Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 40 (1947)

Heft: 1

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

Autor: Güller, Alfred

Kapitel: IV: Die Zermatter Schuppenzone

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-160900

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 07.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

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 Lösungsumsatzes. 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 Ophilith-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 tiefern 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, anderseits, in starkem Gegensatz dazu, die schmächtige 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 Schliffe 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 schmächtiger 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.

Rauhwacken finden sich in der Zone der tiefern 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 Rauhwacke oft stark gepresst und zermalmt erscheint und zudem vielfach bis faustgrosse Schürffetzen des Quarzites in sie eingeknetet sind. Es mögen z. T. auch diese Rauhwacken 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 m^2-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

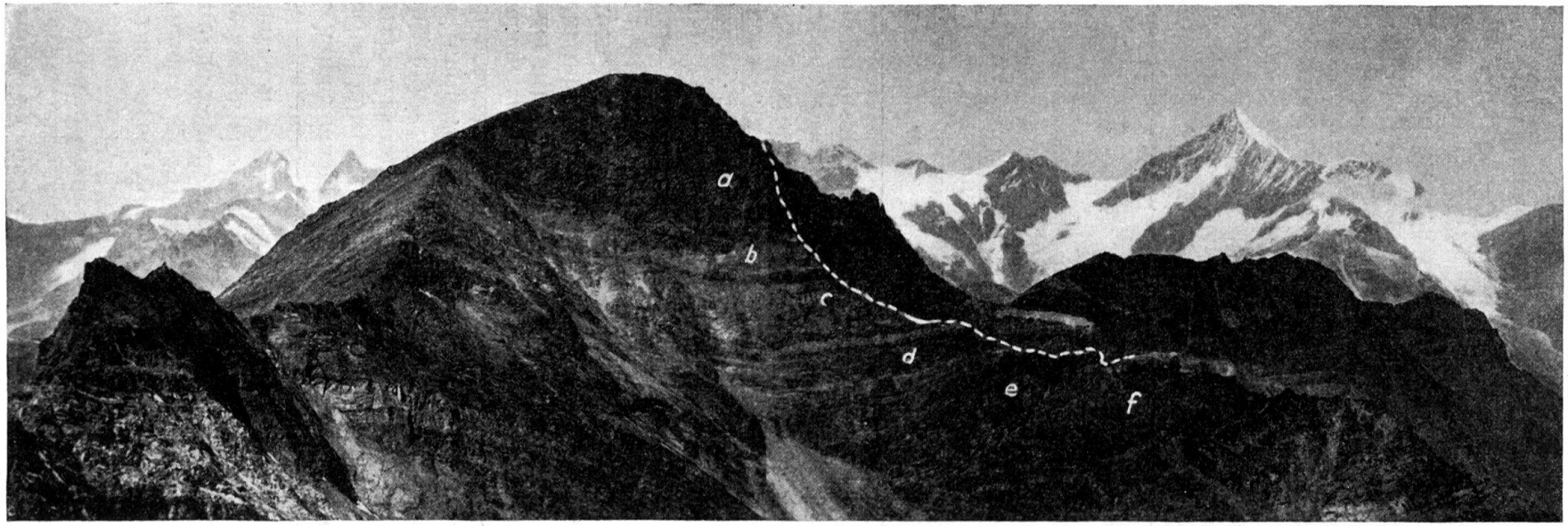


Fig. 14. Oberrothorn-Ostwand vom Fluhhorn.

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 Rauhwackelinsen 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 Serpentinen 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. Vereinzelte einfache Zwillinge sind vorhanden. Die maximale Auslöschung beträgt 16°. Die Individuen sind mit ihrer Längsachse stets ‖ 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

n_α = farblos bis schwach gelblich
n_γ = lichtgelb

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 Klinozoisitamphibolite, 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 Hohlicht[9]).

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 auslöschen. 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 Nädelchen, die vorwiegend gut ‖ 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 Nädelchen vorhanden sind. Dieser ist oft so fein, dass er unter dem Mikroskop nur noch schwer auflösbar ist. Vereinzelte 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 vereinzelte 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 polisynthetische Verzwillingung. Stellenweise scheint gegen den hellen Saum um den Strahlsteinfilz eine Anreicherung der Epidotmineralien stattzufinden, wobei zugleich ein graugrünlicher 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 (wirr 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 einschlussarme 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-porphyroblastisch 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-Uralitisierung" vorzuliegen, wie wir sie ähnlich bereits bei den Eklogitamphiboliten 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 ± 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 Hörnlizone 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 geflammte 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%. Feinblätteriger Chlorit und Serizit bis zu 15% bilden Nester oder Schnüre oder sind ± 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 einschlussfreie Porphyroblasten mit Zwillingslamellierung auf. Anteil je nach Typ 30—60%. Hornblende (Tremolit) findet sich in einzelnen Nädelchen 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:

n_β = dunkelrotbraun
n_γ = gelbbraun.

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 Hühnerknubel, 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 „Obern Würmlizuges" unter der Dent Blanche-Masse hindurchzustreichen (Lit. 10 und Profiltafel zu Karte Nr. 3). Im Norden derselben erreicht dieser Obere Würmlizug am Brunegghorn 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 Schusslauenen, zu beobachten sein. Dass tatsächlich fazielle Unterschiede zwischen der untern und obern 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 Schusslauenen 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 schmächtigen Rauhwacke begleitet sind. An der Nordflanke des Matterhorns 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 Rauhwacken 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 Rauhwacke, 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.

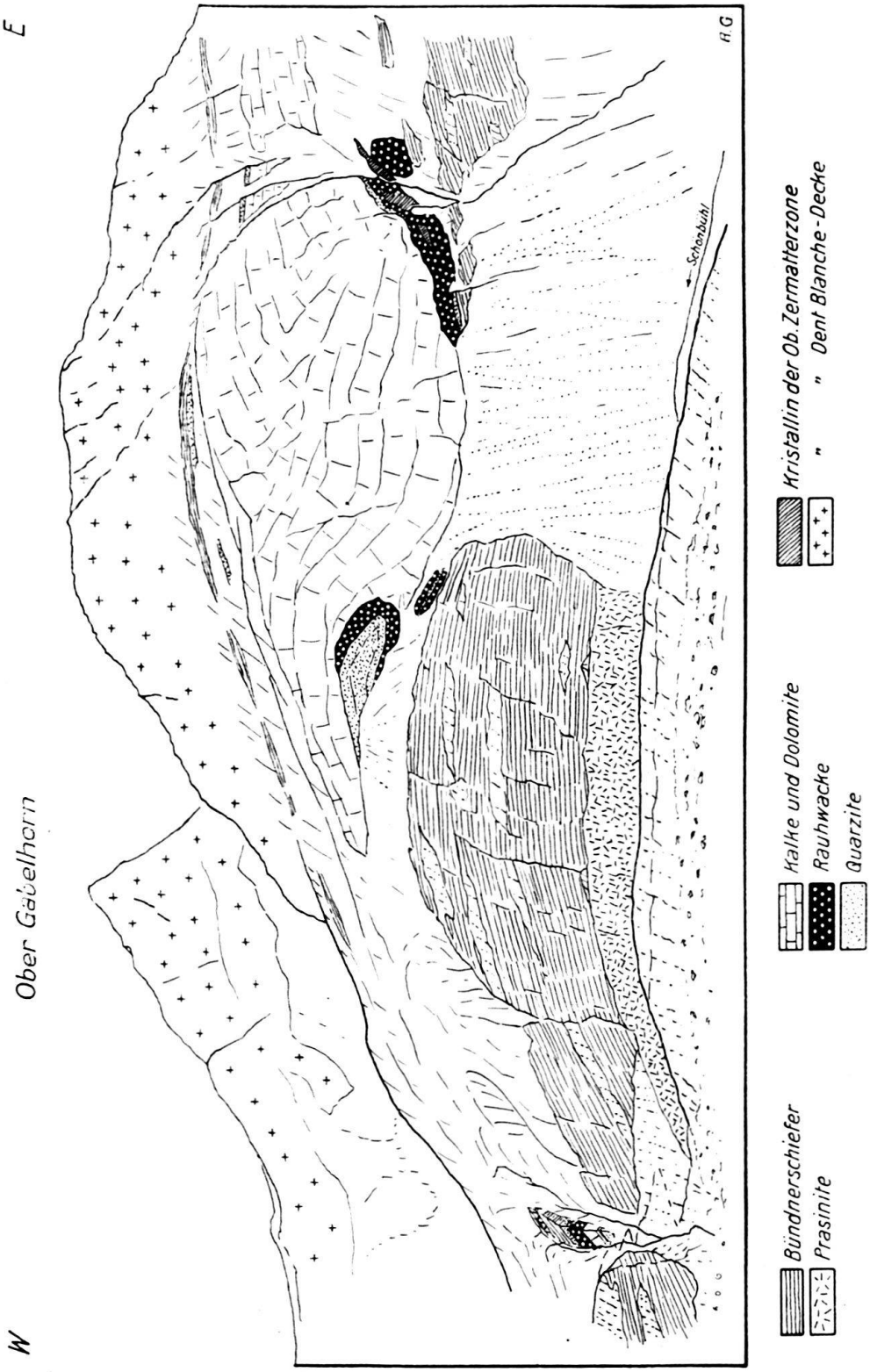


Fig. 15. Die „Arbenwand" von Süden.

In der weitern 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 Rauhwacke 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 schmächtiger 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 Obern 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 Obern 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 Faltenscharnier 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 Rauhwacke 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 obern 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 Rauhwacken. 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 Höhbalmen, in den Bündnerschiefern eine mehrere Meter mächtige Rauhwacke 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 Schusslauenen 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 Rauhwackenlinsen

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 Triaslinsen 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 Quartzitgneisen. Dann gehören ihr ferner sämtliche Bündnerschiefer mit den darin eingeschalteten Triaslinsen bis zum Furggjoch an. Die Rothornzone, d. h. die vorwiegend aus triadischen Gesteinen und den genannten Quarzitgneisen 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 Kalklinsen von über 50 m Länge, die von Rauhwacken umschlossen sind. Am Hörnli, oberhalb des Schwarzsees, sind diese Linsen, 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 Arbzug 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, Rauhwacken 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 Rauhwacken eine beträchtliche Mächtigkeit, was schon morphologisch durch die ausgeprägte Terrasse südlich von Furggje 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 Faltenaxen 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 Rothorngipfels 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.)

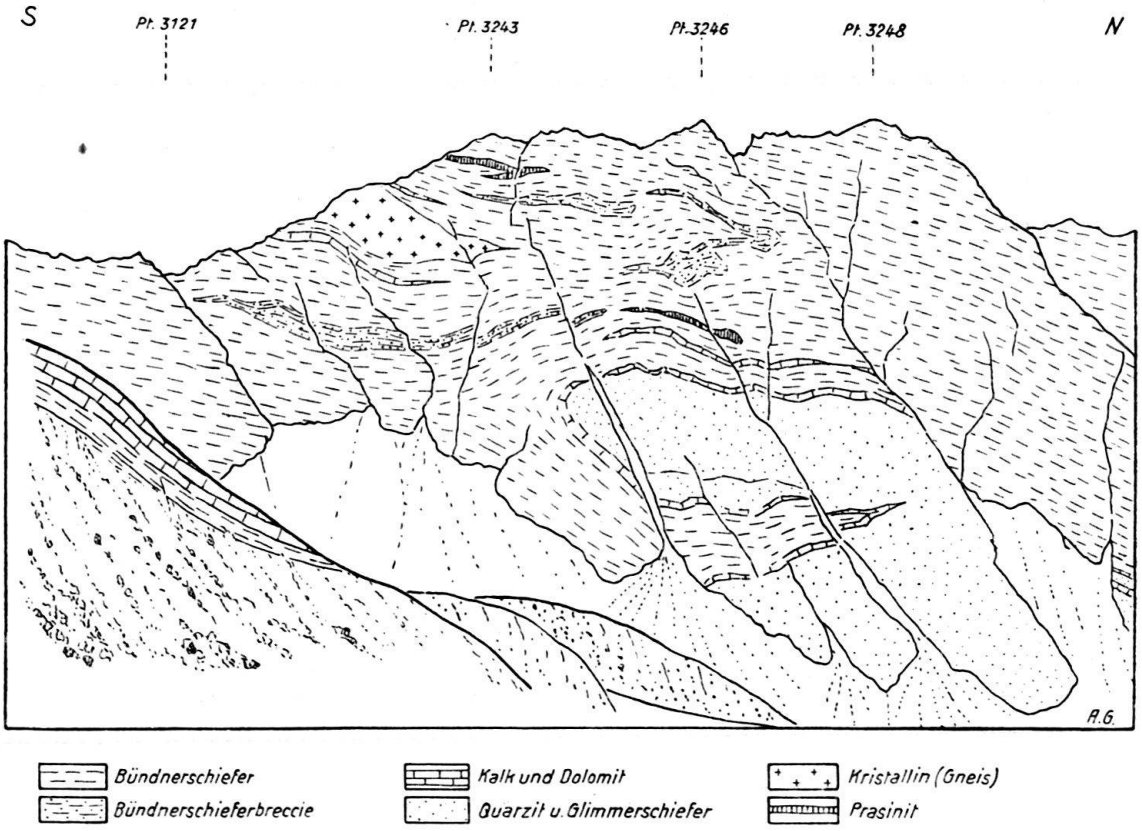


Fig. 16. Gratpartie zwischen Oberrothorn und Sattelspitze von Osten.

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 Triaslinsen 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 „Alterhaupt" 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 vereinzelte 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 Profiles 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 Profiles bildet ein feinkörniger, prasinitartiger Grünschiefer. Darauf folgen einige Meter Bündnerschiefer, die wiederum von Grünschiefern überlagert sind. Auf diesen Bündnerschiefern schalten sich stellenweise Serpentinfetzen 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, Rauhwacke, Bündnerschiefer, Dolomit und wieder Bündnerschiefer. Die Rauhwacke 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 Rauhwacke 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.

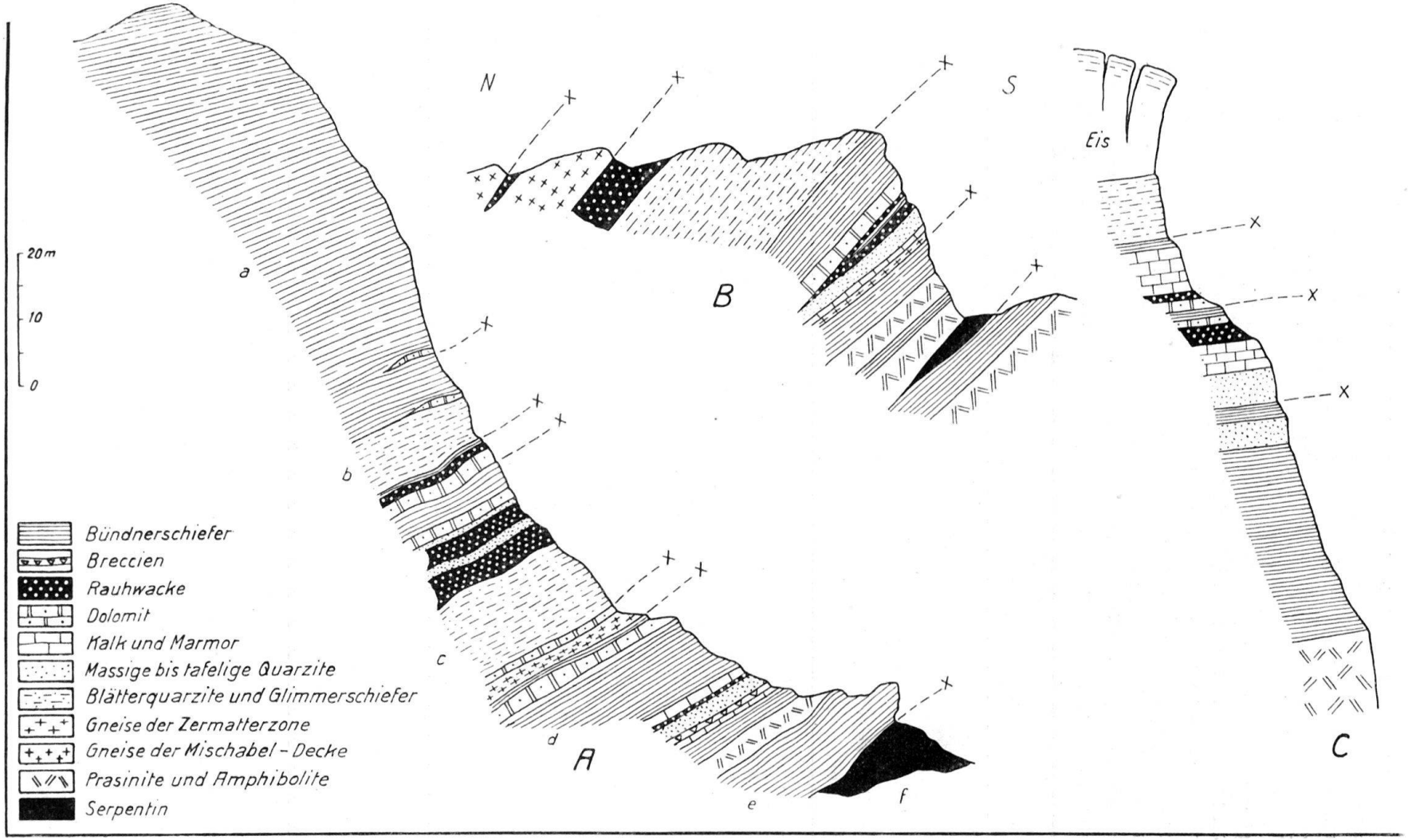


Fig. 17. Tektonische Profile durch die Rothorn- bzw. Rinderbergzone.
A. Oberrothorn NE-Grat; B. Rinderberg; C. Oberer Feegletscher.

Über die oberste Partie des Profils beim Rinderberg wurde bereits früher (S. 66) berichtet. Es folgen also noch mehrere Rauhwacke- 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 Mächtigkeit[10]). Darüber folgt, allerdings nicht durchgehend aufgeschlossen, ebenso mächtig, der Glimmerquarzit mit dünnen Zwischenlagen von Bündnerschiefern. Wie im Rinderberg, liegen darüber ca. 5 m Rauhwacke 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 Rauhwacke und die Basis des Kristallins sind noch einigemale 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, Rauhwacken, 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 verfaltet ist. Noch viel weitgehender ist diese Verfaltung 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-

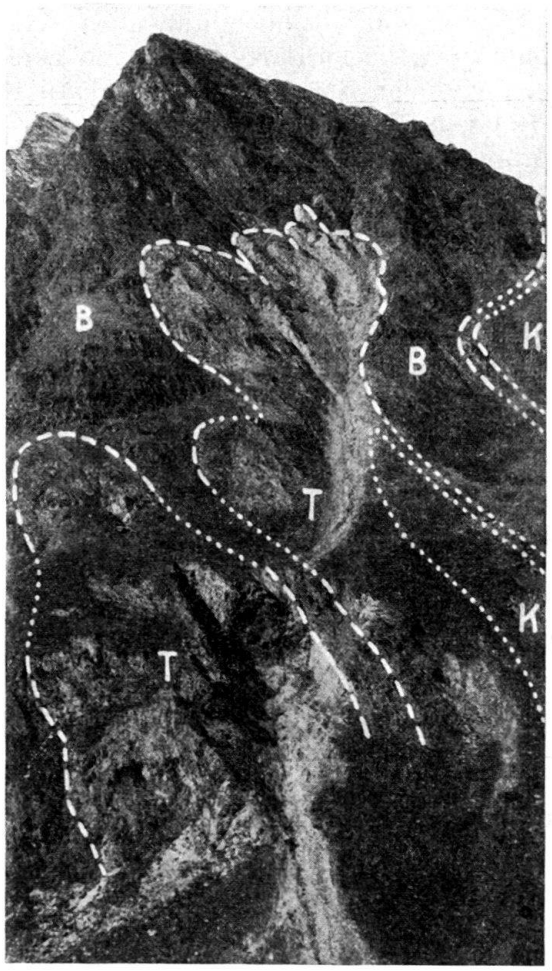


Fig. 18. Die Triasfalten der Täschalpmulde in der Nordflanke der Sattelspitze.
(K = Kristallin, T = Trias, B = Bündnerschiefer.)

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 schmächtiger 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 Faltenaxen 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 getafelt 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

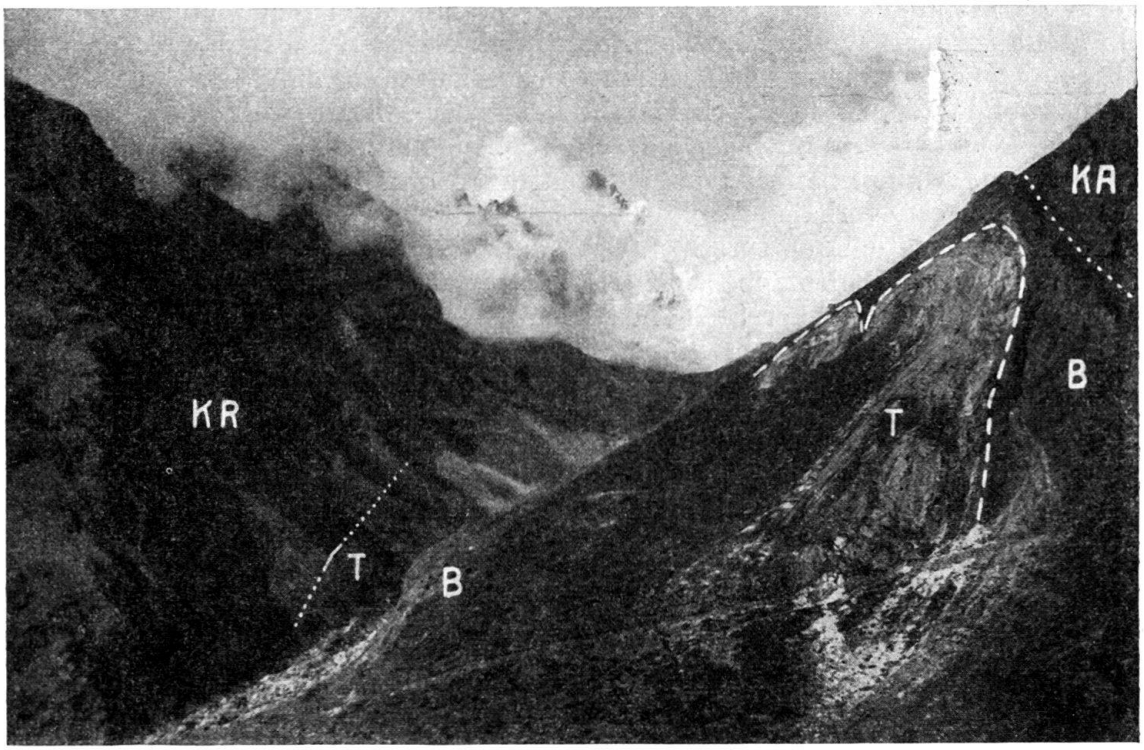


Fig. 19. Die Triasfalten der Täschalpmulde am Rotbach. Blick gegen das Täschhorn. (*KR* = Kristallin der Mischabelrückfalte, *KA* = Kristallin des Alphubellappens, *T* = Trias, *B* = Bündnerschiefer.)

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 Stirnumbiegung, an der Oberfläche noch sichtbar, während die nach Osten steil aus dem Gebirge ausstechenden untern Teile dauernd unter den rezenten Ablagerungen verborgen bleiben.

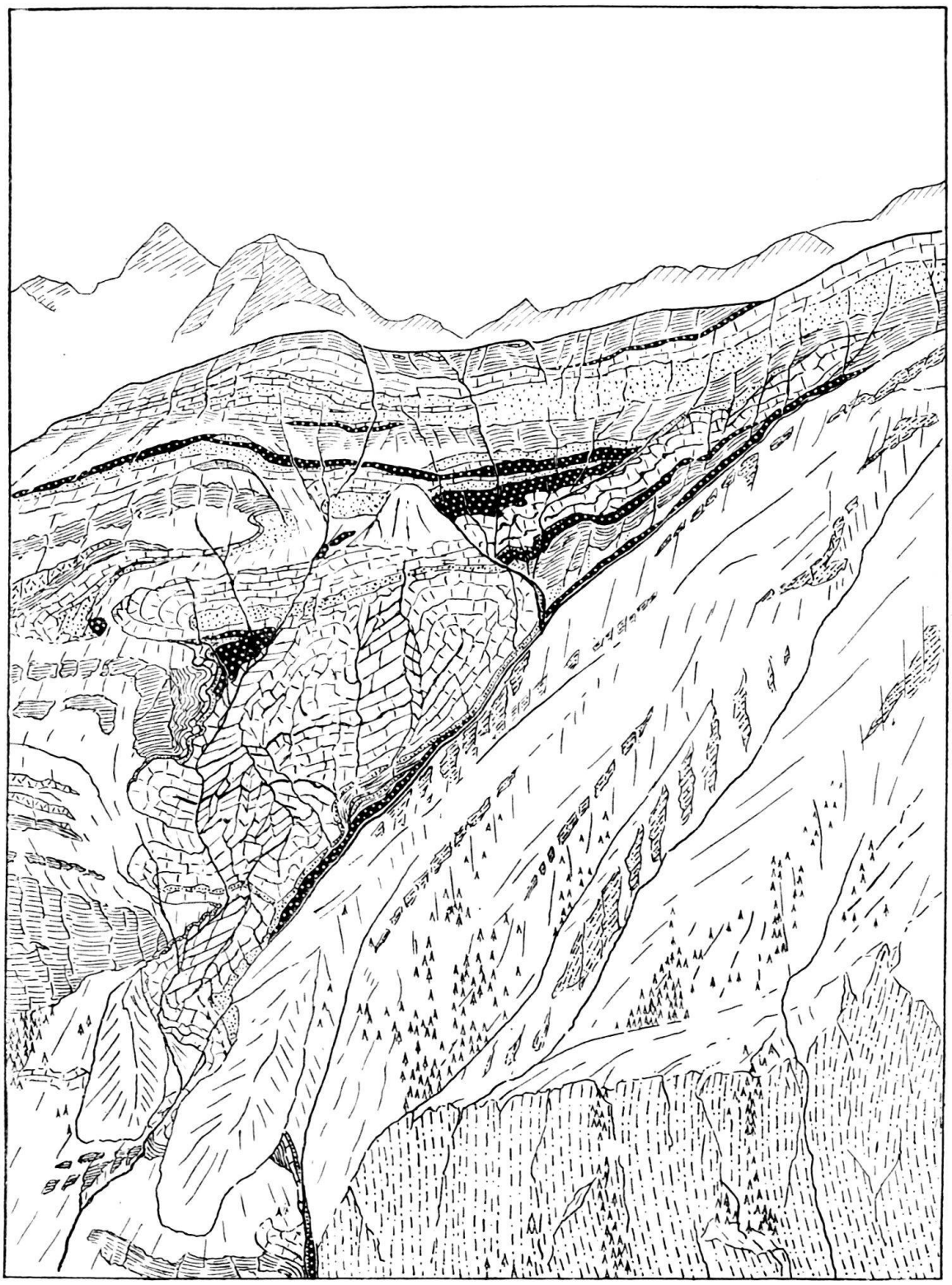
Diese beiden Falten östlich der Täschalp sind aber nicht in direktem Kontakt mit dem Mischabelkristallin, sie sind vielmehr allseitig in Bündnerschiefer ein-

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 Rauhwacke 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 Rauhwacke 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 Rauhwacke vorhanden sein soll. Anderseits 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 tiefern Ostflanke der Plattenhörner.

Im Flussbett der Visp, unterhalb der Lawinengalerie 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



Rauhwacke
Kalke und Dolomite } der Trias
Quarzite

Bündnerschiefer
Prasinite
Kristallin d. Bernhard-Decke

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 Rauhwacke. 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 Rauhwacke als ausgesprochener Bewegungshorizont (s. auch S. 63ff.). Die Grenze Rauhwacke-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 Rauhwacke 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 Rauhwacke 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 Rauhwacke 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 Rauhwacke, der durchgehende Basisquarzit der höhern Rückfalten (vgl. Fig. 20 und 21). Im obern Teil der Schusslauenen liegt in gleicher Weise, teils mit dem Tafelquarzit im Hangenden verfaltet, 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 Rauhwacke 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

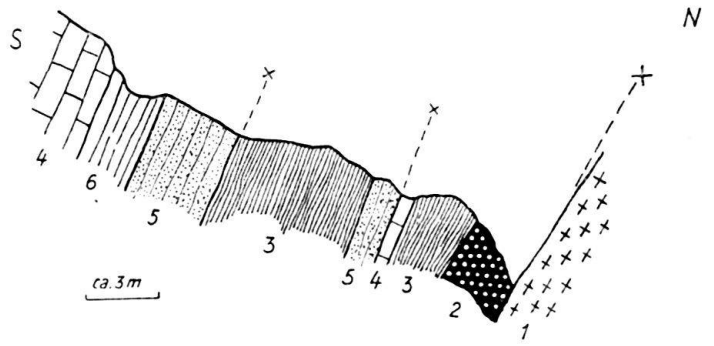


Fig. 21. Profil aus der Schusslauenen.
Kontakt zwischen Triasrückfalten und Mischabelkristallin.

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