

Die Randzone des Mischabelkristallins

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

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

Heft 1

PDF erstellt am: **22.05.2024**

Nutzungsbedingungen

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

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

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

Haftungsausschluss

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

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 abgeknickten 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-

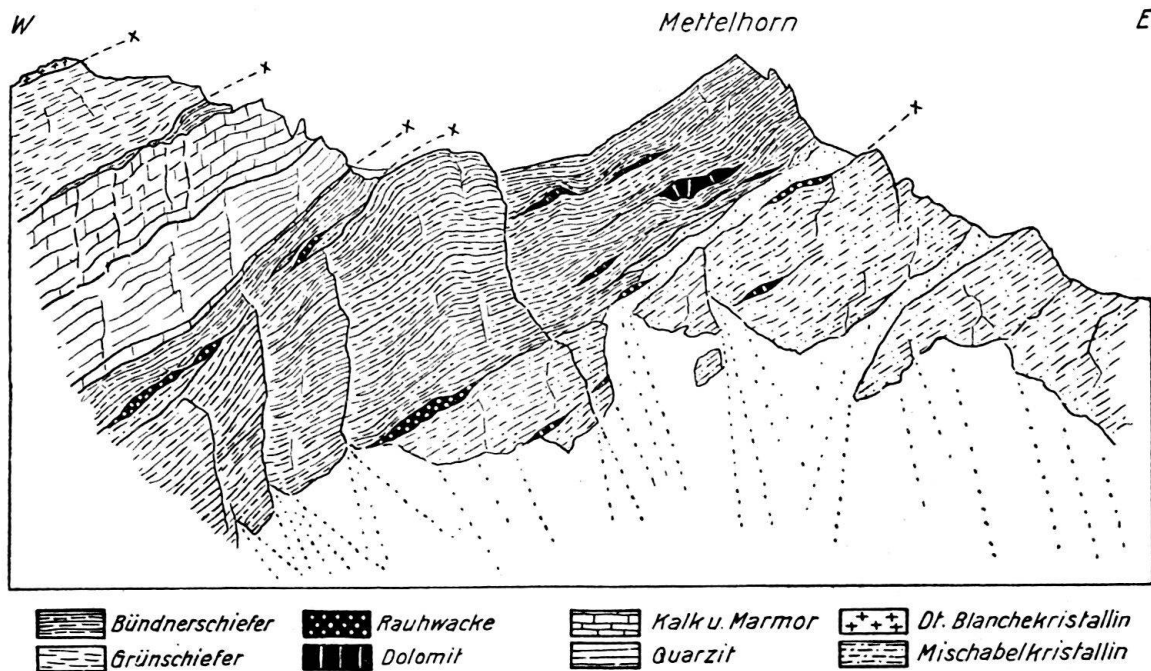


Fig. 3. Oberes Plattenhorn (links) und Mettelhorn von Süden.

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 Schiefern 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 Schusslauen 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 Rauhwacke 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 Rauhwacke, 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 („Bösen-trift“ auf Siegfried-Atlas). Auf der Westseite des Sattels nördlich der genannten Spitze ist der Kontakt von „Galen“ her durch zusammenhängende Schutthalde 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; Rauhwacken, 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 Rinderberg

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 $1\frac{1}{2}$ 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

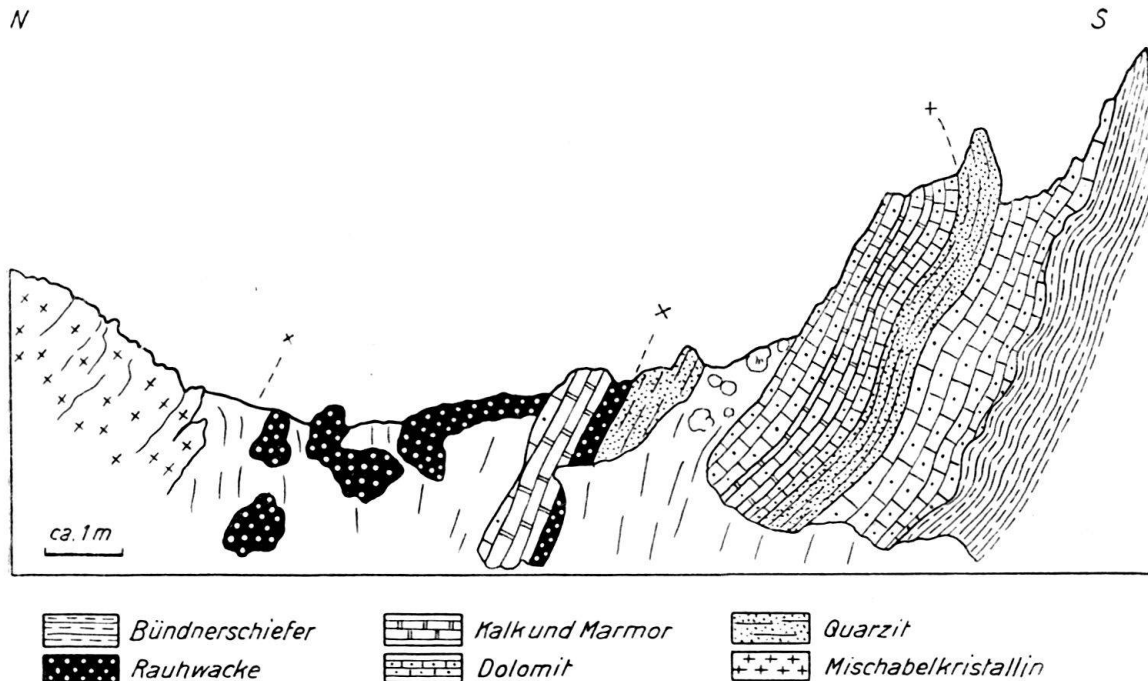


Fig. 4. Profil im Nordgrat der Sattelspitze.

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 verfaultet 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 Rauhwacken gekennzeichnet sind. Diese erreichen Mächtigkeiten bis zu 5 m. Im Süden wird das Alphubelkristallin durch eine 5 m mächtige Rauhwacke 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 Südende 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 Rauhwacken, 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 Rauhwacken, 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 Rohwacke und wenig östlich dieses Gipfels quert nochmals ein dünner Rohwackezug den Grat, der allerdings bei weitem nicht mehr die Mächtigkeit des ersten erreicht und auch nicht sehr weit verfolgt werden kann.

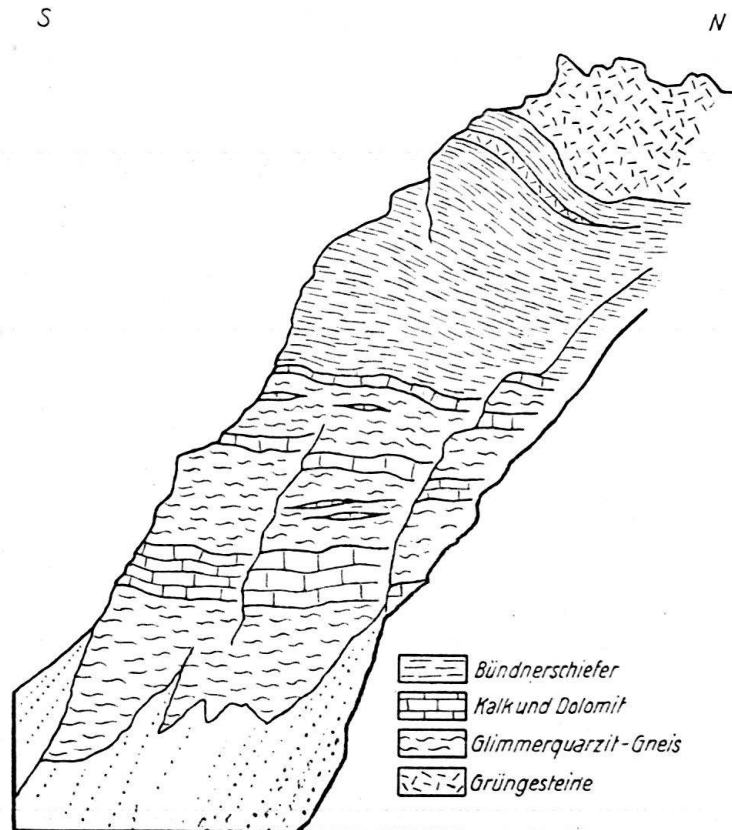


Fig. 5. Partie aus der Südflanke des Gornergrates.

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 Stocknubel 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, Rauhwacke 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 Rauhwacke-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 Rauhwacke 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, Rauhwacke 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.

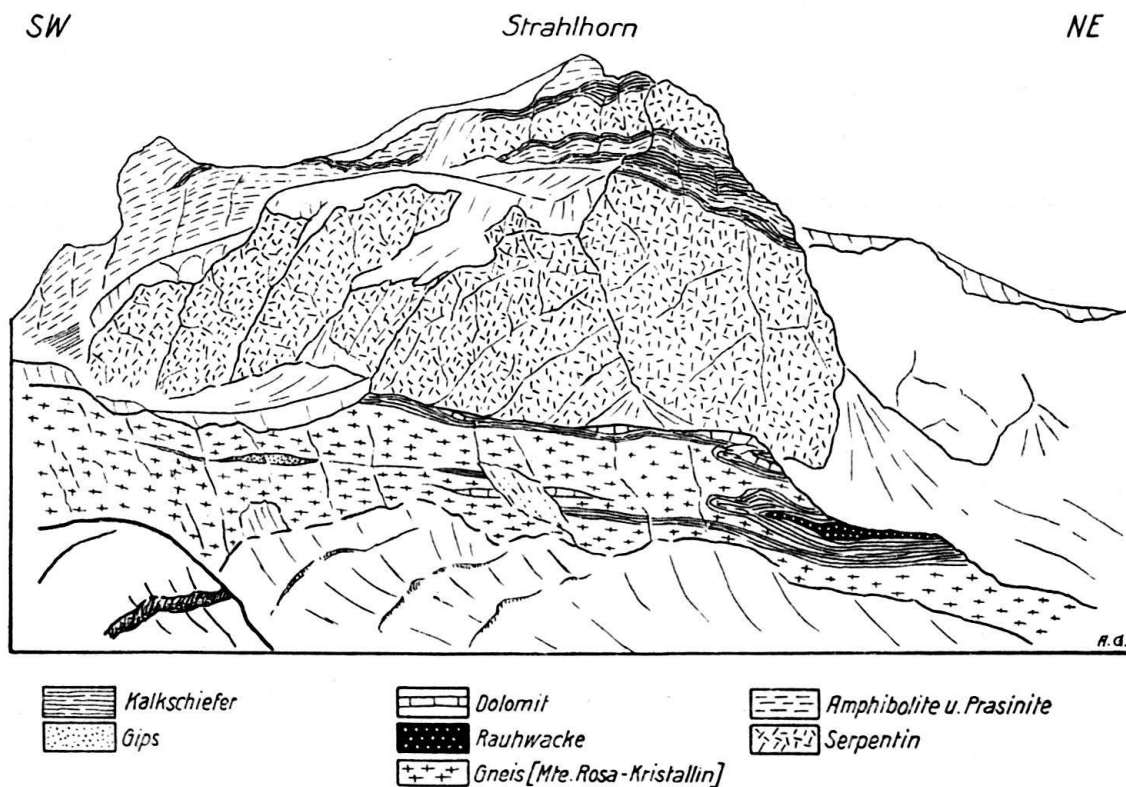


Fig. 6. Adlerhorn (links) und Strahlhorn von Südosten.

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 weitem 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 schwächtiger, 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 Allalngletschers 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-

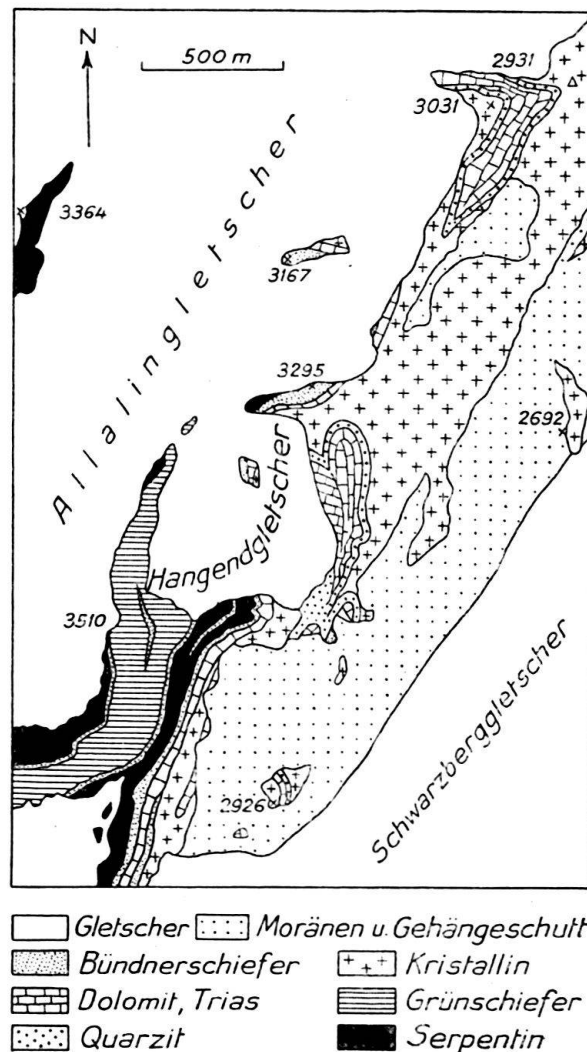


Fig. 7. Geologische Kartenskizze der Umgebung des Hangendgletschers.

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 zerissen, 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-Allaligrat unter dem hier ca. 2 km breiten Hohlaub- und Allaligletscher 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-Parakristallinseries 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 BEARTHs 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 schwächigste 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,

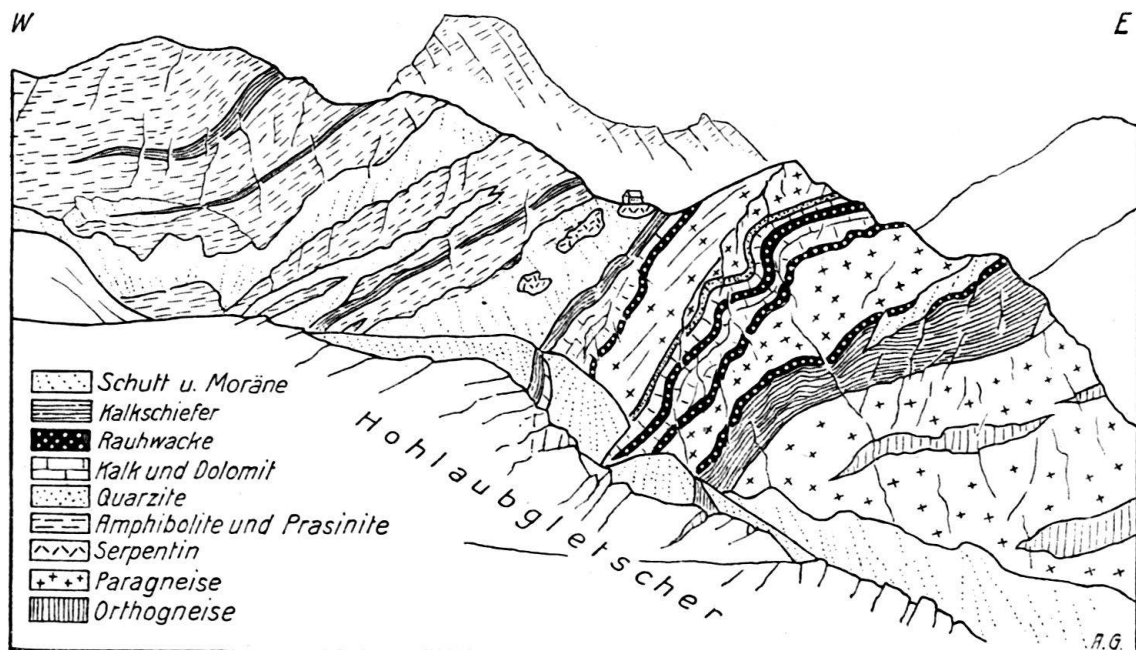


Fig. 8. Die Basis der Ophiolith-Decke am Hinter-Allalingrat.

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 Hoh-tälligrat 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 weichen 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 schwaches 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 weiteren 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).

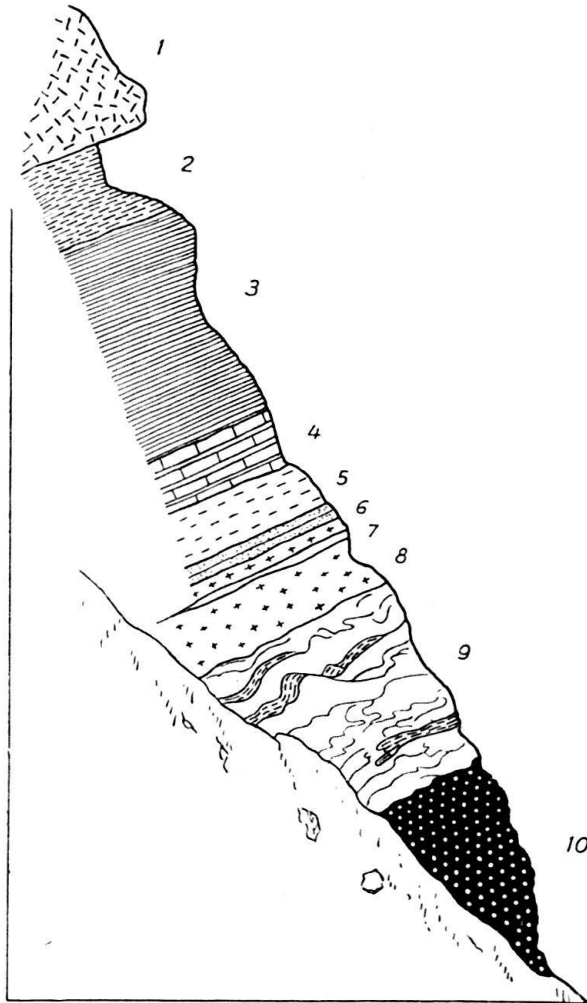


Fig. 9.

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 Rauhwacke.

Von dieser Stelle weg gegen Norden bleibt die Basis der Ophiolith-Decke durchgehend aufgeschlossen bis an den Nordfuss des Mittagorns. 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 Mittagorns, 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 Verschupung 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 Moränenseeins 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).

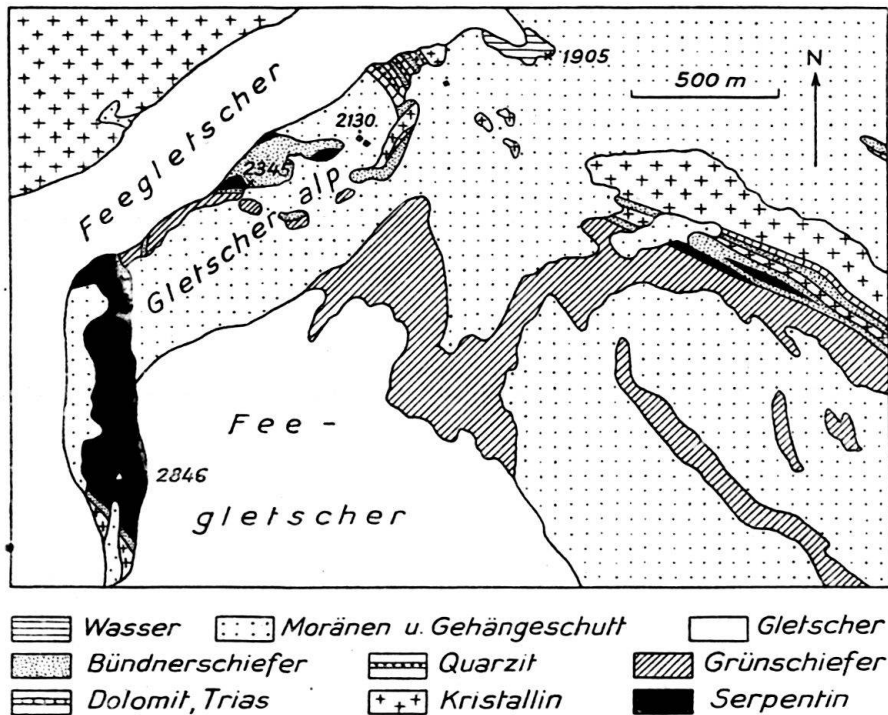


Fig. 10. Geologische Kartenskizze der Gletscheralp.

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 tiefern Teilen der Mischabel-Decke, die durch das Auftreten mächtiger Orthogesteinsmassen, ferner durch zahlreiche junge magmatische Erscheinungen, wie Aplit- und Pegmatitgänge, welche die Parakristallinserien 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

Parakristallinserien durchziehen und mit diesen konkordant gegen Nordwesten abtauchen. In der genannten Ostflanke zwischen Nordend und Schwarzberg-Weisstor streichen sie daher durch die oberen Partien 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 tiefern 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 jüngern Aplit- und Pegmatitgänge, sondern sie drangen 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