

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 41 (1948)
Heft: 2

Artikel: Zur Stratigraphie und Tektonik der Zone du Combin zwischen Mettelhorn und Turtmantal (Wallis)
Autor: Iten, Werner B.
Kapitel: B: Die Stratigraphie der Zone du Combin
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-161041>

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: 24.02.2026

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

darum, die von GÜLLER und GÖKSU herausgearbeiteten stratigraphischen und tektonischen Gliederungen miteinander zu vergleichen, und wenn möglich in Übereinstimmung zu bringen, um deren Verlauf in den zwischen den beiden Arbeitsgebieten gelegenen Bergen im Hintergrund des Turtmanntales und nordwärts des Mettelhorns abzuklären.

Wenn auch der ganze Problemkreis ein engstes Zusammengehen stratigraphischer und tektonischer Untersuchungen — die oft sehr schwer voneinander zu trennen sind — erfordert, lässt sich doch der gesamte Fragenkomplex dieser Studie klar in einen stratigraphischen und tektonischen Teil auflösen.

In stratigraphischer Hinsicht gilt es einerseits die Gliederung der penninischen Schichtserien, wie sie von GÖKSU, GÜLLER u. a. aufgestellt wurde, zu überprüfen und gegebenenfalls zu verfeinern, sowie die Ausbildungsart der verschiedenen Schichtglieder im Arbeitsgebiet zu studieren. Andererseits soll an dieser Stelle versucht werden, die an Hand der Detailstratigraphie und Lithologie festgestellten Faziesunterschiede herauszuarbeiten, und zwar sowohl was die Zusammensetzung der Schichtserien der einzelnen tektonischen Elemente, wie auch was die Ausbildungsart der verschiedenen Horizonte anbelangt.

Zu den Problemen tektonischer Art gehören, neben einer vergleichenden Studie der tektonischen Gliederung GÖKSU's mit derjenigen GÜLLER's, vor allem die Auflösung der Barrhorn-Gruppe in bezug auf die am Aufbau beteiligten tektonischen Einheiten. Einesteils soll die Struktur der Mischabel-Decke näher abgeklärt werden, andernteils erfordert die nordwärts ungewisse Abgrenzung der Hörnli-Zone neue Aufnahmen, vor allem in der Weisshorn-Gruppe; ferner gilt es, die Verbreitung des „Oberen Würmlizuges“ — der Barrhorn-Serie —, seine Stellung im Kartierungsgebiet und seinen Zusammenhang mit der Boudry-Serie GÖKSU's zu studieren. Endlich ist es unumgänglich, das nach STAUB (Lit. 134) der Platta-Decke entsprechende Element, d. h. die Zone des Hühnerknubel, ihre Liegend- und Hangendgrenze einer erneuten Prüfung im Raume Zermatt-Turtmanntal zu unterziehen.

Auf eine Bearbeitung der quartärgeologischen und morphologischen Erscheinungen wird indes in der vorliegenden Arbeit bewusst verzichtet, da dies den Rahmen der Untersuchungen gesprengt hätte.

B. DIE STRATIGRAPHIE DER ZONE DU COMBIN.

ARGAND (Lit. 4ff.), der als erster die zentralpenninischen Alpen eingehenden Studien nach dem Gesichtspunkt der Deckenlehre unterzog, schuf schon 1908 in seiner geologischen Karte des Dent Blanche-Massives (Lit. 168) eine Gliederung der penninischen Sedimentserien, die auch heute noch in ihren grossen Zügen allgemeine Gültigkeit besitzt.

Im Dach der Casannaschiefer seiner Bernhard-Decke schied er zwei Stufen aus, welche er dem Karbon und dem Perm zuordnete. Die triadischen Ablagerungen zerfallen in zwei Gruppen; die untere, mit vorwiegend Quarziten, vergleicht er dem germanischen Buntsandstein (Werfenien; 1934 erwähnt er im Geologischen Führer der Schweiz (Lit. 13) am Brunegghorn noch ein spezielles Niveau aus schwarzen Schiefen bestehend, das er als Röt (oberster Buntsandstein) betrachtet). Zur oberen Abteilung seiner Trias gehören neben den Dolomiten und Kalken die „marbres feuilletés du Barrhorn“ und zwei verschiedene Rauhwackenhorizonte.

Die im Hangenden einsetzenden Bündnerschiefer- und Grüngesteins-Serie stellt er in den Jura.

Auf Jahre hinaus bleibt diese stratigraphische Gliederung allgemein verbindlich, bis R. STAUB in einer Reihe von kleineren Arbeiten (Lit. 135—138) die in Bünden aufgestellte penninische Stratigraphie auf das Wallis überträgt. So erkennt er eine Trias-Lias-Dogger-Malm-Serie im Kessel von Chanrion und stellt als erster die nach ARGAND triadischen „marbres feuilletés du Barrhorn“ „als deutliche Übergangsfazies“ von den Liaskalken zu den Nolla-Schiefern, in den Oberlias.

Die neuesten Untersuchungsergebnisse GÖKSÜ's (Lit. 59) und GÜLLER's (Lit. 66) sollen in den folgenden entsprechenden Abschnitten eingehend diskutiert werden.

Eine genaue stratigraphische Gliederung der mittel-hochpenninischen Sedimentserien der Combin-Zone wird wohl immer am Mangel von Fossilien scheitern. Dieses Fehlen jeglicher Reste von Lebewesen muss vor allem auf die nicht geringe Metamorphose zurückgeführt werden, von der sämtliche Stufen bis zu den jüngsten Ablagerungen hinauf erfasst wurden. Wenn trotzdem Spuren einer früheren Lebewelt von Zeit zu Zeit konstatiert werden können (es sei nur an die Funde von *Encrinus liliiformis* durch A. GÜLLER (Lit. 66) oder an die vom Verfasser nachgewiesenen Radiolarien-Spuren in der Hühnerknobel-Decke erinnert), so lässt sich daraus auf eine, wenn auch vielleicht nur spärlich ausgebildete Fauna schliessen. Die Seltenheit, mit der aber diese Fossilien auftreten, lässt vermuten, dass die die Erhaltung bedingenden Umstände in den wenigsten Ausnahmefällen erfüllt werden (geringe bis fast keine Metamorphose, schwache tektonische Beanspruchung, der Verwitterung günstig ausgesetzte Stellen).

Eine weitere Erschwerung bei der Aufstellung einer stratigraphischen Alterskala liegt in der gewaltigen tektonischen Beanspruchung des Gesteinsmaterials, bei der vor allem die triadischen und posttriadischen Sedimente besonders stark in Mitleidenschaft gezogen wurden. So können einzelne Schichtpakete aus ihrem primären Verband herausgerissen und über weite Distanzen mitverschleppt werden. An anderer Stelle wiederum werden Schichtglieder übereinander aufgestapelt oder miteinander verschuppt, so dass die primär vorhanden gewesene stratigraphische Abfolge nicht mehr erkannt werden kann.

In der vorliegenden Studie über die Zone du Combin zwischen Zermatt und dem Turtmantal, innerhalb welcher, entsprechend der ruhigen Lagerungsform der Schichtglieder im Deckenrückenteil (im Gegensatz zu den äusserst stark durchbewegten Rückfaltungszonen, wie etwa die von Zermatt) der primäre Schichtverband weitgehend gewährleistet ist, sollen die stratigraphischen Merkmale und Erscheinungen der einzelnen tektonischen Bauelemente gesondert besprochen werden.

Obschon diese Einheiten gemäss ihrer Zugehörigkeit zum gesamtpenninischen Faziesraum in den grossen Zügen die gleichen faziellen Hauptmerkmale aufweisen, so wird doch im ersten Teil dieser Arbeit speziell das Augenmerk auf sekundäre Unterschiede der Fazies gelegt werden, wie sie sich notgedrungen durch die Unterteilung des penninischen Ablagerungsraums in mittel-, ober- und hochpenninische Teilbezirke ergeben.

Durch lithologische Vergleiche aller Detailprofile wird, soweit dies möglich ist, der vollständige Gesteinsinhalt jeder tektonischen Einheit zu einem Normalprofil zusammengestellt. Die stratigraphische Einordnung der einzelnen Schichtglieder erfolgt nach lithologischen Vergleichen mit den engeren Nachbargebieten und den fossilbelegten Serien gleicher tektonischer Elemente in anderen penninischen Bezirken (Bünden, Westalpen).

I. Die Sedimenthülle der Mischabel-Decke.

R. STAUB brachte 1937 (Lit. 134) in Abänderung des tektonischen Bildes der penninischen Alpen (Verschmelzung der Bernhard- und Monte Rosa-Decke ARGAND's) für die mittelpenninische Grosseinheit den Namen Mischabel-Decke in Vorschlag.

Das zur Diskussion stehende Kartierungsgebiet liegt vollständig dem nördlichen Teillappen der Mischabel-Decke, der klassischen Bernhard-Decke auf, welche mit ihren gewaltigen Casannaschiefer-Serien und dem schmalen Sedimentsaum, bestehend aus einer Quarzit-Dolomit-Bündnerschiefer-Abfolge den Unterbau der Zone du Combin bildet.

1. DIE OBERSTEN CASANNASCHIEFER.

Erstmals wurde dieser von THEOBALD geschaffene Begriff durch HEINRICH GERLACH (Lit. 47) auf die metamorphen Schiefererien der penninischen Alpen angewendet.

Sie bilden unter anderem den Hauptteil der Mischabel-Decke. Durchwegs handelt es sich um Paraschiefer (metamorphe Derivate von sandig-tonigen Sedimenten), welche in paläozoischer und vor-paläozoischer Zeit im penninischen Trog zur Ablagerung kamen.

Im Rahmen dieser Arbeit wird von einer eingehenden Bearbeitung dieser Phyllite Abstand genommen, da sie einerseits ausgedehnte petrographische Studien erfordern (hier wird das Hauptgewicht auf die Abklärung der stratigraphischen und tektonischen Struktur der Combin-Zone gelegt); andererseits sind seit Jahren Untersuchungen der Casannaschiefer im Raume Zermatt-Randa durch P. BEARTH, im Rahmen einer Neukartierung des Gebietes von Siegfriedblatt „Mischabel“, im Gange.

Trotzdem sei der Vollständigkeit halber auf die obersten Casannaschiefer, die zugleich die tektonische Untergrenze des Arbeitsgebietes bilden, kurz eingegangen.

Seit Anfang des 20. Jahrhunderts wurde der Komplex der Casannaschiefer—Schistes de Berisal, wie sie C. SCHMIDT nannte — an den verschiedensten Stellen des Penninikums egehend untersucht. Es sei hier nur an die Arbeit WOYNO's (Lit. 166) und TSCHOPP's (Lit. 161) im Val de Bagnes, WEGMANN's (Lit. 118) im Val d'Anniviers erinnert.

Eine stratigraphische Einordnung dieser heterogen zusammengesetzten Gesteinsserie scheiterte vor allem am raschen horizontalen und vertikalen Fazieswechsel, der ebenfalls eine detaillierte geologische Kartierung verunmöglicht. So konnten diese Casannaschiefer bis heute nur in petrographisch-lithologischer Hinsicht in verschiedene Gruppen zusammengefasst werden, zwischen denen die mannigfaltigsten Übergangsglieder bestehen.

In einer der letzterschienenen Arbeiten teilt SIGG (Lit. 118) — dessen Untersuchungsergebnisse in der Arbeit GÖKSÜ's (Lit. 59) in gedrängter Form zusammengefasst werden — die Casannaschiefer in Fazies und Subfazies ein, ohne sich aber über eine mögliche Altersdeutung zu äussern.

R. STAUB (Lit. 139, 140) schliesst an Hand von grosszügigen Vergleichen zwischen West- und Ostalpen, im Rahmen einer kritischen Betrachtung der Gebirgsbildung auf ein wahrscheinliches vorpaläozoisches Alter — zum mindesten für die tieferen Casannaschieferpartien.

Die im untersuchten Gebiet, im Hinblick auf die Festlegung der Untergrenze der Karbonphyllite studierten Typen der obersten Casannaschiefer, lassen sich zwanglos in die Gruppe der Sericit-Chlorit-Phyllite anderer Autoren einordnen.

Makroskopisch handelt es sich durchwegs um feinblättrige, stark verschieferte Gesteine von dunkelgrüner bis grauer Farbe. Auf den Schichtflächen zeigt sich mehr oder weniger gut ausgebildeter Sericit-Muskovit. Stellenweise ist die Anwitterungsfarbe rostrot bis braun, dann wiederum tiefgrün bis schmutziggrau. Der teilweise beträchtliche Gehalt an Granatporphyroblasten, die auf frischem Querbruch neben den Albiteinsprenglingen leicht erkannt werden können, verleihen dem Gestein ein knotiges Aussehen. Grössere und kleinere Quarzgänge durchschwärmen diese Phyllite, die oft eine ausgeprägte helicitische Fältelung aufweisen.

Unter dem Mikroskop stellt man als Hauptgemengteile neben dem stark verzahnten, feinkörnigen Quarz, Sericit-Muskovit in strangartiger, paralleler Anordnung fest. Dazu gesellt sich noch in Form von breiten Fetzen und länglichen Lagen ein kräftig pleochroitischer Chlorit. Turmalin und Rutil, als kleine Individuen in idiomorpher Ausbildung, treten zusammen mit den Muskovitlagen auf. Albitkörner lagern sich in diesem Gewebe porphyroblastenartig ein und zeigen ziemlich viele Einschlüsse von Muskovit-Sericit und Chlorit neben einzelnen Kalzitspaltausfüllungen. Die Struktur ist granoblastisch-lepidoblastisch.

Neben diesen allgemein verbreiteten obersten Casannaschiefer-Typen trifft man vor allem im Westabschnitt des Kartierungsgebietes granatreichere Varietäten an.

Ausser den oben erwähnten und beschriebenen Mineralien zeigt das Schliffbild noch folgende besondere Erscheinungen. Der lang-angezogene Chlorit weist an einzelnen Stellen noch Reste eines kräftigbraunen Biotites auf, der sich auch innerhalb der Muskovit-Sericitstränge feststellen lässt. In diesem lepidoblastisch-granoblastischen Grundgewebe finden sich schwach rhombendodekaedrisch umgrenzte Granate, die von einer Quarz-Muskovit-Sericit-Chloritmasse umflossen sind. Die Hohlräume dieser Granatrelikte werden von Quarz ausgefüllt. Randlich sind die Einsprenglinge fast vollständig von Chlorit, seltener von etwas Biotit verdrängt. Einzelne Porphyroblasten sind nur noch den Umrissen nach erkennbar, während der Raum des ursprünglichen Granates von einem Quarz-Muskovit-Sericit-Chlorit-Aggregat erfüllt ist. Apatit und Magnetit treten stark zurück.

Selten konnte auch etwas Mikroklin mit schöner Gitterstruktur festgestellt werden, vor allem in den tiefer gelegenen Typen.

Handstück- und Dünnschliffvergleiche mit der Belegsammlung Göksu ergaben eine vollständige Übereinstimmung der im Untersuchungsgebiet auftretenden obersten Casannaschiefer mit der Gruppe der granatführenden Sericit-Chlorit-Phyllite Göksu's, die der Phyllitgruppe Sigg's entsprechen.

Mit Göksu konnte auch hier eine Zunahme des Chlorites gegen die Tiefe beobachtet werden. Abgesehen vom Fehlen jeglicher Pigmentierung und dem grösseren Quarzgehalt, zeigen diese Casannaschiefer starke Anklänge an die pigmentreichen Phyllite des Karbons und der oberste Teil dieser Sericit-Chloritphyllite kann eventuell noch zum Karbon gerechnet werden. (Siehe S. 33.)

Bei diesen phyllitartigen Casannaschiefer handelt es sich um epi- bis meso-metamorphe Derivate sandig-toniger Ablagerungen, worauf schon von den verschiedensten Autoren nachdrücklich hingewiesen wurde.

Während die Casannaschiefer der beschriebenen Typen im Liegenden langsam in die hochmetamorphen Paraserien überführen, zeigt sich im Hangenden eine ziemlich markante Trennungslinie, die wie zahlreiche Profilaufnahmen eindeutig ergaben, durch das Einsetzen eines kohligen Pigmentes bedingt wird. Im allgemeinen konnte zwar keine scharfe Grenze festgestellt werden, sondern eine, wenn auch nur schwach entwickelte Übergangszone, innerhalb welcher die pigmentreicheren

Phyllite mit den pigmentärmeren wechsellagern. Demnach könnten die letzteren noch dem Karbon angehören, zumal ihr Mineralgehalt und ihre Struktur mit denen der Graphitphyllite sehr nahe verwandt sind.

Aus diesen Darlegungen geht hervor, dass eine genaue Abgrenzung der Casannaschiefer nach oben, gegen das Karbon, nicht möglich ist. Wahrscheinlich liegt sie in der Übergangszone von den pigmentfreien zu den graphitreichen Phylliten. Die Mächtigkeit dieser Zone bewegt sich zwischen einem bis einigen Metern.

Wenn auch die summarischen Betrachtungen der Casannaschiefer keine neuen Resultate in bezug auf eine verfeinerte Gliederung dieser Gesteinsgruppe zeitigten, so konnte doch an Hand der Dünnschliffe und Handstücke die wahrscheinliche Hangendgrenze gegen das Karbon hin festgestellt und eine allgemeine Übereinstimmung mit den oberen Casannaschiefer im Sinne der Gliederung Göksu's bestätigt werden.

2. DIE PALÄOZOISCHEN SEDIMENTE DER MISCHABEL-DECKE.

In den obersten Partien der Casannaschiefer der Mischabel-Decke lassen sich bei günstiger Beleuchtung und entferntem Beobachtungsstandort zwei deutliche Niveaus unterscheiden, die durch ihre dunkelgrüne resp. schwarze Farbe sich kontrastreich gegen die grünweissen Tafelquarzite einerseits und die graugrüne Hauptmasse der Casannaschiefer anderseits abheben.

Bei den beiden Schichtgruppen handelt es sich um das schon von ARGAND 1908 auf seiner Dent Blanche-Karte (Lit. 168) ausgeschiedene Karbon („schistes noirs graphiteux avec roches vertes d'habitus prasinitique“) und die permische Formation, die — wiederum ARGAND folgend — von „quartzites sericiteux feuilletés“ gebildet wird.

Wenn auch GÜLLER (Lit. 66) diese obersten Gesteinsgruppen zum Kristallin der Bernhard-Teildecke, also zu den Casannaschiefern im allgemeinen schlägt, so darf doch diese stratigraphische Unterteilung ARGAND's sicherlich aufrecht erhalten werden.

Im Untersuchungsgebiet können die beiden Formationen — Karbon und Perm — vollständig bestätigt werden (über die lokale Ausbreitung und Ausbildung dieser paläozoischen Ablagerungen sei auf den tektonischen Teil, Kap. C. II hingewiesen) und sollen hier im folgenden eingehend besprochen werden.

a) Das Karbon.

Die Karbonformation besteht im Untersuchungsgebiet zur Hauptsache aus graphitführenden Phylliten, denen linsen- und strangartig dünne Bänke von Graphitquarzit eingelagert sind. Dazu treten noch Prasinite in Linsen und Zwischenschaltungen von wechselnder Mächtigkeit auf.

Innerhalb dem Karbon lassen sich folgende Gesteinsgruppen unterscheiden:

- aa) Die Graphitphyllite
- bb) Die Graphitquarzite
- cc) Die Prasinite.

aa) *Die Graphitphyllite* (in Fig. 1 mit Index 2 ausgeschieden).

Der Hauptanteil der Karbonschichten wird in dieser Gruppe von schwarzglänzenden Schiefen zusammengefasst. Die Schichtung ist so ausgesprochen fein,

dass es schwer fällt, ein gutes, frisches Handstück zu schlagen, da der Einfluss der Witterung verhältnismässig tief ins Gestein eindringt. Wirre Detailfältelung vervollständigt das Bild eines strapazierten Phyllits.

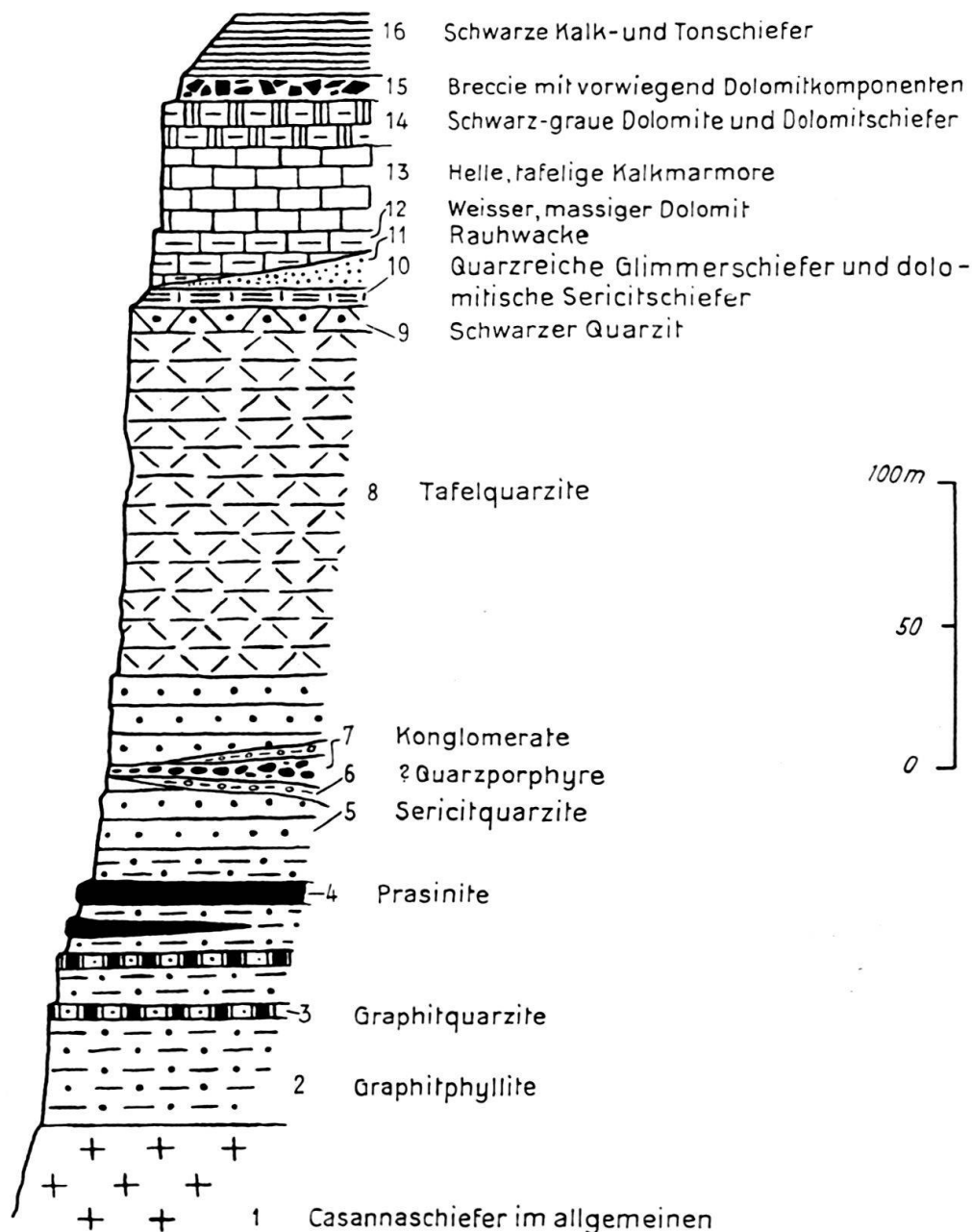


Fig. 1. Die Schichtserie der Mischabel-Decke im Raume Mettelhorn-Diablons.

Mit ihrer schwarzglänzenden, oft rostroten bis braunen Anwitterungsfarbe, wie auch durch den Gesamthabitus sind sie, wie dies von verschiedenen Autoren für analoge Vorkommen festgestellt wurde (GANSSE, GÖKSU, TSCHOPP), aus dem Verband herausgerissen, nicht von gewissen Bündnerschiefertypen zu unterscheiden.

Pigmentärmere Partien treten durch eine graugrüne Farbe stärker hervor.

Im Dünnschliff zeigen diese Phyllite eine verhältnismässig einfache Mineralkombination. Quarz, Sericit und Chlorit in enger Verbindung bilden den Hauptanteil. Die ein-

zelenen Quarzkörner sind stark ineinander verzahnt und in Linsen oder Bänder angeordnet. Der in grossen Wellenzügen und Strängen auftretende Sericit und Chlorit ist streng parallel angeordnet und zeigt helicitische Fältelung. Stellenweise sind diese Glimmerlagen schwach limonitisiert. Das kohlige Pigment (Graphit) überstäubt den ganzen Mineralbestand. Doch lässt sich feststellen, dass die quarzreicheren Partien pigmentarm und die Sericit-Chloritstränge -reich sind. Albit ist sehr selten vorhanden.

Die Textur ist helicitisch, die Struktur granoblastisch-lepidoblastisch.

Genetisch handelt es sich um epimetamorphe Derivate sandig-toniger Sedimente.

bb) *Die Graphitquarzite* (in Fig. 1 mit Index 3 ausgeschieden).

Gegenüber der Gruppe aa) treten die Graphitquarzite stark zurück. Sie durchsetzen in cm bis dm mächtigen Zügen und Linsen die Graphitphyllite und unterscheiden sich von diesen durch ihre massigere Textur. Die tiefschwarze Farbe verschwindet oft unter einem rostroten bis dunkelbraunen Anflug. Feinste Parallelschichtung ist undeutlich wahrnehmbar.

Ein Dünnschliffbild zeigt das Vorherrschen des Quarzes in Form länglich verzahnter Körner. Sericit ist nur in feinsten Schüppchen regellos eingestreut. Die etwas schiefrige Textur beruht auf der lagenartigen Anordnung des kohligen Pigmentes, das aber auch feinstverteilt den Quarzkörnerkonturen folgt. Albit ist wiederum äusserst selten. Struktur: granoblastisch.

Ursprünglich lag hier sicher ein verhältnismässig reiner Sandstein vor.

cc) *Die Prasinite* (in Fig. 1 mit Index 4 ausgeschieden).

Obschon die ophiolithischen Erscheinungen der verschiedenen tektonischen Einheiten jeweils am Schluss der stratigraphischen Beschreibung der betreffenden Serie behandelt werden, sei hier bei diesen Karbonprasiniten eine Ausnahme gemacht, da es sich im Gegensatz zu den anderen mesozoischen Ophiolithvorkommen um sichere prätriadische Grüngesteine handelt.

Die ophiolithischen Einlagerungen treten in Zahl und Mächtigkeit sehr unregelmässig auf. Bald sind es zwei oder drei, bald mehrere linsenhafte Züge, die wegen ihrer Inkonstanz einer kartenmässigen Darstellung grosse Schwierigkeit bereiten. Immer aber werden sie noch im Hangenden von einem einige Meter mächtigen Graphitphyllit überlagert. Der Kontakt zwischen Prasiniten und permischen Glimmerquarziten konnte nirgends festgestellt werden.

Makroskopisch handelt es sich um massige, fein- bis grobkörnige Gesteine. Auf frischem Querbruch lassen sich die Albitkristalle in verschiedener Grössenordnung als Einsprenglinge feststellen. Ihre Ausbildung ist massgebend für die Körnung des Gesteines.

Die tiefgrüne Farbe lässt die Einlagerung innerhalb den Graphitphylliten verhältnismässig leicht erkennen. Der Verwitterung besonders günstig ausgesetzte Partien zeigen ein kugeliges Herauswittern der Albitporphyroblasten, durch das dem Gestein ein eigenes charakteristisches Gepräge gegeben wird.

Im Dünnschliff lassen sich neben dem Chlorit-reichen Grundgewebe, das auch kleinere Albite, idiomorphen Epidot und etwas feinblättrigen Sericit zeigt, schöne Albitporphyroblasten in grosser Zahl erkennen, die dem Gestein die typische Prasinstruktur (Siebstruktur) verleihen. Im Gegensatz zu den kleinen Albiten, die im Chloritanteil enthalten sind, zeigen die Einsprenglinge zahlreiche Einschlüsse. Neben idiomorphem Epidot und Zoisit treten auch feinstengelige Chloritbüschel auf. Zwillingsbildung ist nicht selten. Kalzit findet sich nur ganz selten als Zwischenfüllmasse kleiner Spaltrisse in den Albitporphyroblasten.

Auffallend ist das vollständige Fehlen von Kalzit (abgesehen von spärlichen Kluftausfüllungen), der in den mesozoischen Ophiolithen weit verbreitet ist, wie dies schon WEGMANN (Lit. 163) feststellte.

Die Mächtigkeit der gesamten Karbon-Schichtgruppe, die im ganzen Untersuchungsgebiet auf der Ostseite nachgewiesen werden konnte (vgl. Taf. VI—X), ist sehr schwankend. Man geht wohl nicht fehl, wenn man sie mit 100—120 m veranschlagt, wobei aber lokale Mächtigkeitsschwankungen, die weit unter diesem Zahlenwert liegen, des öfters festgestellt wurden.

Die Untergrenze kann, im Gegensatz zum Hangendkontakt, intensive Verschuppungen von Graphitphylliten mit Casannaschiefern aufweisen.

Die altersmässige Einordnung ist mit grossen Schwierigkeiten verbunden, da irgendwelche Fossilspuren infolge der kräftigen Metamorphose fehlen.

Dass es sich nicht um eine lokal ausgebildete Sonderfazies der obersten Casannaschiefer handeln kann, zeigt die Erwähnung verschiedener analoger Vorkommen in andern Gebieten. So stellte TSCHOPP (Lit. 161) seine Gruppe der Phyllite zusammen mit den Graphitoidquarziten und typischen ophiolithischen Einlagerungen — allerdings mit Vorbehalt — in das Karbon. Ebenso vergleicht GÖKSU (Lit. 59) ähnliche Graphitschiefervorkommen am Pas de Forcletta direkt mit den oben erwähnten Karbonsedimenten der Barrhorn-Gruppe.

Aus Bünden beschreibt GANSSE (Lit. 44) Vorkommen von Graphitphylliten, für die er karbonisches Alter postuliert, was neben dem beträchtlichen Graphitgehalt durch Anthrazitlinsen noch erhärtet wird.

Folgende Gründe sprechen für eine Einordnung dieser Schichtgruppe in die karbonische Stufe:

Der mehr oder weniger bedeutende Graphitgehalt in den Gruppen aa) und bb) deutet auf Karbon hin, wie dies schon GANSSE für analoge Sedimente aus der Areue-Zone darlegte. Die für das Karbon der Stirnzone der Mischabel-Decke und für Bünden leitenden Anthrazitschichten und -linsen konnten aber nicht festgestellt werden.

Die für die Karbonvorkommen im stirnwärtigen Teil der Mischabel-Decke typische Vergesellschaftung von Konglomeraten, Karbonschiefern und -quarziten ist auch hier, wenigstens was Phyllite und Quarzite anbelangt, vorhanden. (R. JÄCKLI fand 1948 in der Karbonserie von Turtmann ebenfalls die gleichen tiefgrünen Prasinite.)

Die Stellung dieser schwarzen Schieferserien, die im Hangenden von Glimmerquarziten des Perms — die ihrerseits wieder die Basis der untertriadischen Tafelquarzite bilden — mit scharfem Kontakt überlagert werden, deutet auf eine altersmässige Einreihung in das Karbon hin.

Zudem war zwischen den Graphitphylliten, Sericit-Quarziten und Trias-Tafelquarziten nirgends eine Erscheinung festzustellen, die einer kontinuierlichen Sedimentation entgegenspricht oder auf tektonische Störungen (Überschiebung) deutet.

Der Liegendkontakt — im Gegensatz zum Hangendkontakt — lässt eine genaue stratigraphische Abgrenzung eher fraglich erscheinen, da eine Wechsellagerung (Verschuppung) zwischen den Casannaschiefern und den Graphitphylliten beobachtet werden kann. Zudem können die allerobersten Partien der Casannaschiefer, wenn man das vollständige Fehlen des Pigments ausser acht lässt, ohne weiteres noch der karbonischen Phyllitgruppe zugeordnet werden.

Nun postuliert R. STAUB 1944 (loc. cit. S. 11) wenigstens für die tieferen Casannaschiefer ein vor-paläozoisches Alter. Demnach könnte die obere Casannaschiefergruppe (vorwiegend epimetamorphe Paragesteine) dem eigentlichen Päläozoikum zugeordnet werden.

laozoikum entsprechen, dessen obersten Stufen — Perm und Karbon — in diesem Falle noch fazielle Unterschiede anhaften, die den tieferen Casannaschiefern dieser Gruppe zufolge immer kräftiger werdender Metamorphose verloren gegangen wären. Allerdings müsste die Grenze Karbon–paläozoische Casannaschiefer nicht unbedingt mit dem Auftreten des kohligen Pigments zusammenfallen, sondern wäre vielleicht etwas tiefer anzusetzen, sofern sich eine solche Grenze trotz dem oben angeführten Grund der starken Metamorphose noch anzeigen könnte. Die Abklärung darüber aber würde ausgedehnte Detailuntersuchungen über einen grossen Raum der bekannten Casannaschiefermassen erfordern.

In dieser Arbeit wird die Grenze Karbon–Casannaschiefer als zusammenfallend mit dem Auftreten des schwarzen Pigmentes betrachtet, da sich diese Abgrenzung einigermassen gut verfolgen lässt, und so eine ziemlich markante Trennung darstellt.

Was die bedeutend stärkere Metamorphose der Karbonsedimente des Untersuchungsgebietes, im Vergleich zu den stirnwärtigen Vorkommen der Mischabel-Decke anbelangt, sei hier an ARGAND (Lit. 3) erinnert, der schon 1906 darauf hinwies, dass der Grad der Metamorphose beidseitig von den Geosynklinalrändern gegen deren Mitte zunehme. Als Vorläufer eines metamorphen Karbons betrachtet er gewisse Glimmerschiefer der nordwärts gelegenen Karbon-Zone.

So wären die besprochenen Schichtglieder die metamorphe Ausbildungsart des nur in den geringsten Teilen metamorphen Karbons der Bernhard-Stirne. Ein Vergleich mit dem Untersuchungsmaterial JÄCKLI's (Lit. 84) aus dem Gebiet von Turtmann kann diese Annahme nur bestätigen.

Wenn sich auch eine sichere stratigraphische Einordnung nicht durchführen lässt, so scheinen doch die beobachteten Tatsachen viel eher für als gegen das karbonische Alter dieser Schichten zu sprechen.

b) Das Perm.

Die Gesteine der Permformation sind den Karbonschiefern konkordant aufgelagert. Wenn sich ihr Auftreten — wie dasjenige der Graphitphyllite — auch nur auf der Ostseite des Untersuchungsgebietes, zwischen Distelgrätji und dem Hohlichtkessel nachweisen lässt, so können doch diesen Schichtgliedern analoge Permsedimente aus den benachbarten Gebieten der Zone du Combin zur Seite gestellt werden, was auch die Aufrechterhaltung dieser Formation rechtfertigt.

Der Hauptanteil dieser gegenüber dem Karbon bedeutend weniger mächtigen Schichtreihe fällt auf die Gruppe der Sericitquarzite. Sie verleihen der ganzen Serie eine saftiggrüne bis dunkel-grüngraue Farbe, die eine gute Abtrennung, vor allem bei entfernter Beobachtung, gegen die weissen Tafelquarzite im Hangenden und die schwarzen Graphitphyllite im Liegenden gestattet.

Die Mächtigkeit dieser Schichtgruppe schwankt zwischen 40–60 m, wobei lokale Anhäufungen nicht selten sind, wie beispielsweise am Brunegghorn.

Die Permformation kann in folgende drei Gruppen gegliedert werden, wobei bb) und cc) stark zurücktreten:

- aa) Die Sericitquarzite
- bb) Die verrucano-ähnlichen Konglomerate
- cc) Die Quarzporphyre

aa) *Die Sericitquarzite* (in Fig. 1 mit Index 5 ausgeschieden).

Wie schon erwähnt, bilden die feinblättrigen Sericitquarzite den Hauptteil der permischen Sedimente. Die mattgrünen, seidenglänzenden Schichtflächen deuten

auf einen ziemlich reichen Sericitgehalt hin. Auf dem Querbruch lassen sich neben den sehr feinen Glimmerlagen quarzreichere Partien in Linsen- und Lagenformen erkennen. Die das Gestein durchdringenden Quarzklüfte sind im allgemeinen grob und häufig. Die grosse Blättrigkeit, deren Ursache im überragenden Anteil des Glimmers liegt, ist auch der Grund, weshalb dieses Gestein des öfteren als Blätterquarzit angesprochen wird. Doch sei hier im Hinblick auf stark verschieferte Typen aus den Tafelquarziten, die eher den Namen Blätterquarzit verdienen, auf diesen Ausdruck verzichtet.

Während im Liegenden die Quarzite meistens eine graugrüne Farbe annehmen, gleichen sie gegen den Hangendkontakt stark aus und werden schwach grün.

Die Dünnschliffuntersuchungen bestätigen den makroskopischen Befund voll und ganz und fördern gegenüber den bisher bekannten und veröffentlichten Tatsachen nichts Neues zu Tage.

Zu gleichen Teilen sind Quarz und Sericit die Hauptgemengteile, die eine granoblastische bis lepidoblastische Struktur bedingen. Undulöse Auslöschung und stellenweise sehr starke Zerbrechung der Quarzindividuen lässt auf eine erhebliche, nachträgliche Zertümmung (Kataklase) schliessen. Es konnten sogar vereinzelt Mörtelkränze beobachtet werden. Die im allgemeinen gleich grossen Quarzkörner sind sehr stark miteinander verzahnt und verlappt.

Der blätter- und linsenförmig auftretende Sericit ist streng parallel angeordnet und kann lokal zu einem dickeren Strang oder zu Lagen zusammentreten; jedoch wurde im Unterschied zu den Graphitphylliten keine helicitische Fältelung beobachtet.

Neben idomorphen, kleineren Turmalinen, mit sehr kräftigem Pleochroismus von gelbgrün zu tiefgrün, treten auch Rutil-nädelchen in kleineren Nestern auf. Seltener sind gerundete Zirkon-körner dem Quarz-Sericitgefüge eingelagert.

bb) *Die verrucano-ähnlichen Konglomerate* (in Fig. 1 mit Index 7 ausgeschieden).

Gegenüber der Gruppe aa) treten diese konglomeratischen Bildungen als lokale Vorkommen stark zurück. So konnten sie nur an wenigen Stellen, zum Teil in Verbindung mit den Quarzporphyren der dritten Gruppe, konstatiert werden.

Im allgemeinen handelt es sich um ziemlich feinkörnige Konglomerate mit rosaroten und milchigweissen Quarzkomponenten, deren Grösse zwischen 5 mm und 4—5 cm schwankt. Die den Geröllteil umgebende Masse, das Bindemittel, stellt ein feinschieferiges, mattglänzendes grünes bis graues Gestein dar.

Im Dünnschliff besteht dieses Bindemittel aus feinen, verzahnten Quarz-körnern und annähernd parallel angeordneten Sericit-schüppchen, die an verschiedenen Stellen mit einzelnen Chlorit-fetzen verbunden sind. In dieser Grundmasse sind Porphyroblasten von kataklastisch zerbrochenem Quarz eingeschlossen. Neben teils sehr grossen Quarzeinsprenglingen finden sich auch solche von Albit. Dieser ist ziemlich einschlussreich (Sericitnadelchen und Kalzit-kluftausfüllungen).

Durch starke Verfeinerung des Kornes können seitliche Übergänge der Konglomerate in die Sericitquarzite beobachtet werden. An anderen Stellen keilen sie wiederum einfach seitwärts aus.

cc) *Die Quarzporphyre* (in Fig. 1 mit Index 6 ausgeschieden).

Am Inn. Barrhorn E-Grat treten in innigstem Verband mit den verrucano-ähnlichen Konglomeraten weisse, schwachschieferige Gesteine mit zahlreichen kleinsten rostroten Flecken auf. Der Sericitgehalt tritt augenfällig zurück.

Nach der stratigraphischen Lagerung inmitten der Sericitquarziten und nach der Verbindung mit den Konglomeratbildungen sind diese Vorkommen ebenfalls in das Perm zu stellen und ein Vergleich mit den von Göksu beschriebenen Quarzporphyren vom Pas de Forcletta und Omin Roso drängt sich unwillkürlich auf.

Die Dünnschliffuntersuchungen ergaben folgenden Mineralbestand:

Granoblastisches Gewebe von stark miteinander verzahnten Quarz-körnern als Grundmasse. Darin eingestreut feinste Sericit-schüppchen, die eine schwach lepidoblastische Struktur bedingen. In diese Quarz-Sericitgrundmasse lagern sich einsprenglingsartig Albite ein, die häufig Zwillingsbildung zeigen. Seltener wurde ein Albit-Oligoklas beobachtet. Daneben treten auch als Porphyroblasten grössere Quarzindividuen auf, die stark undulös auslöschen.

Das Auftreten von Mikroklin-porphyroblasten, wie sie Göksu beschreibt, ist nicht feststellbar.

Nach Göksu (Lit. 59) sollten aber seine Quarzporphyre neben Albit, Quarz und Muskovit deutlich Mikroklin führen. Ein Vergleich der entsprechenden Dünnschliffe seiner Sammlung zeigt aber auch ein ausgesprochenes Vorherrschen der Albit-Quarz-Muskovitmasse, was mit den Beobachtungen an den vorliegenden Quarzporphyren gut übereinstimmt.

Nach der Art der Ausbildung dieser nur an einer Stelle gefundenen Gesteine, kann es sich entweder um einen albitreichen Quarzit handeln, oder um einen äusserst feinkörnigen Quarzporphyr. Leider läßt das beschränkte Vorkommen keine Schlüsse betreffend Entstehung und Deutung dieses Gesteines zu. Es sei hier auch lediglich nur der Vollständigkeit halber erwähnt.

Die altersmässige Zuordnung zur permischen Stufe stützt sich auf die nachfolgenden Feststellungen:

Die Untergrenze dieser Sericitquarzite ist mehr oder weniger scharf. So konnte im Hohlichtkessel der Kontakt zwischen Graphitphylliten und graugrünen Sericitquarziten an mehreren Stellen beobachtet werden, während an anderen Orten, wie beispielsweise an der Weissen Schijen, eine feine intensive Verschuppung der beiden Gesteinsarten auf eine relativ kurze Distanz von einigen Metern bis hinunter zu ca. 50 cm vorkommt.

Wohl das beste Kriterium in der Unterscheidung der permischen und karbonischen Ablagerungen besteht neben dem augenfälligen Farbwechsel, im Auftreten des für die Graphitphylliten so charakteristischen kohligen Pigmentes. Nirgends läßt durch langsames Abklingen dieser Pigmentierung ein allmählicher Übergang zur höheren Sericitgruppe feststellen. Makroskopische wie mikroskopische Untersuchungen haben kein Übergreifen der Graphitsubstanz auf die permischen Sedimente ergeben.

An dieser Stelle sei noch auf einen besonders gearteten Sericitquarzit hingewiesen, der sich über den Graphitphylliten des Schwarzhörnli 2962 findet. Makroskopisch läßt er sich vor allem durch die schwarze Anwitterungsfarbe und den stellenweise rostroten Übergang nur schwer von den karbonischen Phylliten unterscheiden. Auf frischem Querbruch zeigt aber dieses Gestein schon eine intensive grüne Färbung. Auch der linsig angeordnete Quarz ist leicht zu erkennen. Im Schliff erscheint die stark verzahnte Quarzmasse mit parallel angeordneten Sericit-häutchen als ein granoblastisches bis lepidoblastisches Grundgewebe. Kohliges Pigment fehlt bis auf wenige randliche Spuren.

Bei diesem Vorkommen handelt es sich sicherlich um die dem Karbon direkt benachbarten, tiefsten Permquarzite.

Die Festlegung der Obergrenze ist gegenüber der verhältnismässig einfachen Art der Untergrenze mit viel grösseren Schwierigkeiten verbunden.

Einerseits zeigen die Tafelquarzite des Hangenden mit den Sericitquarziten, abgesehen vom stark schwankenden Sericit-Chloritgehalt, einen gleichartigen Mineralbestand, der hauptsächlich aus Quarz besteht. Während bei den Quarziten der unteren Trias das Ausgangsmaterial ein ziemlich reiner Sandstein war, schaltete sich innerhalb der permischen Sericitquarzite viel toniges Material ein, woher der grosse Sericitgehalt stammt.

Autoren wie GÖKSU, GÜLLER u. a. betonen ausdrücklich das Nichtbestehen einer lithologischen Grenze und stellen in allen Fällen einen langsamen kontinuierlichen Übergang der Permfazies in die der unteren Trias fest. Sicher ist für die genannten Autoren indes nur die Zugehörigkeit der tieferen „Blätterquarziten“ zum eindeutigen Perm einerseits, und anderseits das untertriadische Alter der Tafelquarzite in ihren obersten Partien.

So beschreibt GÖKSU durch Profile belegte Übergänge der grobkörnigen Verucanokonglomerate, sowohl nach oben in die Tafelquarzite, wie auch nach unten in die Sericitquarzite durch immer feiner werdendes Korn. An- und abklingende Reliefbildung, verbunden mit feinerem und gröberem Detritus wird für diese Bildungen verantwortlich gemacht.

An den verschiedensten Stellen wurde die mutmassliche Grenze zwischen den permischen und triadischen Ablagerungen einer eingehenden Prüfung unterzogen. Lithologische Übergänge im Sinne der oben angeführten konnten des öftern festgestellt werden. Daneben aber gelang, wie im Hohlichtkessel und in der Schöllihorn-Gruppe, der Nachweis einer deutlichen Grenze zwischen den ausgeprägt schiefrigen, grünen Sericitquarziten und den plattig-grobbankigen Tafelquarziten.

Durch Verwitterungseinflüsse ist aber in den meisten Fällen diese Grenze mehr oder weniger getarnt und das Erkennen erfordert eine minutiöse Detailstudie der betreffenden Profilpartien.

Was die altersmässige Einordnung dieser Schichten betrifft, kann man sich, wie im Falle des Karbons und später noch zu besprechenden Trias-Liasglieder auf keinerlei Fossilfunde stützen. Einzig lithologische Vergleiche und die Verbandsverhältnisse im Liegenden und Hangenden gestatten eine annähernde Horizontierung, die allerdings nur sehr fraglich ist, da sie sich auf den schon problematischen Begriff des Karbons stützen muss.

Die Gruppe der Sericitquarzite mit ihren konglomeratischen Einschaltungen werden im Hangenden von den Tafelquarziten der unteren Trias überlagert und ruhen im Liegenden auf den Graphitphylliten des Karbons auf. So muss also einerseits diese Abfolge älter sein als die untere Trias und anderseits jünger als die karbonischen Phyllite.

Eine stratigraphische Zuordnung dieser Schichten in das Perm ist daher sehr wahrscheinlich, wobei aber die Frage einer oberen Abgrenzung gegen den Buntsandstein nur in gewissen Fällen gelöst werden kann. Erscheinungen, wie langsamer Übergang in sericitärmere Quarzite und lokale feinkörnige Konglomerate inmitten der Tafelquarzite lassen auf einen sehr langsamen Übergang schliessen. Anderseits weist das ziemlich scharfe Aussetzen der im Perm reichlichen Sericitlagen auf ein plötzliches Aufhören der tonigen Beimengungen hin.

Analoge Vorkommen dieser Sericitquarzite werden aber nicht nur aus den anschliessenden Gebieten der Zone du Combin gemeldet, sondern auch aus Bünden und den Tauern, wie auch aus den französischen Westalpen.

So stellt GANSSER einen Sericitschiefer, mit Vorbehalt allerdings, ins Perm, und GÜLLER wie auch GÖKSU beschreiben grössere Komplexe von permischen Ab-

lagerungen, die in ihrem makroskopischen und mikroskopischen Aussehen ohne weiteres mit diesen Vorkommen verglichen werden können.

Eine weitere Stütze in der Annahme des permischen Alters liegt im Auftreten von Konglomeraten mit rosaroten und milchigweissen Quarzkomponenten. Diese erinnern stark, wie schon GÖKSU darauf hinweist, an die durch KILIAN (Lit. 88) und GIGNOUX-MORET (Lit. 56) eingehend beschriebenen Verrucanovorkommen des Briançonnais. Ebenfalls erwähnt STREIFF (Lit. 152) über dem Rofnakristallin bei Salin das Vorkommen eines verrucano-ähnlichen Konglomerates.

Die allerdings nur ganz lokal auftretenden, fraglichen Quarzporphyre lassen keine weiteren Schlüsse zu. Wohl sind die makroskopischen Analogien zu den von GÖKSU beschriebenen Vorkommen am Pas de Forcletta und Omin Roso sehr gross, doch bestehen im Dünnschliffbild gewisse Unterschiede, wie sie z. B. im Fehlen eines deutlich ausgebildeten Mikroklin zum Ausdruck kommen.

3. DIE TRIADISCHEN GESTEINE DER MISCHABEL-DECKE.

a) Die untere Trias (Buntsandstein und Rötniveau).

Die tiefste Gruppe der Mischabel-Trias lässt sich nach den vorliegenden Studien in folgende Abteilungen von oben nach unten gliedern:

- dd) Die dolomitischen Sericitphyllite (Röt)
- cc) Die quarzreichen Glimmerschiefer (Röt)
- bb) Die schwarzen Quarzite
- aa) Die Tafelquarzite.

aa) Die Tafelquarzite (in Fig. 1 mit Index 8 ausgeschieden).

Als ältestes Glied und Hauptvertreter der unteren Trias bauen die konkordant den paläozoischen Sedimenten auflagernden Tafelquarzite weithin leuchtende, weisse Felswände auf, die sich morphologisch deutlich vom ausgedehnten Trümmerfeld prätriadischer Gesteine abheben.

Das Aussehen des Quarzites hängt in erster Linie vom Grad der Verunreinigung des Quarzes und von der tektonischen Beanspruchung ab. Neben grobbankigen, tafeligen Typen treten auch stellenweise feinblättrige auf. Im allgemeinen ist ihre Farbe weiss, aber vor allem in den unteren Partien zeigt sich eine schwache Grünfärbung, die aber bei weitem hinter dem intensiven Schilfgrün der permischen Sericitquarzite zurückbleibt. Oft treten wieder blättrige bis linsige Zerfallerscheinungen auf, besonders da, wo der Quarzit ein leicht gesprenkeltes Aussehen zeigt, indem schwach grüne und rosarot angehauchte Partien nebeneinander liegen (Bruneggjoch).

Der mengenmässig stark zurücktretende Sericit ordnet sich im allgemeinen in leicht parallelen Lagen an, wodurch die ausgesprochene Tafelung bedingt wird; dies kommt im gebräuchlichen Namen Tafelquarzit zum Ausdruck.

Während die Hauptmasse grobbankige Ausbildung aufweist, finden sich an verschiedenen Stellen lokale, stark verschieferte bis feinblättrige Partien, die mit massigen, oft nur wenige cm mächtigen Bänken wechsellagern. Als Ursache der lagenweisen Aufblätterung einzelner Partien wird wohl mit Recht die starke tektonische Beanspruchung dieses relativ spröden Gesteinsmaterials angenommen.

Unter dem Mikroskop zeigt sich folgendes Bild: Quarz ist fast ausschliesslicher Hauptgemengteil und bildet ein granoblastisches Grundgewebe. Sericit in feinsten Schüppchen ist spärlich in paralleler Anordnung eingelagert. Albit-körner sind in der quarzitischen

Grundmasse dann und wann erkennbar. Etwas Magnetit und Apatit ergänzen das Schlibbild. Chlorit wurde nur in einem Dünnschliff (Bruneggjoch) ganz vereinzelt festgestellt.

Die Mächtigkeit dieser für penninische Profile so typischen Tafelquarzite beträgt 120—150 m.

Der äusserst geringe Sericitgehalt gestattet ohne weiteres, nicht nur makroskopisch, sondern auch im Dünnschliff die deutliche Trennung von den permischen Sericitquarziten. Eine wesentliche Sericitzunahme konnte im allgemeinen gegen den Liegendkontakt hin nirgends festgestellt werden.

Genetisch handelt es sich hier um ursprünglich fast reine Sandsteine, wie dies schon H. GERLACH (Lit. 47) richtig erkannte.

bb) *Die schwarzen Quarzite* (in Fig. 1 mit Index 9 ausgeschieden).

In den obersten Partien der Tafelquarzite treten, im Untersuchungsgebiet weit verbreitet, in ihrer Mächtigkeit stark schwankend (einige cm bis 1—2 m), graublaue bis tiefschwarze, massige Quarzite auf, die oft, vor allem in ihren helleren Varietäten eine ausgeprägte Verschieferung aufweisen. Kräftige bis feinste milchigweisse Quarzadern durchschwärmen das Gestein in allen Richtungen und verleihen ihm eine leichte Bänderung, die stellenweise auffallend an die Bänderkalke der Barrhorn-Serie erinnert.

Neben der vorherrschenden dunklen Anwitterungsfarbe zeigt sich in wenigen Ausnahmefällen ein rostigroter Anflug.

Dieses oberste Quarzitniveau, das nur in der Mischabel-Decke beobachtet wurde, bildet einen allmählichen Übergang zu den weissen Tafelquarziten, indem die dunkle Farbe langsam verschwindet. Ein scharfer Kontakt zwischen den beiden Quarziten scheint nirgends zu existieren.

Im Dünnschliff besteht dieser schwarze Quarzit zur Hauptsache aus verzahnten, buchtig ineinandergreifenden Quarz-körnern, welche die ausgeprägte granoblastische Struktur bedingen. Sericit tritt sehr stark zurück und zeigt parallele Anordnung. Albit wurde nur ganz vereinzelt beobachtet. Über das ganze Schlibbild verteilt sich ein dunkles Pigment, das stellenweise als kleinste Magnetit-körner identifiziert werden konnte. Trotzdem scheint es im Bereich der Möglichkeit zu liegen, dass auch kohlige Substanz an dieser Pigmentierung mitbeteiligt ist, doch gestattet die Feinheit der Pigmentierung keine nähere Bestimmung. Lokale Anreicherungen fallen mit den vereinzelt, dickeren Sericitsträngen zusammen. In diesen Sericitzügen tritt auch idiomorpher Turmalin auf.

Bei diesen, in der Mächtigkeit stark schwankenden schwarzen Varietäten handelt es sich um eine spezielle Ausbildung der obersten Quarzite, denen aber wohl keine stratigraphische Bedeutung zukommt.

cc) *Die quarzreichen Glimmerschiefer* (Röt; in Fig. 1 mit Index 10 ausgeschieden).

Im Stockji (Hohlichtkessel) und an verschiedenen Lokalitäten auf der Ostseite der Barrhorn-Gruppe erscheint über der Tafelquarzit-Serie eine schmale Schicht feinblättriger, dunkelgrüner Gesteine, die manchmal von extremfeinen Dolomitschnürchen durchzogen werden. Makroskopisch lässt sich ausser dem auf den Schichtflächen mattglänzenden Sericit nichts weiteres erkennen.

Unter dem Mikroskop zeigt sich folgendes Bild: Vorherrschend ist der in dicken Wellenzügen angeordnete Sericit, der schönste helicitische Fältelung zeigt. Quarz — eher zurücktretend — ist linsig und bandartig der sericitischen Grundmasse eingelagert und annähernd parallel angeordnet. Viele kleine idiomorphe Turmaline mit starkem Pleochrois-

mus liegen inmitten der Sericitlagen. Apatit kommt selten vor. Spuren von Kalzit sind mit den Quarzlagen verbunden.

In gewissen Schliffen lässt sich ein grösserer Quarzanteil feststellen, so dass in einzelnen Ausnahmefällen die Bezeichnung Sericitquarzit sicherlich am Platze wäre. Im Hinblick auf die Verwendung des Begriffes Sericitquarzit für die permischen Vorkommen sei hier der Ausdruck quarzreiche Glimmerschiefer verwendet, der auch dem überragenden Anteil des Sericites eher gerecht wird.

dd) *Die dolomitischen Sericitphyllite* (Röt; in Fig. 1 mit Index 10 ausgeschieden).

Eng verbunden, sowohl in der Art des Vorkommens, wie auch im Mineralbestand, können diese Einschaltungen zwischen Tafelquarzit und den Kalken und Dolomiten oft die vorhergehende Gruppe der Glimmerschiefer ersetzen oder zusammen mit diesen eine linsenartig an- und abschwellige Zwischenschicht bilden. Es handelt sich um stark gequälte und verwalzte Sericitschiefer von hellgrüner bis dunkler Farbe. Auf dem Querbruch erkennt man mit Leichtigkeit eingeschaltete Kalk- und Dolomitlinsen von kleinster Grössenordnung.

Oft nur cm mächtig, können diese Phyllite bis zu 2 und 3 m anschwellen.

Verschiedene Dünnschliffuntersuchungen bestätigen das Bild eines tektonischen Mischgesteines voll und ganz.

Vorherrschend ist das schon von den quarzreichen Glimmerschiefern her bekannte Gefüge von Sericit mit ausgesprochener helicitischen Fältelung und zahlreichen kleinen idiomorph ausgebildeten Turmalinen und Rutilnadeln, die in kleinen Nestern gehäuft sind. Der Quarz liegt hier in Form von verzahnten und buchtig ineinandergreifenden Körnern, die in Linsen und parallel angeordneten Strängen dieser Sericitgrundmasse eingelagert sind.

Ausserordentlich hoch erweist sich der Gehalt an Karbonat (Kalzit), das sich im allgemeinen an die Quarzlinsen hält. Daneben zeigen sich auch Albitkörner, wohlgerundet mit schöner Zwillingsbildung und Kalzitausfüllung der Spaltrissen. Stellenweise kann eine vollständige Umwandlung des Albitkornes in Sericit beobachtet werden, indem sich nur noch die ursprüngliche, gerundete Albitform erkennen lässt.

Das Auftreten von Turmalin, Rutil und Albit neben Apatit lässt unzweifelhaft auf eine Stoffzufuhr schliessen, während der Sericit-Quarz-Anteil ohne weiteres auf eine enge Verwandtschaft mit der vorhergehenden Gesteinsgruppe hinweist. Der grosse Gehalt an Karbonat ist sicher auf die innige Berührung (tektonische Durcharbeitung) mit der kalkig-dolomitischen Trias im Hangenden zurückzuführen.

Zweifelloos diente dieser Horizont tektonischen Teilbewegungen, worauf neben starken Verquetschungen auch das linsenhafte Auftreten und die lokalen Anhäufungen ohne weiteres schliessen lassen.

Diese in drei Gruppen aufgegliederte Faziesabfolge der unteren Trias ist wohl eine der weitverbreitetsten innerhalb der Mischabel-Decke. Vor allem das konstante Auftreten der Tafelquarzite an der Basis der triadischen Sedimente bildet eine der besten Horizonte in stratigraphischer Hinsicht, da seine Zugehörigkeit zum Buntsandstein seit ARGAND 1908 (Lit. 168) als weitgehend gesichert erscheint. Zur Frage des untertriadischen Alters dieser Quarzite sei nur kurz GIGNOUX und RAGUIN erwähnt (Lit. 52), denen folgend „... les quartzites, dont l'âge n'a jamais été discuté“ ohne Zweifel in den Buntsandstein zu stellen sind.

Die im Hangenden auftretenden schwarzen Quarzite, die auch H. SCHOELLER in seiner Arbeit über das Gebiet nördlich der Isère (Lit. 117) erwähnt, scheinen

somit über den Rahmen einer lokalen Ausbildung hinauszugehen, was durch deren neuesten Nachweis anlässlich einer kursorischen Begehung 1947 in der Zermatter Rothorngruppe (Sattelspitze) noch erhärtet wird. Trotz der anscheinend ziemlich grossen Verbreitung ist es kaum wahrscheinlich, dass diese schwarzen Quarzite eine stratigraphische Sonderstellung, wie etwa die Röt-Formation, einnehmen. Gegen eine solche Abtrennung von den sehr naheverwandten Tafelquarziten spricht vor allem der allmähliche Übergang der letzteren in die immer dunkler werdenden Quarzite. Diese Erscheinung deutet vielmehr auf eine kontinuierliche ungestörte Ablagerung, die erst später in ihren obersten Partien durch die Pigmentierung einen speziellen Habitus erhielt.

Gegenüber dieser annähernd einheitlichen Masse der Tafelquarzite treten die folgenden beiden Gruppen der Glimmerschiefer und dolomitischen Sericitphyllite, die ihrem Mineralbestand, wie auch dem Gesamthabitus nach sehr eng miteinander verbunden sind, schon morphologisch als Weichzone, gegenüber den schroffen Quarzitwänden, in Erscheinung.

Ohne Zweifel handelt es sich hier um die Vertreter des obersten Buntsandsteines (Röt)⁴⁾ — etwa im Sinne eines Campiler-Niveaus der Ostalpen.

Für die Zuordnung zum Buntsandstein im allgemeinen steht vor allem der Mineralgehalt von Sericit, Quarz, dessen spärlicher Karbonanteil sicherlich von tektonischen Vorgängen herrührt.

ARGAND erwähnt im Geologischen Führer der Schweiz 1934 (Lit. 13) zum ersten Male vom Brunegghorn ein Röt-Niveau in Form von Sandsteinen und schwärzlichen Schiefern mit eingeschalteten Kalk- und Dolomitlagen. Detailaufnahme auf der Ostseite des Brunegghorns und der nördlich davon anschliessenden Berge ergaben aber eindeutig, dass in der Position des ARGAND'schen Röt's nur die Glimmerschiefer und dolomitischen Sericitphyllite auftreten. Seine dunklen Kalk- und Dolomitlagen entsprechen den Sedimenten der mittleren Trias und den Bündnerschiefern der Mischabel-Decke.

Für ein Röt-Alter (Campiler-Niveau) spricht vor allem neben den lithologischen Merkmalen besonders die Stellung zwischen den mitteltriadischen Dolomiten und Marmorkalken einerseits und den Tafelquarziten der unteren Trias andererseits, wie auch die enge Verbindung mit lokalen Vorkommen von Rauhwacken, wie dies am Brunegghorn der Fall ist. Ein ähnliches „skythisch-anisisches Grenzniveau“ beschreibt STREIFF (Lit. 152) aus dem Schams.

GÖKSU (Lit. 59) erwähnt eine Serie von Sericitquarziten mit ziemlich bedeutendem Karbonatgehalt, die er als Vertreter der Röt-Formation betrachtet. Vergleiche mit den betreffenden Handstücken und Dünnschliffen ergaben eine vollständige Übereinstimmung im Aussehen wie im Mineralbestand mit den vorliegenden Glimmerphylliten.

Auch GÜLLER beschreibt aus der Zermatter-Schuppenzone „sandige, dolomitische Schiefer mit reichlichen Sericitblättchen“, die stellenweise durch Rauhwacken vertreten sein können, in denen er eventuell ein Campiler-Niveau sehen möchte.

Neben diesen analogen Vorkommen aus den unmittelbaren Nachbargebieten im Westen und Süden liegen aber noch weitere Beschreibungen ähnlicher Übergangsschichten aus den französischen Westalpen wie aus Bünden vor, die eindeutig die grosse Verbreitung dieser Phyllite dokumentieren.

So beschreibt H. SCHOELLER (Lit. 117) „couches de passage“ zwischen den Quarziten einerseits und den Kalken, Dolomiten und Rauhwacken der Nappe de

⁴⁾ Zur Frage der ostalpinen und germanischen Faziesanklänge sei auf den Abschnitt D hingewiesen.

l'Embrunais anderseits, die sich zur Hauptsache aus graugrünglänzenden Schiefen mit zwischengeschalteten Dolomitbänken zusammensetzen und die stark an die vorliegende Röt-Formation erinnern. Über ihre altersmässige Einordnung äussert sich der Autor allerdings nicht.

Zur gleichen Art von Phylliten scheinen auch teilweise die „marbres phylliteux“ der Vanoise zu gehören, wie sie von RAGUIN (Lit. 102) aus der Haute Tarentaise erwähnt werden. Vor allem ihr Mineralbestand — Kalzit, Quarz, Turmalin, Rutil und Albit — zeigt auffällige Ähnlichkeit mit den zur Diskussion stehenden Glimmerschiefen des Untersuchungsgebietes.

Ebenfalls kann der „horizon intermédiaire“ des Briançonnais (GIGNOUX und MORET, Lit. 56) zum Teil mit diesen Schichten parallelisiert werden.

Die ganze Schichtgruppe der Glimmerschiefer und dolomitischen Sericitphyllite, die oft sogar ein Überwiegen des Dolomit-Kalkanteils zeiges, lassen sich vielleicht auch mit der unteren Bündnerschiefer-Fazies des Muschelkalkes vergleichen, wie sie R. STAUB auf seiner Averserkarte (Lit. 189) über den Tafelquarzen der unteren Trias ausscheidet. Für eine derartige Parallelisierung spricht ferner auch das auf die Tambo-Suretta-Decke beschränkte Auftreten, die das östliche Äquivalent der Mischabel-Einheit darstellt (Bernhard-Monte Rosa-Decke).

b) Die mittlere Trias (Muschelkalk).

Gegenüber den machtvoll entwickelten paläozoischen und untertriadischen Sedimentserien tritt die karbonatische, mittlere Trias in der Mischabel-Decke stark zurück. Trotz ihrer geringen Gesamtmächtigkeit (10—15 m), die sich oft bis auf Null reduzieren kann, ist sie doch deutlich in verschiedene Unterstufen gliederbar. Einzelne Detailprofile zeigen annähernd den vollständigen Schichtinhalt, wie etwa am Bruneggjoch oder in der Schöllhorn-Barrhorn-Gruppe.

Die mittlere Trias kann im Untersuchungsgebiet von oben nach unten folgendermassen aufgegliedert werden:

- dd) Schwarzgraue Dolomite und Dolomitschiefer
- cc) Helle Kalkmarmore
- bb) Gelb-weiße Dolomite
- aa) Rauhwacke.

aa) *Rauhwacke* (in Fig. 1 mit Index 11 ausgeschieden).

Über den Rötphylliten schalten sich an wenigen Stellen Linsen von Rauhwacken ein, die bis einen Meter Mächtigkeit erreichen (Bruneggjoch E-Wand). Über weite Strecken kann dieser Rauhwackenzug vollständig abreißen, dann wieder lokal zu beachtlicher Grösse angestaut sein.

Die gelbe, kavernöse Rauhwacke enthält viel tektonisch eingequetschtes Material. Vor allem sind es Fetzen von Sericitphylliten, Brocken von Kalkmarmoren und Dolomiten. Sie diene als tektonischer Gleithorizont, worauf vor allem ihr linsiges Auftreten und die starke Durchwalzung hinweisen.

Wenn auch im ganzen Untersuchungsgebiet Rauhwacken verhältnismässig selten sind und in den meisten Fällen der höchsten tektonischen Einheit — der Hühnerknubel-Decke — angehören, so können doch die zwei Rauhwackenvorkommen in der Stellhorn-Gruppe — das eine am Brändjoch, das andere im Kessel des unteren Stelligletschers — ohne weiteres mit demjenigen der Bruneggjoch E-Wand verbunden werden.

Stratigraphisch lässt sie sich in ihrer Stellung zwischen dem obersten Buntsandstein und den Dolomit-Kalkmassen der mittleren Trias am ehesten mit der

„cornieule inférieure“ ARGAND's (Lit. 168) oder dem skythisch-anisischen Grenzniveau, wie es STREIFF aus der Suretta-Trias beschreibt, vergleichen. Vielleicht könnte diese Rauhwaacke sogar ein lagunäres Anisien darstellen, wie dies der letztgenannte Autor für seine Rauhwaackenvorkommen aus der Surettastirne vermutet.

bb) *Gelb-weiße Dolomite* (in Fig. 1 mit Index 12 ausgeschieden).

In dieser Gruppe werden die hellen, grauweiss anwitternden Dolomite zusammengefasst. Spärliche Sericitschüppchen erscheinen auf den Spaltflächen.

Das Schliffbild zeigt nur Karbonat, wobei die Dolomitpartikelchen äusserst feinkörnig sind, während einzelne grössere Kalzit-körner das Gestein kluftartig durchdringen. Dann und wann lassen sich feinste Sericit-schüppchen feststellen. Vereinzelt gerundete, einsprenglingsartige Quarz-körner ergänzen das Schliffbild.

Dieser Dolomit als verhältnismässig sprödes Material wurde durch tektonische Vorgänge stellenweise in Linsen und Knollen ausgewalzt, die oft untereinander abgerissen sind. Mit den Kalkmarmoren der folgenden Gruppen kann er hie und da etwas wechsellagern.

cc) *Helle Kalkmarmore* (in Fig. 1 mit Index 13 ausgeschieden).

Von der vorhergehenden Gruppe unterscheiden sich diese weissgrauen Kalkmarmore durch die ausgesprochene Tafelung. Diese rührt von den äusserst feinen, bandartigen Dolomiteinlagerungen her und dem auf den Schichtflächen angereicherten Sericit, der stärker in Erscheinung tritt als bei den hellen Dolomiten. Auf den Schichtflächen selbst lassen sich zudem noch mit blossen Auge kleinste, verrostete Pyritwürfelchen beobachten.

Oft stellt sich eine schwache Bänderung von abwechselnd hellen und dunklen Partien ein, doch finden sich nirgends die für die Barrhorn-Serie so typischen Bänderkalke.

Die Dünnschliffuntersuchungen förderten gegenüber diesen makroskopisch erkennbaren Erscheinungen keine weiteren Tatsachen zu Tage. Der alleinige Gemengteil ist ein grobkristalliner Kalzit, dem stellenweise feinere Dolomitpartikelchen in dünnen Strängen eingelagert sind.

Die Gesamtmächtigkeit dieser Kalkmarmore ist grossen Schwankungen unterworfen. Oft nur linsenartig bis bandartig ausgebildet, können sie lokal bis 60 und mehr Meter anschwellen. Sicherlich haben neben primären Mächtigkeitsschwankungen auch tektonische Vorgänge zu diesen lokalen, starken Anhäufungen ihren Teil beitragen.

dd) *Schwarz-graue Dolomite und Dolomitschiefer*
(in Fig. 1 mit Index 14 ausgeschieden).

Hier werden massige und verschieferte Dolomite zusammengefasst, die mit ihrer grau-weißen Anwitterungsfarbe oft stark an die Kalkmarmore oder gewisse Typen von hellen Dolomiten erinnern. Auf frischem Bruch zeigen sie aber eine intensive Schwarzfärbung, die eine Abtrennung von den anderen Triasgliedern ohne weiteres gestattet, zumal sie sich direkt unter den Bündnerschiefern und deren Basisbreccie befinden.

Im Dünnschliff zeigt sich als Hauptgemengteil feinkörniger Dolomit, der stellenweise von kreuz- und querliegenden Gängen mit grobkristallinem Kalzit durchzogen wird. Vereinzelt treten Anhäufungen von miteinander verzahnten Quarz-körnern auf. Auch spär-

liche Sericit-schüppchen sind diesem Dolomitgefüge eingelagert. Die Karbonatmasse wird von einem sehr feinen schwarzen Pigment überstäubt, das — je nach Schliff — vollständig regelmässig verteilt ist oder sich strangartig bis lagig konzentriert. Unzweifelhaft handelt es sich hier um ein kohliges, bituminöses Pigment, das sich aber wegen seiner extremen Feinheit nicht näher bestimmen lässt.

Oft können diese massigen Dolomite stark verschiefern, was sich schon im Schliffbild durch die parallele Anordnung des Pigmentes zu erkennen gibt. Bei den verschieften Typen bemerkt man auf den Schichtflächen neben dem angereicherten Sericit eigentliche schwarze Tönhäutchen.

Vereinzelt kann diese Pigmentierung etwas zurücktreten, was dem Dolomit ein leicht gebändertes Aussehen gibt. Für die Kohlen- oder Bitumennatur des Pigmentes spricht auch der leicht schwefelige Geruch, der dem Dolomit nach dem Anschlagen eine zeitlang anhaftet.

Die altersmässige Einordnung der gutgegliederten kalkig-dolomitischen Trias bewegt sich dank den mannigfaltigen Vergleichen mit fossilbelegten Profilserien der Westalpen einerseits, und mit solchen aus dem hochpenninisch-unterostalpinen Raum Bündens anderseits, auf weit sichererem Boden als dies der Fall war bei den bisher besprochenen Serien. Hinzu gesellt sich noch die relativ ruhige Lagerung des Mischabel-Rückenteils mit ihrer weitgehenden Gewährleistung der ursprünglich ungestörten Abfolge, die im krassen Gegensatz zu den umfassenden Schuppungsphänomenen der Rückenfaltungszone steht.

Fossilspuren konnten keine festgestellt werden, obschon verschiedene Auswitterungserscheinungen auf ein ehemaliges Vorhandensein einer Fauna hinzuweisen scheinen.

Wie schon bei der Besprechung der unteren Rauhwacke — der „cornieule inférieure du Groupe du Brunegghorn“ ARGAND's (Lit. 168) — darauf hingewiesen wurde, vereinigt sie sich mit quarzreichen Glimmerschiefern und den dolomitischen Sericitphylliten des Röts zu einem skythisch-anisischen Grenzniveau, wobei die Rauhwacke vielleicht sogar noch ein lagunäres Anisien darstellen könnte. Für diese Annahme spricht das vollständige Fehlen der anisischen weissen Dolomiten in Profilen, wo diese Rauhwacke schön entwickelt vorhanden ist.

Die sich im Hangenden einstellenden hellen Dolomite kämen in das Anisien zu liegen, wie dies GÖKSÜ für analoge Vorkommen westlich des Turtmanntales postulierte (Lit. 59), wobei er speziell auf die nahe Verwandtschaft der Dolomit-Kalkmarmor-Serie mit den stirnwärtigen Pontiskalken hinweist, während GÜLLER (Lit. 66) den Bereich des Anisiens auf die den Dolomit überlagernden Kalkmarmore ausdehnt.

Die in der Mächtigkeit stark schwankenden Kalkmarmore würden dann dem Ladinien entsprechen und mit dem anischen Dolomit zusammen den Muschelkalk bilden. Aus den zum Teil fossilbelegten Triasprofilen der Vanoise und des Briançonnais können zwischen den „calcaires francs“ der mittleren Trias, — die speziell von den Westalpengeologen GIGNOUX und RAGUIN (Lit. 52), wie auch KILIAN und PUSSENOT (Lit. 88) bearbeitet wurden, — und den vorliegenden Kalkmarmoren direkte Parallelen gezogen werden.

Auch die Triasgliederung der Suretta-Decke (STREIFF, Lit. 152) zeigt auffallende Analogien; doch ist dort im Gegensatz zur Mischabel-Trias des Untersuchungsgebietes auch die obere Trias deutlich entwickelt.

Die schwarzen Dolomite im Hangenden der Kalkmarmore, die sich eng an die von GÜLLER erwähnten ladinischen, dunklen dolomitischen Kalke und Dolomite anschliessen, dürften hier das Ladinien nach oben begrenzen. STAUB (Lit. 121) er-

wähnt vom Piz Alv ebenfalls schwarze ladinische Dolomite, die stark an die vorliegenden Bildungen erinnern.

Das Fehlen jüngerer Triasbildungen (Raibler und Hauptdolomit), deren Vorhandensein aus der Suretta-Trias verschiedentlich beschrieben wurde (STAUB und STREIFF) lehnt sich stark an gleichartige Erscheinungen aus dem Briançonnais an, wie sie etwa GIGNOUX und RAGUIN (loc. cit.) erwähnen.

Innerhalb der Mischabel-Trias konnte nirgends das Vorhandensein einer Raiblerauhacke oder Vertreter des Hauptdolomites festgestellt werden.

4. DIE POSTTRIADISCHEN GESTEINE DER MISCHABEL-DECKE.

Im Vergleich zu benachbarten Gebieten der Zone du Combin (beispielsweise die Berge zwischen dem hinteren Turtmannental und dem Val d'Hérens) treten im Untersuchungsgebiet die posttriadischen Sedimente in den verschiedenen tektonischen Einheiten mehr oder weniger stark zurück⁵⁾.

Über den Kalk-Dolomitserien der Mischabel-Decke legen sich in sehr geringer Mächtigkeit (bis 3 m) die zugehörigen Bündnerschiefer, die, allerdings nur ganz lokal, zu mächtigeren Faltengebilden angestaut werden können. Von oben nach unten lassen sie sich wie folgt gliedern:

- b) **Kalkige Bündnerschiefer**
- a) **Basisbreccie.**

a) **Die Basisbreccie** (in Fig. 1 mit Index 15 ausgeschieden).

Ganz vereinzelt (Barrhorn-Schöllhorn-Gruppe) wird das Liegende der Bündnerschiefer durch eine massige, seltener schwach verschieferte Breccie gebildet, deren Komponenten in der Regel 2—4 cm gross sind. Dank ihrer dunkelgrauen bis rostroten Anwitterungsfarbe und durch das stellenweise Herauswittern einzelner Brocken, lässt sich diese Breccie gut unterscheiden von den liegenden schwarzen Dolomiten und den spärlichen Bündnerschiefer im Hangenden. Zur Hauptsache handelt es sich bei den Komponenten um grau-schwarze Dolomite, die durch ein spärliches kalkiges Bindemittel verkittet sind, das oft fast vollständig zurücktreten kann. Ganz selten sind Kalkkomponenten festzustellen.

Vereinzelt zeigen sich bei den verschieferten Typen auf den wenig ausgeprägten Schichtflächen schwarze tonige Häutchen, die oft mit etwas Sericit vermischt sind.

Bei den auftretenden Dolomitkomponenten handelt es sich um die gleichen schwarz-grauen Dolomite, wie sie an anderer Stelle (S. 169—170) aus dem Ladinien beschrieben wurden.

Diese, wenn auch nur vereinzelt auftretenden Breccienvorkommen lassen sich mit den von WEGMANN (Lit. 162) aus dem Val d'Hérens beschriebenen Typen seiner Breccien-Serie vergleichen, die er teils der Trias, teils dem Lias zurechnet. Auch gewisse Analogien zu der aus den Westalpen durch KILIAN und PUSSENOT (Lit. 86—88) gemeldeten „brèche du Télégraphe“ sind festzustellen, worauf schon WEGMANN nachdrücklich hingewiesen hat.

Die altersmässige Einordnung, die sich auf lithologische Vergleiche mit den genannten Vorkommen und auf die Stellung über den Dolomiten des Ladinien und unter sicheren Bündnerschiefer stützen kann, lässt am ehesten eine Zuordnung

⁵⁾ Siehe auch S. 190—194.

zum unteren Lias, eventuell sogar noch Rhät zu. Auch GÜLLER nimmt für Breccien-vorkommen aus der Zermatter-Schuppenzone ein analoges Alter (Rhät — unt. Lias) an⁶⁾ und im gleichen Sinne erfolgt die stratigraphische Einordnung der Breccien im Val des Dix (nach mündlicher Mitteilung von E. WITZIG).

b) **Kalkige Bündnerschiefer** (in Fig. 1 mit Index 16 ausgeschieden).

Bei den zu den Bündnerschiefer gerechneten Sedimenten der Mischabel-Decke handelt es sich nur um eine schmale unregelmässig mächtige Zone schwarzer Kalkschiefer. Neben massigen-bankigen Varietäten, die zwar eher selten sind, findet sich zur Hauptsache ein stellenweise stark verschieferter Typ vor, der auf den Schichtflächen schwarze Tönhäutchen, vermischt mit Sericitschüppchen zeigt. Auf dem Querbruch lassen sich die durch diese Lagen abgetrennten, etwas helleren Kalzitlagen deutlich erkennen. Das ganze Gestein ist spätig und besteht zur Hauptsache aus Karbonat.

Im Dünnschliff bestätigen sich diese makroskopischen Beobachtungen. Der weit vorherrschende Kalzit ist deutlich rekristallisiert und schön lamelliert. Er bildet ein granoblastisches Gewebe, in dem sich die makroskopisch ausgeprägte Schieferung durch parallel angeordnete pigmentreiche Streifen zu erkennen gibt. Stellenweise bindet sich an diese kohligten Pigmentstränge etwas feinblättriger Sericit. Quarz findet sich teils als kleine unregelmässige Individuen, teils als parallele dünne Streifen. Seine prozentuale Beteiligung gegenüber dem Kalkgehalt unterliegt grossen Schwankungen. Neben fast quarzfreien Lagen lassen sich in gewissen Schliffen reiche Quarzpartien erkennen.

Da diese Kalkschiefer neben der Basisbreccie, von der sie an einzelnen Stellen unterlagert werden, die alleinigen Vertreter des Juras der Mischabel-Decke darstellen und ihre Mächtigkeit im untersuchten Gebiet nicht 2—3 m überschreitet, fällt es ausserordentlich schwer, diese Sedimente in eine heute bekannte Bündnerschiefergliederung einzuordnen (STAUB, H. JÄCKLI u. a. in Bünden), obschon ein post-triadisches Alter dieser Schichten dank ihrer Stellung über sicheren Triasdolomiten nicht in Frage gestellt ist.

Eventuell könnte es sich bei diesen schwarzen Kalkschiefern, in Verbindung mit der Basisbreccie um die Vertreter der Rhätstufe handeln, als welchen hier auf alle Fälle die basale Breccie betrachtet wird. Ein ähnlicher Schichtkomplex ist auch aus der Barrhorn-Serie bekannt. (Siehe S. 181 ff.)

Für ein Rhätalter sprechen auch die schwarzen Schiefervorkommen und die Kalke, wie sie KILIAN und PUSSENOT (Lit. 88), SCHOELLER (Lit. 117) u. a. aus den fossilbelegten Profilen der französischen Westalpen beschreiben.

Aber auch einer Annahme eines jüngeren Alters als Rhät steht nichts im Wege. Die Ausbildung der Kalkschiefer erinnert sehr stark an andere Bündnerschiefer-vorkommen, wie sie etwa GÖKSÜ aus seiner Tounot-Serie (Lit. 59) erwähnt. Für eine genauere Horizontierung fehlen allerdings die Anhaltspunkte.

Jüngere Ablagerungen als diese konnten im Raume zwischen Zermatt und Turtmantal für den Bereich der Mischabel-Decke nicht festgestellt werden.

II. Die Hörnli-Zone.

Die oberpenninische Hörnli-Zone nimmt am Aufbau des Untersuchungsgebietes nur einen sehr geringen Anteil. (Siehe Tafel V, VI u. VII.) Einzig im Südschnitt

⁶⁾ KILIAN und PUSSENOT stellen die „brèche du Télégraphe“ in den unteren Lias, während GIGNOUX und MORET (Lit. 54) aus tektonischen Gründen ein Doggeralter postulieren.

(Mettelhorn-Gruppe), der zugleich auch den Anschluss an die durch GÜLLER eingehenden Studien unterworfenen Zermatter-Schuppenzone darstellt, lassen sich eindeutige Elemente der Hörnli-Zone nachweisen.

Zwar gehen die Interpretationen der Mettelhorn-Gruppe, wie sie R. STAUB (Lit. 134) und A. GÜLLER (Lit. 66) geben, stark auseinander. Während der erstere in der Trias-Liasabfolge des Mettelhorns noch eindeutige Schichtglieder der Hörnli-Zone (tiefere Zermatter-Schuppenzone) sieht, fasst der letztere den Trias-Lias-Komplex der ganzen Mettelhorn-Gruppe (Mettelhorn und Platthorn) als „Oberen Würmlizug“ (obere Zermatter-Schuppenzone) auf. Über die verschiedenen Deutungen dieses wichtigen Punktes sei auf die tektonischen Ausführungen dieser Arbeit verwiesen.

Trotz des nur spärlichen Auftretens oberpenninischer Sedimente im eigentlichen Kartierungsgebiet sollen doch an dieser Stelle die einzelnen Schichtglieder, wie sie sich nach den Untersuchungen ergaben, der Reihe nach diskutiert werden. Eine eingehende Bearbeitung dieser an sich so mächtigen Zone wurde von GÜLLER unternommen. Vollständigkeit wird demnach nur insoweit erstrebt, wie es die im untersuchten Gebiet auftretenden Elemente erheischen.

1. DIE KRISTALLINE BASIS DER HÖRNLIZONE.

Am Mettelhorn liegt über der Casannaschiefer-Graphitphyllit-Serie der Mischabel-Decke ein Kristallinzug, der die fragliche Basis der Hörnli-Zone darstellt.

Vorwiegend handelt es sich um tiefgrüne, feinkörnige, stark verschieferte Gesteine, die auf dem Querbruch einzelne Quarzlagen deutlich erkennen lassen und oft rostigbraun anwittern. Stellenweise treten auch massigere Typen auf.

Im Dünnschliff zeigt sich folgendes Bild: Quarz als kleine miteinander verzahnte, verlappte Körner bilden ein granoblastisches Grundgewebe, innerhalb dem einzelne grössere Aggregate hervortreten. Undulöse Auslöschung und vereinzelt beginnende Mörtelkranzbildung lassen auf eine starke nachträgliche kataklastische Zertrümmerung schliessen. Als weiterer Hauptgemengteil neben dem Quarz durchziehen parallel angeordnete Stränge und Linsen von Sericit-Muskovit das Schliffbild und bedingen eine schwache lepidoblastische Struktur. Daneben treten mit diesen Glimmersträngen — allerdings in stark zurücktreten-

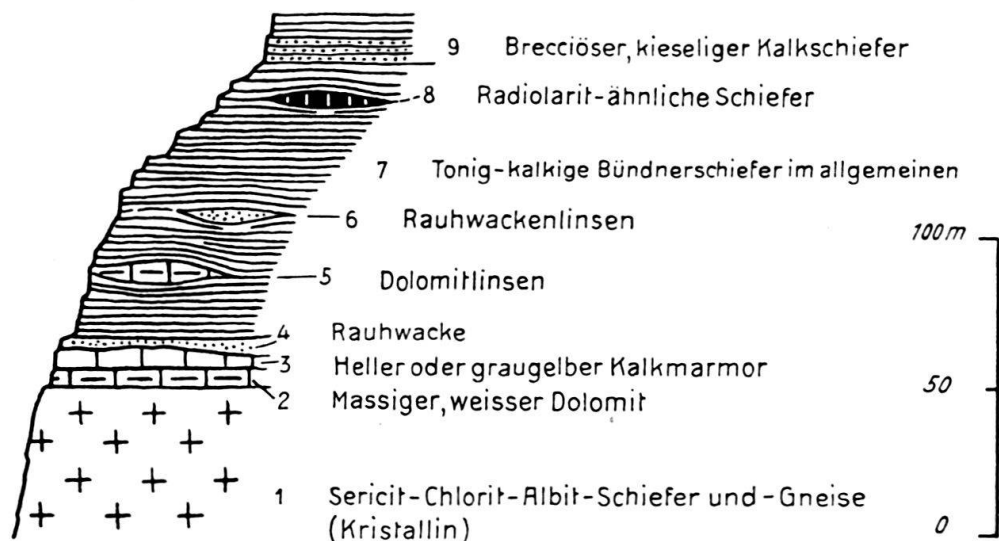


Fig. 2. Die Schichtserie der Hörnli-Zone zwischen Mettelhorn und Weisshorn E-Grat.

dem Maße — Fetzen und Fasern von Chlorit auf, der einen kräftigen Pleochroismus von saftig- bis gelbgrün zeigt und der nach seinen violetten Interferenzfarben Pennin sein könnte. Turmalin und Rutil in idiomorpher Ausbildung sind immer an den Sericit-Chlorit gebunden. Kalzit als Zwischenfüllmasse wurde mit wechselnder Häufigkeit beobachtet.

Innerhalb diesem granoblastisch-lepidoblastischen Grundgewebe liegen einzelne grosse porphyroblastenartige Feldspäte, bei denen es sich ausschliesslich um einschlussarme Albite handelt. Zwillingsbildung und Verschmutzung durch feinste Überstäubung sind selten. Über das ganze Schliffbild verteilt sich Magnetit, oft in grösseren idiomorphen, eckigen Körnern.

Wenn auch bei den verschiedenen Dünnschliffuntersuchungen im allgemeinen der Mineralbestand derselbe bleibt, sind doch die einzelnen Mineralkomponenten von Schliff zu Schliff prozentual verschieden beteiligt. Neben kalzitreichen Typen, in denen Chlorit, Albit, wie auch Turmalin fast vollständig zurücktreten, finden sich auch Schriffe, die sich durch grossen Albitreichtum auszeichnen und zu dem sich auch noch grössere Massen von Chlorit und Turmalin hinzugesellen.

Nach den Schliffuntersuchungen handelt es sich hier um Sericit-Chlorit-Gneise bis Sericit-Chlorit-Phyllite mit grösserem Quarzgehalt. Diese Typen erinnern sowohl im makroskopischen Aussehen, wie auch im Mineralbestand und Dünnschliffbild stark an die obersten Casannaschiefer der Mischabel-Decke.

2. DIE TRIAS (in Fig. 2 mit Indizes 2—4 ausgedrückt).

Innerhalb der im Untersuchungsgebiet auftretenden Hörnli-Zone hat die Trias den weitaus geringsten Anteil. In Form von Linsen und dünnen Fetzen zieht sie sich zwischen dem Kristallin und der mächtig entwickelten Bündnerschiefer-Serie durch und bilden beispielsweise am Mettelhorn, an der Basis des Gipfelaufbaues einen schmalen, helleuchtenden, gelben Kragen.

ARGAND kartierte auf seiner Dent Blanche-Karte (Lit. 168) am Mettelhorn eine Abfolge, die sich lückenlos von den Casannaschiefer seiner Bernhard-Decke über Karbon, Perm und Tafelquarzit in die Karbonattrias und die Bündnerschiefer erstreckt. Entgegen dieser Annahme, auf die im Abschnitt der Tektonik bei der Besprechung des Südausschnittes noch näher zurückzukommen ist, fehlen im Profil am Mettelhorn nicht nur die permischen Sericitquarzite (die sich als Hörnlidikristallin entpuppten), sondern auch die Tafelquarzite der unteren Trias.

Als ältestes Triasglied liegt über dem Kristallin ein linsig ausgebildeter, massiger Dolomit von hellgelber Anwitterungsfarbe. Eng verbunden stellt sich im Hangenden ein schwach gebänderter gelber Kalkmarmor ein, der von einzelnen Rauhwackenlinsen überlagert wird, in denen vor allem neben Kalkbrocken Fetzen von Bündnerschiefer erkenntlich sind.

Die Ausbildung der Trias als dünne, auf kurze Distanz abreissende Linsen und Fetzen, die in erster Linie auf die sehr starke tektonische Beanspruchung zurückzuführen ist, wodurch der primäre Schichtverband weitgehend gestört wurde, gestaltet die stratigraphische Einordnung äusserst schwierig.

Der massige helle Dolomit stellt ohne Zweifel das Anisien dar, wie dies in analogen Vorkommen in den Nachbargebieten der Zone du Combin der Fall ist, während für den gelblichen, schwach gebänderten Kalkmarmor ladinisches Alter in Frage käme. Die Einordnung der Dolomit-Kalkmarmor-Abfolge in den Muschelkalk erfolgt demnach gleich, wie in der Mischabel-Trias. Doch fehlen hier die in der Mischabel-Decke deutlich ausgebildeten schwarzen Dolomite und -Schiefer.

Schwierig ist die stratigraphische Einteilung der Rauhwacke, die im Hangenden der Kalkmarmoren liegt — wobei auch ihr Auftreten an der Basis im Verein mit

Dolomit beobachtet werden konnte, was allerdings tektonisch bedingt sein mag. Am wahrscheinlichsten kommt hier eine Zuordnung zur oberen Trias, im Sinne einer Raibler-Stufe, in Frage.

Diese Triasgliederung lässt sich somit gut mit derjenigen GÜLLER's, wie auch GÖKSÜ's vergleichen.

3. DIE BÜNDNERSCHIEFER (in Fig. 2 mit Indizes 7 und 9 ausgeschieden).

Innerhalb dem Untersuchungsgebiet sind die Bündnerschiefer das wichtigste Bauelement der nur wenig mächtigen Hörnli-Zone.

Die Hauptentwicklung dieser Einheit, die sich durch eine gewaltige Anhäufung von Bündnerschiefer auszeichnet, liegt im Gebiet der Zermatter-Schuppenzone. Wenn schon GÜLLER nur zu einer lithologisch-petrographischen Aufteilung der Schistes lustrés gelangte — die stratigraphische Deutung der einzelnen Typen scheiterte an der starken tektonischen Verschuppung — so ist dies bei den spärlichen Hörnli-Elementen des Kartierungsgebietes noch in vermehrtem Maße der Fall. Von einer eingehenden lithologisch-petrographischen Besprechung der einzelnen Typen kann indessen Umgang genommen werden, da diesbezüglich detaillierte Daten sich nicht nur in der Arbeit GÜLLER's (Lit. 66), sondern auch bei DIEHL (Lit. 33) finden, worauf sich auch der erstgenannte Autor stützt.

A. GÜLLER unterscheidet — allerdings für den gesamten Bereich der Combin-Zone — vier Gruppen innerhalb der Bündnerschiefer. Die im Kartierungsgebiet auftretenden Typen lassen sich zwanglos in die Gruppe a) Kalkreiche Schiefer und in die Gruppe c) Glimmerreiche Schiefer einordnen. Detaillierte Profilaufnahmen, wie auch Dünnschliffuntersuchungen ergaben keine neuen Daten gegenüber den schon von GÜLLER veröffentlichten Feststellungen und es wird hier auf die entsprechenden Abschnitte seiner Arbeit hingewiesen (loc. cit. S. 56—61).

In einzelnen Profilen (Hohlichtkessel) konnte im Hangenden der Kalkschiefer, die mit den glimmerreichen Typen eine innige Wechsellagerung aufweisen, ein brecciöser Kalkschiefer festgestellt werden, der sich, vor allem seinem makroskopischen Aussehen nach, mit keiner der von GÜLLER aufgeführten Gruppen in Einklang bringen lässt (vgl. Fig. 9).

Es handelt sich um hellbraun anwitternde Kalkschiefer, die neben den stärker hervortretenden quarzreicheren Lagen graue Kalkkomponenten zeigen, welche im allgemeinen eine länglich gestreckte Form (Grösse 5—9 cm im Durchschnitt) aufweisen. Die Anordnung der Komponenten ist ausgesprochen lagig und verleiht dem Gestein ein linsiges Aussehen.

Eine altersmässige Einordnung dieser Bündnerschiefertypen lässt sich wegen der geringen Vorkommen, wie auch wegen der starken tektonischen Durcharbeitung nicht vornehmen; doch kann man mit GÜLLER (loc. cit. S. 61) annehmen, dass es sich um Bildungen von Lias bis höchstens Doggeralter handelt, etwa im Sinne der Nollakalk- und Tonschiefer H. JÄCKLI's (Lit. 83) und R. STAUB's (Lit. 134).

4. RADIOLARIT-ÄHNLICHE SCHIEFER (in Fig. 2 mit Index 8 ausgeschieden).

Nach den sich häufenden Funden von metamorphen Radiolariten im Bereich der Hühnerknubel-Decke, dem Äquivalent der hochpenninischen Platta-Decke Bündens, drängt sich immer mehr die Frage auf, ob nicht auch entsprechend den Verhältnissen in Bünden im Margna-Element des Walliser Oberpenninikums, nämlich in der Hörnli-Zone, radiolaritähnliche Gesteine noch vorhanden sein könnten.

Bis heute lieferten die Profilaufnahmen dieser oberpenninischen Einheit keine Anhaltspunkte für die Existenz solcher oberjurassischer Schichtglieder.

In diesem Abschnitt sollen kurz die Feldbeobachtungen in der Sedimentserie der Hörnli-Zone am Mettelhorn diskutiert werden, welche auf das Vorhandensein von radiolaritähnlichen Schiefern schliessen lassen dürften.

Die vom Mettelhorn 3406.0 nach Süden abtauchenden Bündnerschiefermassen der Hörnli-Zone werden in der Einsattelung zwischen dem Mettelhorn und Plathorn durch eine intensive Schuppenzone gegen die Barrhorn-Serie (Plathorn-Trias) im Hangenden abgeschlossen. Diese oberste Partie setzt sich zusammen aus kalkigen Bündnerschieferlagen und Rauhwackenzügen, zwischen die sich noch Linsen von grau-grünlichen Schiefern einschalten. Ein Detailprofil ist in Fig. 16 abgebildet.

Makroskopisch handelt es sich um tiefgrüne bis graue-grünliche, verschieferte Gesteine, die auf frischem oder auch angewittertem Querbruch ein dichtes bis feinkörniges und lagiges Aussehen zeigen. Gegenüber den metamorphen Radiolaritvorkommen der Barrhorn-Gruppe, mit denen sie grosse Ähnlichkeit aufweisen, sind hier die mattglänzenden bis seidenglänzenden Schichtflächen stärker ausgebildet, so dass die Ähnlichkeit zu verschiedenen Typen aus der Gruppe der Casannaschiefer der Mischabel-Decke nicht in Abrede gestellt werden kann.

Unter dem Mikroskop erkennt man nun folgende Mineralzusammensetzung:

Quarz ist einer der vorherrschenden Gemengteile. Seine Korngrösse schwankt zwischen 0.085 und 0.17 mm, neigt aber im Mittel eher zum ersten Wert hin. Mit den Korngrössenmessungen an metamorphen Radiolariten aus der Hühnerknubel-Decke stimmen diese Zahlen sehr gut überein. Die starke Zerbrechung der einzelnen Körner und die ausgeprägte undulöse Auslöschung lassen auf eine erhebliche nachträgliche Zertrümmerung schliessen (Kataklyse).

Dieses granoblastische Quarzgefüge wird von einzelnen Sericit-blättchen durchzogen, die öfters zu dickeren Strängen zusammentreten und stets von Chlorit-lagen begleitet werden. Daneben treten häufig idiomorphe Turmaline und Nester von Rutil auf. Der Chlorit lagert sich im weitem noch in Form regelloser Schuppen und Fetzen dem Quarzgefüge ein.

Zu den Mineralien, wie Turmalin und Rutil, gesellt sich noch etwas Apatit in idiomorpher Ausbildung und beträchtlicher Grösse.

Im ganzen Schliffbild konnte nirgends eine Spur von Feldspat (Albit) nachgewiesen werden.

Dieser ganze Mineralbestand, das Fehlen von Feldspat, das Überwiegen des Quarzes in ziemlich feinkörniger Ausbildung, das Auftreten von Turmalin, Rutil und Apatit neben Sericit und Chlorit in grösserer Menge schliesst sich eng an gleiche Erscheinungen bei den metamorphen Radiolariten der Hühnerknubel-Decke, die noch später ausführlich besprochen werden. (Siehe S. 195 ff.)

Wenn auch bisher keine Spuren von Radiolarien feststellbar waren (dazu ist auch das Quarzkorn noch zu grob), so darf doch, wenn auch mit aller Vorsicht, diesen grün-grauen Schiefern nicht die Ähnlichkeit mit metamorphen Radiolariten der Hühnerknubel-Decke abgesprochen werden, vor allem wenn man die mikroskopischen Beobachtungen und den makroskopischen Habitus gleichermassen berücksichtigt.

Stratigraphische Schlussfolgerungen lassen sich aus diesen spärlichen Vorkommen nicht ziehen, was auch gar nicht beabsichtigt war. Sicherlich werden intensive Detailuntersuchungen in der Hörnli-Zone noch weitere Vorkommen von solchen radiolaritähnlichen Schiefern zeitigen, womit die Existenz oberjurassischer Sedimente im oberpenninischen Faziesraum besser bestätigt wäre, als dies in die-

sem kurzen Abschnitt und mit den spärlichen Vorkommen möglich ist. Ohne Zweifel aber stellen diese radiolaritähnlichen Schiefer ein willkommenes Bindeglied zwischen der bündnerischen Margna-Decke und der Hörnli-Zone dar.

III. Die Barrhorn-Serie.

Die vorliegenden Untersuchungen in den Bergen zwischen Zermatt und dem hintersten Turtmanntal förderten Tatsachen zu Tage, die eine Umbenennung des unter dem Namen „Oberer Würmlizug“ bekannten Bauelementes der Combin-Zone am Platze erscheinen lässt.

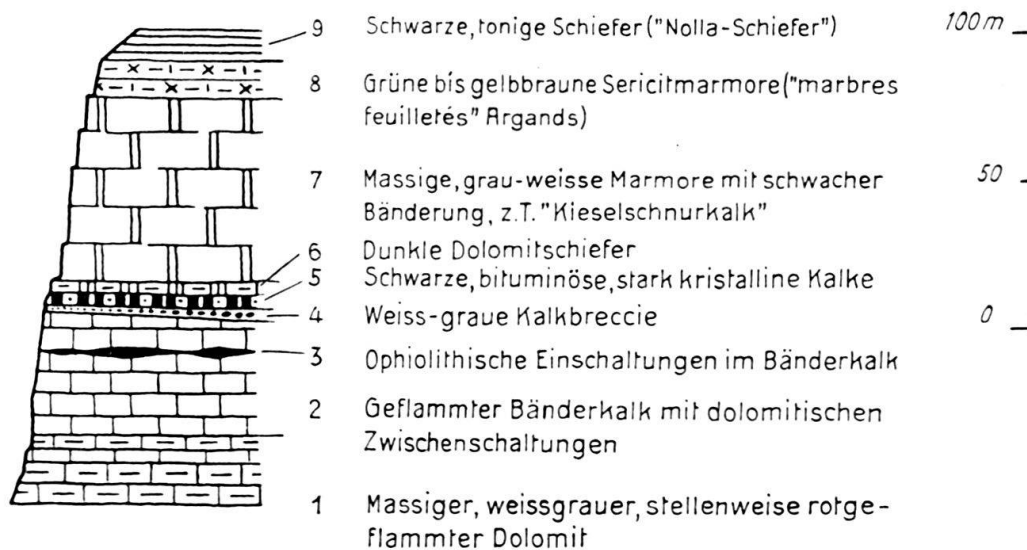


Fig. 3. Die Schichtserie der Barrhorn-Serie im Raume Mettelhorn-Diablons.

Mit dem Begriff „faisceaux vermiculaires“ benannte ARGAND 1915 seine „groupe moyen“ der Zone du Combin, die sich aus selbständigen, von SE kommenden liegenden Falten zusammensetzt. 1934 (Lit. 13) teilt er diese „faisceaux vermiculaires“ in einen unteren und oberen Zug. Für den ersteren schlägt R. STAUB (Lit. 134) im Zusammenhang mit der tektonischen Umdeutung der Zermatter-Schuppenzone den Namen Hörnli-Zone vor, während der letztere weiterhin in der Literatur als „Oberer Würmlizug“ bezeichnet wird.

Ein Vergleich der verschiedenen Detailkarten der Zone du Combin, ARGAND (Lit. 168, 173), DIEHL (Lit. 33), HERMANN (Lit. 181), lässt sofort die ausserordentliche Stellung des Untersuchungsgebietes erkennen. Gegenüber allen anderen Abschnitten der Combin-Zone, in denen zur Hauptsache die Bündnerschiefer vorherrschen, liegt in den Bergen zwischen Turtmann- und Mattertal eine bemerkenswerte Häufung von triadischen Elementen vor, die trotz der sehr weiten Fassung des Triasbereiches durch ARGAND eine ausserordentliche Mächtigkeit erreichen.

Um der starken Entwicklung innerhalb dem Kartierungsgebiet und dem dominierenden Anteil dieser Serie am Aufbau der Barrhorn-Gruppe gerecht zu werden, wird in dieser Arbeit für den „Oberen Würmlizug“ der Name Barrhorn-Serie verwendet.

1. DIE MITTLERE UND OBERE TRIAS

E. GÖKSÜ (Lit. 59) beschreibt aus den Bergen westlich des Turtmantales innerhalb seiner Boudry-Serie — dem Äquivalent der Barrhorn-Serie — eine prä-triadische Basis, die neben casannaartigem Kristallin (Sericitphyllite) permische Quarzporphyre und Tafelquarzite der unteren Trias enthält. Auch GÜLLER meldet als ältestes Glied seines „Oberen Würmlizuges“, aus dem Bereich der Zermatter-Schuppenzone, einen verhältnismässig mächtig entwickelten Tafelquarzit. (Vgl. seine Fig. 20 in Lit. 66.)

Im untersuchten Gebiet konnten auf der ganzen Linie vom Mettelhorn bis zum Fuss der Diablons nirgends ältere Schichtglieder als die mitteltriadischen Dolomite und Bänderkalke festgestellt werden, die ausnahmslos mit scharfem Kontakt, sei es den Elementen der Mischabel-Decke, sei es — in wenigen Ausnahmefällen — den Bündnerschiefer der Hörnli-Zone aufrufen.

Die ziemlich mächtige triadische Basis der Barrhorn-Serie lässt sich nach den vorliegenden Studien in zwei grosse Hauptgruppen aufteilen, die von oben nach unten sind:

- b) **Die Bänderkalke**
- a) **Die Dolomite.**

a) **Die Dolomite** (in Fig. 3 mit Index 1 ausgeschieden).

Im allgemeinen handelt es sich um massige, feinkörnige bis dichte, auf frischem Bruch weisse Dolomite mit schmutziger, graugelber Anwitterungsfarbe. Kalzitadern durchschwärmen den Dolomit kreuz und quer und verleihen ihm zusammen mit vernarbten Bruchstellen oft ein brecciöses Aussehen.

Neben diesem hellen Haupttypus konnten auch hellgraue Dolomite festgestellt werden und daneben auch solche mit einer intensiven Rotfärbung.

Oft zeigen sich innerhalb dieser tief-blassroten Dolomite schieferige Zwischenlagen, die allgemein eine kräftigere Rotfärbung aufweisen. Dünnschliffuntersuchungen ergaben, dass es sich bei dieser Pigmentierung um feinstverteilte Hämatit-schüppchen handelt, eine Erscheinung, die vor allem in den Splügener Kalkbergen nicht nur von NEHER (mündliche Mitteilung), sondern auch von STREIFF festgestellt wurde.

Neben den Dolomiten können auch die dunkleren Partien der Bänderkalke eine schwache Rotfärbung aufweisen. Sie bilden so prachtvolle Beispiele für geflammte Kalke und sind von weitem durch ihr lebhaftes Bild erkennbar.

Unter dem Mikroskop erscheint der alleinige Hauptgemengteil Dolomit in sehr feinkörniger Ausbildung. Ganz vereinzelt können auch feinste Sericit-schüppchen beobachtet werden, zu denen sich noch stellenweise einzelne kleine Quarz-körner gesellen.

Oft schalten sich im bankigen bis tafeligen Dolomit sehr dünne gelbbraune, rauhbackenartige Zwischenlagen ein.

Die Mächtigkeit dieser basalen Dolomite, die gegen oben eine intensive Wechsellagerung mit den hangenden Bänderkalken zeigen, ist grossen Schwankungen unterworfen. Im Mittel kann sie aber mit 15—20 m veranschlagt werden.

b) **Die Bänderkalke** (in Fig. 3 mit Index 2 ausgeschieden).

Die Kalke im Hangenden der Basisdolomite sind eines der charakteristischen Merkmale der Barrhorn-Serie. Schon von weitem fallen sie durch ihren lebhaften Farbwechsel von hellen und dunklen Partien auf. Bei einer näheren Betrachtung

lassen sich deutlich zwei Abteilungen unterscheiden. Eine erstere setzt sich zusammen aus scharf gebänderten Kalken mit zahlreichen dolomitischen Zwischenschaltungen. In der zweiten Abteilung tritt die auffallende Bänderung stark zurück und die dolomitischen Einschaltungen verschwinden vollständig. Der hier vorherrschende Typus ist ein spätiger, uniformer grauer Kalk, der oft grauweiss anwittert.

Die Dolomitzüge in den basaleren Partien zeigen starke Mächtigkeitsschwankungen. Auf kurze Distanzen können sie von Null bis über Kopfgrösse anschwellen. Diese unregelmässigen Dolomit-Zwischenlagerungen werden von den Bänderkalken umflossen und zeigen die wirrsten Detailfältelungen. Oft wieder sind die Lagen zerbrochen und zerhackt. Alles in allem zeigen die Dolomiteinlagerungen im Bänderkalk ein sehr unruhiges Bild (vgl. Fig. 4).



Fig. 4. Mitteltriadischer Bänderkalk vom Brändji-Joch.

Die Mächtigkeit dieser Bänderkalke ist ebenfalls grösseren Schwankungen unterworfen, lässt sich aber mit ziemlicher Sicherheit mit 50—60 m im Durchschnitt angeben. Anhäufungen von Sericitschüppchen auf den Schichtflächen, wie dies GÖKSÜ aus seinem Arbeitsgebiet erwähnt, konnten nirgends festgestellt werden.

Innerhalb der Bänderkalke wurden an den verschiedensten Stellen des Arbeitsgebietes ophiolithische Einflüsse beobachtet, die Hand in Hand mit einer Vererzungszone gehen. Die an diesen ophiolithischen Einschaltungen gemachten Beobachtungen seien indes gesondert an den Schluss des der Barrhorn-Serie gewidmeten stratigraphischen Kapitels gestellt (siehe S. 185 ff.), wo sie zusammen mit den Erscheinungen der damit verbundenen Vererzungszone besprochen werden.

Bei der altersmässigen Einordnung dieser Triasglieder, die sich auch hier nicht auf Fossilfunde stützen kann, wurde vor allem Gewicht darauf gelegt, diese den Resultaten aus den Nachbargebieten (GÜLLER und GÖKSÜ) anzunähern und sie womöglich mit ihnen in Einklang zu bringen. Während GÖKSÜ die Dolomite seiner verschiedenen tektonischen Serien dem Anisien und die Kalkmarmore dem Ladinien zuordnet, spricht sich GÜLLER eher für ein anisisches Alter der Dolomite und Kalkmarmore aus, denen er ladinische graue Dolomite und Dolomitschiefer gegenüberstellt.

In Analogie zu diesen Autoren geht man also nicht allzu stark fehl, wenn man den Dolomiten anisiches Alter zuspricht und die Kalkmarmore zum grössten Teil ins Ladinien stellt. Für ein teilweises anisiches Alter dieser Bänderkalke, wenigstens was die basalen Partien anbelangt, spricht die intensive Wechsellagerung der beiden Gesteinsgruppen unter sich. Diese Annahme lässt sich auch durch lithologische Vergleiche mit Triasprofilen aus dem Briançonnais (KILIAN und PUSSENOT, Lit. 88, GIGNOUX und MORET, Lit. 56) oder aus Bünden (STREIFF, Lit. 152, und STAUB, Lit. 128) noch erhärten.

In wie weit diese Kalke auch die obere Trias vertreten, kann hier nicht genau entschieden werden. Sichere obertriadische Horizonte, wie Rauhwacken oder carnische Dolomite wurden nicht festgestellt. Daher bestehen für die altersmässige Zuteilung zwei Möglichkeiten: Entweder kann man annehmen, dass die obere Trias fehlt, d. h. eventuell nicht zur Ablagerung kam. Dafür sprechen auch Breccienvorkommen, die mancherorts über den Bänderkalken gefunden wurden und die in der Hauptsache aus kalkigem Material bestehen. Oder man kann die Verhältnisse auch so deuten, dass man die grosse Masse der Bänderkalke als eine kontinuierliche Ablagerung betrachtet, der in den obersten Partien obertriadisches Alter zukäme.

Der ersten Annahme (vollständiges Fehlen der Obertrias) können analoge Vorkommen aus der Gurschus-Kalkberg-Zone (STREIFF) zur Seite gestellt werden, wo obertriadische Sedimente ebenfalls zu fehlen scheinen, während für die zweite Interpretation (Bänderkalk umfasst mittlere und obere Trias) als Vergleich die Trias-Liasmasse des Averser Weissberges (STAUB) sich herbeiziehen lässt, eine Parallelisation, die sich nach Handstückvergleichen ohne weiteres rechtfertigt.

Ein weiterer Hinweis für ein teilweises obertriadisches Alter kann aus dem Auftreten ophiolithischer Einschaltungen hergeleitet werden. So erwähnt ROUTHIER (Lit. 107) obertriadische Ophiolith-Infiltrationen aus der Haute Ubaye und Queyras, was somit direkt auf diese ophiolithischen Zwischenschaltungen hinweist, so dass in den Bänderkalken mit Ophiolithen vielleicht ein Raibler-Niveau vorliegt.

In dieser Arbeit wird der zweiten Deutung der Vorzug gegeben, da im Untersuchungsgebiet nicht nur das Rhät, sondern auch ein Grossteil der liasischen Schichtglieder der Barrhorn-Serie in kalkiger Fazies vorliegen.

Bezüglich der Entstehung dieses Bänderkalkes lassen sich interessante Parallelen mit gleichartigen Erscheinungen aus dem Ortlerhauptdolomit aufzeigen, wie sie von KAPPELER⁷⁾ in ausführlicher Art und Weise durchdiskutiert wurden.

Als Ursache der Feinschichtung nimmt KAPPELER neben Temperaturschwankungen, „periodische Änderungen in den Absatzbedingungen“, auch die Reaktion der Organismen mit der Wasserzusammensetzung des Meeres an.

Diese angeführten Gründe könnten ebenfalls für die auffallende Bänderung der Kalke der Barrhorn-Serie verantwortlich gemacht werden.

Die dolomitischen Zwischenschaltungen ihrerseits wieder erinnern mit ihrem brecciösen Aussehen und der starken Zerbrechung auffallend an die „Subaquatischen Rutschungen mit Breccienbildung“ aus der Ortlerzone.

Wenn aber im vorliegenden Falle keine genauere Aussage über die Entstehung dieser Erscheinungen gemacht werden kann, liegt der Grund vor allem bei der ausserordentlich intensiven tektonischen Durcharbeitung, die wohl am schönsten in den wirren Detailverfaltungen feinsten bis ziemlich mächtiger Dolomitzüge zum Ausdruck kommt.

⁷⁾ KAPPELER, U.: Zur Geologie der Ortlergruppe und zur Stratigraphie der Ortlerzone zwischen Sulden und dem Engadin. – Diss. Eidg. Techn. Hochschule Zürich, 1938.

2. DAS RHÄT (in Fig. 3 mit den Indizes 4—6 ausgeschieden).

Über den Bänderkalken stellt sich in den meisten Profilen eine Schichtfolge von tiefschwarzen Kalken und Schiefern ein, der beispielsweise in der Brunegg-horn E-Wand auf weite Strecken gut verfolgbare ist. Was diese Kalke von ähnlichen Bildungen sofort unterscheiden lässt, ist neben der ausgesprochen schwarzen Färbung ihr stark rekristallisierter Habitus. Der Verwitterung besonders günstig ausgesetzte Schichtpakete zerfallen stellenweise in ein kohlenstaubartiges Pulver. Auch haftet dem Gestein nicht selten ein eigentlicher Bitumengeruch an, der sich vor allem beim Anschlagen bemerkbar macht.

Im Dünnschliff zeigt sich als alleiniger Gemengteil grobkörniges Karbonat (Kalzit). Nur ganz vereinzelt lassen sich feinste Sericit-schüppchen und kleinste Quarz-körner beobachten. Über dem ganzen Schliffbild liegt ein feinverteiltes kohliges Pigment, das vor allem die Umrisse der einzelnen Kalzitkörner bevorzugt, aber auch fein verstäubt in den Kalzitindividuen auftritt.

Neben diesen massigen Kalken finden sich stark verschieferte Varietäten, die oft eine bemerkenswerte Anreicherung von kleinsten Pyritwürfelchen zeigen. In engem Verband mit diesen ausgesprochenen Kalkschiefern tritt in manchen Profilen im Liegenden eine hellgraue Kalkbreccie auf, die den Bänderkalken der Trias mit scharfem Kontakt aufruht, und deren Komponenten identisch sind mit den liegenden Kalkschichten. Verbunden mit diesen Breccien lassen sich auch dünnste Lagen von dunkelgrauem feinem Dolomit feststellen, dessen graubräunliche Anwitterungsfarbe und der dunkle Querbruch eine Unterscheidung gegenüber den triadischen Dolomiten sofort gestatten.

In ihrer Stellung zwischen den Bänderkalken der Trias im Liegenden und den Liasmarmoren im Hangenden lassen diese Schichten am ehesten ein Rhätalter vermuten. Diese Annahme wird nicht nur durch lithologische Vergleiche mit ähnlichen Schichten aus den Nachbargebieten, sondern auch durch entsprechende Rhätprofile sowohl aus Bünden wie auch aus dem Briançonnais erhärtet.

So stellte GÖKSÜ im Gebiet der Roc de Boudri auftretende schwarze Kalke ebenfalls ins Rhät, wobei der Autor nachdrücklich auf die grossen Analogien mit Westalpenprofilen hinweist, wie sie etwa durch die Arbeiten KILIAN's und PUSSENOT (Lit. 88) u. a. bekannt wurden.

Auch mit den Rhätvorkommen des nördlichen West- oder Otschams, wie sie JÄCKLI und STREIFF (Lit. 83, 152) beschreiben, lassen sich grosse Ähnlichkeiten feststellen.

In der Regel erreicht dieser Horizont nur 4—5 m Mächtigkeit, doch kann er auch über weite Distanzen fehlen.

3. DIE POSTTRIADISCHEN GESTEINE DER BARRHORN-SERIE.

a) Die Marmore des unteren und mittleren Lias

(in Fig. 3 mit Index 7 ausgeschieden).

Das neben den triadischen Schichtgliedern wichtigste Bauelement der Barrhorn-Serie ist ein hellgrauer bis weisser Marmorkalk, der im ganzen Untersuchungsgebiet wandbildend auftritt. Die schroffen Abstürze der Barrhörner gegen Osten und Westen, die senkrechten Bastionen der Weissen Schijen und die Ostwand des Brunegg-horns in ihren obersten Partien zeugen von der mächtigen Entwicklung dieser Marmore. (Vgl. Taf. VIII—XI.)

Überall lagern sie sich, sei es den schwarzen Kalken des Rhäts, sei es den triadischen Bänderkalken, mit scharfem Kontakt auf.

Makroskopisch sind es einheitliche weisse bis blaugraue, marmorisierte Kalke, die vor allem in den tieferen Lagen eine schwache, verwischte Bänderung, bestehend aus einer Wechsellagerung ineinander überlaufender hellerer und dunklerer Partien zeigen. Die Marmore sind durchwegs massig ausgebildet und ausser einer noch zu besprechenden Verschieferung, im Zusammenhang mit Verwitterungserscheinungen, konnte keine Aufblätterung oder Feinbankung wahrgenommen werden.

Unter dem Mikroskop zeigt sich als alleiniger Gemengteil Kalzit in Pflasterstruktur. Allgemein ist eine schöne Zwillingslamellierung vorhanden. Lagenartig durchqueren in paralleler Anordnung schwach pigmentierte dünne Streifen das Schliffbild. Ganz vereinzelt liegen feinste Sericit-schüppchen innerhalb dieser Pigmentstreifen.

An dieser Stelle sei noch auf eine aussergewöhnliche Verwitterungsform dieser Marmorkalke hingewiesen, die sich speziell im Westabschnitt des Kartierungsgebietes sowohl am Anstehenden, wie auch bei Felsentrümmer beobachten lässt.

Verschiedene Verwitterungsstadien liegen ohne weiteres erkennbar vor. Der Beginn des Zerfalles zeichnet sich durch eine deutliche tafelartige Aufspaltung der Marmore aus. Bei fortgeschrittenem Zerfall zerbröckeln die einzelnen Tafeln in Blättchen — oft sogar in grusartige kleine Stücklein. Im Endstadium liegt ein feines, weisses Gesteinsmehl vor, das stark an Gips erinnert. Gegen die graue Anwitterungsfarbe der Marmore sticht es durch seine blendend weisse Farbe stark hervor.

Oft liegen bei diesen Zerfallserscheinungen äusserlich noch graue, tafelige Marmore vor, die beim Anschlagen im Innern bereits dieses zuckerkörnige weisse Mehl zeigen.

Von einer solchen Probe wurde in freundlichem Entgegenkommen durch Herrn J. PH. BUFFLE in Genf eine Analyse angefertigt, die hier wiedergegeben sei:

Weisser Kalkmarmor, grusig zerfallen aus dem Pipjitalli,
ob der Turtmannhütte SAC.

Ca ⁺⁺	39,72 %
CO ₃ ^{''}	59,88 %
Mg ⁺⁺	0,21 %
Unlöslich	0,07 %

Es handelt sich nach dieser Analyse um einen äussersten reinen Kalk, der nur ganz wenig dolomitisches Material und Verunreinigungen enthält.

Inwieweit die Reinheit dieses Kalkes auf die Wegführung von Bestandteilen durch die Verwitterungsvorgänge zurückzuführen ist, kann nicht entschieden werden.

In den basalen Partien dieser Marmore, vor allem im Abschnitt des Weissorns (Weisse Schijen) stellen sich „Kieselschnurkalk“-ähnliche Bildungen ein.

Es handelt sich um eine Abfolge von grauen, massigen Kalken, vom Typus der Marmorkalke und zwischengeschaltete, braun anwitternde, rauhe Lagen. Diese Wechsellagerung, bei der oft die Kalkpartien sehr stark zurückwittern und so leistenförmige Bänder hervortreten lassen, verleiht dem Gestein ein charakteristisches Gepräge, wie es sich in keiner andern Schichtgruppe der Barrhorn-Serie, ja der ganzen Zone du Combin wieder findet.

Im Dünnschliff quer zur Schieferungsebene zeigt sich Kalzit mit prachtvoll entwickelter Zwillingslamellierung, der ein granoblastisches Grundgewebe bildet. Neben diesem überragenden Gemengteil findet sich auch noch etwas Quarz in Form einzelner wohlgerundeter

Körner. Diese eher einheitliche Masse wird von parallelen Strängen durchzogen, die sich durch eine starke Anreicherung des Quarzes auszeichnen, der volumenmässig bis 60% einnehmen kann. Der Kalzit zeigt sich hier nurmehr als Zwischenfüllmasse und die Grenze gegen die vorwiegend kalzitführenden Partien ist mehr oder weniger deutlich.

So liegt die Erklärung für die hervortretenden, bandartigen Lagen in quarzreicheren Zwischenbildungen innerhalb dieser Marmorkalke.

Genetisch müssen sich hier sandigere Partien in die Kalkablagerungen eingeschaltet haben.

Für die altersmässige Einordnung dieser Schichtgruppe in den unteren bis mittleren Lias sprechen neben den „Kieselschnurkalk“-ähnlichen Einlagerungen auch die stratigraphische Stellung zwischen den Rhätschichten im Liegenden und den Bündnerschiefer-ähnlichen Sericitmarmoren im Hangenden, die ihrerseits in direktem Kontakt mit tonigen Bündnerschiefen stehen.

Während ARGAND auf seiner Dent Blanche-Karte (Lit. 168) den ganzen Komplex, die darüber einsetzenden „marbres feuilletés“ eingeschlossen, in seine „trias, division supérieure“ einordnete, spricht sich R. STAUB eher für ein liasisches Alter dieser Marmorkalke aus. Vor allem ist für diesen Autor die grosse fazielle Verwandtschaft mit den Kalkmassen des Averser Weissberges massgebend, denen zum grössten Teil liasisches Alter zukommen dürfte.

Dieser Ansicht kann sich allerdings GÜLLER in seiner Arbeit nicht restlos anschliessen, da nach seinen Untersuchungen Marmorkalke allzu oft in engstem Verband mit sicheren Triassedimenten beobachtet werden können. Eine genauere Abklärung dieser Frage gelingt ihm nicht und er spricht lediglich die Vermutung aus, dass wohl detaillierte Profilaufnahmen im Barrhorngebiet die erforderlichen Daten zu liefern vermöchten.

Diese Vermutung kann, soweit es eben die Verhältnisse in der stratigraphischen Aufgliederung der Zone du Combin und damit ganz allgemein innerhalb dem Penninikum zulassen, bestätigt werden.

Auf weite Strecken wurde der Kontakt dieser Liasmarmore mit den Bänderkalken der Trias beobachtet. Dabei zeigt schon eine Betrachtung, beispielsweise der Barrwände von E, aus nur geringer Entfernung den scharfen Kontakt dieser zwei Schichten, der durch die verschiedenen Anwitterungsfarben nur noch betont wird. Zu dieser schon eindeutigen Erscheinung gesellen sich in anderen Profilen noch die zwischengeschalteten Rhätschichten, bestehend aus schwarzen Kalken, Breccien und Dolomitschiefen. Alle diese Beobachtungen rechtfertigen eine deutliche stratigraphische Trennung der Marmore von den Kalkvorkommen der Trias und deren Einordnung in den Lias.

Wenn auch in diesen Kalkmassen bestimmbare Fossilien vollständig zu fehlen scheinen, sei doch auf eine fragliche Spur von Crinoiden hingewiesen, die im Pipjätalli von Herrn Prof. JEANNET gefunden wurde. Mitten in einem grauweiss anwitternden Marmorkalk befindet sich ein schwach fünfeckiger Fleck, der durch seine gelblichbraune Anwitterungsfarbe deutlich hervortritt. Wenn auch nicht bestimmbar, glaubt Herr Prof. JEANNET doch, dass es sich hier möglicherweise um die Reste eines *Pentacrinus* handeln könnte, der allerdings durch die starke Metamorphose und durch tektonische Vorgänge stark deformiert wurde. Es liegt also sicherlich im Bereich der Möglichkeit, auch in diesen Schichten noch bestimmbare Fossilien zu finden, wie es ja GÜLLER gelang *Enc. liliiformis* in ladinischen Dolomiten festzustellen.

Dass es sich bei diesem mächtigen Marmor nicht um eine lokale Ausbildung handeln kann, bewiesen neben den von GÜLLER erwähnten Liasmarmoren (auch STAUB erkennt sie in vielen Profilen des Walliser Hochpenninikums, Lit. 134, 138),

auch die Detailprofile E. WITZIG's aus dem Val des Dix, wo sich ebenfalls solche schwachgebänderte Marmore finden.

Ebenso sind aus dem bündnerischen Penninikum solche Typen öfters beschrieben worden, wobei nur an die Arbeiten von STREIFF und STAUB erinnert sei. (Lit. 152, 128.)

b) **Die Sericitmarmore** („marbres feuilletés“ ARGAND's)
(in Fig. 3 mit Index 8 ausgeschieden).

Auf der Dent Blanche-Karte schied ARGAND in der Barrhorn-Gruppe innerhalb der Trias eine besondere Ausbildungsart von Marmoren aus, die er als „marbres feuilletés du Barrhorn“ bezeichnete und die sich in ihrem Vorkommen nach ihm auf die den Barrhörnern nach Westen vorgelagerten Felsköpfe „in der Barr“ P. 3200 und 3057 beschränken.

Genaue Detailaufnahmen ergaben eine viel grössere Verbreitung dieses für die Barrhorn-Serie im Untersuchungsgebiet sehr charakteristischen Gesteines und es gelang diese Sericitmarmore lückenlos vom Hohlichtkessel bis zu den Diablons immer in der gleichen stratigraphischen Position über den Liasmarmoren nachzuweisen.

Von massiger, grobbankiger Ausbildung bis zu den blättrigen Typen treten alle Abstufungen in der Verschieferung auf. Ganz allgemein handelt es sich um grünliche bis gelbbraune Marmore, auf deren Schichtflächen sich Sericitansammlungen in verschiedenster Stärke zeigen. Je massiger das Gestein ist, um so heller und feinschichtiger wird der Glimmer. Bei Bündnerschiefer-ähnlichen Typen finden sich auf den Schichtflächen grosse Blätter und Lagen eines intensiv grünen Sericites, der oft geradezu vorherrschend werden kann. Die Anwitterung färbt den Sericitmarmor graubraun bis grüngrau und ergreift oft das Gestein bis 5 cm tief. Die ziemlich konstante Mächtigkeit beträgt 2—4 m.

Der Kontakt ist sowohl im Hangenden, wie auch im Liegenden scharf. Stellenweise lässt sich gegen unten eine einfache Wechsellagerung mit den liasischen Marmorkalken beobachten.

Unter dem Mikroskop bestätigen sich die makroskopischen Beobachtungen. Der Kalzit bildet ein granoblastisches Grundgewebe. Darin sind in annähernder paralleler Anordnung grössere und kleinere Sericit-fetzen und -Linsen eingelagert. Besonders auffällig ist der hohe Gehalt an regellos dem Kalzitgefüge eingelagerten Albiten. Diese zeigen ein vollständig frisches Aussehen. In den meisten Fällen sind sie verzwillingt.

Es liegt also zweifellos eine kräftige Stoffzufuhr vor, obschon dieser tektonischen Einheit, bis auf kleine Vorkommen in den Trias-Bänderkalken, keine Ophiolithe angehören.

Was weiter auffällt und einem möglichen Aufsteigen von Lösungen (im Sinne NABHOLZ, Lit. 98) aus den ophiolithischen Vorkommen der Trias entgegenspricht, ist das vollkommene Fehlen jeglicher Albitbildung innerhalb der liasischen Marmorkalke. Die Albitbildung beschränkt sich nach den vorliegenden Untersuchungen auf die Sericitmarmore und die darüber liegenden Bündnerschiefer.

Eine Erklärung für die Beschränkung des Albites auf die „marbres feuilletés“ liegt vielleicht auch in der ausgezeichneten Tafelung und Schieferung dieser Gesteine, die einem Lösungsaustausch (Stoffabwanderung) kein Hindernis in den Weg legten, wogegen der massige Liasmarmor keine Möglichkeit für das Eindringen von Lösungen bietet.

Über die Herkunft der Albitzufuhr kann nichts Näheres ausgesagt werden, da die „marbres feuilletés“ nur noch von knapp 2 m schwarzen, tonigen Bündner-

schiefern überlagert werden. Ein Lösungsumsatz, bei welchem aus den Bündnerschiefern der Albit weggewandert wäre, liegt im Bereich der Möglichkeit, aber über die Natur des albitliefernden Gesteines lassen sich nur Vermutungen aussprechen.

Wie eingangs erwähnt wurde, rechnete ARGAND die „marbres feuilletés“ noch zur Trias. STAUB interpretiert diese Schichten 1942 in einer kleinen Arbeit „Über die Gliederung der Bündnerschiefer im Wallis“ als „Übergangsfazies“ zwischen den Liaskalken und den tonigen Bündnerschiefern (Lit. 138).

Dieser Ansicht kann hier beigespflichtet werden, zumal die genaue Untersuchung der Verbandsverhältnisse im Liegenden und Hangenden die Annahme STAUB's vollauf bestätigt. Deshalb wird auch hier am oberliasischen Alter dieser Schichten festgehalten.

Sowohl Vorkommen analoger Gesteine aus der Zermatter-Schuppenzone, worauf auch STAUB 1942 an anderer Stelle hinwies (Lit. 134), sowie aus dem Val des Dix (mündliche Mitteilung von E. WITZIG) deuten auf eine grössere regionale Verbreitung dieser Sericitmarmore.

c) Die schwarzen Tonschiefer („Nolla-Schiefer“)

(in Fig. 3 mit Index 9 ausgeschieden).

Als jüngste Ablagerungen folgen über den Sericitmarmoren schwarze, tonige Schiefer, die mit scharfem Kontakt einsetzen. Ihre Mächtigkeit ist sehr gering und beträgt im Maximum 2 m. Oft können sie vollständig fehlen. Ihrem Aussehen nach erinnern sie äusserst stark an die Graphitphyllite des Karbons, doch zeigen sie keine oder nur unter dem Mikroskop schwach erkennbare helicitische Fältelung. Die Schichtflächen sind mit kleinen verrosteten Pyritwürfelchen voll gespickt.

Durch Verwitterung zerfallen sie in kleinste, feine, schwarze Blättchen, die dunkle Bänder bilden, welche über weite Distanzen gut sichtbar sind.

Unter dem Mikroskop erkennt man eine ausgesprochene lepidoblastische Struktur. Quarz in feinkörniger Ausbildung zeigt ein verzahntes und verlapptes Gefüge, wobei oft grobkörnigere Partien hervortreten. Neben diesem ersten erscheint als zweiter Hauptgemengteil Sericit. In Form einzelner Blättchen und dicken Strängen durchzieht er das Gestein in parallelen Zügen und bewirkt so die ausgeprägte Schieferung. Immer ist er von einem schwach pleochroitischen Chlorit begleitet. Turmalin als kurzsäuliger, kräftig pleochroitischer Kristall tritt häufig auf. Ganz vereinzelt wurden auch Granatrelikte festgestellt. Das auftretende kohlige Pigment, dem das Gestein seine tiefschwarze Farbe verdankt, ist feinst verteilt. Stärkere Konzentrationen beschränken sich auf die Sericitlagen.

Bei diesen Bündnerschiefern handelt es sich um den Nolla-Schiefern analoge Bildungen, die STAUB schon 1942 (Lit. 138) aus dem Barrhorngebiet erwähnte. Daraus würde folgen, dass diese schwarzen Tonschiefer zum Dogger gerechnet werden können.

Jüngere Bildungen konnten im Untersuchungsgebiet im Bereich der Barrhorn-Serie nicht nachgewiesen werden.

4. DIE OPHIOLITHISCHEN EINSCHALTUNGEN DER BARRHORN-SERIE.

a) Die Ophiolithe (in Fig. 3 mit Index 3 ausgeschieden).

Schon bei der Besprechung der Triasglieder wurde darauf hingewiesen, dass innerhalb der bis heute als frei von Ophiolithen betrachteten Barrhorn-Serie eine

schmale Grüngesteinszone in den triadischen Bänderkalken festgestellt werden konnte. Die Zwischenlage beschränkt sich nur auf die obersten Partien des Bänderkalkes und durchzieht ihn in Form eines cm bis dm mächtigen Zuges, der oft linsenartig an- und abschwellen kann und randlich mit dem Nebengestein verfigert.

Gegenüber den massigen, vorherrschenden weissen Kalkmarmoren hebt sich diese Einschaltung nicht nur durch die deutliche Grünfärbung ab, sondern auch durch die ausgesprochene Verschieferung. Stellenweise, besonders bei linsigen Anhäufungen ist die Farbe dunkelgrün bis blauschwarz. Der Kontakt Ophiolith-Kalk weist allgemein eine etwas gelbbraune Verfärbung auf.

Der allgemeine Typus dieser Ophiolithzone ist ein feinblättriger bis feintafeliger Chloritschiefer.

Unter dem Mikroskop zeigt sich als alleiniger Hauptgemengteil Chlorit von hellgrüner bis gelblichgrüner Farbe, dem ganz untergeordnet Rutil und etwas Turmalin beigemengt sind. Ganz selten treten kleine Epidot-kristalle auf. Randlich spaltet sich dieser Chloritstrang etwas auf, wobei sich die feinen Chloritlagen allmählich in der umgebenden Karbonatmasse verlieren.

Diesem allgemein vorhandenen Typus stehen zwei Vorkommen zur Seite, die sich durch ihren besonderen Mineralbestand auszeichnen. Es handelt sich um kleinere Linsen und Lagen eines dunkelgrünen bis blauschwarzen Gesteines, das sich aber nur über kleine Distanzen verfolgen läßt.

Das Schliffbild des einen (Nr. 113 vom Bruneggjoch) zeigt folgendes:

Sericit in Fetzen und Linsen angehäuft, bildet ein Grundgewebe. Was dieses besonders auszeichnet, ist seine ausgeprägte Pigmentierung, welche schön die Struktur der einzelnen Blättchen hervortreten läßt. Als Pigment konnte neben dem vorherrschenden, feinnadeligen Rutil, erkenntlich an seiner deutlichen und häufigen Zwillingsbildung, Turmalin festgestellt werden. In grosser Zahl finden sich in diesem Sericit eingelagert Epidotkristalle in idiomorpher Ausbildung (häufig Zonarstruktur). Linsenartig tritt in grösseren Mengen Kalzit auf, was auf eine tektonische Vermischung hindeutet. Albit und auch Zoisit treten stark zurück.

Im Dünnschliff des anderen Gesteines (Nr. I 148 aus der Schöllhorn E-Wand), das sich schon makroskopisch durch seine weit dunklere Farbe deutlich unterscheidet, sieht man folgenden Mineralbestand:

Sericit, Turmalin und Rutil treten stark zurück. Der Zoisit herrscht in Form schön ausgebildeter Kristalle vor. Epidot dagegen tritt etwas seltener auf. Albit — sehr einschliessreich — ist in Form grösserer gerundeter Körner eingelagert. Als Albiteinschlüsse wurden vor allem Zoisit und seltener Epidot festgestellt.

Der hohe Grad der Marmorisierung und die vollständige Entfärbung der umgebenden Bänderkalke deuten auf Kontaktwirkung dieser Grüngesteine hin.

Nach der Art dieser Einschaltungen (linsenhaftes bis dünnlagiges Auftreten, millimeterfeines Auslaufen parallel zur Schieferungsebene des Bänderkalkes) kommt sicherlich nicht ein tektonischer Ursprung (Einschuppung) in Frage. Viel eher handelt es sich hier um eine Infiltration in Form einer erheblichen Stoffzufuhr, die entlang einer Schwächezone vordringen konnte.

Inwieweit hier eine regionale Erscheinung vorliegt, ist nicht abgeklärt, da aus den unmittelbar anschliessenden Nachbargebieten im Westen (Göksu) und im Süden (GÜLLER) keine analogen Vorkommen gemeldet wurden. Wenn aber ein konstantes Erscheinen über rund 12 km festgestellt werden kann, so darf wohl auf eine weitere Verbreitung dieser ophiolithischen Einschaltungen geschlossen werden, wenn sie auch aus den Nachbargebieten bis heute nicht bekannt sind.

b) **Die Vererzungszone** (in Fig. 3 mit Index 3 ausgeschieden).

Hand in Hand mit diesem schmalen Grünschieferzug geht eine dünne Vererzungszone, die beispielsweise am Bruneggjoch vorliegt. Auch in der Barrhorn E-Wand finden sich vereinzelt, infolge Unzugänglichkeit nicht näher lokalisierte Erzlinsen.

In feinsten Lagen, oft nur als Häute oder in kleinen Nestern, zeigen sich Ansammlungen von metallischglänzenden, blaugrauen Blättchen, die auf Porzellan einen schwarzen, bei intensivem Reiben rotbraunen Strich zeigen. In freundlichstem Entgegenkommen identifizierte Herr Prof. PARKER dieses Erz als titanhaltigen Hämatit.

Die Bildungsfrage dieser schwachen Vererzungszone ist äusserst schwer, wenn nicht gar unmöglich abzuklären. Es darf wohl kaum angenommen werden, dass von den ophiolithischen Infiltrationen mitgetragen, die Erzlösungen gewandert wären, da sich in den Grünschiefern nirgends eine Erzanreicherung bemerkbar macht. Eher möglich erscheint ein nachträgliches Vordringen, entlang den durch die Ophiolithe vorgezeichneten Bahnen. Im weitern lässt sich denken, dass vielleicht im Zusammenhang mit den gleichzeitig auftretenden, rotgefärbten Dolomiten und Bänderkalken (die Rotfärbung rührt her von feinverteiltem Hämatit, siehe S. 178) von denselben eine Lösungsabwanderung zu einer Vererzung geführt hat.

Die mit den Erzanhäufungen auftretende kräftige Umkristallisation des Karbonates, mit gleichzeitig ausgeprägter Braunfärbung, ist sicherlich eine Begleiterscheinung der Vererzung, da bei den ophiolithischen Vorkommen nur eine Marmorisierung und Ausbleichung des Bänderkalkes festgestellt werden kann.

Die Lösungswanderung wäre etwa in dem Sinne aufzufassen, wie sie auch für die Albitanreicherung in den Sericitmarmoren des oberen Juras angenommen wird.

Eine detaillierte Studie dieser Erscheinung liegt aber nicht im Rahmen dieser Arbeit.

IV. Die Hühnerknubel-Decke.

Als oberstes, tektonisch selbständiges Element konnte im ganzen Untersuchungsgebiet eine Schichtserie festgestellt werden, die sowohl durch ihre Zusammensetzung, wie auch durch ihre fazielle Ausbildung gegenüber den anderen tektonischen Einheiten deutlich abzutrennen ist.

Neben dem Reichtum an Grüngesteinen zeichnet sie sich durch das Auftreten von Radiolarit, durch eine starke Entwicklung der Bündnerschiefer und durch die schwächlich ausgebildete Triasbasis aus.

ARGAND nennt die Masse der Ophiolithe im Liegenden der Dent Blanche-Decke „*filon couche*“, während R. STAUB diese Grüngesteine, ergänzt durch die Bündnerschiefermassen im Liegenden, als ein Äquivalent der hochpenninischen Platta-Decke Bündens deutet.

In der unlängst erschienenen Arbeit über die Umgebung von Zermatt befasst sich GÜLLER mit dieser Ophiolith-Bündnerschiefer-Serie, welche er als „Zone des Hühnerknubel“ bezeichnet. Nach seinen Darstellungen umfasst diese oberste Einheit der Zermatter-Schuppenzone neben Grüngesteinen auch eingeschaltete Bündnerschieferlagen und einige Triaslinsen an der Basis des tiefsten Prasinitzuges.

Nach den vorliegenden Untersuchungen im Raume Zermatt-Turtmanntal sprechen die Verhältnisse für eine starke Erweiterung des Begriffes „Hühnerknubel-Zone“ in dem Sinne, dass diesem Bauelement eine Trias-Lias-Basis noch

zuzusprechen ist, die bis heute als höchste Digitation des „Oberen Würmlizuges“ betrachtet wurde.

Um diesen Tatsachen gerecht zu werden und um den selbständigen Charakter dieser Serie zum Ausdruck zu bringen, wird in den folgenden Ausführungen an Stelle der „Zone des Hühnerknubel“ von einer eigentlichen Hühnerknubel-Decke gesprochen⁸⁾.

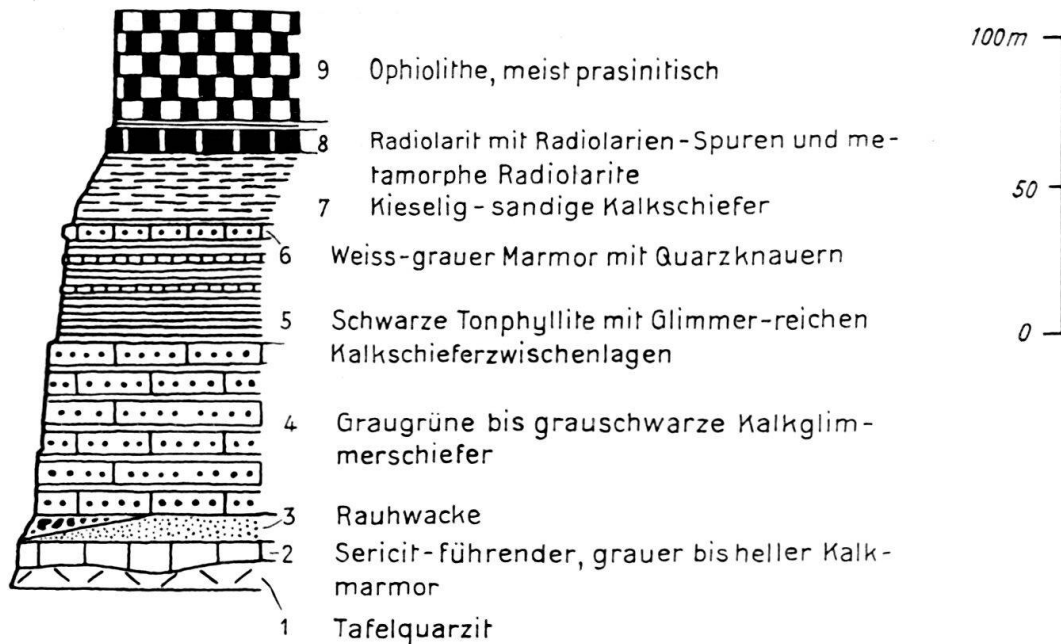


Fig. 5. Die Schichtserie der Hühnerknubel-Decke zwischen Zermatt und den Diablons.

1. DIE TRIAS DER HÜHNERKNUBEL-DECKE.

Die Trias dieser Einheit lässt sich wie folgt von oben nach unten gliedern:

- c) **Rauhwanke** (Raibler)
- b) **Graue und helle Kalke** (mittlere Trias)
- a) **Tafelquarzit** (untere Trias).

a) **Tafelquarzit** (in Fig. 5 mit Index 1 ausgeschieden).

Als ältestes Glied der Hühnerknubel-Trias findet sich in einigen Profilen ein tafelig-blättriger weisser Quarzit. Die Anwitterungsfarbe ist grauweiss und auf den Schichtflächen sammelt sich etwas feinblättriger Glimmer an.

Im Dünnschliff zeigt sich folgendes Bild: Der Quarz in feinkörniger Ausbildung ist verzahnt und verlappt und formt ein granoblastisches Grundgewebe, das nur von feinsten spärlichen Sericit-blättchen in annähernd paralleler Anordnung durchzogen wird. Gegenüber der makroskopischen Häufigkeit tritt der Sericit im Schliffbild zurück. Rutil als

⁸⁾ Da einerseits diese Serie im ganzen Untersuchungsgebiet ziemlich gleichmässig ausgebildet ist und andererseits Lokalitäten mit besonders typischer Ausbildung keine Benennung auf den topographischen Unterlagen führen, wird der Lokalname Hühnerknubel im Sinne GÜLLERS übernommen, wobei aber die Unabhängigkeit dieser Serie etwas stärker betont wird als bis anhin.

dünnste Nadelchen (Kniezwillinge) begleiten den zahlreich auftretenden, kurzsäuligen und idiomorphen Turmalin. Am letzteren wurden schöne Anwachserscheinungen beobachtet. Die verschiedenalterigen Stadien lassen sich an Hand der unterschiedlichen pleochroitischen Färbung gut erkennen. Die Neubildungen zeigen durchwegs schwächere Farben (bläulich — ganz schwach hellblau gegenüber braun — grauhellbraun). Diese Erscheinungen an Turmalinen lassen sich ohne weiteres mit den durch JÄCKLI (Lit. 83) aus dem Westschams bekannten Turmalinneubildungen vergleichen. Als Erz konnte Magnetit bestimmt werden.

Ihrer Ausbildung, wie auch ihrem Mineralbestand nach, erinnern diese Quarzite sehr an die Tafelquarzite des Buntsandsteines der Mischabel-Trias. Neben diesem lithologisch eindeutigen Vergleich spricht auch die Überlagerung durch Kalke und Rauhacken für ein untertriadisches Alter dieser Quarzite. Die Gesamtmächtigkeit des Basisquarzites beträgt nur 1—2 m; doch scheint er in den meisten Profilen zu fehlen.

b) **Graue und helle Kalke** (in Fig. 5 mit Index 2 ausgeschieden)

Gegenüber dem nur schwächig und unregelmässig entwickelten Quarzit nimmt der Kalkzug im Hangenden einen etwas grösseren Raum ein. Neben tiefgrauen, grobkörnigen und grobbankigen Typen trifft man auch an einzelnen Stellen, vor allem im südlichen Untersuchungsgebiet und in der Umgebung des Trifts, blendendweisse bis gelbliche Tafelmarmore an, die auf den Schichtflächen deutlich einen feinen Sericitanflug zeigen. Bänderung, wie man sie aus der Barrhorn-Serie kennt, tritt nirgends auf.

Des öfteren wurde linsiges Auftreten beobachtet und die Gesamtmächtigkeit ist ziemlich schwer zu schätzen, doch wird sie kaum den Betrag von 2—3 m überschreiten.

An einzelnen Stellen grösserer tektonischer Beanspruchung kann der Kalk zu einem Mischgestein verändert sein, das neben quarzreicheren Partien auch noch glimmerige Schieferlagen enthält.

Im Schliffbild bestätigt sich die Annahme eines Mischgesteines, indem neben dem Karbonat-teil in granoblastischer Ausbildung, dicke Linsen und Fetzen von Sericit vorhanden und meistens an quarzreiche Lagen gebunden sind. Eine gewisse Ähnlichkeit zu verschiedenen Schliffen von Rötschiefern kann festgestellt werden. Was aber einen deutlichen Unterschied ausmacht, sind die grossen verzwillingten Albit-körner, die hier im Quarz wie auch im Kalzitanteil liegen. Sie sind sehr einschlussreich und neben Rutil wurde auch Turmalin beobachtet. Oft bilden diese extrem feinen Einschlüsse s-förmig geschlungene Linien (gedrehte Albite).

Das mitteltriadische Alter dieser Kalke und Marmore ergibt sich schon aus ihrer Stellung zwischen Quarzit und Rauhacke, wie dies etwa im Profil der Felseninsel P. 2913.4 aufs schönste dokumentiert ist. Andererseits lassen sich auch gewisse Analogien zu den dunkelgrauen Partien der massigen Bänderkalke feststellen, wie sie der Barrhorn-Serie eigen sind. Dolomite sind nirgends vorhanden.

c) **Rauhacke** (in Fig. 5 mit Index 3 ausgeschieden).

Im ganzen Untersuchungsgebiet, auch da wo jegliche Spur anderer Triasglieder fehlt, tritt immer eine Rauhacke auf, die oft lokal zu grossen Linsen angestaut ist. Diese hellgelbe löcherige Rauhacke wittert dunkelbraun bis rostbraun an, braust mit HCl sehr stark und enthält ziemlich viele fremde Gesteinskomponenten. Vorwiegend sind es Kalkbrocken, zu denen sich noch grüne Sericitschiefer ge-

sellen. Gips wurde nirgends, auch nicht in den tektonisch gehäuftten Massen angetroffen.

Mit den hangenden Bündnerschiefern ist die Rauhwaacke oft mehrfach verschuppt oder bildet eine schmale Übergangszone. Die Mächtigkeit unterliegt grossen Schwankungen, was in erster Linie auf die tektonische Beanspruchung zurückgeführt werden muss. Die Rauhwaacke diente den tektonischen Vorgängen als bevorzugter Gleithorizont, woher auch die fremden Gesteinskomponenten stammen. Mit Sicherheit kann ein sedimentärer Ursprung angenommen werden.

Wie die Verbandsverhältnisse in vollständigen Triasprofilen deutlich zeigen (Felseninsel P. 2913.4), kommt dieser Rauhwaacke über den Kalken der mittleren Trias etwa carnisches Alter zu, vielleicht im Sinne eines Raibler-Horizontes. Für diese altersmässige Einordnung spricht auch die eindeutige Überlagerung durch kalkig-tonige Bündnerschiefer.

ARGAND zeichnete sie schon auf seiner Dent Blanche-Karte ein, als „cornieule supérieure“, aber rechnete sie noch zur Sedimenthülle der Mischabel-Decke (Bernhard-Decke).

Ausserhalb dem eigentlichen Untersuchungsgebiet wurden in dem kleinen Tälchen nördlich des Trifts (Triftkummen), anlässlich kursorischer Begehungen, analoge Profile an den verschiedensten Stellen gefunden. (Vgl. Fig. 17.)

Ein deutlicher Unterschied zu den Triasprofilen der Hühnerknubel-Decke des Untersuchungsgebietes zeigte sich darin, dass die sonst so gleichmässig und immer in der gleichen Position auftretende Rauhwaacke hier durch eine dünne Kalkbreccie vertreten ist.

Vom hellbraun bis gelblich anwitternden Bindemittel heben sich die grauen Kalkkomponenten, die in der Mehrzahl der Fälle länglich ausgewalzt sind, deutlich ab. Bei dieser Breccie handelt es sich um die Liasbasisbreccie, der eventuell noch Rhätalter zukommen könnte, wie dies GÜLLER postuliert.

2. DIE POSTTRIADISCHEN GESTEINE DER HÜHNERKNUBEL-DECKE.

a) Die Bündnerschiefer.

Durch den Reichtum an Bündnerschiefer unterscheidet sich die Hühnerknubel-Decke auf den ersten Blick von allen anderen tektonischen Einheiten des Untersuchungsgebietes. Schon ARGAND trennt im Liegenden seiner Grüngesteinszone am Aussenrand der Dent Blanche-Decke, zwischen Mettelhorn und den Diablons einen schmalen Bündnerschieferzug ab, der mit seiner schwächtigen Entwicklung im krassen Gegensatz zu den mächtig entwickelten, analogen Bündnerschiefer-Serien des Val des Dix, Val de Moiry oder Val d'Anniviers steht. Das Anschwellen dieses dünnen Schistes lustrés-bandes gegen Westen beginnt schon bei der Felseninsel P. 2913.4, wo sich ein, gegenüber den anderen Bündnerschiefer-vorkommen des Kartierungsgebietes reichgegliedertes Profil zeigt.

In den letzten Jahren wurde der gesamte Fragenkomplex der Bündnerschiefer, wie auch ihre Stratigraphie von verschiedenen Seiten einer erneuten Betrachtung und Bearbeitung unterzogen. DIEHL (Lit. 33) untersuchte im Val d'Ollomont die Schistes lustrés-massen der Combin-Zone, speziell vom petrographischen Standpunkt aus und gliedert sie ihrem Mineralbestand nach in a) kalkreiche, b) kieselsäurereiche, c) relativ tonerdereiche und d) albitreiche Typen; doch tritt er auf eine stratigraphische Deutung nicht ein.

Erstmals wurde die altersmässige Gliederung dieser monotonen Gesteinsserien von R. STAUB (Lit. 134) und seinem Schüler JÄCKLI (Lit. 83) versucht. Der erstere konstatiert quer durch den gesamten penninischen Raum Bündens eine auffallende Ähnlichkeit in der Abfolge der verschie-

denen Schieferserien (Kalkglimmerschiefer — Kalkphyllite, rein tonige Schiefer — Nollaschiefer, Guggernüllschiefer, Safier — Turbakalke), eine Abfolge, welche durch die Arbeit JÄCKLI's und in neuester Zeit auch durch NABHOLZ (Lit. 98) voll bestätigt und stellenweise noch ergänzt wurde. In einigen Abhandlungen versucht R. STAUB (Lit. 134–138) von der ziemlich gesicherten Horizontierung der Schistes lustrés in Bünden, die Bündnerschiefermassen der Zone du Combin und des Walliser Penninikums im allgemeinen einer analogen Gliederung zu unterziehen.

Diese generelle Bündnerschieferstratigraphie wird von GÖKSU in der, den Diablons nordwärts vorgelagerten Bergkette der Roc de Boudri und Bella Tola ausgebaut und vertieft. In den meisten Fällen glaubt dieser Autor ein Transgredieren von Dogger-Nollaschiefer auf mittlere Trias beobachten zu können. Lokal sollen sich aber auch noch Liaskalke vom Typus der Areue-Bänderkalke GANSSER's (Lit. 44) einschalten. Die Nollakalkschiefer und die weissen Marmore stellt er gesamthaft in den Malm und die sandigen Breccien und Tonschiefer eventuell in die untere bis mittlere Kreide.

GÜLLER (Lit. 66) führt in der Zermatter-Schuppenzone eine ähnliche Gruppeneinteilung durch, wie sie schon durch DIEHL und GANSSER bekannt wurde (kalkreiche, kalkig-sandige, glimmerreiche und quarzreiche Schiefer). Doch glaubt er, trotz gewaltiger tektonischer Verschuppung, einzelne Horizonte, die sich mit der STAUB'schen Gliederung vergleichen lassen, erkennen zu können. Einem teilweisen Lias-Doggeralter dieser lokal bis 1000 m mächtigen Bündnerschiefermassen kann er beipflichten, zumal die Fossilfunde durch NABHOLZ (Lit. 97) dies zu bestätigen scheinen.

Wenn auch der hohe Grad der Metamorphose, durch welche die ursprünglichen kalkig-sandig-tonigen Sedimente in epi-mesometamorphose Kalkschiefer verwandelt wurden, ein Erkennen des Ausgangsmaterials nur schwer gestattet (worauf auch von GÜLLER nachdrücklich hingewiesen wurde), so zeigen doch die Profilaufnahmen zwischen Mettelhorn und dem hinteren Turtmantal eine gewisse Gesetzmässigkeit in der Abfolge, die eine stratigraphische Gliederung, auf lithologischen Vergleichen basierend, wenn auch nur mit grossem Vorbehalt, gestattet. Allerdings kann einem Kreidealter der obersten sandigen Kalkschiefer, im Sinne GÖKSU's nicht beigespflichtet werden, da sich in ihrem Hangenden an den verschiedensten Stellen noch eindeutige Radiolarite zwischen Ophiolithen und Bündnerschiefer einschalten.

Vergleiche verschiedenster Detailprofile der Ostseite (Mettelhorn–Hohlichtkessel–Stockji–Weisse Schijen–Bisjoch–Inn.–Äuss. Barrhorn) mit demjenigen der Felseninsel P. 2913.4 ergaben keine vollständige Übereinstimmung. Während die ersteren sich vorwiegend aus einer Abfolge von Ton- und Kalkphylliten zusammensetzen, lässt sich im letzteren eine klare Dreiteilung durchführen, auf die noch weiter unten eingehender zurückzukommen ist. Sicher können für die spärliche Ausbildung der Schistes lustrés-massen der Ostseite (verglichen mit den mächtigen Bündnerschiefergebieten in der westlichen Combin-Zone), die ohne jeden Zweifel mit dem Profil der Felseninsel zusammenhängen, zur Hauptsache tektonische Vorgänge verantwortlich gemacht werden.

Was eine altersmässige Auflösung dieser Bündnerschiefermassen betrifft, sollten eigentlich eingehende Studien und Detailbeschreibungen aus den schon erwähnten Gebieten (Val de Moiry, Val d'Anniviers) vorliegen, die neben einer petrographischen Untersuchung auch eine stratigraphische Deutung der einzelnen Typen zum Gegenstand hätten. An Hand dieses reichen Beobachtungsmaterials, bearbeitet nach den Richtlinien der bündnerischen Stratigraphie (STAUB, JÄCKLI), wäre es dann die Aufgabe, die im Kartierungsgebiet auftretenden Horizonte zu identifizieren, allfällige Schichtlücken festzustellen und die verschiedenen Schichtglieder stratigraphisch einzuordnen.

Trotz den sehr schönen Anfängen von GÖKSU, zu denen sich in petrographischer Hinsicht noch die zusammenfassenden Studien DIEHL's und GÜLLER's hin-

zugesellen, fehlen bis heute weitere Detailstudien, und so bleibt hier nur der eine Weg: die einzelnen Schichtgruppen im Untersuchungsgebiet zu beschreiben und eine vorsichtige Alterseinordnung vorzunehmen, die aber keinen Anspruch auf Allgemeingültigkeit haben soll⁹⁾.

Die Gesamtmächtigkeit dieser Schistes lustrés der Hühnerknobel-Decke beträgt im Kartierungsgebiet, mit Ausnahme der Felseninsel, nie über 25—30 m; im letzteren Profil erreicht sie aber immerhin schon ungefähr 90 m.

Nach den vorliegenden Untersuchungen lassen sich diese Bündnerschiefermassen von oben nach unten in folgende Gruppen einteilen:

cc) *Sandige Kalkphyllite*

bb) *Quarzreiche Tonschiefer und Kalkphyllite* (Marmore)

aa) *Pyritreiche Kalkglimmerschiefer und dunkle Kalke.*

aa) *Pyritreiche Kalkglimmerschiefer und dunkle Kalke*

(in Fig. 5 mit Index 4 ausgedeutet).

Ein grosser Teil der Bündnerschiefer (vor allem im Westabschnitt) entfällt auf diese abwechslungsreich zusammengesetzte Gruppe, die im ganzen Untersuchungsgebiet, wo sie ausgebildet ist, kleine Steilstufen aufbaut, welche wie ein dunkler Kragen ihre Triasbasis und die Marmorwände der Barrhorn-Serie überlagern.

Stellenweise schaltet sich an der Basis ein schwarzer, massiger bis grobbankiger Kalk ein, der keine Spur von Ton- oder Glimmerhäuten aufweist. Lokal treten Pyritanreicherungen in Erscheinung, die meistens eine starke Verrostung aufweisen. Der Kalk kann feinst lamelliert sein. Auch eine schwache Bänderung lässt sich manchmal beobachten.

Gegenüber diesen nur spärlichen Kalkvorkommen herrscht der Typus des grobtafeligen bis bankigen Kalkglimmerschiefers bei weitem vor. Dieser zeigt auf den ausgeprägten Schichtflächen neben reichlichen Ton- und Sericitlagen, zahlreiche stark verrostete Pyritwürfelchen. Der ziemlich grobkörnig ausgebildete Kalk lässt auf eine starke Rekristallisation schliessen. Die Anwitterungsfarbe ist grauschwarz mit einem kräftigen Stich ins bräunliche, während auf frischem Bruch eine hellgraue bis grauschwarze Tönung vorherrscht.

Die auf den Schichtflächen angereicherten tonig-glimmerigen Zwischenlagen nehmen allmählich in der mittleren und oberen Partie dieser Gruppe an Häufigkeit zu, und es kommt zu eigentlichen Wechsellagerungen zwischen Tonschiefern und Kalkbänken, wobei die ersteren sich deutlich durch ihre tiefschwarze Farbe abheben. Linsige bis feinlagige Ausbildung ist vorherrschend, wobei der Kalkgehalt gleichmässig auf Kosten der oben genannten Einschaltungen abnimmt. Auf diese Art und Weise vollzieht sich der Übergang zu nächstfolgenden Gruppen.

In petrographischer Hinsicht stimmen die Kalkglimmerschiefer zur Hauptsache mit der Gruppe b) „Kalkig-sandige Schiefer“ von GÜLLER überein, wobei die Tonschiefer-Einschaltungen als Vertreter der glimmerreichen Gruppe des genannten Autors betrachtet werden müssen. Auch DIEHL gibt eine zusammenfassende petrographische Darstellung in seiner Gruppe a) und c) (siehe Lit. 33, S. 247 ff.), so

⁹⁾ Die von E. WITZIG kürzlich beendete Arbeit über die Zone du Combin im Val des Dix stellt einen neuen Beitrag zum Bündnerschieferproblem des Penninikums dar. In enger Zusammenarbeit konnte eine vollständige Übereinstimmung in der Gliederung der Bündnerschiefermassen festgestellt werden.

dass diesbezüglich auf die beiden Arbeiten verwiesen werden kann (GÜLLER, Lit. 66, S. 58, und DIEHL, Lit. 33, S. 247 und 256ff.).

Die Mächtigkeit dieser Schichten ist grössten Schwankungen unterworfen. Einerseits können sie fast vollständig fehlen (Westseite des Mattertales), anderseits schwellen sie auf kürzeste Distanz gegen das Bündnerschieferreiche Gebiet westlich des Turtmanntales auf ca. 40 m an. Vermutlich handelt es sich hier um tektonisch gehäufte oder verschürfte Massen.

bb) *Quarzreiche Tonschiefer und Kalkphyllite (Marmore)*

(in Fig. 5 mit Indizes 5 und 6 ausgedeutet).

Durch langsames Zurücktreten der Kalkbänke entwickelt sich der Übergang von den Kalkglimmerschiefen zu den rein tonigen Sedimenten dieser Gruppe, worauf schon vorhin hingewiesen wurde.

Der Hauptvertreter dieser Schichtgruppe ist ein schwarzer, metallisch-glänzender Tonschiefer, der neben zahlreichen Pyritwürfelchen, vor allem durch den Reichtum an grösseren, milchigweissen Quarzknuern ein besonderes Aussehen erhält. Eine frappante Ähnlichkeit lässt sich nicht nur zu gewissen Karbonphylliten (worauf schon an anderer Stelle hingewiesen wurde), sondern auch zum obersten Bündnerschieferniveau der Barrhorn-Serie feststellen — eine Ähnlichkeit, die sich sogar auf das Schliffbild erstreckt. Die Hauptgemengteile sind Sericit, Chlorit und etwas zurücktretend Quarz, denen sich noch vereinzelt Kalzit, Apatit, Turmalin und Albit hinzugesellen. Das ganze Schliffbild, vor allem die Sericit-Chloritlagen, werden von einem feinsten, kohligen Pigment überstäubt, das in den Albiten oft als gewundene Linie vorliegt (gedrehte Albite).

Neben den vorherrschenden schwarzen Schiefen erscheinen auch grünlich-graue Varietäten, die sich aber ausser in der Farbe in keiner Weise vom Haupttypus unterscheiden.

Diese Tonphyllite lassen sich ungezwungen in die petrographischen Gruppen der glimmerreichen und quarzreichen Schiefer von GÜLLER und DIEHL einordnen, wo sie auch ausführlich charakterisiert wurden.

In den höheren Partien der vorliegenden Schichtgruppe schalten sich wiederum kalkreichere Phyllite ein, die sich deutlich durch ihre graue bis braune Anwitterungsfarbe unterscheiden; immer ist aber eine intensive Wechsellagerung toniger und kalkiger Typen vorhanden.

Im Hangenden dieser Schieferserie sticht ein Marmorzug besonders hervor, dank seiner grauweissen Farbe und seiner grobbankigen Ausbildung, dem wohl die Stellung eines Übergangsgliedes zur nächsten, höchsten Gruppe zukommt.

Der grobkörnige, etwas sericitführende Marmor wird von grösseren, braun-gefärbten und herauswitternden Quarzsnüren und -knuern durchsetzt. Während er im Profil der Felseninsel P. 2913.4 noch als weithin leuchtendes, durchgehendes Band vorliegt, beschränkt sich sein Vorkommen in der Ostflanke des Weissorns auf einige Linsen und schnell abreissende Lagen. In den meisten Fällen wird er noch von einer dünnen Schicht schwarzer Phyllite überlagert.

Die Mächtigkeit dieser Schichtgruppe, welcher neben der Gruppe aa) die grösste Verbreitung im Untersuchungsgebiet zukommt, schwankt zwischen 20 und 40 m.

cc) *Sandige Kalkphyllite* (in Fig. 5 mit Index 7 ausgedeutet).

Nur auf der Felseninsel P. 2913.4 und P. 3200 tritt diese höchste Bündnerschiefergruppe auf, die sich von den zwei tieferen Serien deutlich abscheidet.

Es handelt sich durchwegs um sandige, grauschwarze Kalkschiefer, die auf den Schichtflächen bemerkenswerte Anhäufungen von schwarzen Ton- und hellglänzenden Sericitblättchen zeigen, während der dazwischengeschaltete Kalk auf frischem Querbruch graugelbgrau gefleckt erscheint. Die Anwitterungsfarbe ist kräftig graubraun, und durch die etwas hervortretenden Ton- und Quarzschmitzen erhält das Gestein eine rauhe Oberfläche. Brecciöses Aussehen kann des öfteren beobachtet werden, doch finden sich nirgends die vielgestaltigen Breccien, wie sie Göksu von den Diablons und vom Col de Visivi beschreibt.

Vereinzelte zeigt sich eine schwache Wechsellagerung zwischen bankigen, kalkreichen und verschieferten tonigen Typen.

Petrographisch lässt sich bei diesen Kalkschiefern nichts Neues feststellen. Sie bilden ein Übergangsglied zwischen den kalkig-sandigen und den quarzreichen Schiefen von GÜLLER.

Die Mächtigkeit dieser nur im oben erwähnten Profil und in ähnlicher Ausbildung am P. 3200 (in der Barr) auftretenden Gesteine liegt bei 6—10 m.

Die altersmässige Zuordnung der drei im Untersuchungsgebiet ausgeschiedenen Schichtgruppen kann sich neben der vergleichenden Studie von R. STAUB (Lit. 138) vor allem der Altersskala von Göksu bedienen. Die in seinem Untersuchungsgebiet erkannten Typen lassen sich ohne grosse Schwierigkeit mit den vorliegenden Schistes lustrés-masse parallelisieren.

Die Gruppe der Kalkglimmerschiefer, die zwar westlich des Turtmannales in den meisten Fällen zu fehlen scheint, käme nach Vergleichen mit Bünden (STAUB) in den Lias zu liegen, eine Deutung, die noch durch lokale Liaskalkvorkommen an deren Basis bekräftigt wird.

In den quarzreichen, schwarzen Tonphylliten der zweiten Gruppe erkennt man das Niveau der Nollaschiefer, worauf neben STAUB auch GÖKSU hinweist. Die oberen teilweise kalkigeren Partien würden demnach dem höheren Dogger entsprechen. Wenn auch die Stellung des grauen bis weissen Marmorzuges im Hangenden dieser Gruppe noch nicht genau abgeklärt ist — GÖKSU stellt ihn in den Malm, — scheint darin nach den vorliegenden Untersuchungen eher eine Art Übergangsglied vorzuliegen, das eventuell der Dogger-Malm-Grenze oder dem tiefsten Malm entsprechen dürfte.

Was die stratigraphische Einordnung der sandigen Kalkschiefer anbelangt, muss besonders auf die Überlagerung durch Radiolarit, wie etwa am P. 3200 (in der Barr) hingewiesen werden. Diese Schichten, denen GÖKSU unteres bis mittleres Kreidealter zusprechen möchte, liegen also zwischen den Tonphylliten und Marmoren des Doggers einerseits und den Radiolariten des oberen Malms anderseits. Demnach käme eine Zuordnung zum unteren bis mittleren Malm in Frage.

An Hand von detaillierten Studien kommt E. WITZIG im Val des Dix zu einer ähnlichen Altersgliederung, nur dass dort einerseits die liasischen Kalkglimmerschiefer dieser tektonischen Einheit (Aiguilles rouges-Zone) infolge Abscheerung zu fehlen scheinen und anderseits die Radiolarite von den sandig-kalkigen Schiefen noch durch Hyänenmarmore getrennt werden (mündliche Mitteilung).

Abschliessend sei hier mit Nachdruck vermerkt, dass es sich bei der vorliegenden Bündnerschieferstratigraphie nur um einen Versuch handelt, der erst noch durch genaueste Detailaufnahmen mit den an Schistes lustrés reichen Gebieten der Zone du Combin in engeren Zusammenhang gebracht werden muss. Erst wenn solche Resultate vorliegen, darf an eine Interpretation und kritische Betrachtung dieser nur wenig mächtigen Bündnerschiefer herangetreten werden.

b) **Die Radiolarite** (in Fig. 5 mit Index 8 ausgeschieden).

Seit den Radiolaritfunden bei Chanrion durch R. STAUB (Lit. 136) 1942, die ihrer tektonischen Stellung nach am ehesten der Hühnerknubel-Decke (Platta-Element) angehören dürften, lag die Vermutung nahe, dass auch in anderen Gebieten der Zone du Combin in dieser Einheit zum mindesten radiolarit-ähnliche Sedimente vorhanden sein dürften.

Tatsächlich gelang es E. WITZIG und dem Verfasser in den obersten Bündnerschieferpartien solche Schichten festzustellen, die vor allem gestützt auf ihr makroskopisches Aussehen ohne weiteres als Radiolarite angesprochen werden können. Während im Val des Dix ihre Stellung durch begleitende Hyänenmarmore (metamorphe Aptychenkalke, CORNELIUS, Lit. 30) noch erhärtet wird, finden sich im Untersuchungsgebiet nirgends solche Bildungen; dafür konnten in mehreren Schliffen Spuren von Radiolarien nachgewiesen werden, die an der Natur dieser oft sehr stark metamorph veränderten Gesteine keinen Zweifel mehr lassen.

Für die Beschreibung der Radiolarite ist es nötig, die untenstehende Gliederung vorzunehmen, um verschiedene Eigenheiten dieser Vorkommen deutlicher hervorzuheben:

- aa) *Radiolarite mit Radiolarien-Spuren*
- bb) *Metamorphe Radiolarite*

aa) *Radiolarite mit Radiolarien-Spuren.*

In einem Profil am Weisshorn fand sich im Dach der Bündnerschiefer, teils innerhalb der obersten Kalkschiefer, teils in direktem Kontakt mit den Ophiolithen, eine stellenweise linsenförmige, dann wieder eine mächtige Schicht, bestehend aus einem feintafeligen, lokal sogar massigen, hell-dunkelgrünen Gestein. Auf den Schichtflächen lassen sich neben einem äusserst feinblättrigen Sericit, Fetzen eines grünen Minerals erkennen. Wie die Dünnschliffuntersuchungen eindeutig ergaben, handelt es sich um Chlorit. Der Querbruch ist fleckig weissgrün gefärbt, und nur in den seltensten Fällen zeigt sich eine schwache, beginnende Rotfärbung.

Besonders auf frischem, wie auch angewittertem Querbruch zeigt sich ein dem Radiolarit verwandtes Aussehen; nur ist eine deutlich ausgeprägte Tafelung erkennbar.

Der Unterschied gegenüber den Grüngesteinen liegt nicht nur in der grösseren Härte, sondern auch im extrem feinen Korn, das im allgemeinen die vorliegenden Radiolaritschichten als dicht erscheinen lässt.

Zahlreiche Dünnschliffe ergaben folgendes Bild:

Quarz als vorwiegender Gemengteil ist in extrem feiner Körnung vorhanden (0,0039 mm und weniger). Soweit dies erkannt werden kann, ist er verzahnt und verlappt. Das feinkörnige Quarzaggregat wird stellenweise kreuz und quer von Klüften durchzogen, die von grösseren, undulös auslöschenden Quarzindividuen erfüllt sind. Direkt an die feinen Partien mit unregelmässiger Begrenzung können sich auch solche mit gröberem Korn (bis 0,34 mm und etwas mehr) anschliessen, wobei sich Übergänge von den feinsten Quarzkörnern zu den gröberen ergeben, indem die ersteren allmählich zusammentreten und ein einziges, grosses Individuum bilden können.

Sericit ist strangartig in enger Verbindung mit einem schwachpleochroitischen Chlorit (saftiggrün — hellgrün) eingelagert. Die feinen Quarzpartien sind mehr oder weniger stark pigmentiert, und als Pigment konnten neben feinsten Sericit-blättchen auch kleinste Chlorit-schüppchen festgestellt werden. Eine nähere Bestimmung dieses Pigments scheitert allerdings an der Feinheit der Ausbildung.

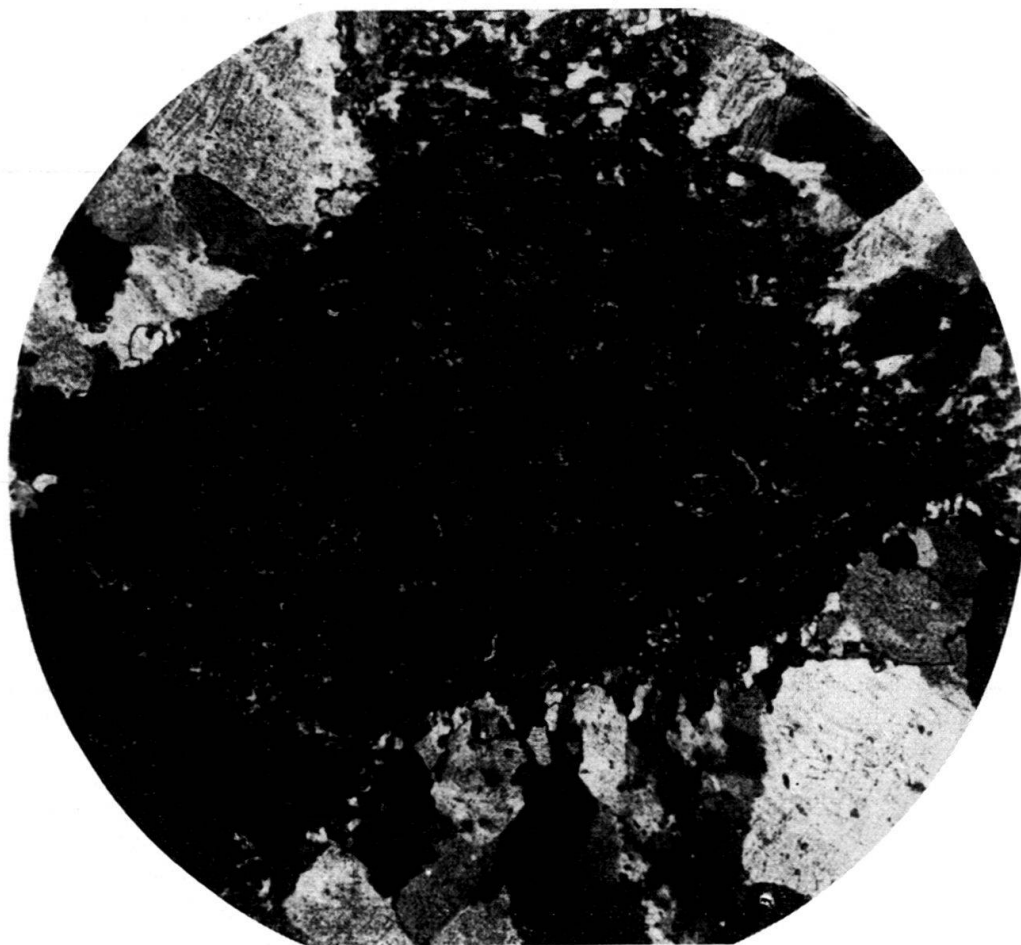
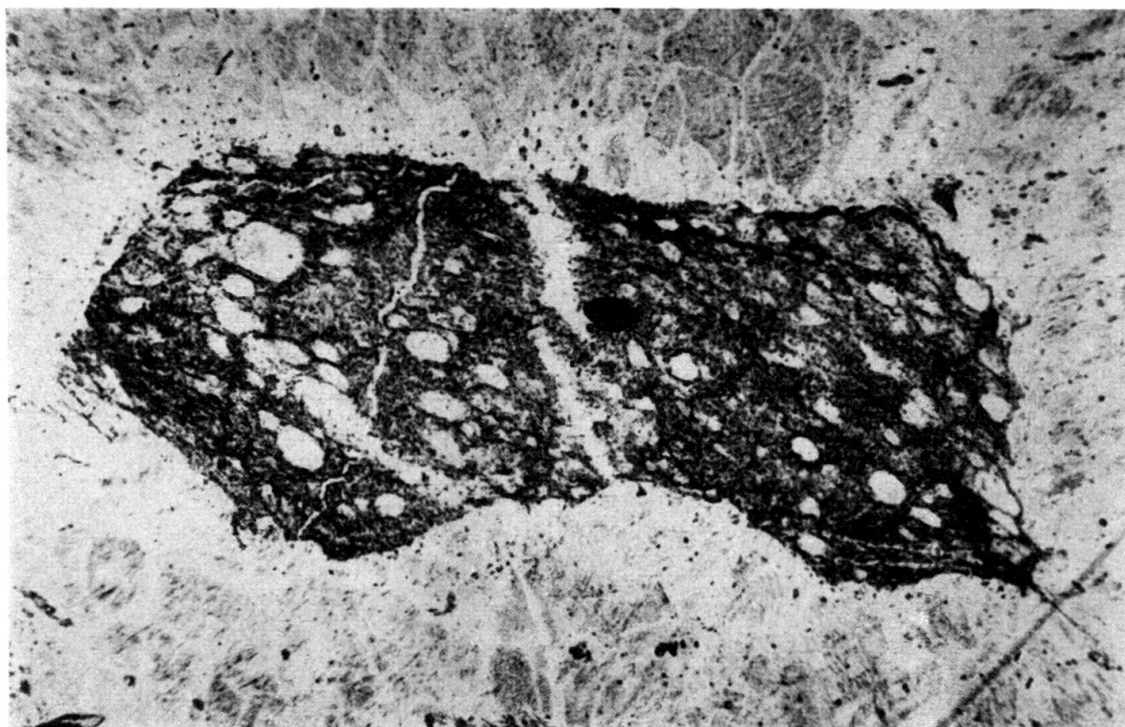


Fig. 6. Radiolarien-Spuren in einem Radiolarit der Hühnerknubel-Decke
(Weisshorn E-Grat P. 3295).

In mehreren Schliffen zeigen sich innerhalb den pigmentreichen Partien rundliche bis ovale Aussparungen, die im Inneren durch kaum merklich grössere Quarzkörner erfüllt sind, denen jegliche Beimengung von Sericit und Chlorit fehlt (Fig. 6). An einer Stelle wurde nur ein pigmentfreier Ring beobachtet, während das Innere, wie auch die äussere umgebende Quarzmasse starke Pigmentierung zeigen (Fig. 7).

Aber auch in nur schwach verfärbten Teilen lassen sich solche eiförmige Aussparungen erkennen.

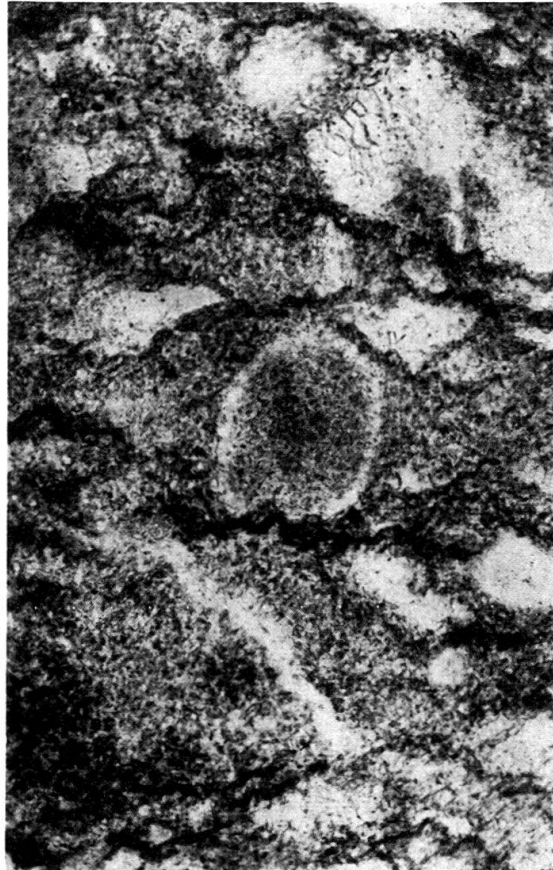


Fig. 7. Ausschnitt einer feinkörnigen Radiolaritpartie (Weisshorn E-Grat P. 3295).
Ringförmige Radiolarienspur.

Ohne Zweifel handelt es sich hier um Spuren von Radiolarien, die durch Metamorphose und tektonische Beanspruchung, eventuell noch durch andere unbekannte Faktoren ihrer Struktur verlustig gegangen sind und nur noch die deformierten Umrisse der ursprünglichen Schale zeigen. Allgemein sind sie ellipsenförmig und die Abplattung beträgt durchwegs 1:2. Ihre Grösse liegt zwischen 0,17 und 0,13 mm.

Rote Radiolarite, wie sie von Chanrion durch R. STAUB, oder aus der Platta-Decke durch V. STREIFF, STAUB (Lit. 189, 190) und CORNELIUS (Lit. 24, 30) bekannt sind, wurden im Untersuchungsgebiet nirgends gefunden.

bb) *Metamorphe Radiolarite.*

Während die soeben beschriebenen Radiolarite äusserst selten sind — das Finden von Radiolarien-Spuren ist geradezu eine Glückssache —, zeigen die metamorphen, veränderten Vorkommen eine ziemlich grosse Verbreitung. Einerseits

schliessen sie sich den sicheren Radiolariten direkt an, anderseits wiederum erscheinen sie, auch nach langen Unterbrechungen durch Schutt- und Gletschermassen, immer wieder in der gleichen Position zwischen den Bündnerschiefern und den Ophiolithen, so dass füglich aus Analogiegründen und direkter Verbindung mit den durch Radiolarien-Spuren belegten Vorkommen hier von Radiolariten gesprochen werden darf, obwohl sie durch Umwandlungsvorgänge und eine nicht unbedeutende Stoffzufuhr eine weitgehende Umkristallisation und Veränderung erfahren haben. Makroskopisch sehen sie den erstbeschriebenen Vorkommen (Gruppe aa) insofern ähnlich, dass auch sie auf dem Querbruch dicht und kräftig grün aussehen. Doch sind sie noch feintafeliger ausgebildet als die ersteren. Auf den Schichtflächen erkennt man neben seidenglänzendem Sericit noch Lagen eines dunkelgrünen Minerals, das, wie die Dünnschliffuntersuchungen ergaben, wiederum Chlorit ist. Dadurch kann stellenweise ein Aussehen entstehen, das sehr stark an gewisse Cassanasschiefertypen erinnert.

Intensive Verfältelungen sind häufig, und der Radiolarit zeigt im allgemeinen ein sehr gequältes Aussehen.

Die Mächtigkeit ist grösseren Schwankungen unterworfen, mag aber ursprünglich nicht mehr als einen Meter betragen haben. Lokale Anhäufungen bis zu 3 m und mehr sind sicherlich auf tektonische Vorgänge zurückzuführen (Inn.-Äuss. Barrhorn).

Im Dünnschliff zeigt sich folgendes Bild: Der Quarz, ein granoblastisches Grundgewebe bildend, ist von mittlerer Körnung. Die durchschnittliche Grösse der Quarzkörner liegt in den verschiedenen Dünnschliffen zwischen 0,034 und 0,85 mm. Analoge Korngrössen konnten auch an den Radiolaritvorkommen des Val des Dix festgestellt werden (Dünnschliffe von E. WITZIG) und diese Messungen decken sich auch mit den Beschreibungen der metamorphen Radiolarite aus dem Err-Julier-Gebiet durch H. P. CORNELIUS (Lit. 30).

In dieses Grundgefüge von Quarz lagert sich der Sericit in Form von Strängen und Linsen ein, die je nach Schliff, mehr oder weniger stark sind. Der kräftiggrüne Chlorit ist in feinsten Nadeln und Fetzen nicht nur den Sericitschmitzen beigemischt, sondern auch innerhalb der Quarzmasse feinst verteilt. Im Vergleich zu den Sericitlagen, die eine gewisse Parallelanordnung erkennen lassen, ist er dem Schliff regellos eingestreut.

Turmalin, in kleinen bis mittleren idiomorphen Individuen, ist sehr stark vertreten. In Nestern gehäuft oder in Ketten angeordnet durchzieht er das Gestein. An einer Stelle konnte sogar eine deutliche S-förmige Konzentration beobachtet werden. (Siehe Fig. 8.) Eher selten sind Apatit und Rutil, der letztere als kleine, feine Nadelchen. Kalzit kann mancherorts als Zwischenfüllmasse vorhanden sein.

Ein etwas abweichendes Schliffbild zeigt ein Radiolaritvorkommen an der Basis des Schalihorns über den Felsen des Hohllichts. Dieses steht hier einerseits mit kalkig-tonigen Bündnerschiefern und anderseits mit Ophiolithen in engstem Kontakt.

Die Korngrösse des Quarzes liegt zwischen 0,034 und 0,17 mm, was gut mit den bisher festgestellten Daten übereinstimmt. Quarz als Hauptgemengteil bildet ein granoblastisches Grundgewebe. Er wird durchzogen von dünnen parallelen Lagen, die aus Sericit und etwas nadelförmig beigemischt Chlorit bestehen. Streng an diese parallelen Stränge hält sich der häufig auftretende Epidot, der stellenweise die Hauptmasse der Lagen ausmacht. Vereinzelt gesellt sich ihm etwas Albit zu. Turmalin, Rutil und Apatit treten stark zurück. Ganz selten mengt sich auch etwas Zoisit bei. Kalzit in lagiger Anordnung als Zwischenfüllmasse ist in ziemlich grosser Menge vorhanden, was vor allem auf die unmittelbare Nachbarschaft mit Kalkphylliten zurückgeführt werden muss und auf eine gewisse tektonische Verknetung hindeutet.

Endlich konnten in einem schon eher als Ophiolith anzusprechenden Schliff randlich feinste, pigmentierte Quarz-lagen festgestellt werden. Das Pigment, soweit es sich wegen seiner extremen Feinheit bestimmen lässt, besteht aus dünnsten Sericit-nadeln und

Chlorit-blättchen, wie dies auch bei den Radiolarien-Spuren führenden Radiolariten der Fall ist. Der übrige Mineralbestand setzt sich zusammen aus Epidot, Zoisit, Albit, worauf aber bei der Besprechung der Ophiolithe noch näher eingetreten wird.

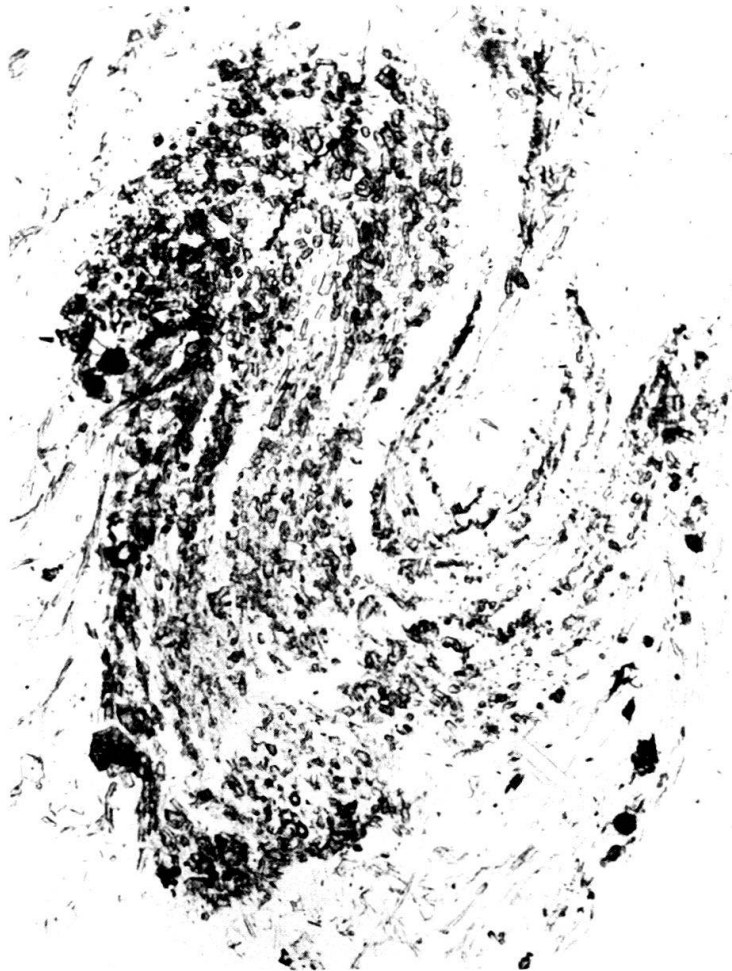


Fig. 8. S-förmiger Turmalinschwarm im metamorphen Radiolarit
(Äuss. Barrhorn 3610.0).

Aus den Dünnschliffen geht hervor, dass es sich bei diesen Radiolariten in der Hauptsache um metamorph veränderte Gesteine handelt, die in den seltensten Fällen im mikroskopischen Bild ihren hornfelsenartigen Charakter mit Spuren von Radiolarien beibehalten haben. Auf eine eindeutige Stoffzufuhr weisen neben Turmalin, Rutil, Apatit auch die zahlreichen Epidot-Zoisit-Albit-Einlagerungen hin; dies speziell in den randlichen Partien gegen die Ophiolithe. Die vorkommenden Mineralkombinationen lassen eindeutig auf eine ophiolithische Stoffzufuhr schliessen; sind doch gerade Epidot-Zoisit-Albit-Turmalin-Rutil-Apatit die hauptsächlich auftretenden Mineralien der Ophiolithen des Untersuchungsgebietes. Die Annahme einer ophiolithischen Infiltration wird noch bestärkt durch die peinlich genaue Anordnung in parallele Lagen, die auf einer ursprünglich schon vorhanden gewesenen Schichtung beruht, der entlang die Mineralbildung durch Stoffzufuhr stattfand.

Die Verteilung dieser Mineralassoziationen innerhalb der Radiolaritvorkommen scheint einer gewissen Gesetzmässigkeit unterworfen zu sein, die auch an an-

deren Orten (ophiolithische Einschaltungen in der Trias der Barrhorn-Serie; Kontakt der Bündnerschiefer mit Grüngesteinen der Hühnerknubel-Decke) beobachtet werden konnte.

In direkter Kontaktnähe, wo die tatsächliche Überlagerung der Radiolarite durch Grüngesteine nachgewiesen ist, herrscht die Mineralkombination *Epidot-Zoisit-Albit* vor und *Turmalin-Rutil-Apatit* treten fast gänzlich zurück. In den Typen, die randlichen Partien der Radiolarite gegen die liegenden Bündnerschiefer hin entsprechen und bei denen eine Überlagerung durch Ophiolithe nicht mehr beobachtet werden kann (Barrhorn-Gruppe), da sie der Erosion zum Opfer gefallen sind, tritt die erstgenannte Mineralvergesellschaftung (*Epidot-Zoisit-Albit*) vollständig zurück, ja in den meisten Fällen fehlt sie vollständig gegenüber *Turmalin-Rutil-Apatit*, die hier eine dominierende Stellung einnehmen.

Diese Paragenesen schliessen sich aber nicht gegenseitig aus, wie das Nebeneinander-vorkommen speziell in Kontaktnähe deutlich zeigt. Es scheint indes, dass der Mineralgruppe *Turmalin-Rutil-Apatit* die Fähigkeit weiterer Wanderungen eher zukommt als den *Epidot-Albit*-lösungen.

Verbiegungs- und Verfaltungserscheinungen bis in den Mikrobereich (*Turmalin* in S-Form) runden das Bild eines stark strapazierten Gesteines ab, das nicht nur durch die Ophiolithe, sondern auch durch Dislokationsmetamorphose umgewandelt wurde. So lässt sich eine unterschiedliche Korngrösse des Quarzes feststellen. Auf der einen Seite extrem-feines, schwach bis stark pigmentiertes Korn, auf der andern Seite regelmässiges, mittelgrobes Quarzkorn ohne Spur einer Pigmentierung, deutet auf eine Umkristallisation hin, zumal die beiden Extreme durch mannigfaltige Übergänge miteinander verbunden sind.

Für eine genauere stratigraphische Einordnung lassen sich die gefundenen Spuren von Radiolarien nicht verwenden, und man muss sich auf lithologische Vergleiche mit Radiolaritprofilen aus dem penninischen und aus dem unterostalpinen Raum Bündens stützen.

Deutliche Analogien zeigen sich nicht nur zu den Radiolariten aus dem Oberhalbstein, die von GEIGER (Lit. 45) im Zusammenhang mit den dort auftretenden Erzlagerstätten bearbeitet wurden, sondern auch mit gleichartigen Sedimenten, wie sie durch die Studien STREIFF's (Lit. 152) aus der Martegnas-Serie bekannt sind. Der Ansicht dieses Autors, der durch Vergleiche mit den Radiolariten der Platta-Decke und den unterostalpinen Decken auf ein oberes Malm- (Tithon) bis höchstens unteres Kreidealter kommt, wird für die vorliegenden Vorkommen beigeppflichtet.

Aber auch aus den Westalpen sind seit längerer Zeit Radiolarite bekannt; es sei hier nur auf die Arbeiten von TERMIER und KILIAN (Lit. 158—160) hingewiesen.

Zur Bildungsgeschichte und der damit verbundenen Fragen — es sei erinnert an STEINMANN (Lit. 147ff.), den Vorkämpfer für die Ansicht der Tiefseebildung der Radiolarite, an H. P. CORNELIUS (Lit. 30), der eine gedrängte Zusammenfassung der verschiedenen Ansichten gibt, oder an die neueste Arbeit über diese Probleme von GRUNAU (Lit. 64, 65) — kann kein Beitrag geleistet werden, da die Radiolarite im Walliser Penninikum einerseits erst seit kurzer Zeit bekannt sind und anderseits nur in verschwindend geringer Mächtigkeit und hauptsächlich metamorpher Ausbildung vorliegen.

Mit den Radiolariten aus dem Val des Bagnes (Chanrion) zeugen sie für die weite Verbreitung dieser Gesteine auch innerhalb der Zone du Combin und bestätigen so die Ansicht R. STAUB's, dass „am Innenrand des Gesamtpenninikums“ — „eine weithin durch die Alpen durchstreichende, oberjurassische Radiolaritzone“ vorhanden sei (Lit. 136, S. 103).

3. DIE MESOZOISCHEN OPHIOLITHE DER HÜHNERKNUBEL-DECKE¹⁰⁾.

Die in diesem Abschnitt zur Besprechung kommenden Ophiolithmassen erstrecken sich als kontinuierliches Band an der Basis der Dent Blanche-Decke durch das ganze Untersuchungsgebiet.

E. ARGAND erkannte und kartierte erstmals diese weitverbreitete Grüngesteinszone, die er „filon couche“ nannte (Lit. 4). Im Kartierungsgebiet entfallen sie ausschliesslich auf seine „groupe de Tracuit“ und „groupe de Bies“, die sich in der Hauptsache aus Zoisit- und Chloritreichen Prasiniten zusammensetzen. Allerdings lässt er 1916 den Begriff „groupe de Tracuit“ wiederum fallen.

DIEHL (Lit. 33) blieb es vorbehalten, 1938 erstmals tiefschürfende Untersuchungen, die das ganze Problem der mesozoischen Ophiolithe der Combin-Zone betreffen, auszuführen. Seine Resultate wurden nicht nur im Wallis, sondern auch in Bünden (vgl. NABHOLZ) als Grundlage für das Studium der Grünschiefer-Serien verwendet.

In den letzten Jahren waren diese ophiolithischen Einschaltungen erneut der Gegenstand detaillierter Untersuchungen, einerseits im Massiv der Diablons durch GÖKSU, anderseits in der Zermatter-Schuppenzone durch GÜLLER.

GÖKSU gliederte die Ophiolithvorkommen seines Untersuchungsgebietes in reine Prasinite, Prasinite mit hohem Kalkgehalt und Kontaktgesteine, eine Gliederung, die grosse Anklänge an analoge Erscheinungen von der Basis des Prasinitzuges bei Vals-Campo zeigt, wie sie von NABHOLZ (Lit. 98, Fig. 2, S. 71) abgebildet wurden. Ganz allgemein kann man die Gliederung von GÖKSU ohne weiteres in diejenige von NABHOLZ einfügen, die lediglich etwas genereller gehalten ist.

GÜLLER widmet den Grüngesteinen der „Zone des Hühnerknubel“ ein kurzes Kapitel und beschreibt darin die auftretenden Typen: Prasinite in den basaleren Partien, denen sich Zoisitamphibolite und Epidot-Chlorit-Plagioklas-Felse in den durch Bündnerschieferzüge getrennten hangenden Partien an die Seite stellen. Das Vorkommen eines Gabbros spricht er gemäss seiner Lage unter der Trias des „oberen Würmlizuges“ den Ophiolithen der tieferen Zermatter-Schuppenzone zu.

Endlich verweisen beide Autoren für Kontakterscheinungen mit dem Nebengestein auf die ausführliche Arbeit von NABHOLZ (Lit. 98), der sich noch die Studien von GANSSER (Lit. 44) und STREIFF (Lit. 152) zur Seite stellen lassen.

Die Untersuchungen der Ophiolithe im vorliegenden Arbeitsgebiet ergaben eine treffliche Übereinstimmung mit den Resultaten, sowohl von GÖKSU, wie auch von GÜLLER. Deshalb kann von einer eingehenden petrographischen Beschreibung der einzelnen Typen Abstand genommen werden. Wenn aber in den folgenden Abschnitten trotzdem nicht auf eine, wenn auch nur generelle Betrachtung dieser Grüngesteinszone verzichtet wird, so geschieht dies lediglich der Vollständigkeit halber und um die Zusammensetzung dieser Ophiolithe zwischen Zermatt und dem Turtmantal abzuklären, eine Zusammensetzung, die sich nach den Dünnschliffuntersuchungen eng an die von den beiden letztgenannten Autoren veröffentlichten Tatsachen anschliesst.

Da sich die gefundenen Typen, wie dies schon früher dargetan wurde, reibungslos der Gliederung GÖKSU's oder NABHOLZ einfügen lassen, wird hier, um keine Verwirrung zu schaffen, die Einteilung der mesozoischen Ophiolithe, wie sie der letztgenannte Autor in seiner Dissertation (Lit. 98) gibt, übernommen, wenn

¹⁰⁾ Was die Nomenklatur, Definition und allgemeine Angaben der Grüngesteine betrifft, stützen sich die vorliegenden Ausführungen auf die gründliche Arbeit von DIEHL (Lit. 33), der die Ophiolithe des Val d'Ollomont in ihrer petrographischen Zusammensetzung untersuchte.

auch der Typenreichtum im Untersuchungsgebiet, verglichen mit den Ophiolithen des Valsergebietes weit zurücksteht. Die Gliederung ist die folgende:

- a) **Reine Ophiolithe**
- b) **Durch Stoffaufnahme veränderte Ophiolithe**
- c) **Mischgesteine**

a) **Reine Ophiolithe.**

Am Aufbau der Grüngesteinszone zwischen Mettelhorn und Diablons beteiligen sich zur Hauptsache Prasinite, wie dies schon ARGAND und später GÖKSU an Hand von Dünnschliffuntersuchungen für sein Untersuchungsgebiet erkannte. Vereinzelt gesellen sich Zoisitamphibolithe und Epidot-Chlorit-Plagioklas-Felse hinzu, analog den durch GÜLLER beschriebenen Vorkommen am Hühnerknubel. Für die letztgenannten Typen findet sich in der Dissertation des Autors (Lit. 66, S. 134) eine ausführliche Schliffbeschreibung.

Bei den Prasiniten des Arbeitsgebietes handelt es sich makroskopisch um teils massige, teils deutlich verschieferte Gesteine von hell- bis tiefgrüner Farbe, deren schwache Bänderung durch lagenweises Auftreten von Albit- und Chlorit-Epidot-reicheren Schichten hervorgerufen wird. Die Körnung ist mittelgrob bis fein.

Im Dünnschliff zeigt sich ein filziges Grundgewebe von Chlorit und Hornblende, wobei sich der erstere meistens aus der strahlenartigen, nadeligen Hornblende entwickelt hat. Epidot und Zoisit treten in wechselnder Häufigkeit in teils xenomorpher, teils idiomorpher Ausbildung auf. Albit in gerundeter Form und häufig verzwilligt, bedingt die Prasinitstruktur. Auffallend ist die in einzelnen Schliffen festgestellte Durchspiessung der Albitporphyroblasten durch nadelige Hornblende, eine Erscheinung, auf die erstmals DIEHL bei den Prasiniten des Val d'Ollomont hinwies.

In einzelnen Schliffen bemerkt man eine lagige Anreicherung von Titanit, der vor allem an den Chlorit gebunden ist.

Sericit in feinblättrigen Lagen findet sich eher selten. Auch Quarz in kleinen linsigen Aggregaten kann stellenweise beobachtet werden. Kalzit als Zwischenfüllmasse ist mit wechselnder Beteiligung vertreten.

Für diese Prasinite, welche nach Dünnschliffvergleichen analog den von GÖKSU beschriebenen Typen sind, hat dieser mehrere Analysen anfertigen lassen, die auf ein gabbroides, im speziellen auf ein miharaitisch-c-gabbroides Magma hinweisen (GÖKSU, loc. cit. S. 69 ff.).

Von diesem allgemeinen Prasinittypus, dessen Mineralbestand zwar von Schliff zu Schliff in der Zusammensetzung grösseren Schwankungen unterworfen ist, unterscheiden sich deutlich lokale Vorkommen von hellgrünen bis stellenweise weissgrauen, schieferigen Gesteinen, die keine ausgesprochen lagige Textur wie die Prasinite zeigen.

Unter dem Mikroskop erkennt man neben der nadelartig ausgebildeten Hornblende, die eng verbunden ist mit Chlorit-schüppchen und Sericit-blättchen, ein beträchtliches Vorherrschen von idiomorphem Zoisit, während der Epidot mengenmässig stark zurücktritt. Albit bis Oligoklas ist in grosser Zahl als gerundete Individuen vorhanden und kann des öfters zu grösseren Komplexen zusammentreten. Titanit und Apatit lassen sich stellenweise deutlich erkennen. Als Erze gesellen sich Pyrit und Hämatit hinzu.

Diese schwachgrünen, verschieferten Typen sind als Äquivalente der Zoisitamphibolithe GÜLLER's zu betrachten. Ihre Verbreitung im Untersuchungsgebiet ist allerdings sehr beschränkt.

Serpentin, Talkschiefer oder laminierte Gabbros wurden nirgends festgestellt.

Zusammenfassend geht aus den Dünnschliffuntersuchungen hervor, dass es sich bei den vorliegenden Prasiniten zur Hauptsache um Epidot-Albit-Chlorit-, Hornblende-Albit-Chlorit-, Epidot-Zoisit-Chloritschiefer handelt.

b) Durch Stoffaufnahme veränderte Ophiolithe.

Unter diesem Begriff werden Gesteinstypen zusammengefasst, die durch Stoffaufnahme (Infiltration) einen Mineralbestand aufweisen, welcher sich von dem eines reinen Prasiniten stark entfernt.

Der Hauptvertreter dieser Gruppe stellt ein kalkreicher Prasinit dar, der sich überall im Kartierungsgebiet gegen den Liegendkontakt der Grüngesteinszone einschaltet (Aufbrausen beim Betupfen mit HCl). Makroskopisch zeigt sich gegenüber den reinen Prasiniten fast kein Unterschied, ausser der oft etwas porösen Anwitterungsfläche, was auf ein Herauslösen der Kalkpartien durch Witterungsvorgänge zurückzuführen ist. In ihrer makroskopischen Ausbildung, wie auch im Dünnschliffbild, stellen sich diesen Ophiolithen analoge Vorkommen von den Diablonen (durch GÖKSÜ unter dem Abschnitt „Prasinite mit hohem Kalkgehalt“ zusammengefasst) eng zur Seite.

Im Schliffbild zeigt sich eine feinkörnige Grundmasse, bestehend aus Chlorit und Epidot, wobei der letztere vor allem bei grösseren Individuen Zonarstruktur zeigt. Zoisit tritt stark zurück, ist aber stellenweise in Nestern gehäuft und leicht erkennbar an seiner blauen Farbe bei gekreuzten Nicols. Albit als gerundete Körner und in Zwillingbildung tritt ziemlich häufig auf. Was das Schliffbild, das ohne weiteres noch als Chlorit-Albit-Epidotschiefer bezeichnet werden könnte, besonders auszeichnet, ist der sehr hohe Gehalt an Kalzit als Zwischenfüllmasse, der dem Gestein unter dem Mikroskop ein eigenes Gepräge verleiht.

NABHOLZ (Lit. 98) erklärt diesen hohen Kalkgehalt durch eine starke Stoffaufnahme aus den nahe gelegenen Bündnerschiefern. GÖKSÜ beschreibt sogar das Auftreten von eigentlichen Marmorlinsen innerhalb dieser Prasinite, was allerdings im vorliegenden Arbeitsgebiet nirgends festgestellt werden konnte.

Ganz vereinzelt erscheinen neben diesem weitverbreiteten Typus auch quarzreichere Prasinite.

c) Mischgesteine.

In dieser letzten Gruppe, die mit der vorhergehenden in engem Zusammenhang steht, sollen Erscheinungen aus der Kontaktzone Ophiolith-Nachbargestein besprochen werden.

Besonders NABHOLZ (loc. cit.) unterzog diese Phänomene in seiner Dissertation detaillierten Untersuchungen, worauf mit Nachdruck hingewiesen sei, da eine eingehende Bearbeitung dieses Problemkreises nicht zur allgemeinen Aufgabenstellung dieser Arbeit gehört.

Der Vollständigkeit halber aber seien einige Beobachtungen hier trotzdem aufgeführt.

Kontaktzonen zwischen Radiolarit und Ophiolith wurden schon im Abschnitt der metamorphen Radiolarite erwähnt und besprochen. Zu jenen Ausführungen gesellt sich hier noch das Schliffbild eines Gesteines, das makroskopisch sofort als Ophiolith angesprochen werden muss. Hellgrüne bis kräftiggrüne Farbe und ein matter Seidenglanz auf den schwach ausgeprägten Schichtflächen lassen auf einen erheblichen Chlorit-Sericitgehalt schliessen.

Unter dem Mikroskop zeigt sich das Bild eines Prasinites. Sericit-Chlorit bildet ein filziges Grundgewebe, dem sich neben dem vorherrschenden Epidot in idiomorpher Ausbildung noch Zoisit in nesterartigen Ansammlungen einlagert. Vereinzelt wurde auch etwas nadelige Hornblende festgestellt. Die einsprenglingsartigen gerundeten Albit-körner sind in der Mehrzahl verzwilligt.

Innerhalb dem prasinitischen Schliffbild stecken Quarz-reiche Partien, die sich nicht nur durch das extrem feine Korn (um 0,003 mm herum), sondern auch durch die intensive Pigmentierung auszeichnen, eine Ausbildung, die nur in Schliffen mit Radiolarien-Spuren beobachtet werden konnte. Soweit die Feinheit des Pigmentes eine Bestimmung zulässt, setzt sich diese aus feinsten Sericit-blättchen und Chlorit-schüppchen zusammen, was mit den an den Radiolariten gemachten Feststellungen übereinstimmt (siehe S. 106 ff.). Wenn auch keine Spuren von Radiolarien vorhanden sind, steht doch die Natur dieser sehr feinen Zwischenschaltungen ausser Zweifel.

Aus den vorliegenden Schliffbeschreibungen geht hervor, dass in diesem eher als Ophiolith anzusprechenden Gestein noch Fetzen von Radiolarit vorhanden sind, so dass zu Recht die Bezeichnung Mischgestein verwendet wird.

Neben dieser Erscheinung liegt in den verschiedensten Profilen eine innige Wechsellagerung von Ophiolith und Bündnerschiefer vor. Millimeter- bis dezimeterdicke Lagen von schwarzen, feinblättrigen Bündnerschiefer wechseln in lebhafter Abfolge mit grünen, verschieferten Gesteinen, wobei sich diese Stränge in horizontaler Richtung oft schon auf kurze Distanz wieder verlieren.

Unter dem Mikroskop zeigt sich eine ausgesprochene strangartige Anordnung von Ophiolith- und Bündnerschiefer-lagen. In den ersteren erkennt man neben der Grundmasse von Chlorit und Sericit zonargebauten Epidot und Zoisit in beträchtlicher Menge. Der gerundete Albit ist reich an Einschlüssen, bei denen Epidot vorherrscht. Kalzit in grosser Menge bildet linsenartige Aggregate.

Neben diesen prasinitartigen Lagen, die ziemlich scharf begrenzt sind, hebt sich der Bündnerschieferanteil durch die kräftige, schwarze Pigmentierung stark hervor. Die einzelnen mehr oder weniger dicken Sericit-stränge enthalten parallelangeordnete Linsen von Quarz. Turmalin, Rutil und Apatit treten mengenmässig eher etwas zurück.

In den Sericit-lagen erscheinen, vor allem randlich, zahlreiche idiomorphe Epidot-kristalle.

Diese Mischgesteine lassen sich den Ophi-Stromatiten von NABHOLZ vergleichen, für deren Bildung er in erster Linie eine „Infiltration ophiolithogener Lösungen ins Nachbargestein“ verantwortlich macht.

d) Das Alter der Ophiolithe der Zone du Combin.

Wenn auch der enge Rahmen des Untersuchungsgebietes und das spärliche Auftreten der Ophiolithe keine genaue Altersbestimmung zulassen, so gelingt es doch, aus den stratigraphischen Verbandsverhältnissen einige Hinweise herauszulesen.

Im Verlauf der Untersuchungen, der die Zone du Combin des Kartierungsgebietes aufbauenden tektonischen Elemente, wurden Ophiolithe sowohl in der Mischabel-Decke, Barrhorn-Serie, wie auch in der Hühnerknubel-Decke nachgewiesen. Die an sich Grüngesteins-reiche Hörnli-Zone (vgl. GÜLLER 1948) ist im untersuchten Gebiet, nördlich des Mettelhorns, frei von Ophiolithen.

In der Mischabel-Decke erscheinen die lagenartig angeordneten Prasinite immer im Verband mit den als Karbon bezeichneten Graphitphylliten, so dass über ihr prätriadisches Alter kein Zweifel besteht.

Die in den Bänderkalken der Barrhorn-Serie eingelagerten Chlorit-(Epidot-Zoisit-) Schiefer sind sicherlich mesozoisch und lassen sich am ehesten

mit den obertriadisch-infracjurassischen Ophiolithintrusionen der Westalpen (ROUTHIER, Lit. 107) parallelisieren. Möglicherweise kann diese Grüngesteinszwischenlage direkt auf ein Raibler-Niveau hindeuten.

Die grösste Bedeutung aber kommt den Ophiolithen der Hühnerknubel-Decke zu, in denen schon frühzeitig Äquivalente der Platta-Ophiolithe Bündens erkannt wurden (STAUB). Diesen sprachen R. STAUB (Lit. 120) und H. P. CORNELIUS (Lit. 24) vor mehr als 30 Jahren schon kretazisches Alter zu. In jüngerer Zeit stützen GANSSER (Lit. 44), durch Beobachtungen an den Grüngesteinen aus der Misoxermulde und STREIFF (Lit. 152) durch Detailuntersuchungen in seiner Martegnas- und Curvèr-Serie diese Alterszuordnung.

Wie liegen nun die Verhältnisse im zur Diskussion stehenden Arbeitsgebiet? Der Kontakt Radiolarit-Ophiolith erinnert stark an Feststellungen, die STREIFF aus dem Ostschams meldet. Zwar fehlen Kontaktminerale (Granat, Diopsid, Vesuvian im Sinne von „Leitminerale“) vollständig. Auch die vom letztgenannten Autor beschriebenen Alkali-Hornblende-Radiolarite wurden nirgends beobachtet. Trotzdem liegt in den Radiolariten eine erhebliche Stoffzufuhr und Metamorphosierung von seiten der Grüngesteine vor.

Während die Bündnerschiefer infolge ihres unbestimmbaren Alters für eine stratigraphische Horizontierung der Ophiolithe nicht in Frage kommen, stellen die Radiolarite des Untersuchungsgebietes mit ihrem oberen Malm- bis Unterkreidealter den jüngsten, relativ sicheren Horizont dar, der von den Ophiolithen überlagert wird.

Dieses einzige, relativ beweiskräftige Kriterium deutet auf ein Alter der Grüngesteine im Sinne STAUB's oder CORNELIUS hin. Ob ihre Entstehung gleichzeitig mit den Radiolariten oder erst nachher stattfand, kann nicht entschieden werden.

CORNELIUS hat diesen ganzen Fragenkreis treffend im Schlusswort seines Kapitels über die Ophiolithe charakterisiert: „Alles in allem befindet sich demnach das geologische Problem der Ophiolithe in einem Stadium gleich einer mangelhaft entzifferten Inschrift in unbekannter Sprache: wir glauben Wörter und Sätze lesen zu können, aber sie widersprechen sich noch häufig und das Ganze gibt noch keinen befriedigenden Sinn“ (Lit. 30, S. 288), eine Ansicht, die auch heute noch zu Recht besteht.

D. DIE TEKTONIK DER ZONE DU COMBIN.

I. Allgemeines.

Vorgängig der regionalen Besprechung seien hier in aller Kürze die beiden Interpretationen über den Aufbau der Zone du Combin und der damit verbundenen Zermatter-Schuppenzone durch ARGAND und R. STAUB skizziert.

ARGAND gliederte 1909 (Lit. 4) erstmals die Combin-Zone in drei voneinander unabhängige Gruppen. Die erste betrachtet er als die Sedimenthülle der Bernhard-Decke. Die mittlere wird durch selbständige von SE herkommende Falten gebildet und in der dritten sieht er den Verkehrtchenkel der Dent Blanche-Decke. Im Zuge seiner jahrzehntelangen Forschung ändert er dieses tektonische Bild wie folgt: Die mittlere Gruppe löst ARGAND in zwei verschiedene Züge auf, welche er treffend mit „faisceaux vermiculaires“ vergleicht. In verkehrter Lagerung zieht der „untere Würmlizug“, von der Unterseite der Mischabelrückfalte ausgehend, als rückgestülptes Faltengebilde der Bernhard-Decke weit nach Süden, biegt im Val Touranche nach N um und erreicht die Schweiz wiederum als „oberer Würmlizug“