der Ostseite des Grates eine ostnordost-streichende Tauchstirne, die auch hier von dünnen Dolomitzügen umrahmt ist. Auch finden sich vereinzelt dünne Bündnerschiefer- und Dolomitzüge innerhalb des Quarzites, was darauf schliessen lässt, dass diese Schuppe an sich wiederum zerstückelt oder wenigstens mit andern Gesteinen durchsetzt wurde. Etwas weiter nördlich, tektonisch über der Gipfelschuppe des Unterrothorns, folgt ein ziemlich mächtiger Triaszug, der, den Grat querend, mit Unterbrüchen nach Nordosten bis in die Lücke zwischen Oberrothorn und Sattelspitze verfolgt werden kann. Über diesem liegen sowohl am Nordgrat des Unter- wie des Oberrothorns ziemlich mächtige, linsenförmige Kristallinschuppen, die aber an beiden Orten von der Trias durch Bündnerschiefer noch getrennt und somit als selbständige Elemente aufzufassen sind (s. Fig. 16). Eine direkte Verbindung zwischen den beiden Kristallinspänen besteht heute nicht mehr, obwohl sie deutlich auf demselben Niveau liegen und auch petrographisch dieselbe Beschaffenheit aufweisen.

Wenden wir uns wieder den untern Täschalpen zu, der Gegend, die für die Tektonik des ganzen Gebietes von ausschlaggebender Bedeutung ist.

Aus dem moränenbedeckten Talboden steigt östlich des Täschbaches eine reich gegliederte Kristallin-Trias-Lias-Serie gegen den Rinderberg auf. Die mächtigen Muskowitquarzite im oberen Teil dieses Profils sind lithologisch durchaus analog denjenigen der Rothornzone auf der Westseite der Täschalpen, vielleicht noch etwas stärker verschiefert als in der Umgebung von Zermatt. Etwas nordwestlich der dortigen Alphütte ist das Profil in einer Runse gut aufgeschlossen (vgl. Fig. 17, Profil B). Wir wollen daher, um eine voreingenommene Stellungnahme in bezug auf ihre tektonische Zugehörigkeit zu vermeiden, diese ganze Zone von hier gegen Osten, vorerst nach dieser Lokalität, als die „Rinderbergzone“ benennen.

Das Liegende, d. h. das südlichste Gestein dieses Profils bildet ein feinkörniger, prasinitartiger Grünschiefer. Darauf folgen einige Meter Bündnerschiefer, die wiederum von Grünschiefern überlagert sind. Auf diesen Bündnerschiefern schalten sich stellenweise Serpentinsetzen von einigen Metern Mächtigkeit ein. Dann folgen wieder Bündnerschiefer, Grünschiefer und nochmals Bündnerschiefer von wechselnder Mächtigkeit. Alle diese Glieder des Profils müssen noch der Ophiolith-Decke zugerechnet werden. Bei den Bündnerschiefern handelt es sich um die peripheren Züge, die wir bereits auf der ganzen Länge von der Fluhalp her beobachtet haben. Über diesen höhern Bündnerschiefern folgen Kristallin, Kalkstein, Tafelquarzit, Rauhwaacke, Bündnerschiefer, Dolomit und wieder Bündnerschiefer. Die Rauhwaacke und der mittlere Bündnerschiefer keilen zwar bald aus, um weiter unten am Hang aber wieder einzusetzen. Über diesen Gesteinen folgt die mächtige Quarzit- und Glimmerschiefer-Serie, genau wie am Rothorn.

Ganz anders steht es aber hier mit dem Hangenden. Während am Rothorn stets die mächtigen Bündnerschiefer der Hörnlizone folgten, liegt hier eine ziemlich mächtige Rauhwaacke zwischen den Glimmerquarziten und dem unverkennbaren Mischabelkristallin. Von einem Bündnerschiefer zwischen den Glimmerquarziten der Rinderbergzone und dem Kristallin des Alphubellappens, um den es sich hier handelt, ist nichts mehr zu finden. Während auf der Westseite des Täschtales über der Rothornzone nur Bündnerschiefer liegen, finden wir im Hangenden der Rinderbergzone, d. h. auf der östlichen Talseite, nur Kristallin bis hinunter auf den Talboden, wenn auch stellenweise in stark zerrüttetem Zustand. Der Kontakt der Bündnerschiefer der Hörnlizone mit dem Alphubelkristallin liegt also im Talboden des Täschbaches unter Schutt und Moränen verborgen.

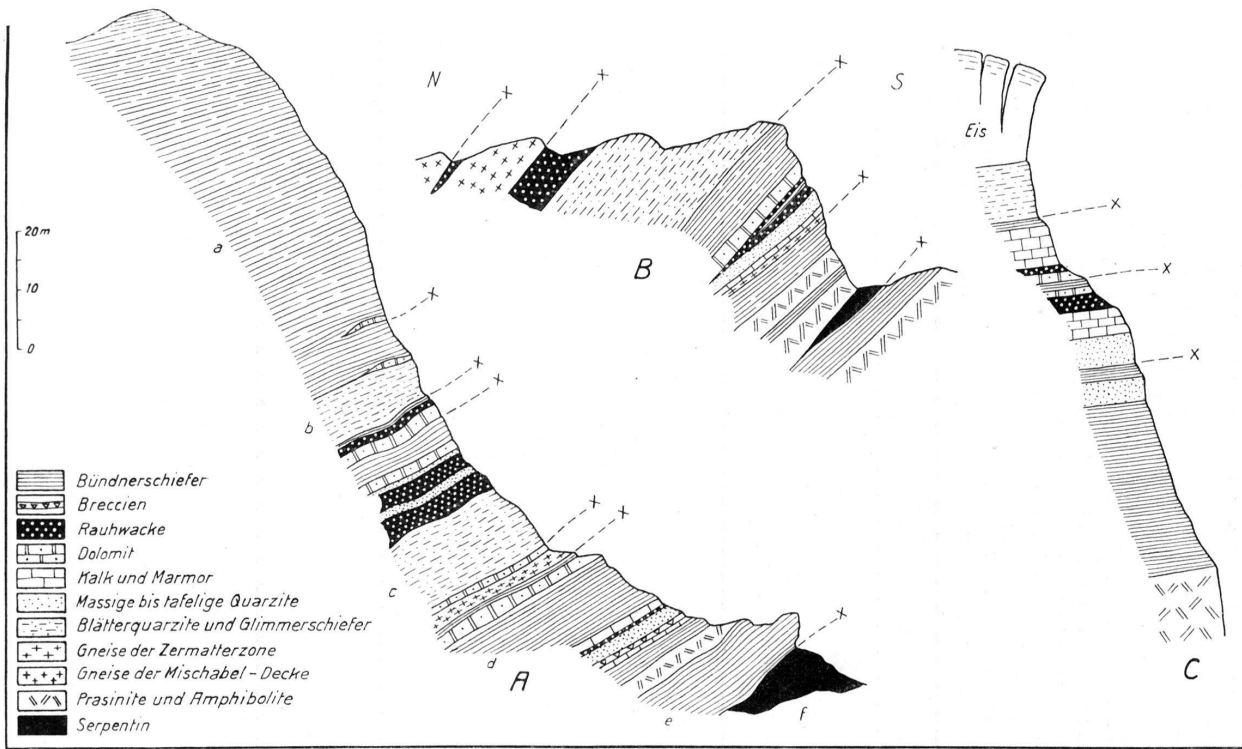


Fig. 17. Tektonische Profile durch die Rothorn- bzw. Rinderbergzone.
A. Oberrothorn NE-Grat; B. Rinderberg; C. Oberer Feegletscher.

Über die oberste Partie des Profils beim Rinderberg wurde bereits früher (S. 66) berichtet. Es folgen also noch mehrere Rauhwaacke- und Dolomit-Züge innerhalb des Kristallins, die aber bereits dem Mesozoikum der Mischabel-Decke zugerechnet werden müssen.

Wie steht es mit der Fortsetzung dieses Profils gegen Osten? Östlich der Rinderberg-Alphütte auf ca. 2750 m findet sich Bündnerschiefer von annähernd 50 m Mächtigkeit¹⁰⁾. Darüber folgt, allerdings nicht durchgehend aufgeschlossen, ebenso mächtig, der Glimmerquarzit mit dünnen Zwischenlagen von Bündnerschiefern. Wie im Rinderberg, liegen darüber ca. 5 m Rauhwaacke und dann das Mischabelkristallin, in dem noch drei getrennte Dolomitzüge bis zu 20 m Tiefe eingeschaltet sind. Weiter nach Osten verschwindet die Rinderbergzone unter den ausgedehnten Moränen und Eismassen des Wandgletschers. Nur der oberste Teil des Profils, einige Meter Glimmerquarzite, dann die trennende Rauhwaacke und die Basis des Kristallins sind noch einigemal auf kurze Distanzen aufgeschlossen, so zum letztenmal auf ca. 3150 m an der Basis des Rotgrates. Dann aber bleibt die Rinderbergzone für immer verschwunden, wenigstens auf der Westseite des Saasgrates.

Durch einen gewaltigen Eissturz, der wahrscheinlich erst in den allerletzten Jahren niedergegangen ist, wurde in den obern Teilen des Feegletschers östlich des Alphubeljoches ein Profil freigelegt, das nur demjenigen der Rinderbergzone entsprechen kann. Im obersten Teil der Wand, die vom Feekopf in nördlicher Richtung gegen die Langfluh hinunterzieht, ist unter den mächtigen, überhängenden Eistürmen auf ca. 3650 m ein Bündnerschiefer-Trias-Profil anstehend, das in Fig. 17 Profil C wiedergegeben ist. Die Basis bildet die nahezu 200 m hoch aufgeschlossene Grünschieferwand, die zur Hauptsache den Feekopf aufbaut. Die Fortsetzung bilden 30—50 m Bündnerschiefer und darüber Tafelquarzit. Dann folgt eine Wechsellagerung von Bändermarmoren, Rauhwaacken, Dolomiten, Bündnerschiefern und dunkeln, blaugrauen Kalken, wie sie im Profil am Rinderberg ebenfalls anstehen. Das Hangende und das zugleich am höchsten aufgeschlossene Glied bildet ein helles, schiefriges Gestein. Ohne das Risiko, von einem Eissturz die Wand hinuntergefegt zu werden, war es aber nicht möglich, die Stelle direkt zu betreten, so dass der Charakter dieses Gesteins im Anstehenden nicht genauer festgestellt werden konnte. Nach der hellen Farbe und der starken Schieferung zu schliessen, kann es sich nur um das Kristallin der Rinderbergzone handeln. Es ist unter den Eistürmen noch 5—10 m aufgeschlossen. Der Hangendkontakt des Kristallins liegt unter dem Eise des Feegletschers. Die Rinderbergzone zieht somit über den Saasgrat nach Osten auf die Seite von Saas-Fee. Damit aber gelangen wir in die Umgebung der Gletscheralp und der dortigen Profile, die faziell eine weitgehende Ähnlichkeit aufweisen. Auf einen mindestens teilweisen Zusammenhang der Rinderbergzone mit dem Profil der Gletschergrotte wurde bereits S. 78 hingewiesen. Die genauen Verhältnisse können aber heute noch nicht im Detail wiedergegeben werden.

Es bleibt noch eine andere, sehr wichtige Partie auf der Täschalp zur genaueren Betrachtung. Auf den Seiten 64—67 wurde dargelegt, dass die Rückfalte der Mischabel-Decke sehr komplex gebaut und mit den aufliegenden Sedimenten teils verschuppt und teils in grossem Maßstab verfault ist. Noch viel weitgehender ist diese Verfaultung in den höhern Partien der der Rückfalte aufliegenden Sediment- d. h. Triasserien.

¹⁰⁾ Auf diesem steht heute die neue Täschhütte des SAC.

Wenden wir, etwa bei der Herberge auf der Täschalp stehend, unsere Blicke gegen Süden, so bemerken wir in der Nordflanke der Sattelspitze (Pt. 3164) ein kompliziertes Faltengebilde von gelben Dolomiten und Kalken neben grünlichen Quarziten in den steil stehenden, dunkeln Bündnerschiefern (vgl. Fig. 18). Eng aneinandergeschmiegt stehen vier Falten annähernd senkrecht in der Wand. Den Kern dieser Falten bildet der S. 66 beschriebene Kristallinsporn des Sattelspitz-

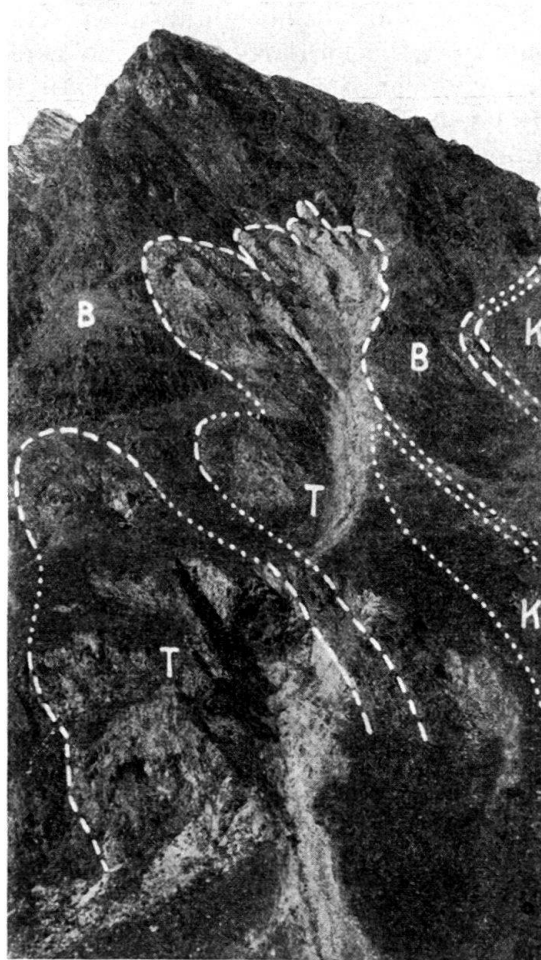


Fig. 18. Die Triasfalten der Täschalpmulde in der Nordflanke der Sattelspitze.
(*K* = Kristallin, *T* = Trias, *B* = Bündnerschiefer.)

lappens, darüber liegen, tektonisch angehäuft, Dolomite und Rauhwacken. Den leitenden Horizont im Hangenden dieser basalen Triasgesteine bildet ein Tafelquarzit, der tief in die Synklinalmulden zwischen den Falten eingreift. Darüber folgt, allerdings nicht überall vorhanden, nochmals ein schwächtiger Dolomit als Basis der grossen Bündnerschiefermasse der Zermatter Zone. Das ganze Faltenbündel, dem sich gegen Osten noch eine fünfte Falte anschliesst, taucht in vertikaler Stellung gegen Süden unter den Talboden. Das Streichen der Faltenachsen ist ziemlich genau nordöstlich gerichtet bei einem Südwestfallen von ca. 25°. Dasselbe entspricht dem Axialgefälle des Alphubellappens.

Auf der östlichen Talseite finden sich Triasgesteine, die hier weit in das Mischabelkristallin hineingreifen. Es ist die **Mulde der Täschalp**. Südlich des Täsch-

baches sind in beträchtlicher Mächtigkeit Triasgesteine aufgeschlossen, helle Bänderkalke, Marmore und ein Tafelquarzit, der so schön gefaltet und regelmässig gebankt ist, dass er von den Einheimischen hier in grossen Platten gebrochen wird. (Verwendung vor allem als Dachplatten.) Betrachtet man den Aufschluss etwas genauer, so ergibt sich, dass er aus zwei sich eng aneinander schliessenden Falten gebildet wird, deren Axialgefälle annähernd isoklinal mit dem Hang verläuft (Fig. 19). Deutlich zu erkennen sind die beiden Gewölbe im Quarzit, der Kern

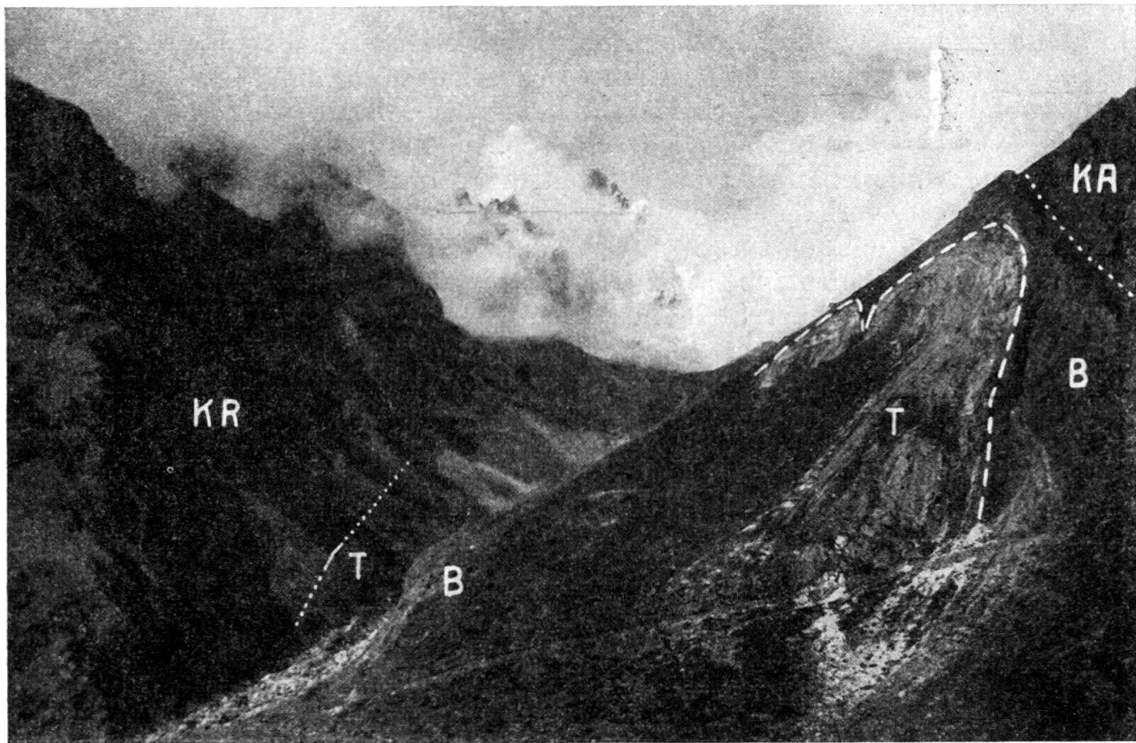


Fig. 19. Die Triasfalten der Täschalpmulde am Rotbach. Blick gegen das Täschhorn.
(*KR* = Kristallin der Mischabelrückfalte, *KA* = Kristallin des Alphubellappens, *T* = Trias,
B = Bündnerschiefer.)

wird, wie auf der andern Talseite, von den Kalk- und Dolomitgesteinen eingenommen. Gegen Osten sind die Falten unter der ausgedehnten Moränenlandschaft des Weingartengletschers versteckt. Weiter oben, gegen das Mischabeljoch zu, wo das Kristallin als trennende Felsrippe zwischen den Eisströmen wieder auftaucht, ist von den Falten nichts mehr zu finden, Sie werden also in der Mulde der Täschalp gegen Osten zu weiter zusammengedrückt und verlieren sich mit dieser im Kristallin. Gegen Westen stechen die Axen dieser Falten steil gegen den Talboden hinunter und wieder ins Gebirge hinein. Infolge der Auskleisterung des Talbodens mit Gletscherschutt ist aber auch hier von den Falten nichts mehr zu beobachten. Sie sind somit nur östlich der Täschalp mit ihrem obersten Teil, der Stirn- und Biegung, an der Oberfläche noch sichtbar, während die nach Osten steil aus dem Gebirge ausstechenden untern Teile dauernd unter den rezenten Ablagerungen verborgen bleiben.

Diese beiden Falten östlich der Täschalp sind aber nicht in direktem Kontakt mit dem Mischabelkristallin, sie sind vielmehr allseitig in Bündnerschiefer ein-

gebettet. Leider ist südlich von ihnen der Kontakt Bündnerschiefer-Alphubelkristallin nirgends aufgeschlossen. Morphologisch verläuft an dieser Stelle eine am Grunde mit Schutt und Vegetation verkleidete Rinne (in Fig. 19 rechts aussen sichtbar). Es ist daher wahrscheinlich, dass der Kontakt durch ein relativ leicht verwitterbares Gestein hier morphologisch angedeutet wird. Dafür käme aber nur die Rauhwaacke in Frage, die auf der Südseite des Alphubellappens sich zwischen das Kristallin und die Glimmerquarzite einschaltet. Sollte dies zutreffen, so findet sich in der ganzen Umhüllung des Alphubellappens ein Triaszug, der einzig und allein als Verbindungsglied der Rinderbergzone mit der Täschalpmulde figuriert. Ob nun aber diese Rauhwaacke als primär zur Rinderbergzone gehörend oder den „Normalsedimenten“ der Mischabel-Decke zugehörig aufgefasst werden soll, ist nicht ohne weiteres zu entscheiden. Rein faziell erscheint es aber unwahrscheinlich, dass von einem so reich gegliederten Zug, wie ihn die Rinderbergzone auf der Südseite des Alphubellappens darstellt, auf der Nordseite nur noch eine bescheidene Rauhwaacke vorhanden sein soll. Andererseits würde es aber durchaus der penninischen Tektonik entsprechen, wenn an dieser Stelle, d. h. an der äussersten Peripherie des Alphubellappens, die Rinderbergzone einfach abgerissen worden wäre, um dann an anderer Stelle in tektonischer Anhäufung vorhanden zu sein. Als Akkumulation in diesem Sinne wären wohl die Falten sowohl östlich der Täschalpen wie in der Nordflanke der Sattelspitze zu deuten. Die Serie der Tafelquarzite und der aufliegenden Dolomite gehört demnach wohl nicht dem Normalmesozoikum an, sondern muss eher einem höhern Element zugerechnet werden, wie dies schon STAUB (Lit. 113) beschrieben hat.

Versuchen wir, für diese Annahme weitere Anhaltspunkte zu finden. Das Profil im „Sattel“ (Fig. 4) wurde bereits S. 64 besprochen. Die charakteristischen Glimmerquarzite fehlen hier zwar vollständig, nach denen die Rothornzone als solche am ehesten erkennbar gewesen wäre. Sicher ist nur, dass in dieser Serie Gesteine miteinander verschuppt sind, die ursprünglich niemals zusammengehörten. Weiter gegen Südwesten, entlang dem geschlossenen Kristallin der Mischabelrückfalte bis in den untern Teil des Arbzuges, sind die Aufschlüsse derart spärlich, dass weitere Zusammenhänge nicht ersichtlich sind. Im untersten Teil, nördlich von Ried, beginnen mächtige, mit der Stirn gegen Süden gerichtete Falten aufzutreten, deren Kontakt mit dem Liegenden aber nirgends aufgeschlossen ist.

Auf der Westseite der Mattervisp sind die Verhältnisse derart, dass die geologischen Zusammenhänge wieder klarer in Erscheinung treten. Die zahlreichen liegenden Triasfalten, die sich dort in den Bündnerschiefern einschalten, stechen mit den Axen nahezu senkrecht zum Hang aus dem Gebirge heraus (W-Fallen 33° unten und 27° oben) und ergeben dadurch ein nahezu senkrecht geschnittenes Querprofil, das sehr gut aufgeschlossen ist, da Moränenablagerungen, mit Ausnahme des untersten Teiles, fast vollständig fehlen (Fig. 20). Es sind dies die bekannten «Plis en retour» ARGANDS in der tiefen Ostflanke der Plattenhörner.

Im Flussbett der Visp, unterhalb der Lawingalerie der Visp-Zermatt-Bahn, sind weisse und gebänderte Marmore und Tafelquarzite mit einem Nordwest-Fallen von 41° blossgelegt. Sie gehören, wie besonders auch oberhalb des Bahntrasses festgestellt werden kann, dem Liegendschenkel einer tiefsten Rückfalte an. Dann bleibt die Serie mangelhaft aufgeschlossen bis auf eine Höhe von 1720 m, wo eine zweite Rückfalte, ebenfalls kleineren Ausmasses, sichtbar ist. Darüber folgt eine erste grössere Falte, die unter den beiden ausgeprägten Wallmoränen eines einstigen Lokalgletscherchens durchzieht. Sie greift viel weiter nach Süden aus, als dies auf der Dent Blanche-Karte angegeben ist. Auf Distanz ist sie allerdings nicht

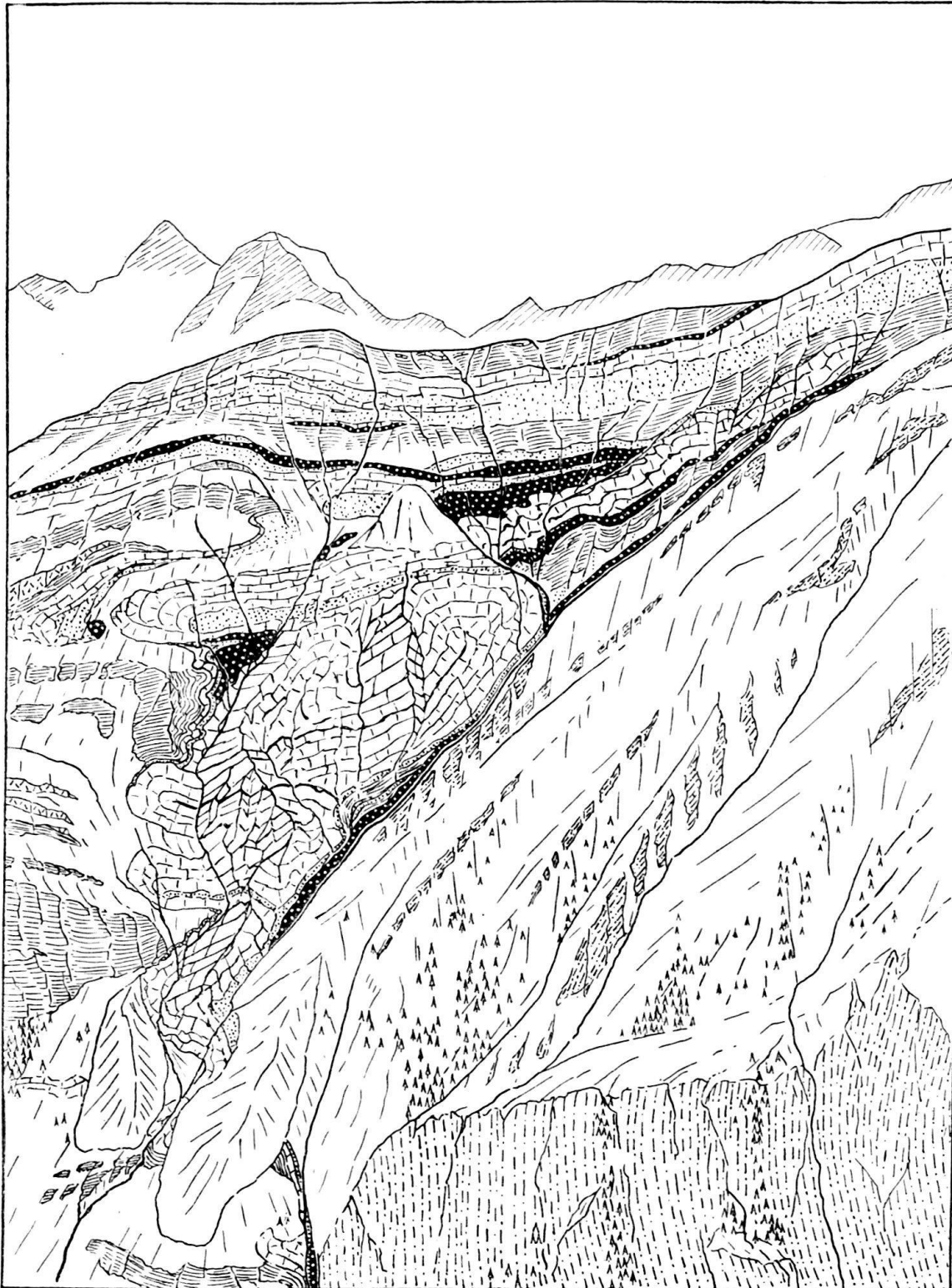


Fig. 20. Die Trias-Rückfalten in der Ostflanke der Plattenhörner.
Im Hintergrund links Obergabelhorn und Wellenkuppe.

sichtbar, da sie in ihrem südlichen Teil durch einen Lärchenbestand den Blicken entzogen ist. Dann folgt hangaufwärts eine mächtige Triasrückfalte über der andern, wobei diese sukzessive immer weiter nach Süden ausholen. Im oberen Teil der Schusslauenen gesellen sich zu diesen Gesteinen noch diejenigen der Kühbergserie, mit denen sie eng zusammengepresst und etwas nördlich davon auch gemeinsam abgequetscht werden.

Untersuchen wir die Kontaktzone dieser Züge mit dem liegenden Kristallin. Die Basis der mächtigen Kalk- und Dolomitserie bildet fast auf der ganzen Länge der bis 10 m mächtige Tafelquarzit, auf den schon STAUB (Lit. 113) hingewiesen hat. Er macht z. T. die einzelnen Falten mit und bildet dann deren Kern. Im oberen Teil der Bergflanke, d. h. gegen das Mettelhorn hin, reisst er bereits vor den Kalkgesteinen ab. Unter dem Quarzit folgen nun aber nicht, wie zu erwarten wäre, die Glimmerquarzite und die tieferen Gneise, sondern auf der ganzen Länge, ohne Unterbruch, eine Rauhwanke. Diese zeigt alle Spuren einer intensiven Durchbearbeitung mit dem liegenden Kristallin, das hier aus grünen Chlorit-Quarzit-Schiefern (Typus Casannaschiefer) besteht. Stücke bis über Kopfgrösse dieser grünen Schiefer sind ihr in grosser Zahl unregelmässig eingelagert. Dadurch kennzeichnet sich diese Rauhwanke als ausgesprochener Bewegungshorizont (s. auch S. 63ff.). Die Grenze Rauhwanke-Mischabel-Kristallin ist sehr scharf und verläuft meistens genau am Grunde der tief auserodierten Lawinenrunse, sie tritt somit auch morphologisch deutlich hervor. Die Mächtigkeit der Rauhwanke variiert stark. Stellenweise, besonders im untern Teil, beträgt sie oft kaum mehr als einen halben Meter, höher oben nimmt sie aber stellenweise bis auf 50 m zu.

Allein, diese kristallinen Schubspäne sind nicht alles, was wir in der Rauhwanke finden können. In ca. 2200 m Höhe liegt in der Runse zwischen dem Bernhardkristallin und dem Tafelquarzit der Rückfalten noch eine weitere Gesteinsserie. Da folgen über der Rauhwanke zuerst Bündnerschiefer, auf welche ebenfalls STAUB bereits 1939 anlässlich einer Exkursion aufmerksam gemacht hat, dann Marmore, Quarzit und nochmals Bündnerschiefer von mehreren Metern Mächtigkeit und erst über diesen, z. T. wieder mit Rauhwanke, der durchgehende Basisquarzit der höhern Rückfalten (vgl. Fig. 20 und 21). Im oberen Teil der Schusslauenen liegt in gleicher Weise, teils mit dem Tafelquarzit im Hangenden verfalltet, ein gegen 50 m mächtiger Bündnerschieferzug, der nach Norden ebenfalls vollständig abgequetscht wird.

Aber auch die Hauptmasse der Rückfalten besteht nicht aus einem einzigen, einheitlichen Triaszug, wie man bei oberflächlicher Betrachtung annehmen könnte. Bereits oberhalb der südlicheren der beiden oben erwähnten Wallmoränen, längs des in den Kühberg führenden Pfades, tritt stellenweise innerhalb der Kalksteine nochmals ein Tafelquarzit auf. Zum Teil unter der Vegetationsschicht verborgen, lässt er sich bis in die obere Schweifinen verfolgen, wo er an Mächtigkeit zunimmt und zugleich an mehreren Orten von einer Rauhwanke unterlagert erscheint. Auch die ihm auflagernden Kalke und Dolomite nehmen hier zu, werden aber in ca. 2600 m Höhe mit den gleichartigen Gesteinen der tieferen Serie derart vermischt, dass sie nicht mehr getrennt verfolgt werden können.

Aus all diesen Feststellungen ergibt sich folgendes: Die Triasrückfalten in der Schusslauenen nördlich Zermatt werden nicht nur von einer einzigen Serie gebildet, sondern von drei unabhängig übereinander liegenden Schuppen, wovon die mittlere nach ihrer Mächtigkeit die bedeutendste ist. Damit ergibt sich auch eine klare Bestätigung unserer früheren Beobachtungen auf der Täschalp. Über dem Kristallin befindet sich so nicht nur eine

Sediment-, d. h. Trias-Lias-Serie, sondern deren mehrere übereinander, stets durch Bewegungshorizonte tektonisch voneinander getrennt.

Damit allein ist aber über die tektonische Zugehörigkeit dieser Sedimentzüge noch absolut nichts ausgesagt. Es ist jedoch aus faziellen Gründen am naheliegendsten, den tiefsten derselben als das Normalmesozoikum der darunter liegenden älteren Serien zu betrachten, wenn auch die Auflagerung keineswegs eine normale

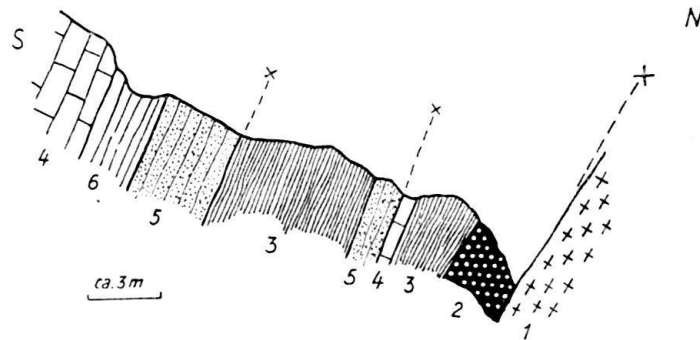


Fig. 21. Profil aus der Schusslauenen.
Kontakt zwischen Triasrückfalten und Mischabelkristallin.

ist. Sind doch gerade die typischen Tafelquarzite in dieser tiefsten Serie nur sehr untergeordnet vertreten und auch die übrige Trias der Basalserie ist von den höhern Triaszügen mit ihren mächtigen Kalk-Dolomitkomplexen deutlich verschieden. Mit dieser Feststellung aber müssen die höhern Züge notgedrungen einer andern tektonischen Einheit zugeschrieben werden und als solche kann nur die untere Zermatter Schuppenzone in Frage kommen. Der fazielle Unterschied dieser Züge gegenüber den andern Triasschuppen der Zermatter Zone wurde bereits weiter oben besprochen und zu erklären gesucht.

Wie verhalten sich nun unsere Befunde in der untern Zermatter Schuppenzone in bezug auf die STAUBSche Interpretation? Die Rothornzone, d. h. das basale Element der untern Zermatter Schuppen, verschwindet auf der westlichen Talseite der Täschalpen unter den Alluvionen des Talbodens. Auf der östlichen Seite, in der Streichrichtung der Rothornzone, steigt die im vorigen als Rinderbergzone beschriebene Serie unter diesen Alluvionen hervor und lässt sich, wenn auch mit Unterbrüchen, über das Alphubeljoch ins Saastal verfolgen. Der durchaus analoge Charakter dieser Rinderbergzone mit der Rothornzone, sowie das völlige Fehlen der charakteristischen Blätterquarzite, bzw. Glimmerschiefer in der Täschalpmulde veranlassten uns daher, in den beiden Zonen das gleiche tektonische Element zu sehen. Darnach würde aber im Gebiet der Täschalpen weder ein axiales Ausstreichen in die Luft, noch eine sichtbare direkte Umbiegung der Rothornzone in die Züge der Schweifinen stattfinden, wie dies nach der Auffassung von R. STAUB der Fall wäre.

Die im Gebiete der Täschalpen, sowie besonders nördlich von Zermatt, dem mutmasslichen Normalmesozoikum der Mischabelrückfalte aufliegenden, tektonisch isolierten Sedimentzüge müssen jedoch als Fortsetzung der tiefern Zermatter Schuppen aufgefasst werden. Ein lückenlos verfolgbarer Zusammenhang der Triasgesteine der Rothornzone mit denjenigen in der Schweifinen kann aber nicht

nachgewiesen werden, obwohl die hangenden Bündnerschiefer mit beiden Elementen stratigraphisch verbunden und daher dieselben sind.

Stellen wir die beiden zur Diskussion stehenden Ansichten über die Zermatter Schuppenzone einander gegenüber und vergleichen sie mit unseren Befunden, so kommen wir zu folgendem Schluss: Die Auffassung von ARGAND kann nicht zu Recht bestehen, weil einmal ein deutlicher fazieller Unterschied zwischen der obern und der untern Zone besteht und weil der untere Zug niemals als verkehrte Serie aufgefasst werden kann; somit besteht die Auffassung von STAUB wohl zu Recht; deren Richtigkeit kann hingegen vorderhand mindestens durch lückenlose Beobachtung des Zusammenhanges zwischen Rothornzone und Schweifinen nicht direkt nachgewiesen werden.

Zusammenfassung.

Es erscheint wohl angezeigt, am Schluss dieser Arbeit die wichtigsten Beobachtungen und Resultate nochmals kurz zusammenzufassen.

Im ersten Abschnitt wurde auf die **mittel- und oberpenninische Schichtreihe** des Untersuchungsgebietes eingegangen und dabei folgendes festgestellt. Die in unserem Gebiet für die Combinzone (Zermatter-Zone) von ARGAND aufgestellte stratigraphische Gliederung kann nicht durchgehend aufrechterhalten werden, da dieser Autor den Begriff der untern Trias nach unserem Dafürhalten zu weit gefasst hat. Die sog. „Quartzites feuilletés“, die lithologisch zu einem grossen Teil grobkristalline Glimmerschiefer und Albitgneise darstellen, sind vielfach von gewissen Casannaschiefern nicht zu unterscheiden und sind daher bereits ins kristalline Grundgebirge zu stellen. Als Schichtglieder der unteren Trias sind ausschliesslich die eigentlichen Quarzite, die meist als Tafelquarzite ausgebildet sind, zu betrachten, obwohl eine scharfe Grenze zwischen diesen beiden Gesteinsarten nicht überall gezogen werden kann. Ein Beweis für die Eingliederung der erstgenannten Gesteine ins kristalline Grundgebirge ist vor allem in der ausgeprägten Metamorphose und Kristallisationsschieferung zu sehen, die diese Gesteine in keiner Weise vom übrigen Grundgebirge unterscheidet.

Sichere paläontologische Anhaltspunkte für eine stratigraphische Gliederung konnten erstmals in der mittleren Trias gefunden werden, indem es gelang, in den grauen, dolomitischen Schiefern der Monte Rosa-Sedimenthülle Stielglieder von *Encrinus liliiformis* LAM. zu finden. Damit ist das ladinische Alter dieses charakteristischen Horizontes, der auch in der Trias der Zermatter Schuppenzonen vorkommt, eindeutig bestimmt. Hieraus ergibt sich eine sehr schöne Übereinstimmung auch mit bündnerischen Triasprofilen, wo an Hand einer sehr regelmässigen Schichtfolge dieses charakteristische, graue „Dolomitschieferniveau“ gleichfalls seit langem als Ladinien betrachtet werden musste (STAUB, Lit. 103), abgesehen von den Diploporendolomiten des Averser Weissberges. Auch in der Zermatter Zone konnten nachträglich Fossilien gefunden werden, jedoch ist ihr Erhaltungszustand hier weniger gut. An Hand dieser Fossilfunde und nach Vergleichen verschiedener Profile wurde eine detaillierte Gliederung der Trias vorgenommen, wie sie für unser Untersuchungsgebiet bei ungestörten Lagerungsverhältnissen am ehesten zutreffen würde.

Am Übergang von der Trias zu den jurassischen Bündnerschiefern findet sich vielerorts als groborogene Bildung eine Dolomitbreccie, deren Komponenten häufig stark ausgewalzt sind. Das Alter derselben konnte nicht genau festgestellt

werden. Da sie aber stratigraphisch über der sicheren Trias liegt, dürfte sie rhätisches oder unterliasisches Alter haben.

Sehr unsicher erwies sich leider die Altersbestimmung der Bündnerschiefer, da infolge der starken Metamorphose bisher keinerlei Fossilspuren gefunden wurden. Eine Gliederung derselben nach lithologischen Gesichtspunkten lässt sich zwar verhältnismässig leicht durchführen, doch ist eine stratigraphische Einordnung der einzelnen Glieder infolge der starken Verschuppung innerhalb der Zermatter Zone vorläufig noch allzu unsicher, um ernsthaft postuliert zu werden. Mit ihrer Deutung als Lias bis tiefster Dogger dürften wir jedoch kaum fehlgehen.

Eine Reihe wesentlicher Beobachtungen konnte in tektonischer Hinsicht gemacht werden, sowohl in der Monte Rosa- und der Bernhard-Decke wie in der Zermatter Zone und in der von diesen drei Elementen fast allseitig eingeschlossenen Ophiolith-Decke.

Vorerst wurde in der **Mischabelrückfalte** die bereits von STAUB erwähnte Abspaltung des sog. Alphubellappens (S. 65) voll bestätigt und näher umschrieben. Daneben konnte in der Nordflanke der Sattelspitze eine weitere, wenn auch viel kleinere, gleichsinnig gerichtete Ausstülpung des Mischabelkristallins festgestellt werden, der wir den Namen „Sattelspitzlappen“ (s. S. 66) gaben. Damit erscheint die Mischabelrückfalte ARGANDS noch komplizierter, als dies bisher angenommen wurde. Aber ausser diesen Auslappungen konnten sowohl in der Bernhard- wie in der Monte Rosa-Decke eine ganze Reihe von baulichen Besonderheiten festgestellt werden, die im wesentlichen in einer intensiven Verschuppung der peripheren Partien der Kristallkerne mit den hangenden mesozoischen Sedimenten bestehen. Diese Verschuppung, die ihre Ursache in translatorischen Bewegungen parallel zum Aussenrand der kristallinen Deckenmassen hat und beim Übereinanderschieben der Decken zur Zeit der alpinen Hauptschubphase entstanden ist, wurde an verschiedenen Stellen sehr ausgeprägt beobachtet. Am Mettelhorn sind mehrere Dolomit- und Rauhwackelinseln — bis 50 m vom Rande des eigentlichen Kontaktes entfernt — eingeschaltet, die jeweils deutlich auf Bewegungsflächen liegen. Ähnliche Verhältnisse finden sich in den Täschalpen, soweit die Randzone des Kristallins und der Kontakt desselben mit dem Hangenden verfolgt werden kann.

Noch ausgeprägter als hier ist der Schuppenbau entlang dem **Nordabfall der Monte Rosa-Decke**, von wo er auch schon längere Zeit bekannt ist (ARGAND, STAUB). So finden sich im Gorner- und Hohtälligrat mindestens drei Trias-Bündnerschieferzüge, von denen der höchste stellenweise zu beträchtlicher Mächtigkeit anschwillt und selbst mehrfach verschuppt ist. Dieser Zug, der in der Südflanke des Stockhornes seinen Anfang nimmt, streicht vom Hohtälligrat in nördlicher Richtung hinunter zum Findelngletscher und unter diesem nach Osten. In der Umgebung des Schwarzberg-Weisstorpasses finden sich jenseits der Schweizergrenze mehrere ausgeprägte Schubflächen im Kristallin, die in den gleichen Niveaus liegen wie die Sedimentzüge am Hohtälligrat und daher als deren direkte Fortsetzung angesehen werden könnten. Wiederum auf Schweizerboden finden sich diese intrakristallinen Sedimentzüge an der Basis des Fluchthorns, unter dem Hangendgletscher, am Schwarzbergkopf und am Hinterallaligrat östlich der Britannia-Hütte. In diesem Gebiet zeigen sich intensive Verfaltungen, Ausquetschungen, Überrollungen und auch Querverfaltungen, die auf eine besonders starke tektonische Beanspruchung schliessen lassen. Nördlich der Britannia-Hütte treten sie in ihren Mächtigkeiten, wahrscheinlich als Folge einer lokalen Ausquetschung, nochmals stark zurück, um in der Ostflanke des Mittagorns erneut einzusetzen. Ein höherer Zug streicht, stets konform dem Kristallin-Grüngesteins-Kontakt, in

die Gletscheralp hinein, ein tieferer erreicht in nordwestlicher Richtung den Talboden von Saas-Fee und nimmt seine Fortsetzung in dem bereits bekannten Kapellenzug nordöstlich dieses Ortes. Hier schaltet sich also scheinbar ein Zwischenkeil zwischen Alphubellappen und Monte Rosa-Kuppel ein.

Damit ergibt sich auf der ganzen Länge vom Gornergrat bis mindestens Saas-Grund, vielleicht sogar bis an die Westabhänge der Weissmiesgruppe eine nahezu durchgehend verfolgbare Zone mesozoischer Züge im Monte Rosa-Kristallin, dessen periphere Partien dadurch von der Hauptmasse abgetrennt erscheinen. Diese Schuppenzone umhüllt scheinbar in der Umgebung von Saas-Fee den Kristallinlappen von Saas-Grund in den beiden Schuppenzonen des Kapellenzuges und der obern Mulde von Saas-Fee.

Bei der Betrachtung der Ophiolithe ergab sich zuerst eine Bestätigung der STAUBSchen Auffassung einer Ophiolith-Decke. Diese ist im Gebiete von Gornergrat-Breithorn mit der liegenden Monte Rosa-Decke in hohem Masse verfaultet in der Weise, dass auch im Rücken der Monte Rosa-Decke eine Art Rückfalte existiert, die ganz von den Serpentin und Amphiboliten der Ophiolith-Decke umgeben ist. Da das axiale Ausstreichen dieser Rückfalte gerade in die Haupterstreckung des Gornergletschers fällt, so kommt diese „Gornerrückfalte“ morphologisch in keiner Weise zum Ausdruck.

In der **Zermatter Zone** wurden vorerst mehrere Beobachtungen gemacht, die es sicherstellen, dass die obere Schuppenzone, d. h. der „Obere Würmlizug“, vom Hühnerknubel weg in die Triasgesteine von Trift und Kühberg weiterzieht. Damit werden die liegenden Falten der „Plattenhorntrias“ zwangsläufig zu einem Glied der Oberrn Zermatter Zone und sind mit der Kühbergserie tektonisch von den Schusslauenzügen zu trennen.

Das charakteristische Element der Hörnlizone bildet der auffällige Schuppenzug des Rothornes mit seinen teilweise sehr mächtigen Muskowitquarziten und Albitgneisen. Diese Rothornzone lässt sich von ihrem Eintritt in die Schweiz am Theodulhorn durchgehend verfolgen über Hörnli, Hubel, Triftschlucht, Unterrothorn, Oberrothorn in die Täschalpen. Wie aus der Detailkarte (Tafel IV) hervorgeht, lässt sich die Fortsetzung von hier nicht direkt beobachten. Aus der allgemeinen Streichrichtung wie aus lithologischer Übereinstimmung hält der Verfasser jedoch eher dafür, diese Fortsetzung im Profil vom Rinderberg zu sehen, womit ein Zusammenhang der Rothornzone mit der untern Gletscheralp (Gletschergrotte) und damit auch mit der obern Mulde von Saas-Fee wahrscheinlich würde. Nach mündlicher Mitteilung kann sich R. STAUB allerdings dieser Auffassung nicht anschliessen, sondern hält dafür, dass im Schuppenzuge Rinderberg-Gletscheralp die unter den Mischabelrückfalten nordwärts überkippte Basis der Ophiolith-Decke, d. h. die Schuppen des Gornergrates vorliegen.

Die Triaszüge der Schusslauenen müssen als nördliche Fortsetzung der höhern Schuppen der Hörnlizone im Profil der Triftschlucht aufgefasst werden. Sie sind durch Bündnerschiefer und eine deutliche Schubfläche vom liegenden Mischabelkristallin klar getrennt.

Bezüglich des innern **Baues der Ophiolith-Decke** wurde folgendes festgestellt: Die Grüngesteinsmasse zwischen Zermatt und Saas-Fee weist einen sehr heterogenen Bau auf. Der vorwiegend amphibolitischen Hauptmasse sind mächtige Linsen von Serpentinesteinen eingeschaltet, die stets durch Schubflächen von den übrigen Grüngesteinen getrennt sind. Die mächtigste dieser Linsen baut das Zermatter Breithorn, die Leichenbretter und den grössten Teil von Rifelberg-Rifelalp auf. Weitere bedeutende Serpentinmassen bilden den Unterbau des

Strahlhorns vom Schwarzberg-Weisstor bis fast auf 4000 m Höhe, ebenso den Unterbau des Rimpfischhorns vom Adlerpass bis auf 3900 m Höhe, die ganzen Rimpfischwänge, den Fluchthorn Gipfel und endlich die Langfluh. Daneben finden sich zahlreiche kleinere Serpentinorkommen, stets linsenförmig oder zu längeren Zügen ausgedünnt, den Amphiboliten eingeschaltet. Ähnliche Lagerungsverhältnisse zeigt auch die mächtige Gabbromasse des Allalinhorns.

Ausser diesen Serpentineinlagerungen findet sich ferner eine ganze Reihe von Schieferzügen, die oft auf weite Strecken verfolgbar die Amphibolit- und Prasinitmassen unterteilen.

Der Grossteil der Schieferzüge stellt — wie die Kontaktflächen Serpentin-Amphibolit — deutliche Bewegungshorizonte dar, die sich durch grobe Breccien, durch intensive Verfaltung der Gesteine längs der Kontaktflächen oder durch ausgesprochene, scharfe Schubflächen auszeichnen. Verschiedentlich konnten Schlepungserscheinungen festgestellt werden, die eine Bestimmung der gegenseitigen Bewegungsrichtungen zuliessen, so im Strahlhornserpentin am Kontakt gegen die liegenden Sedimente der Monte Rosa-Decke, am Breithornserpentin gegen den liegenden Amphibolit, hier mit Resten von Kalkschiefern an der Schubfläche, und im Trias-Bündnerschieferzug des Strahlknubels. Daraus lässt sich stets eine Bewegungsrichtung des hangenden Gesteinskomplexes in nördlicher oder nordöstlicher Richtung ableiten.

In bezug auf die **Petrographie der Ophiolith-Decke** konnte eine Gliederung der Gesteine nach ihrer Struktur durchgeführt werden, wobei die verschiedenen Strukturtypen eine gewisse Gesetzmässigkeit in ihrer regionalen Verteilung erkennen liessen. Diese besteht darin, dass die ursprünglich gleichkörnig-feinstruierten Gesteine heute in der Gestalt von Prasiniten hauptsächlich auf die Randzone der Ophiolithmasse beschränkt sind, während die Amphibolite, die eine ursprünglich grobkörnige Struktur erkennen lassen, in den innern Partien zu finden sind. Gewisse Zwischentypen mit einer ausgesprochenen porphyrischen Reliktstruktur finden sich in Zonen, die von den zentraleren zu den randlichen Partien überleiten.

Endlich konnten innerhalb der zentralen Amphibolitmassen noch verschiedene Gesteinstypen festgestellt werden, die besonders zufolge ihrer Umwandlungserscheinungen sehr interessant und daher auch für die Genese des ganzen Gesteinskomplexes von besonderer Bedeutung sind. Es betrifft dies neben der bereits bekannten Serie der Allalingabbro besonders die Eklogitamphibolite und Glaukophaneklogite, die an zahlreichen Stellen, hauptsächlich aber in den Gipfelpartien des Rimpfisch- und Strahlhorns festgestellt wurden, sowie die aus der Umgebung von Zermatt beschriebenen Glaukophanite. Auf die genetischen Beziehungen zwischen diesen Gesteinen und auf einige besondere Mineralumwandlungen wurde am Schlusse des dritten Abschnittes kurz eingegangen.

Mit diesen zusammenfassenden Bemerkungen soll die vorliegende Arbeit abgeschlossen werden. Der Verfasser ist sich wohl bewusst, dass damit die geologischen Probleme der Gebirge um Zermatt keineswegs erschöpft sind. Eine vollständige Abklärung mancher Probleme in den oft schwer und nur zu beschränkten Zeiten zugänglichen Gebieten wird aber vielleicht überhaupt nie restlos möglich sein, solange die Firne und Gletscher dieser Hochgebirgsregionen in ihrer heutigen Ausdehnung die majestätischen Gipfel umgeben.

Literatur-Verzeichnis.

1. ANGEL, FR.: Gesteine vom südlichen Grossvenediger. N. J. f. Min., Beil.-Bd. LIX. Abt. A. 1929.
2. ARBENZ, P.: Crionidenfunde im Lias der Dent Blanchedecke am Mt.-Dolin bei Arolla und in den Bündnerschiefern der Alp Monterascio südlich der Greina (Kt. Tessin). Ecl. géol. Helv., Vol. XXIII, 1930.
3. ARGAND, E.: Sur la tectonique du massif de la Dent-Blanche. C. R. Acad. d. Sc., Paris 1906.
4. — L'exploration géologique des Alpes Pennines centrales. Bull. Soc. Vaud. Sc. nat., Vol. XLV, Nr. 166 (Thèse univ. Lausanne), 1909.
5. — Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. Mat. carte géol. Suisse, N. S., Livr. XXXI, 1911.
6. — Sur la limite des deux séries cristallophylliennes compréhensives dans les Alpes occidentales. C. R. des séances Soc. Vaud. Sc. nat., 1911.
7. — Phases de déformation des grands plis couchés de la zone pennique. Bull. soc. Vaud. sc. nat., Vol. XLVIII, 1912.
8. — Sur l'arc des Alpes occidentales. Ecl. géol. Helv., Vol. XIV, 1916.
9. — Compte rendu de l'excursion de la Société géologique suisse à Zermatt du 16 au 18 septembre 1915. Ecl. géol. Helv., Vol. XIV, 1916.
10. — La géologie des environs de Zermatt. Actes soc. helv. sc. nat., 104^e sess., Zermatt 1923.
11. — Geologischer Führer der Schweiz. Fasc. III, L. La zone pennique, und Fasc. VII, Exkursionen Nr. 26 und 28, 1934.
12. BACKLUND, H. G.: Zur genetischen Deutung der Eklogite. Geol. Rundschau, Bd. XXVII, 1936.
13. BADER, H.: Beitrag zur Kenntnis der Gesteine und Minerallagerstätten des Binnentals. Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. XIV (Diss. Univ. Zürich), 1934.
14. BARTHOLOMES, FR.: Contribution à l'étude des roches éruptives basiques contenues dans le massif de la Dent Blanche (Valais). Thèse univ. Lausanne, 1920.
15. BEARTH, P.: Über den Zusammenhang der Monte Rosa- und Bernhard-Decke. Ecl. géol. Helv., Vol. XXXII, 1939.
16. — Über die Granitgneise der Monte-Rosa-(Mischabel)-Decke. Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. XXII, 1942. Sitzungsbericht über die XVII. Hauptversammlung in Sitten.
17. — Über spätalpine granitische Intrusionen in der Monte Rosa-Bernhard-Decke. Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. XXV, 1945.
18. BERNOULLI, W.: Ammoniten im Bündnerschiefer von Termen bei Brig. Ecl. géol. Helv., Vol. XXXV, 1942.
19. BONNEY, T. G.: Euphotide or Saussurite-smaragdite Gabbro of the Saasthal. Philosophical Magazine. March, 1892.
20. BRUN, A.: Péridotites et Gabbro du Matterhorn. Archives Genève, t. VII, 1899.
21. BURRI, C. und NIGGLI, P.: Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. Schweizer Spiegel Verlag, Zürich 1945.
22. CORNELIUS, H. P.: Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer- und Julierpass. N. J. f. Min., Beil.-Bd. XXXV (Diss. Univ. Zürich), 1912.
23. — Über einige Probleme der penninischen Zone der Westalpen. Geol. Rundschau, Bd. XI, 1920.
24. — Zur Frage der Beziehungen von Kristallisation und Schieferung in metamorphen Gesteinen. Centralbl. f. Min., 1921.
25. — Über tektonische Breccien, tektonische Rauhacken und verwandte Erscheinungen. Centralbl. f. Min., Abt. B., 1927.
26. — Über einige seltene Gesteinstypen aus dem Grüngesteinsgebiet von Zermatt (Wallis). Mitt. Geol. Ges. in Wien, Bd. XXVI, 1933.
27. — Zur Deutung gefüllter Feldspäte. Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. XV, 1935.
28. — Profile aus dem obern Val Tournanche. Mitt. Geol. Ges. in Wien, Bd. XXVIII, 1935.
29. — Einige Beobachtungen an den Gneisen des Monte Rosa und Gran Paradiso. Mitt. Geol. Ges. in Wien, Bd. XXIX, 1936.

30. DAL PIAZ, G.: Su alcuni lembi del ricoprimento della Dent Blanche compresi entro le formazioni posttriasiche della Grivola. Rendic. R. Accad. Naz. Lincei, Vol. VI, serie 6a, 1927/28.
31. DAMOUR, M.: Notice sur le Perowskite de Zermatt. Annales des mines, t. VI, 1854.
32. DIAS, A.: Contribution à l'étude pétrographique des schistes de Casanna du Val d'Hérens. Thèse univ. Lausanne, 1920.
33. DIEHL, A. E.: Geologisch-petrographische Untersuchung der Zone du Combin im Val d'Ollomont (Prov. Aosta, Italien). Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. XVIII (Diss. ETH. Zürich), 1938.
34. DIENER, C.: Zum Gebirgsbau der „Centralmasse des Wallis“. Sitzungsber. d. Kais. Akademie d. Wissensch. in Wien, Bd. XCVIII, 1889.
35. — Der Gebirgsbau der Westalpen. F. Tempsky, Wien 1891.
36. DUPARC, L.: Sur la classification pétrographique des schistes de Casanna des Alpes valaisannes. C. R. Acad. d. Sc. Paris 1901.
37. EICHENBERGER, R.: Die geologischen Verhältnisse des obern Saastales. In: Otto Lütshg, Über Niederschlag und Abfluss im Hochgebirge; Schweizerischer Wasserwirtschaftsverband, Verbandschrift Nr. 14, Veröffentlichung der Hydrolog. Abt. d. Schw. Meteorolog. Zentralanstalt Zürich. 1926.
38. ERB, J.: Ein Vorkommen von Fuchsit (Chrom-Glimmer) in den Schweizer-Alpen. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich. Jahrg. 43, 1898.
39. FAVRE, A.: Recherches géologique dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse, voisines du Mont Blanc. Genève et Paris. Victor Masson, 1867.
40. FRANCHI, S.: Sull età mesozoica della zone pietre verdi nelle Alpi occidentali. Boll. com. geol. d'Italia, 1898.
41. — Über Feldspat-Uralitisierung der Natron-Tonerde-Pyroxene aus den eklogitischen Glimmerschiefern der Gebirge von Biella (Graiische Alpen). N. J. f. Min. Bd. 2, 1902.
42. — La „Falda di ricoprimento del Monte Rosa“ di E. Argand e l'anticlinale permo-triasica Aceglia-Col Longet, nelle Alpi Cozie meridionali. Rendic. R. Accad. Naz. Lincei, Vol. V, serie 6a, 1927.
43. GANSSER, A.: Der Nordrand der Tambodecke; geolog. petrogr. Untersuchungen zwischen San Bernardino und Splügenpass. Schw. Mit. Petr. Mitt., Bd. XVII (Diss. Univ. Zürich), 1937.
44. GASTALDI, B.: Studii geologici sulle Alpi occidentali. (Firenze) Parte I, 1871; Parte II, 1874.
45. GERLACH, H.: Das südwestliche Wallis. Beitr. z. geol. K. d. Schw. IX, 1871.
46. — Die penninischen Alpen. Beitr. z. geol. K. d. Schw. XXVI, 1883.
47. GIORDANO, F.: Notice sur la constitution géologique du Mont Cervin. Archives, Genève, mars, 1869.
48. GOLLIEZ, H.: Profil du Simplon et environs de Zermatt. Livret-guide géolog. de la Suisse. Lausanne 1894.
49. GRUBENMANN, U.: Über einige schweizerische Glaukophangesteine. Rosenbusch-Festschrift. 1906.
50. — Die kristallinen Schiefer. Bornträger, Berlin 1910.
51. GRUBENMANN, U. und NIGGLI, P.: Die Gesteinsmetamorphose, I. Teil. Bornträger, Berlin 1924.
52. HEIM, ALB.: Über die geologische Voraussicht am Simplontunnel. Ecl. geol. Helv., Vol. VIII, 1904.
53. — Geologie der Schweiz. Bd. II/2. Leipzig 1922.
54. HERMANN, FR.: Sur l'éventail de Bagnes et la nappe de la Dent Blanche, C. R. Acad. d. Sc., t. 180, Paris 1925.
55. — La struttura della Alpi occidentali. Atti della Soc. Ital. di Scienze Nat. Vol. LXIV, 1925.
56. — La nappe de la Dent Blanche et les nappes des schistes lustrés en Maurienne et Tarentaise. Ecl. geol. Helv., Vol. XXI, 1928.
57. HEYDWEILLER, E.: Geologische und morphologische Untersuchungen in der Gegend des St. Bernhardinpasses. Ecl. geol. Helv., Vol. XV (Diss. Univ. Zürich), 1918.
58. HEZNER, L.: Beitrag zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite. Tscherm. Min. Petr. Mitt., Bd. XXII, (Diss. Univ. Zürich) 1903.

59. HUANG, K. T.: Etudes géologique de la région Weissmies-Portjengrat. Bull. Soc. neuchâtel. Sc. nat., t. 60 (Thèse univ. Neuchâtel), 1935.
60. JAECKLI, H.: Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams (Graubünden). Ecl. geol. Helv., Vol. XXXIV (Diss. ETH. Zürich), 1941.
61. JENNY, H.: Über Bau und Entstehung der penninischen Decken. Ecl. geol. Helv., Vol. XVII, 1923.
62. — Die alpine Faltung. Boroträger, Berlin 1924.
63. LUCERNA, R.: Matterhorn. Morphologische Entwicklungsgeschichte. Petermanns Mitteilungen, 82. Jahrg., 1936.
64. LUGEON, M.: Sur la coupe géologique du Massif du Simplon. C. R. Acad. d. Sc. Paris, 1902.
65. LUGEON, M. et ARGAND, E.: Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont. C. R. Acad. d. Sc. Paris, 1905.
66. — — Sur les homologies dans les nappes de recouvrement de la zone du Piémont. C. R. Acad. d. Sc. Paris, 1905.
67. MARSHALL-HALL, J. P.: On some Rocks from the Saas-Grat, compared with Erratic Blocks from neighbourhood of Lake Lemán. Mineralog. Magazine, 1882.
68. MILCH, L.: Über den Granitgneis vom Roc. Noir (Massiv der Dent Blanche). N. J. f. Min., Bd. I. 1901.
69. NABHOLZ, W.: Gryphaeenfunde in den Schistes lustrés-Serien Bündens und des Wallis. Ecl. geol. Helv., Vol. XXXVI, 1943.
70. — Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valsler- und Safiental. Ecl. geol. Helv., Vol. XXXVIII (Diss. Univ. Zürich), 1945.
71. NIGGLI, E.: Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs. Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. XXIV (Diss. Univ. Zürich), 1944.
72. NIGGLI, P.: Die Chloritoidschiefer und die sedimentäre Zone am Nordrande des Gotthardmassivs. Beitr. z. geol. K. d. Schw. N. F. XXXVI, 1912.
73. — Petrographische Provinzen der Schweiz. Festschrift Albert Heim. — Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich, LXIV, 1919.
74. NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F., WINTERHALTER, R. U.: Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. z. geol. K. d. Schw., Geotechn. Serie XIV, 1930.
75. NIGGLI, P., KOENIGSBERGER, J., PARKER, R. L.: Die Mineralien der Schweizeralpen. Wepf & Co., Basel 1940.
76. NOVARESE, V.: Nomenclatura e sistematica delle rocce verdi nelle Alpi Occidentali. Boll. com. geol. d'Italia, No. 2, 1895.
77. PREISWERK, H.: Über Dunitserpentin am Geisspfadpass im Oberwallis. Diss. Univ. Basel, 1901.
78. — Die metamorphen Peridotite und Gabbrogesteine in den Bündnerschiefern zwischen Visp und Brig. Verh. Naturf. Ges. Basel, Bd. XV, 1903.
79. — Die metamorphen Triasgesteine im Simplontunnel. Verh. Naturf. Ges. Basel, Bd. XXIV, 1913.
80. — Geologische Beschreibung der Lepontinischen Alpen. I. Teil: Die Grünschiefer in Jura und Trias des Simplongebietes. Beitr. z. geol. K. d. Schw. XXVI/I, 1918.
81. DE QUERVAIN, F.: Zur Kenntnis des Titanklinohumites (Titanolivin). Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. XVIII, 1938.
82. RENEVIER, E.: Structure géologique du massif du Simplon, à propos du tunnel projeté. Bull. Soc. vaud. Sc. nat., t. XV, 1878.
83. — Etude géologique sur le nouveau projet de tunnel coudé au travers du Simplon. Bull. Soc. vaud. Sc. nat., t. XIX, 1883.
84. — Etude géologique du tunnel du Simplon. Ecl. geol. Helv., Vol. VI, 1899.
85. ROSENBUSCH, H.: Zur Deutung der Glaukophangesteine. Sitzungsberichte d. königl. preuss Akademie der Wissensch. Berlin, Bd. XLV, 1898.
86. — Elemente der Gesteinslehre. 4. Aufl. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1923.
87. ROTHPLETZ, A.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Simplongebietes. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 64, 1912.
88. — Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Simplongebietes. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 66, 1914.

89. DE SAUSSURE, H. B.: Voyages dans les Alpes. Neuchâtel, 1796.
90. SCHAEFER, R. W.: Über die metamorphen Gabbrogesteine des Allalingerbietes im Wallis zwischen Zermatt- und Saasthal. Tscherm. Min. Petr. Mitt., Bd. XV (Diss. Univ. Heidelberg), 1895.
91. SCHARDT, H.: Note sur le profil géologique et la tectonique du massif du Simplon comparés aux antérieurs. Ecl. geol. Helv., Vol. VIII, 1904.
92. — Die wissenschaftlichen Ergebnisse des Simplondurchstichs. Actes Soc. helv. Sc. nat., Winterthur 1904.
93. — Coup d'oeil sur la géologie et la tectonique des Alpes du canton du Valais. Soc. Murithienne Sc. nat. Valais. t. XXXV, 1909.
94. SCHMIDT, C.: Sur la géologie de Zermatt et sa situation dans le système alpin. Archives Sc. physiques et naturelles, Genève, t. XXXIV, 1895.
95. — Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizer Alpen. Ecl. geol. Helv., Vol. IX, 1907.
96. — Bild und Bau der Schweizeralpen. Basel 1907.
97. — Die Geologie des Simplongebietes und des Simplontunnels. Rektorats-Programm d. Universität Basel, 1908.
98. SCHMIDT, C. und PREISWERK, H.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Simplongruppe. Geol. Kom. d. Schw. natf. Ges., Zürich, 1908.
99. SCHNELL, J. R.: Les roches basiques des nappes penniques. Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. I (Thèse Univ. Fribourg), 1921.
100. STAUB, R.: Zur Tektonik des Berninagebirges. Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich, LVIII, 1913.
101. — Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich, LX, 1915.
102. — Das Äquivalent der Dentblanchedecke in Bünden. Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich, LXII, 1917.
103. — Über Wesen, Alter und Ursachen der Gesteinsmetamorphosen in Graubünden. Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich, LXV, 1920.
104. — Über den Bau der Monte della Disgrazia. Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich, LXVI, 1921.
105. — Zur Tektonik der penninischen Decken in Val Malenco. Jahresber. d. Naturf. Ges. Graubündens, Bd. LX, 1921.
106. — Über ein Glaukophangestein aus dem Avers. Ecl. geol. Helv. Vol. XVI, 1921.
107. — Über die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen. Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. II, 1922.
108. — Über Glaukophan in einem Oberhalbsteiner Gabbro. Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. IV, 1924.
109. — Der Bau der Alpen. Beitr. z. geol. K. d. Schw. N. F. LII, 1924.
110. — Die geologischen Verhältnisse eines Septimertunnels. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich, LXXIII, 1928.
111. — Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges. Bd. 69, Abh. I, 1934.
112. — Des raccords tectoniques entre les nappes valaisannes et grisonnes. C. R. S. Soc. géol. de France, 1936.
113. — Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich, 1. Teil: LXXXII, 1937. 2. Teil: LXXXVII, 1942.
114. — Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden. Ecl. geol. Helv., Vol. XXXI, 1938.
115. — Radiolarit im Walliser Hochpenninikum. Ecl. geol. Helv., Vol. XXXV, 1942.
116. — Über den Bau der Zone du Combin der Walliser Alpen. Ecl. geol. Helv., Vol. XXXV, 1942.
117. — Über die Gliederung der Bündnerschiefer im Wallis. Ecl. geol. Helv., Vol. XXXV, 1942.
118. — Die Gebirgsbildung im Rahmen der Erdgeschichte. Verh. Schw. Naturf. Ges. Sils, 1944.
119. STAUB, W.: Kleintektonik und Oberflächengestalt auf der Westseite des Vispertales. Ecl. geol. Helv., Vol. XXVII, 1934.
120. — Gebirgsbau zwischen Vispental und Turtmanntal. Mitt. Naturf. Ges. in Bern, 1934.

121. STAUB, W.: Geologie des untern Vispertales und des Saastales. In: Schweiz. Alpenposten. Saastal. Poststrasse Stalden-Saas-Fee. Herausgegeben von der Eidg. Postverwaltung, Bern (1934).
122. — Der Bau der Stirnregion der St. Bernhard-Decke und ihrer Unterlage zwischen Visp und Leuk-Susten im Mittel-Wallis. Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich, XC, 1945.
123. STELLA, A.: Il problema geo-tettonico dell'Ossola e del Sempione. Boll. com. geol. d'Italia, No. 1, 1905.
124. STEINMANN, G.: Das Alter der Bündnerschiefer. Bericht d. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., Bd. IX, 1895; Bd. X, 1897.
125. — Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. C. R. XIV. Congr. géol. int. Madrid, 1926.
126. STREIFF, V.: Geologische Untersuchungen im Ostschams (Graubünden). Diss. Univ. Zürich, 1939.
127. STUDER, B.: Geologie der Schweiz. Bd. I, Bern 1851.
128. STUTZ, A. H. und MASSON, R.: Zur Tektonik der Dent Blanche-Decke. Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. XVIII, 1938.
129. TSCHOPP, H.: Die Casannaschiefer des obern Val de Bagnes. Ecl. geol. Helv., Vol. XVIII (Diss. Univ. Basel), 1923.
130. WEGMANN, E.: Zur Geologie der St. Bernharddecke im Val d'Hérens (Wallis). Bull. Soc. Neuchâtel. Sc. nat., t. XLVII (Diss. Univ. Neuchâtel), 1922.
131. — Über die Metamorphose der Prasinite in der St. Bernhard-Decke im Wallis. Ecl. geol. Helv., Vol. XXIII, 1930.
132. WEHRLI, L.: Gipsquarzit von Chippis im Wallis. Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. II, 1922.
133. WELTER, O. A.: Über die tektonische Stellung der Walliser Gneisdeckfalten. Centralbl. f. Min., 1910.
134. WERENFELS, A.: Geologische Beschreibung der lepontinischen Alpen. III. Teil: Geologische und petrographische Untersuchung des Vispertales. Beitr. z. geol. K. d. Schw., N. F. XXVI (Diss. Univ. Basel), 1924.
135. WOYNO, T. J.: Petrographische Untersuchung der Casannaschiefer des mittleren Bagnetales (Wallis), N. J. f. Min., Bd. XXXIII (Diss. Univ. Zürich), 1908.
136. ZACCAGNA, D.: Sulla geologia delle Alpi occidentali. Boll. Soc. geol. d'Italia, 1887.

Geologische Karten und Panoramen.

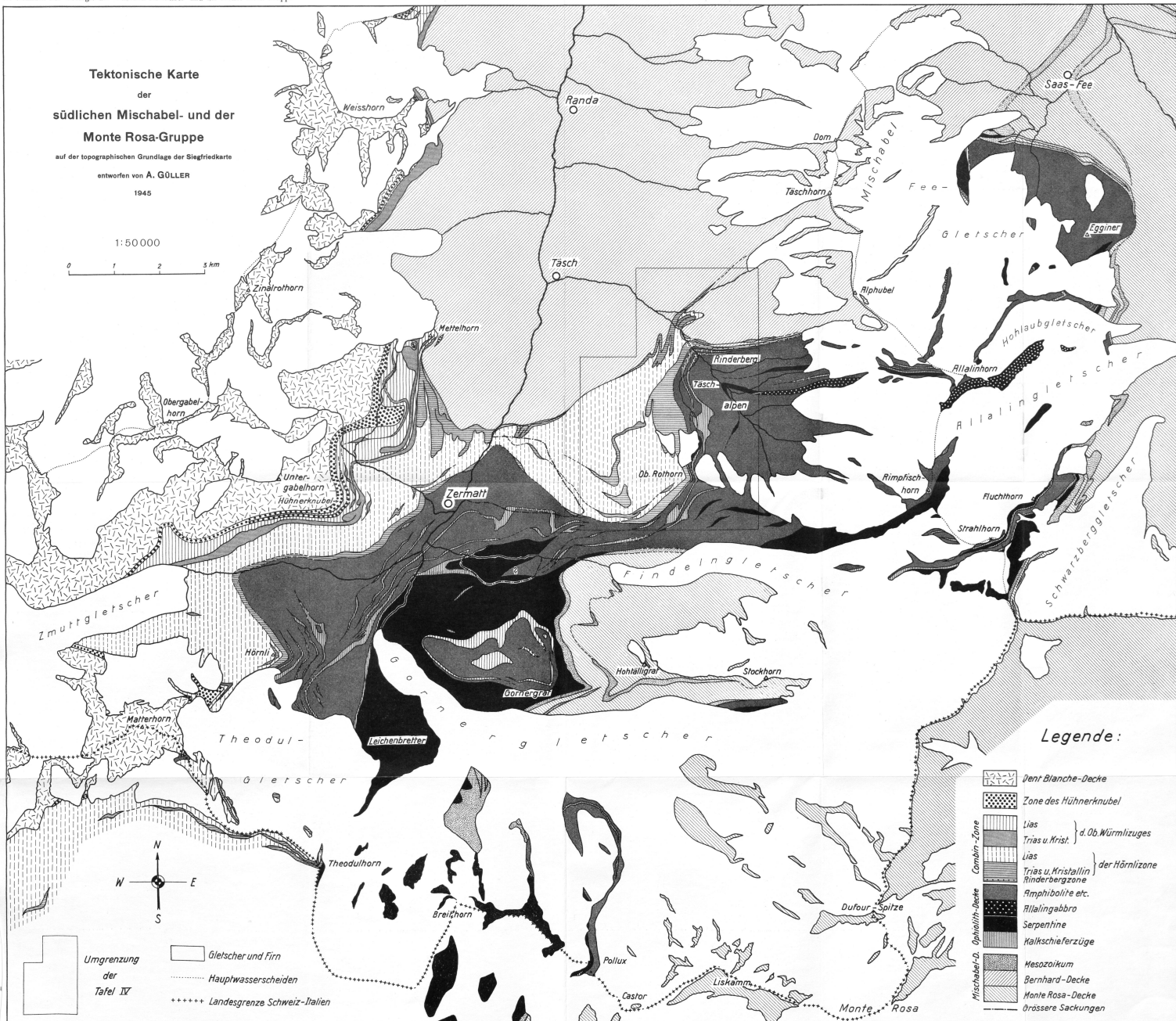
1. ARGAND, E.: Carte géologique du massif de la Dent Blanche. 1:50000. Mat. carte géol. Suisse, Carte spéc. No. 52, 1907.
2. — Carte géologique de la région du Grand Combin. 1:50000. Mat. carte géol. Suisse, Carte spéc. No. 93, 1934.
3. — Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales, avec planches. 1:50000. Mat. carte géol. Suisse, N. S. Livr. XXVII, Carte spéc. No. 64, 1911.
4. EICHENBERGER, R.: Geologische Karte des obern Saastales. 1:50000 (Lit. 37), 1926.
5. GERLACH, H.: Geologische Karte der Schweiz. 1:100000. Blatt XXII und XXIII, 1870 und 1882.
6. HERMANN, FR.: Stereogramma tectonica A) delle Alpi Valdostane centrali (1:37500) B) della alta Valli aostane meridionali (1:25000). Mem. Istit. geol. della R. Univ. di Padova 1927.
7. — Carta geologica delle Alpi nord-occidentali. 1:200000, 1937.
8. HUANG, T. K.: Carte géologique de la région Weissmies-Portjengrat. 1:25000 (Beilage zu Lit. 59), 1933/34.
9. MATTIROLO, E., NOVARESE, V., FRANCHI, S., STELLA, A.: Carta geologica d'Italia. 1:100000. Fo. Mt. Rosa et Fo. Aosta, 1912.
10. SCHMIDT, C.: Geologische Kartenskizze der Alpen zwischen St. Gotthard und Mont Blanc. 1:350000 (Lit. 96), 1906.
11. SCHMIDT, C. und PREISWERK, H.: Geologische Karte der Simplongruppe. 1:50000. Beitr. z. geol. K. d. Schw., Spez.-Karte Nr. 48, 1908.

12. STAUB, R.: Geologische Karte der Val Bregaglia (Bergell). 1:50000. Beitr. z. geol. K. d. Schw., Spez.-Karte Nr. 90, 1921.
13. — Tektonische Karte der Alpen und Profile. 1:1000000. Beitr. z. geol. K. d. Schw. N. F. LII, Spez.-Karte Nr. 105 A., B₁, B₂, 1924.
14. — Geologische Karte des Avers (Piz Platta-Duan). 1:50000. Beitr. z. geol. K. d. Schw., Spez.-Karte Nr. 97, 1926.
15. — Geologische Karte des Bernina-Gebietes. 1:50000. Beitr. z. geol. K. d. Schw., Spez.-Karte Nr. 119, 1946.
16. STAUB, W.: Der Gebirgsbau zu beiden Seiten des Vispertales. Panorama. 1:75000 (Beilage zu Lit. 121), 1934.

Manuskript eingereicht am 28. Januar 1947.

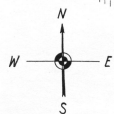
Tektonische Karte
der
südlichen Mischabel- und der
Monte Rosa-Gruppe
auf der topographischen Grundlage der Siegfriedkarte
entworfen von A. GÖLLER
1945

1:50 000



Legende:

- Dent Blanche-Decke
- Zone des Hühnerknubel
- Lias
- Trias u. Krist. } d. Ob. Würmlitzuges
- Lias
- Trias u. Kristallin } der Hörnlizone
- Rinderbergzone
- Amphibolite etc.
- Ophiolith-Decke
- Serpentine
- Malschieferzüge
- Mesozoikum
- Bernhard-Decke
- Monte Rosa-Decke
- Örsere Sackungen

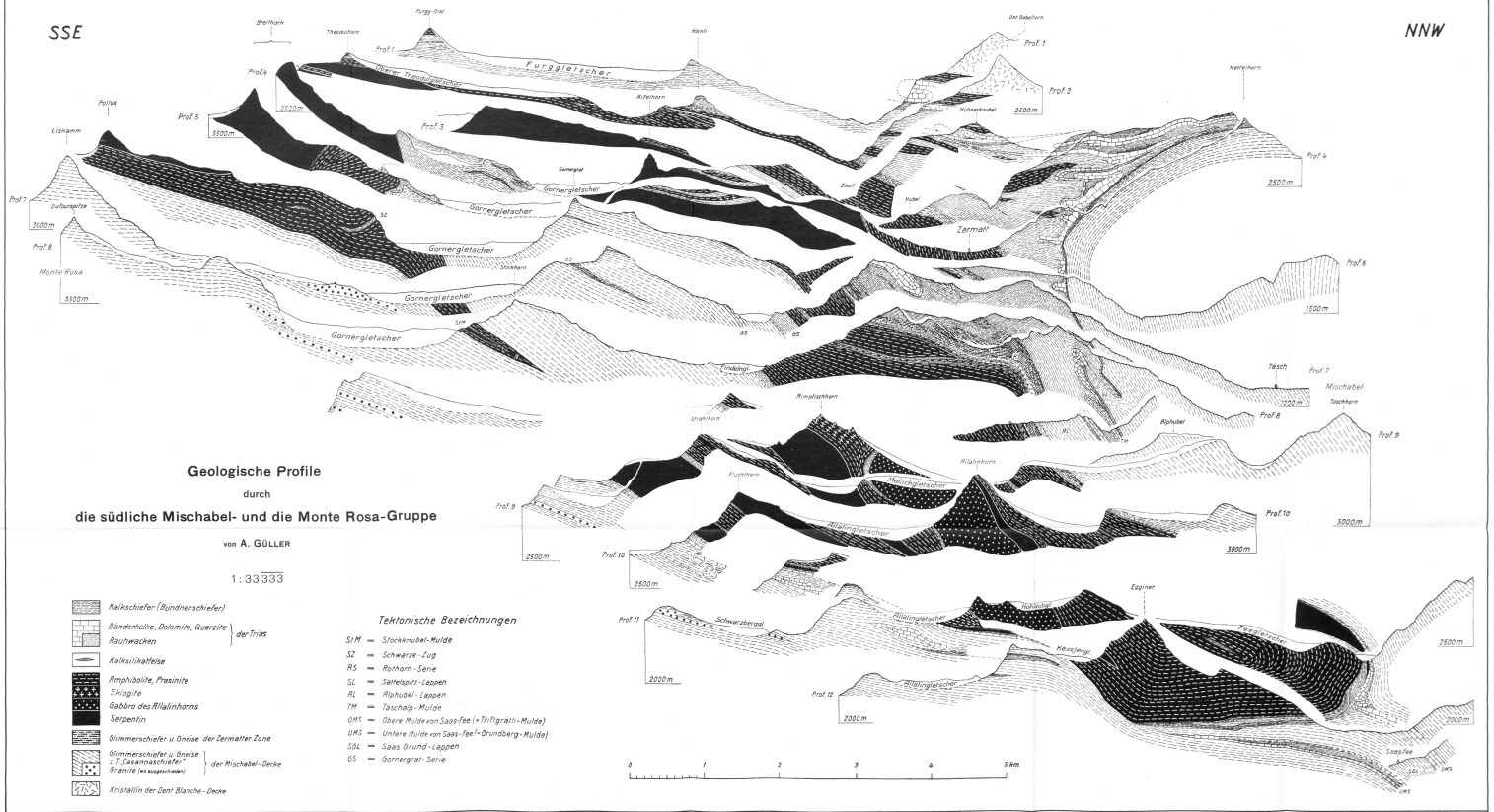


Umgrenzung
der
Tafel IV

- Gletscher und Firn
- Hauptwasserscheiden
- Landesgrenze Schweiz-Italien

SSE

NNW



Geologische Karte der Zermatter Rothorn-Gruppe

aufgenommen von A. GÜLLER
1943-1944

1:12 500

0 500 m

- | | | | |
|--|----------------------------------|--|-----------------------------------|
| | Bündnerschiefer allg. | | Gletscher u. Alluvialböden |
| | Tonige Bündnerschiefer | | Gehängesch. u. trock. Schuttkegel |
| | Basalbreccie der Bündnerschiefer | | Bachschuttkegel |
| | Kalke u. Dolomite | | Bergstürze |
| | Fluhwachen | | Moränen allgemein |
| | Quarzite | | Rezente Gletscherböden |
| | Glimmerschiefer u. Onise | | Schneehaldenmoränen |
| | Kristallin der Mischabel-Decke | | Wallmoränen |
| | Prasinite der Bündnerschiefer | | Torf |
| | Grünschiefer d. Ophiolith-Decke | | Ungefässige Quellen |
| | Serpentin | | Abrissnischen |
- ↳ 23 Fallzeichen mit Fallwinkel

