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 Turtmanntal (Wallis)

Autor: Iten, Werner B.

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: 01.10.2025

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

ECLOGAE GEOLOGICAE HELVETIAE
Vol. 41, N° 2 — 1948

Zur Stratigraphie und Tektonik der Zone du Combin

zwischen Mettelhorn und Turtmanntal (Wallis).

Von **Werner B. Iten**, Unterägeri (Zug).

Mit 18 Textfiguren und 8 Tafeln (V–XII).

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Vorwort 144

A. Einführung 145
I. Geographische Übersicht 145
II. Geologische Übersicht 147
III. Historischer Rückblick 148
IV. Problemstellung 151

B. Die Stratigraphie der Zone du Combin 152
I. Die Sedimenthülle der Mischabel-Decke 154
1. Die obersten Casannaschiefer 154
2. Die paläozoischen Sedimente der Mischabel-Decke 156
a) Das Karbon 156
b) Das Perm 160
3. Die triadischen Gesteine der Mischabel-Decke 164
a) Die untere Trias (Buntsandstein und Rötniveau) 164
b) Die mittlere Trias 168
4. Die posttriadischen Gesteine der Mischabel-Decke 171
a) Die Basisbreccie 171
b) Kalkige Bündnerschiefer 172

II. Die Hörnli-Zone 172
1. Die kristalline Basis der Hörnli-Zone 173
2. Die Trias 174
3. Die Bündnerschiefer 175
4. Radiolarit-ähnliche Schiefer 175

III. Die Barrhorn-Serie 177
1. Die mittlere und obere Trias 178
a) Die Dolomite 178
b) Die Bänderkalke 178

Seite

2. Das Rhät 181
3. Die posttriadischen Gesteine der Barrhorn-Serie 181
a) Die Marmore des unteren und mittleren Lias 181
b) Die Sericitmarmore („marbres feuilletés" Argands) 184
c) Die schwarzen Tonschiefer („Nolla-Schiefer") 185
4. Die ophiolithischen Einschaltungen der Barrhorn-Serie 185
a) Die Ophiolithe 185
b) Die Vererzungszone 187

IV. Die Hühnerknubel-Decke 187
1. Die Trias der Hühnerknubel-Decke 188
a) Tafelquarzit 188
b) Graue und helle Kalke 189
c) Rauhwacke 189
2. Die posttriadischen Gesteine der Hühnerknubel-Decke 190
a) Die Bündnerschiefer 190
b) Die Radiolarite 195
3. Die mesozoischen Ophiolithe der Hühnerknubel-Decke 201
a) Reine Ophiolithe 202
b) Durch Stoffaufnahme veränderte Ophiolithe 203
c) Mischgesteine 203
d) Das Alter der Ophiolithe der Zone du Combin 204

C. Die Tektonik der Zone du Combin 205

I. Allgemeines 205

II. Regionale Tektonik 207
1. Der Südabschnitt (Mettelhorn-Gruppe) 207
2. Der mittlere Abschnitt (die E-Flanke des Weisshorns) 208
3. Der Nordabschnitt (Brunegghorn-Barrhorn-Stellihorn-Gruppe) 212
a) Das Brunegghorn 212
b) Schöllihorn–Inneres und Äusseres Barrhorn 213
c) Gässispitz und Stellihörner 217
4. Der Westabschnitt (Pipjitälli und Felseninsel P. 2913.4) 219

III. Zur Verbindung mit den Nachbargebieten 225
1. Die Zermatter Schuppenzone 225
a) Mettelhorn–Platthorn 226
b) Triftgebiet 227
2. Die Berge im Westen des Turtmanntales 229
a) Die Felseninsel P. 2913.4 und die Diablons 230
b) Frilihorn und Pas de Forcletta 230

D. Zur Faziesentwicklung der Zone du Combin 231

I. Die faziellen Unterschiede der einzelnen tektonischen Einheiten 232
1. Das Paläozoikum 232
2. Die Trias 232
3. Der Jura 234

II. Die fazielle Entwicklung der Trias 235
1. Die germanischen Faziesanklänge der Trias 235
2. Die ostalpinen Faziesanklänge der Trias 236

Seite

E. Zusammenfassung der wichtigsten Resultate 237

I. Stratigraphie 237

II. Tektonik 238

III. Schlussbemerkung 238

Literaturverzeichnis 239

Geologische Karten und Profile 245

Verzeichnis der Textfiguren.

Fig. 1. Die Schichtserie der Mischabel-Decke im Raume Mettelhorn–Diablons 157
Fig. 2. Die Schichtserie der Hörnli-Zone zwischen Mettelhorn und Weisshorn E-Grat . . 173
Fig. 3. Die Schichtserie der Barrhorn-Serie im Raume Mettelhorn–Diablons 177
Fig. 4. Mitteltriadischer Bänderkalk vom Brändji-Joch 179
Fig. 5. Die Schichtserie der Hühnerknubel-Decke zwischen Zermatt und den Diablons . 188
Fig. 6. Radiolarien-Spuren in einem Radiolarit der Hühnerknubel-Decke (Weisshorn E-Grat P. 3295) 196
Fig. 7. Ausschnitt einer feinkörnigen Radiolaritpartie (Weisshorn E-Grat P. 3295). Ringförmige Radiolarienspur 197
Fig. 8. S-förmiger Turmalinschwarm im metamorphen Radiolarit (Äuss. Barrhorn 3610.0) 199
Fig. 9. Stratigraphische Profile durch die Zone du Combin im Hohlichtkessel (Weisshorn E-Flanke) 209
Fig. 10. Profil am Weisshorn E-Grat P. 3295 und am Brunegghorn 3838 211
Fig. 11. Die Zone du Combin in der Schöllihorn E-Wand und am Bruneggjoch P. 3365 . . 214
Fig. 12. Ansichtsskizze der Klippe P. 3200 von Süden (Äuss. Barrhorn 3610.0) 216
Fig. 13. Basisprofile auf der E-Seite des Inn. Stellihorns 3409.5 217
Fig. 14. Ansichtsskizze der Stellihorngruppe von Norden (Wasenhorn 3343) 219
Fig. 15. Stratigraphische Profile durch die Schuppenzone im Pipjitälli und durch die Felseninsel P. 2913.4 222
Fig. 16. Die Schuppenzone der Hörnli-Zone zwischen Mettelhorn und Platthorn 227
Fig. 17. Die Basis der Hühnerknubel-Decke im Triftgebiet 228
Fig. 18. Die stratigraphische Gliederung der verschiedenen tektonischen Einheiten 233

Verzeichnis der Tafeln

Taf. V. Fig. 1. Tektonische Karte der Zone du Combin zwischen Mettelhorn (Zermatt) und Turtmanntal (Wallis) 1:75000.
Fig. 2. Die Verteilung der geologischen Aufrisse zwischen Mettelhorn und Turtmanntal 1:150000.

Taf. VI. Mettelhorn von N.

Taf. VII. Weisshorn von SE.

Taf. VIII. Weisshorn von E.

Taf. IX. Brunegghorn von E.

Taf. X. Brunegghorn–Barrhörner–Stellihorn von E.

Taf. XI. Brunegghorn–Barrhörner–Stellihorn von NW.

Taf. XII. Felseninsel P. 2913.4 und Gässi von NW.

Vorwort.

Auf Anregung meines Lehrers, Herrn Prof. Dr. R. STAUB, begann ich 1945 mit den geologischen Untersuchungen der Berge zwischen Zermatt und dem Turtmanntal, deren Resultate in der vorliegenden Dissertation zusammengefasst sind.

Die Weisshorn-Barrhorn-Gruppe stellt das Verbindungsstück zwischen den Arbeitsgebieten GÖKSU's (Lit. 59) und GÜLLER's (Lit. 66) dar. Die Sommermonate der Jahre 1945—47 wurden für die Terrainaufnahmen verwendet, während die Auswertung des umfangreichen Gesteins- und Schliffmaterials in den jeweiligen Wintermonaten am Geologischen Institut der ETH. erfolgte. Als Standquartiere standen mir neben der Topali-, Turtmann- und Weisshornhütte (SAC.) auch das Berghaus im Trift ob Zermatt zur Verfügung.

Für die Kartierung wurde als Grundlage eine Vergrösserung 1:10000 der Normalblätter 547 (Montana-E), 548 (Visp-W) und 568 (Mischabel-W) der Landeskarte der Schweiz 1:50000 benützt. Daneben erfolgte die vollständige photogeologische Aufnahme des Arbeitsgebietes auf die von der Eidg. Landestopographie in Bern zur Verfügung gestellten terrestrischen Aufnahmen.

Die photogeologische Ausarbeitung der geologischen Aufrisse (Tafel VI—XII) wurde am Geodätischen Institut der ETH. durchgeführt. Die hiefür notwendige Auswertung an den Stereoautographen Wild A_2 und A_6 beanspruchte die Wintermonate 1947/48. Die von der Eidg. Landestopographie in Bern zur Verfügung gestellten photographischen Platten gestatteten allerdings nur eine grossmaßstäbliche Auswertung. Für die Verteilung der Aufnahmestationen und die Bereiche der einzelnen Aufrisse im Untersuchungsgebiet dient als Übersicht die kleine Skizze auf Tafel V, Fig. 2, während sich die jeweiligen Angaben über Stationshöhe und Auswertungsgerät auf den betreffenden Aufrissen finden.

Die Mikrophotographien der Radiolarien-Spuren der Textfiguren 6, 7 und 8 wurden in verdankenswerter Weise von Herrn J. AICHINGER hergestellt.

Grossen Dank schulde ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. R. STAUB, der mich auf zahlreichen Exkursionen und in vielen Diskussionen mit den mannigfaltigen Problemen der allgemeinen Alpengeologie und im speziellen mit den Fragen penninischer Stratigraphie und Tektonik vertraut machte. Mit seinen umfassenden Kenntnissen alpiner Geologie und durch wertvolle Anregungen trug er zum Gelingen dieser Arbeit Wesentliches bei.

Ebensosehr zu Dank bin ich Herrn Prof. Dr. A. JEANNET verpflichtet, der es auf sich nahm, mich im August 1946 während zwei Wochen in das sicherlich nicht leicht begehbare Gelände der Turtmanntaler Alpen zu begleiten, der mir in Rat und Tat stets zur Seite stand und es an wohlwollenden Aufmunterungen nie fehlen liess.

Den Herren Prof. Dr. W. LEUPOLD und Dr. H. SUTER verdanke ich manchen wertvollen Hinweis bei der Ausarbeitung der Dissertation.

Am Geodätischen Institut der ETH., dessen Direktor, Herr Prof. Dr. F. C. BAESCHLIN, mir die Benützung der Stereo-Autographen in entgegenkommender Weise gestattete, überwachte Herr Dr. T. HAGEN die photogeologische Auswertung. Er übernahm das Einspannen der photographischen Platten in die Stereo-Autographen und stellte mir jederzeit seine Erfahrungen über photogeologische Arbeitsmethoden bereitwillig zur Verfügung, wofür ich ihm grossen Dank schulde.

Mit Herrn Prof. Dr. L. W. COLLET von der Universität Genf verbinden sich die angenehmen Erinnerungen meines dortigen Studienaufenthaltes, während welchem er meine geologische Schulung aufmerksam verfolgte und leitete.

Ältere und jüngere Studienkameraden, besonders die Herren Dr. J. Speck, Dr. E. Göksu, Dr. E. Witzig und R. Jäckli, trugen viel durch klärende Diskussionen zur Ausarbeitung der Dissertation bei.

Herrn Dr. W. Nabholz, Redaktor der Eclogae geologicae Helvetiae, bin ich zu grossem Dank verpflichtet für seine tatkräftige Unterstützung bei der Drucklegung der Dissertation.

Mit der Bevölkerung des Turtmann- und Mattertales, vor allem mit den Familien Lochmatter in St. Niklaus, Jäger in Turtmann und Bregy in Unter-Ems verbindet mich eine grosse Freundschaft und die angenehme Erinnerung an Sommertage auf hochgelegenen Alpen und an stille Stunden auf einsamen Hochgipfeln.

Zuletzt, aber um so herzlicher gilt mein aufrichtiger Dank allen jenen Menschen, welche mein Studium von der rein menschlichen Seite unterstützten und förderten, in erster Linie meinen Eltern.

A. EINFÜHRUNG.

I. Geographische Übersicht.

Das untersuchte Gebiet liegt auf der Ostseite der Weisshorn-Gruppe und deren Vorbergen in der Nordabdachung der Walliser Hochalpen. Zwei grosse Seitentäler, das Kartierungsgebiet begrenzend, erstrecken sich vom Rhoneufer nach Süden bis zu der riesigen Gletscherwelt der südöstlichen penninischen Alpen.

Es handelt sich um das Mattertal, das von Visp nach dem von den Hochgipfeln der Monte Rosa–Dent Blanche–Weisshorn-Gruppe umrahmten Talgrund von Zermatt hinaufführt und um das westlich davon aufsteigende, etwas kürzere, einsame Turtmanntal, das seinen Namen von dem an seiner Mündung gelegenen Dorf hat, und dessen Abschluss die jähen Abstürze der Diablons und die gewaltige Weisshorn-Pyramide bilden.

Die verschiedenen topographischen Grundlagen, deren sich die Arbeit bedienen muss, enthalten eine Reihe von Divergenzen.

So zeigt ein Vergleich der Landeskarte der Schweiz (das neueste Kartenmaterial) mit dem Topographischen Atlas der Schweiz (Siegfried-Karte) nicht nur grosse Unterschiede in der Geländezeichnung, sondern auch in den Flurnamen und Höhenangaben, was Anlass zu Missverständnissen geben kann, wenn man sich nicht im klaren ist, welche Bezeichnung zur Anwendung kommt[1]).

[1]) Anlass zu Verwechslungen besteht beispielsweise in den folgenden Fällen:

a) Im Topographischen Atlas der Schweiz wird der Gletscher in der Westabdachung des Brunegghorns noch als Brunegg-Gletscher und die vom Bishorn herunterkommende Eismasse als Turtmanngletscher bezeichnet, während die Landeskarte der Schweiz diese beiden Gletscher, die nur bei der Felseninsel P. 2913.4 zusammenhängen, gemeinsam als Turtmanngletscher aufführt.

b) Der auf der Landeskarte der Schweiz ohne Benennung aufgeführte Punkt 3499.8 führt auf dem Topographischen Atlas entsprechend der Bezeichnung durch die Einheimischen den Namen Schöllihorn.

c) Die auf der Landeskarte der Schweiz mit dem Namen Abberg-Gletscher eingezeichnete Gletschermasse zerfällt in zwei Hälften, einer nördlichen, eingerahmt durch das Inn. Barrhorn und das Schöllihorn, und einer südlichen, die sich an die nördliche anschliesst und gegen Süden durch das Brunegghorn abgeschlossen wird, welcher Tatsache der Topographische Atlas der Schweiz dadurch Rechnung trägt, dass er die nördliche Hälfte als Schölligletscher und die südliche als Abberg-Gletscher erwähnt.

Da die Geländewiedergabe der Landeskarte der Schweiz zufolge photogrammetrischer Auswertung sich am naturgetreuesten erweist, hält sich die Arbeit systematisch an deren topographischen Unterlagen, sowie Höhenangaben und Ortsnamen und verwendet lediglich die Flurnamen des Topographischen Atlasses in einigen besonderen Fällen, in denen dies der Natur der Sache zweckmässig erscheint.

Die vorliegende Studie übernimmt demgemäss vom Topographischen Atlas der Schweiz den Brunegg-Gletscher, der vom Brunnegghorn gegen Westen ins Turtmanntal hinabzieht, und beschränkt den Begriff Turtmanngletscher auf die von Süden (Col de Tracuit) herunterkommende Gletscherzunge, weil diese beiden Eismassen ihren Ausgangsort von zwei verschiedenen Gipfelmassen nehmen und auf ihrer ganzen Linie von einer mächtigen, durchziehenden Felsen-Barriere (Stierberg 3506.5) voneinander getrennt werden und nur in ihren untersten Ausläufern zusammenhängen.

Desgleichen dient es der Verdeutlichung, wenn für den namenlosen Punkt 3499.8 der neuen Landeskarte der Schweiz die lokale Ortsbezeichnung Schöllihorn, welche der Topographische Atlas erwähnt, beibehalten wird. Endlich erleichtert es die Stoffbehandlung, wenn die in der Landeskarte der Schweiz unter dem Sammelnamen Abberggletscher aufgeführte Eismasse, die durch die E-Kante des Schöllihorns in zwei unabhängige Teile getrennt und vom Inn. Barrhorn und vom Brunegghorn flankiert ist, in zwei Hälften aufgelöst wird, von denen der Topographische Atlas der Schweiz den nördlichen Teil Schölligletscher und den südlichen Teil Abberggletscher nennt.

Die Erwähnung dieser in Abweichung zur neuen Landeskarte der Schweiz vorgenommenen Umbenennungen in den vorerwähnten drei Ausnahmefällen erweist sich deshalb als unerlässlich, weil die betreffenden Lokalnamen im tektonischen Teil dieser Arbeit verwendet werden.

Die Begrenzung des untersuchten Gebietes kann im Gelände annähernd durch die nachfolgend genannten Punkte festgelegt werden: Der ungefähre Verlauf der Umgrenzung kann auch aus Tafel V, Fig. 1, abgelesen werden; die auf dieser Tafel enthaltenen Lokalitäten sind im untenstehenden Text kursiv gedruckt.

Im Osten läuft die Grenze vom südlichsten Punkt, dem *Mettelhorn* 3406.0, über die *Weisshornhütte SAC.* 2932–*Gross Kastel* 2828.7 zum *Brunegghorn NE-Grat* 3306.4[2]). Von hier aus durchquert sie, ungefähr auf gleicher Höhe bleibend, den Kessel des *Abberg-* und *Schölligletschers*, P. 3120 (südwestlich des Schwarzhorns 2989) und P. 2942 und führt über das *Distelgrätji* 3283 zur Mulde des *unteren* und *oberen Stelligletschers* P. 3066[3]) und endlich zum *Wasenjoch* dem nördlichst gelegenen Punkt des Untersuchungsgebietes.

Die Nordwestbegrenzung erstreckt sich vom *Wasenjoch* über das *Brändji-joch* am Westabfall des *Äuss. Stellihorns–Lange Egge* 2955 und 3077 zur *Turtmannhütte SAC.* 2635 und von da zur *Felseninsel* P. 2913.4, dem Vereinigungspunkt mit der Westgrenze.

Im Westen folgt die Begrenzung von der *Felseninsel* weg der mächtigen Zunge des *Brunegg-Gletschers* bis zum *Bisjoch* 3528. Von hier quert sie die gewaltige Ostflanke des *Weisshorns* über die Punkte 3471—P. 3152—P. 2986 und *Aeschen* 2652, um sich in der *Mettelhorn-Gruppe* mit der Ostabgrenzung zu vereinigen.

In geographischer Hinsicht zerfällt das Untersuchungsgebiet in einen südlichen und nördlichen Teil. Im ersteren liegt das Kartierungsgebiet vollständig

---

[2]) Vgl. Blatt 548 der Landeskarte der Schweiz 1:50000 (nordwestl. Ecke).

[3]) Vgl. Blatt 547 der Landeskarte der Schweiz 1:50000 (südwestl. Ecke).

in den Ostabstürzen der *Weisshorn-Gruppe;* die ihr vorgelagerten Bastionen erreichen eine durchschnittliche Höhe von 3200 m. Der letztere umfasst die ganze Gipfelgruppe zwischen dem hintersten *Turtmanntal* un dem *Mattertal.*

Trotz dieser geographisch eindeutigen Zweiteilung des Arbeitsgebietes, erschien es zweckmässig, im 2. Hauptteil dieser Arbeit (Tektonik der Zone du Combin) eine geographische Aufteilung in vier verschiedene Abschnitte vorzunehmen. Die einzelnen Gruppen sind im folgenden kurz beschrieben.

1. **Der Südabschnitt** (Mettelhorn-Gruppe). Dem Zinalrothorn östlich vorgelagert bilden *Mettelhorn* 3406.0 und *Platthorn* 3344 eine isolierte Gipfelgruppe.
2. **Der mittlere Abschnitt** (die E-Flanke des Weisshorns). Dem *Weisshorn* 4505.5 und dem *Schalihorn* 3974 sind die Kanzeln des Stockji und der *Weissen Schijen* 3323.5 vorgelagert, die durch den riesigen Gletscherkessel des *Hohlichts* von der Gruppe 1 getrennt werden.
3. **Der Nordabschnitt** (Brunegghorn–Barrhorn–Stellihorn-Gruppe). Während das *Brunegghorn* 3838 in seiner etwas isolierten Stellung den Übergang zur Weisshorngruppe darstellt, bilden *Schöllihorn* 3499.8–*Inn. Barrhorn* 3585–*Äuss. Barrhorn* 3610.0 eine erste wichtige Untergruppe, die gegen Osten in gewaltigen Abbrüchen ins *Mattertal* abstürzt. Westwärts baut diese Untergruppe den mit den Schuttmassen der Bündnerschiefer und Marmorkalken erfüllten Barrkessel auf, aus dem einzelne ruinenhafte Felsenburgen herausragen. In den Punkten 3365 und 3057 wird dieses grosse nach SW geneigte Trümmerfeld durch die Barrwände abgeschlossen, die aus dem Steinmeer des Pipjitälli emporsteigen. Anschliessend an diese Untergruppe, verbunden durch das Barrjoch 3267 überragen als letzte nördliche Zeugen der Zone du Combin, der *Gässispitz* 3410, *Inn. Stellihorn* 3409.5 und *Äuss. Stellihorn* 3405 den *oberen Stelligletscher* im Osten und die Steinwüsten des Pipji- und Brändjitälli im Westen, Gipfelbauten, die in ihrer Wildheit und Zerrissenheit an die pittoresken Formen der Dolomiten erinnern.
4. **Der Westabschnitt** (Pipjitälli und die Felseninsel P. 2913.4). Als letzte Gruppe, wenn auch geographisch mit dem Nordabschnitt aufs engste verbunden, sind die westlichen Barrwände (P. 3365 und 3057) im Pipjitälli und die *Felseninsel* P. 2913.4 zu betrachten, die den Übergang zu den *Diablons* und den Bergen im Westen des *Turtmanntales* bilden.

II. Geologische Übersicht.

Die geologische Umgrenzung des zu untersuchenden Gebietes war durch früher begonnene Studien und Aufnahmen des Geologischen Institutes der ETH. in Zürich bereits vorgezeichnet (siehe A. Güller, Lit. 66, und E. Göksu, Lit. 59) und liess sich somit naturgemäss mit einer folgerichtigen geographischen Begrenzung nicht in Einklang bringen. So fällt die geographische Westabgrenzung mit dem Überschiebungsrand der Dent Blanche-Decke, die Grenze gegen Osten und Nordwesten mit den obersten Casannaschiefern der Mischabel-Decke zusammen.

Das Untersuchungsgebiet wird ausschliesslich von der nach Argand (Lit. 4) benannten Zone du Combin aufgebaut, jener sehr komplexen mesozoischen Zone am Aussenrand der Dent Blanche-Masse.

Am Aufbau des Kartierungsgebietes, das sich im Süden, in der Mettelhorn-Gruppe, direkt an die Zermatter-Schuppenzone anschliesst, beteiligen sich neben mittel- und oberpenninischen Einheiten auch noch Elemente des Hochpenninikums und, allerdings nur als Grenzgebiet, solche des Unterostalpinen.

Im Verlauf der Untersuchungen, die Gegenstand der vorliegenden Studie sind, konnte folgende tektonische Gliederung aufgestellt werden, die der Übersicht halber hier vorweggenommen sei:

Unterostalpin	Dent Blanche-Decke
Hochpenninikum	Hühnerknubel-Decke
	Barrhorn-Serie („Ob. Würmlizug")
Oberpenninikum	Hörnli-Zone
Mittelpenninikum	Mischabel-Decke (Bernhard-Teildecke).

Über den nach Westen einfallenden Casannaschiefer des verhältnismässig ruhigen Rückenteiles der tiefsten tektonischen Grosseinheit, der Mischabel-Decke, folgen die mannigfaltigen Schichtglieder der zugehörigen Sedimenthülle, die im Westen in der Mulde des Pipji-Gletschers eine Zone intensiver Verschuppung bilden.

Als nächsthöhere tektonische Einheit von selbständigem Charakter — allerdings nur im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes — schiebt sich über die mittelpenninischen Quarzit-, Dolomit- und Bündnerschiefer-Serien ein nach Westen schnell auskeilender Span — die Hörnli-Zone, mit einer kristallinen Basis und machtvoll entwickelten, stark verschuppten Bündnerschiefermassen.

Über dieses oberpenninische Element im Süden und über die Bündnerschiefer der Mischabel-Decke im Norden legen sich in prachtvoller Entwicklung die Schichtreihen der Barrhorn-Serie. Im Westabschnitt und in der Stellihorn-Gruppe sind diese Dolomit-Kalkserien mit den liegenden Mischabel-Sedimenten innig verfaltet.

Dieser Vertreter des tieferen Hochpenninikums wird entlang dem Überschiebungsrand der unterostalpinen Dent Blanche-Decke von der obersten hochpenninischen Einheit — der Hühnerknubel-Decke — überlagert, die in der Barrhorn-Gruppe noch drei kleinere Klippen bildet. Sie zeichnet sich neben der schmächtigen, stellenweise ganz auskeilenden Triasbasis durch den Reichtum der verschiedenartig ausgebildeten Bündnerschiefer und Grüngesteine aus, zwischen denen auch eigentliche Radiolarite als typische Merkmale für den hochpenninischen Charakter dieser Einheit gefunden werden konnten.

Die Kernmasse der Dent Blanche-Decke, wie auch die Casannaschiefer-Serien der Mischabel-Decke sind eigentliches Grenzgebiet und wurden nur ganz generell untersucht.

Im ganzen Kartierungsgebiet fallen die Schichten mit ungefähr 25°—30° gegen Südwesten ein.

III. Historischer Rückblick.

Wenn auch das vorliegende Untersuchungsgebiet — die Berge zwischen Zermatt und dem Turtmanntal — verhältnismässig recht spät in der geologischen Literatur auftaucht, finden sich doch schon vereinzelte Beobachtungen im Schrifttum der Frühzeit geologischer Erforschung der Alpen.

Beim Studium der Literatur, die sich mit dem Penninikum im weiteren und engeren Sinne befasst, drängt sich unwillkürlich eine Zweiteilung der Entwicklungsgeschichte auf. Die Pionierzeit, mit Forschern, wie H. B. de Saussure, Studer, Escher von der Linth, Theobald und Gerlach, wird um die Jahrhundertwende von der langsam fussfassenden Deckenlehre abgelöst, die für immer mit den hervorragenden Namen eines Bertrand, Termier, Schardt, Lugeon und Argand — um nur einige der wichtigsten zu nennen — verbunden bleibt.

Wohl die früheste Beobachtung geologischer Natur aus dem Kartierungsgebiet stammt von ARNOLD ESCHER VON DER LINTH (Lit. 42), der auf seinen zahlreichen Reisen auch das Turtmanntal berührte. In seiner unveröffentlichten Sammlung von Panoramas und Gebirgsansichten, die im Archiv des Geologischen Institutes der ETH. in Zürich deponiert sind, findet sich unter der Nummer 546 A, Serie XII, eine Ansicht „aus der Blumetta Alp (heute Blumatt) am Westabhang des Turtmanntales gegen Osten, 21. Okt. 1841", deren verblassten Bleistiftnotizen zeigen, dass ESCHER die Kalknatur der Barrhörner, wenn nicht kannte, doch zum allermindesten schon vermutete. Die schwach nach S fallende Schichtung der Felseninsel zwischen dem Brunegg- und Turtmanngletscher ist treffend dargestellt.

Zehn Jahre später, 1851, erscheint B. STUDER's „Geologie der Schweiz" (Lit. 153). In den dem Wallis gewidmeten Abschnitten veröffentlicht er ein Profil durch die Zermatter Gegend, welches die Darstellung der Mischabelrückfaltung, nördlich von Zermatt deutlich zeigt. Allerdings deutete STUDER diese Umbiegung von flacher zu senkrechter Lagerung, gemäss der damaligen Anschauung, als zentraler Teil des Alpenfächers. In der Mettelhorn-Gruppe unterscheidet er eine Folge von Gneisen, Kalksteinen, grauen und grünen Schiefer, über deren Verlauf nach N er sich zwar nur in Vermutungen ausspricht.

Der Höhepunkt und zugleich auch der Abschluss der Pionierzeit ist mit dem Namen HEINRICH GERLACH wohl auf immer verbunden, jenem Forscher, der sein Leben geologischen Untersuchungen der penninischen Alpen widmete und nur allzu früh durch einen jähen Tod aus seinem fruchtbaren Wirken herausgerissen wurde.

In seinen umfassenden Schriften über die penninischen Alpen (Lit. 47—49) — die teilweise erst spät der Allgemeinheit zugänglich wurden, gibt er erstmals eine zusammenfassende petrographische und regionale Darstellung der verschiedenen Gesteinstypen. Er übertrug den Begriff „Casannaschiefer", wie ihn THEOBALD für kristalline Schiefer in Graubünden schuf, auf den Raum der Walliser Alpen; er stellte erstmals die Quarzite, deren er drei unabhängige Zonen unterscheidet, in die untere Trias und erwähnt auch verrucano-ähnliche Konglomerate (in Lit. 58). Für die Folge von schwarzen Tonschiefern, grauen Schieferkalken und sandigen Kalklagen, die STUDER Bündnerschiefer oder graue Schiefer nannte, prägte er in Anlehnung an LORY's „schistes lustrés calcareo-talqueux" den Namen Glanzschiefer und wies sie gesamthaft der Obertrias zu.

Von besonderer Bedeutung aber waren seine Karten (Dufourblatt XXII [Martigny–Aosta] und XXIII [Domo d'Ossola–Arona], Lit. 178—179) und Profile, durch die er zum eigentlichen Wegbereiter für die bald darauf einsetzende Deckenlehre wurde. Schon 1869 stellte er auf der Kartenbeilage zu seinem Werk „Die Penninischen Alpen" (Lit. 47) erstmals die mesozoische Zone rund um die damalige „Dent-Blanche-Zentralmasse" — die heutige Zone du Combin — in ihrer geographischen Ausdehnung richtig dar, doch verwirrt ihn das „stets widersinnige Einschiessen" dieser Schichten nach Süden, während er in der Monte Rosa-Gruppe Auflagerung beobachtet.

Die Ideengänge von MARCEL BERTRAND und H. SCHARDT bildeten den Beginn, der um die Jahrhundertwende machtvoll einsetzenden Lehre vom Deckenbau der Alpen. Schon 1901 erkennt LUGEON (Lit. 90) drei übereinanderliegende Gneisfalten im Simplongebiet.

In Zusammenarbeit mit E. ARGAND stellt er erstmals 1905 (Lit. 93) dem Jahr des Simplondurchstiches, in den penninischen Alpen die später als allgemein gültig anerkannte Deckenabfolge auf. Diese wird von oben nach unten in folgende Einheiten gegliedert:

7. *Nappe de la Dent-Blanche* (nappe VII)
6. *Nappe du mont Mary-mont Emilius* (nappe VI)
5. *Nappe du mont Rose-Grand-Paradis* (nappe V)
4. *Nappe du Grand Saint-Bernhard* (nappe IV)
3. *Nappe du Monte-Leone* (nappe III)
2. *Nappe du Lebendun* (nappe II)
1. *Nappe d'Antigorio* (nappe I), welche den im Fenster von Crodo erscheinenden Gneiskomplex überlagert.

Die einzelnen Deckenkerne werden durch tiefe mesozoische Synklinalzüge voneinander getrennt. Unter ihnen erlangen die Mulde von Roisan zwischen der Decke VII und VI, das Fenster von Châtillon-Zermatt und das durch mehrere tektonische Elemente aufgebaute mesozoische Band zwischen Aosta-Evolène-Brunegghorn-Zermatt-Saas-Weissmies eine grössere Bedeutung.

Ein Jahr später befasst sich ARGAND (Lit. 3) neben Fragen über Metamorphose mit dem Bau der Dent Blanche-Decke und verbindet sie mit der Zone Sesia-Lanzo.

1907 setzt sich C. SCHMIDT (Lit. 112) mit der Interpretation ARGAND-LUGEON eingehend auseinander. Der Kenner und Bearbeiter des Simplons verneint, abgesehen von der Dent Blanche-Scholle, die Richtigkeit des Begriffes „nappe" für die penninischen Alpen. Für ihn handelt es sich um liegende Falten und Muldenzüge. Die mesozoische Mulde zwischen Bernhard- und Dent Blanche-Decke benennt er Zinalmulde.

1908 erscheint ARGAND's „Carte géologique du massif de la Dent Blanche", die neben der Simplonkarte SCHMIDT's (Lit. 186) die erste Detailkartierung penninischer Regionen nach den neuen Gesichtspunkten der Deckenlehre darstellt. In dem ein Jahr später veröffentlichten Begleittext (Lit. 4) baut er die früheren Resultate von 1905/06 aus. Hier findet sich erstmals der Name „Zone mésozoïque du Grand Combin" oder kurz „Zone du Combin" für die Zinalmulde SCHMIDT's. Dent Blanche-Decke und Mont Emilius-Mont Mary vereinigt er zur „nappe VI", zu seiner Dent Blanche s. l. Seine in den beiden Arbeiten niedergelegte Gesamtkonzeption in stratigraphischer, wie auch tektonischer Hinsicht ist auf Jahre hinaus allgemein gültig.

In mehreren kleineren Arbeiten behandelt er 1911 (Lit. 5—8) verschiedene Probleme der Westalpen. Die Dent Blanche-Decke s. l. teilt er wieder auf in VI_1: Emilius, VI_2: Mary, und VI_3: Dent Blanche s. str. Auch versucht er eine tektonische Parallelisierung zwischen Wallis und Bünden (Lit. 5).

1913 erscheint FR. HERMANN's Studie (Lit. 72) über die Berge zwischen dem Turtmanntal und Val d'Anniviers, die sich eng an die ARGAND'sche Interpretation hält. Gleichen Ideen folgen auch WERENFELS (Lit. 165) mit seinen Untersuchungen im vorderen Vispertal, W. STAUB (Lit. 141—146) in mehreren kleinen Arbeiten über die Bernhard-Decke und HUANG (Lit. 81) in der Weissmies-Gruppe.

Zwischen 1912 und 1916 vervollständigt ARGAND seine Synthese in zahlreichen Publikationen (Lit. 9—11). Unter anderem gliedert er seine „groupe moyen" der Zone du Combin in einen unteren und oberen „Würmlizug" und nimmt für den ersten verkehrte Lagerung an.

1916 vermutet R. STAUB (Lit. 121) einen Zusammenhang zwischen Dent Blanche-Decke und rhätischer Decke. Der Nachweis gelingt ein Jahr später (Lit. 122), wobei eine Umbenennung der letzteren in Margna-Decke erfolgt.

Im umfassenden Werk — „Die Geologie der Schweiz" — übernimmt ALB. HEIM (Lit. 71) ARGAND's Synthese und gibt in gedrängter Form eine zusammenfassende Darstellung der bisherigen Kenntnisse.

R. STAUB (Lit. 126) schliesst sich 1924 in seinem „Bau der Alpen" mit nur geringen Abweichungen der Ansicht ARGAND's an.

1934 veröffentlicht ARGAND neben seiner „Carte géologique de la région du Grand Combin" (Lit. 173) im geologischen Führer der Schweiz (Lit. 13) die Gesamtkonzeption seiner penninischen Tektonik.

In den folgenden Jahren gehen besonders von R. STAUB neue Impulse aus, der die Verbindung Bünden–Wallis–Westalpen einer erneuten kritischen Betrachtung unterwirft.

Schon 1934 zweifelt er am penninischen Charakter der Dent Blanche-Decke (Lit. 129). Zwei Jahre später liefert er den Beweis für ihre Zugehörigkeit zum unterostalpinen Faziesbereich (Lit. 130).

1937 und 1942 (Lit. 134) stellt er die penninische Zone als ein Deckenland dar, das sich vom mittelländischen Meer bis über Bünden hinaus erstreckt. Eine Abtrennung der Bernhard-Decke von der Monte Rosa-Decke im Sinne ARGAND's, der die Saaser- mit der Zwischenbergmulde verband und so einen Bernhard-Wurzelstiel erhielt, oder eine nach Norden vorgreifende, deckentrennende Linie zwischen den Saaserzügen und der nördlichen Laquinmulde im Sinne HUANG's wird abgelehnt und als nicht bestehend betrachtet. Die so zusammenfallenden beiden Elemente vereinigt er unter dem Namen der Mischabel-Einheit.

Die Zone du Combin im Liegenden der Dent Blanche-Decke wird zum mittelhochpenninischen Schuppenwerk, eine Deutung, die noch durch Radiolaritfunde erhärtet wird (Lit. 136).

Dieser Ansicht schliesst sich P. BEARTH 1939 (Lit. 14) an. Sechs Jahre später — 1945 — verbindet er die Sedimente der Furggmulde mit denen der Zone von Zermatt (Lit. 16).

FR. ROESLI deutet in seiner Arbeitshypothese (Lit. 104) die penninische Dekkenabfolge in dem Sinne um, dass er die Lage der Monte Rosa- und Bernhard-Decke im Geosynklinalraum vertauscht, so dass die letztere in unmittelbare Nachbarschaft der unterostalpinen Dent Blanche-Decke zu liegen kommen würde.

Die durch Schüler des Geologischen Institutes der ETH. Zürich im Gange befindlichen Neuaufnahmen des Penninikums im Wallis und im speziellen der Zone du Combin liegen teilweise in den Dissertationen von E. GÖKSU (Lit. 59), A. GÜLLER (Lit. 66) und T. HAGEN (Lit. 68) vor, auf die später eingehender zurückzukommen ist.

Über die Mineralfunde in der näheren Umgebung des Kartierungsgebietes (Ni-Co-Mine Kaltenberg, Brändjitälli), die schon von GERLACH summarisch behandelt wurden (Lit. 49), orientieren nicht nur das Werk „Die Mineralien der Schweizeralpen" (Lit. 99) und H. HUTTENLOCHER's „Die Erzlagerstättenzonen der Westalpen" (Lit. 82), sondern auch die Detailstudie von GILLIÉRON (Lit. 57) über den Kaltenberg im Turtmanntal.

IV. Problemstellung.

Als Ausgangspunkt für diese Studie dienen die Untersuchungsergebnisse der Aufnahmen von GÜLLER (Lit. 66) und GÖKSU (Lit. 59), welchen die von R. STAUB in den „Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer" (Lit. 134) geäusserten Ansichten über die Struktur der Zone du Combin und der damit verbundenen Zermatter-Schuppenzone zugrunde liegen.

Die Problemstellung zur vorliegenden Arbeit ist eine zweifache. Auf der einen Seite gilt es, die STAUB'sche Interpretation über den Aufbau der Combin-Zone zu überprüfen und wenn immer möglich zu ergänzen. Andererseits handelt es sich

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. Anderseits 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 Schiefern 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 Untersuchungsresultate GÖKSU'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 Hühnerknubel-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 Altersskala liegt in der gewaltigen tektonischen Beanspruchung des Gesteinsmateriales, 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 Turtmanntal, 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 Sedimentssaum, 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 Schieferserien 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); anderseits 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 eigehend 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 GÖKSU'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. Albit-körner 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-ausgezogene 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 mesometamorphe 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 Gesteingruppen 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 Schiefern 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.

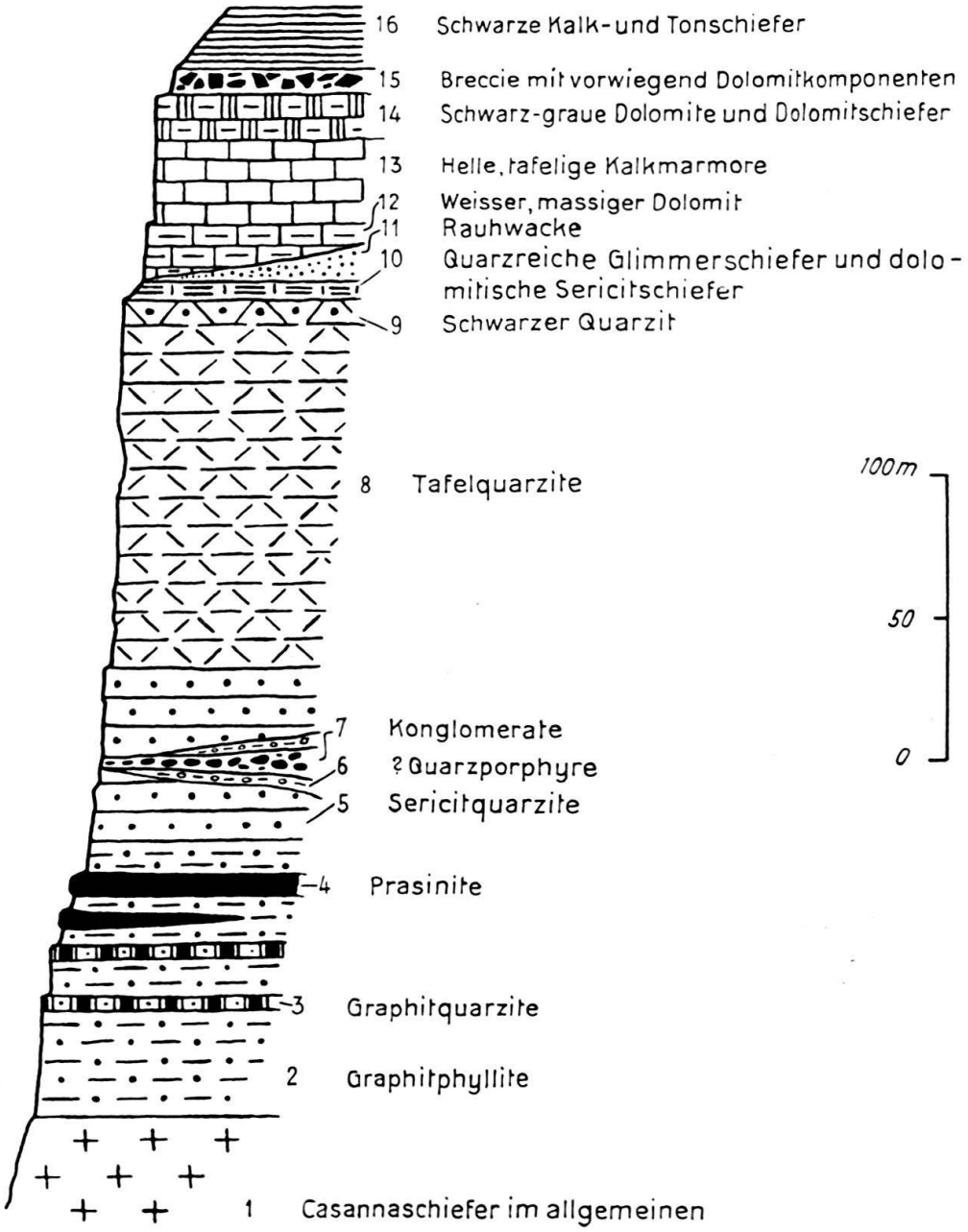


Fig. 1. Die Schichtserie der Mischabel-Decke im Raume Mettelhorn–Diablons.

Mit ihrer schwarzglänzenden, oft rostroten bis braunen Anwitterungsfarbe, wie auch durch den Gesamthabitus sind sie, wie dies von verschiedenen Autoren für analoge Vorkommen festgstellt wurde (GANSSER, 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-

zelnen 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 Prasinitstruktur (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 öftern 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 ophiolothischen 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 GANSSER (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 GANSSER 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 Pa-

läozoikum 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 verdienten, 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 Zertrümmerung (Kataklase) schliessen. Es konnten sogar vereinzelte 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 (Sericitnädelchen 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 Schwarzhörnlis 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 Sericithäutchen 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 Verrucanokonglomerate, 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 Mikroklins 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 Zerfallserscheinungen 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 Schliffbild. 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 Schliffbild 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 vereinzelten, 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 abschwellende 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 Rutil-nadeln, 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 Albit-körner, wohlgerundet mit schöner Zwillingsbildung und Kalzitausfüllung der Spaltrisschen. 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.

Zweifellos 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 anderseits, 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 Schiefern mit zwischengeschalteten Dolomitbänklein 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 Glimmerschiefern 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 Tafelquarziten 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 Schöllihorn–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 (Brunegghorn 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 diente 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 Stellihorn-Gruppe — das eine am Brändjijoch, das andere im Kessel des unteren Stelligletschers — ohne weiteres mit demjenigen der Brunegghorn 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 Rauhwacke sogar ein lagunäres Anisien darstellen, wie dies der letztgenannte Autor für seine Rauhwackenvorkommen 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. Vereinzelte 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 blossem 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 verschieferten Typen bemerkt man auf den Schichtflächen neben dem angereicherten Sericit eigentliche schwarze Tonhäutchen.

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 Rückenfaltungszonen 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 GÖKSU 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 Raiblerrauhwacke 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 Turtmanntal und dem Val d'Hérens) treten im Untersuchungsgebiet die posttriadischen Sedimente in den verschiedenen tektonischen Einheiten mehr oder weniger stark zurück[5]).

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–Schöllihorn-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 Ladiniens 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 Breccienvorkommen aus der Zermatter-Schuppenzone ein analoges Alter (Rhät — unt. Lias) an[6]) 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 Tonhäutchen, 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 kohligen 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 posttriadisches 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. 181ff.)

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 Bündnerschiefervorkommen, wie sie etwa GÖKSU 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 Turtmanntal 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 Südabschnitt

[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-

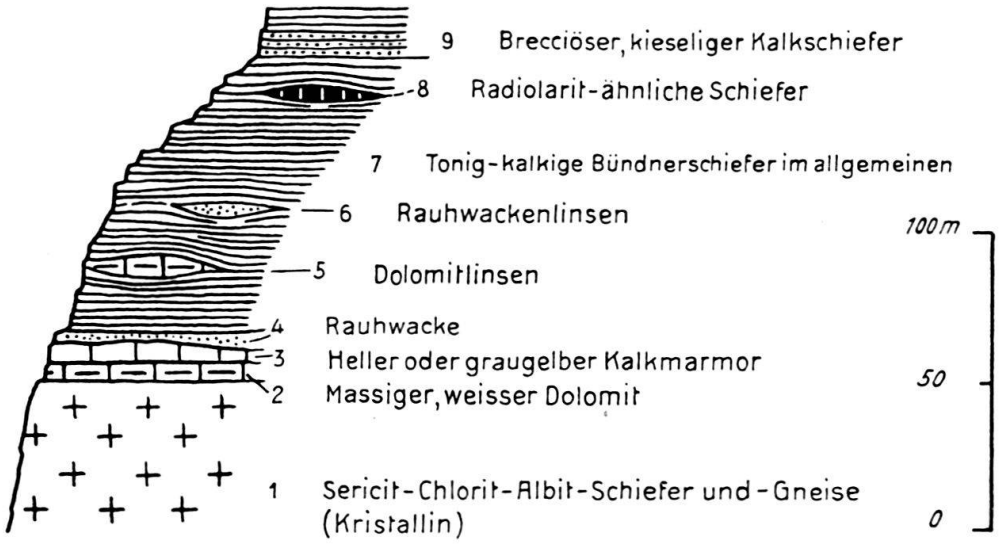


Fig. 2. Die Schichtserie der Hörnli-Zone zwischen Mettelhorn und Weisshorn E-Grat.

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 Schliffe, 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 ausgeschieden).

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 Südabschnittes noch näher zurückzukommen ist, fehlen im Profil am Mettelhorn nicht nur die permischen Sericitquarzite (die sich als Hörnlikristallin 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 GÖKSU'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 Platthorn durch eine intensive Schuppenzone gegen die Barrhorn-Serie (Platthorn-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 (Kataklase).

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 weitern 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. 195ff.)

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.

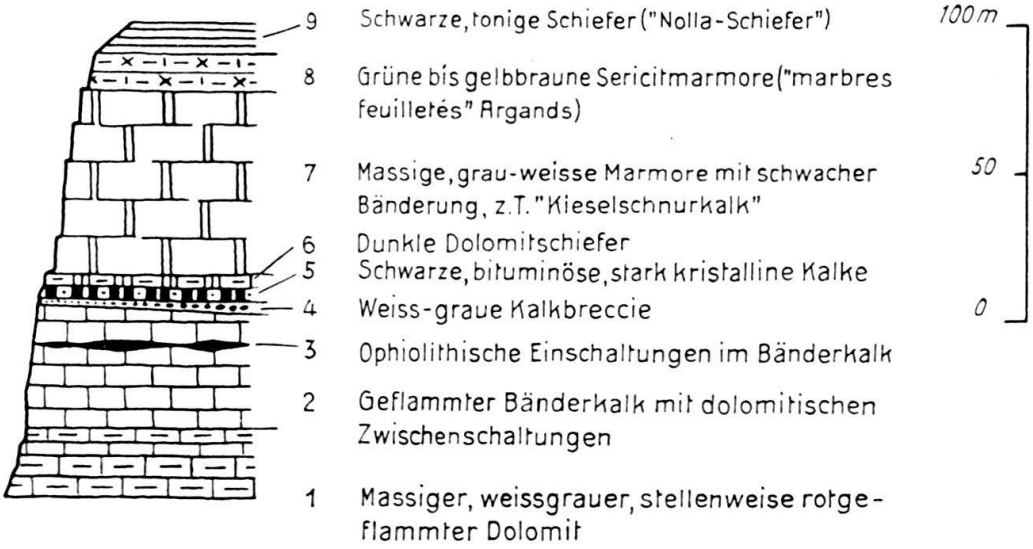


Fig. 3. Die Schichtserie der Barrhorn-Serie im Raume Mettelhorn–Diablons.

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. GÖKSU (Lit. 59) beschreibt aus den Bergen westlich des Turtmanntales innerhalb seiner Boudry-Serie — dem Äquivalent der Barrhorn-Serie — eine prätriadische 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 aufruhen.

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, rauhwackenartige 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 Göksu 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. 185ff.), 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 Göksu) anzunähern und sie womöglich mit ihnen in Einklang zu bringen. Während Göksu 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 anisisches Alter zuspricht und die Kalkmarmore zum grössten Teil ins Ladinien stellt. Für ein teilweises anisisches 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 wieweit 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 KAPPELER[7]) 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 feinster 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 Brunegghorn E-Wand auf weite Strecken gut verfolgbar 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 Göksu 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 Ostschams, 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 Brunegghorns 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 Pipjitälli, ob der Turtmannhütte SAC.

$Ca^{\cdot\cdot}$	39,72 %
CO_3''	59,88 %
$Mg^{\cdot\cdot}$	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 Weisshorns (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 Bündnerschiefern 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 Dolomitschiefern. 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 Pipjitälli 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 feinblättriger 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 beigepflichtet 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 verfingert.

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 Schöllihorn 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 einschlussreich — 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 vereinzelte, 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 schmächtig 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 gesprochen[8]).

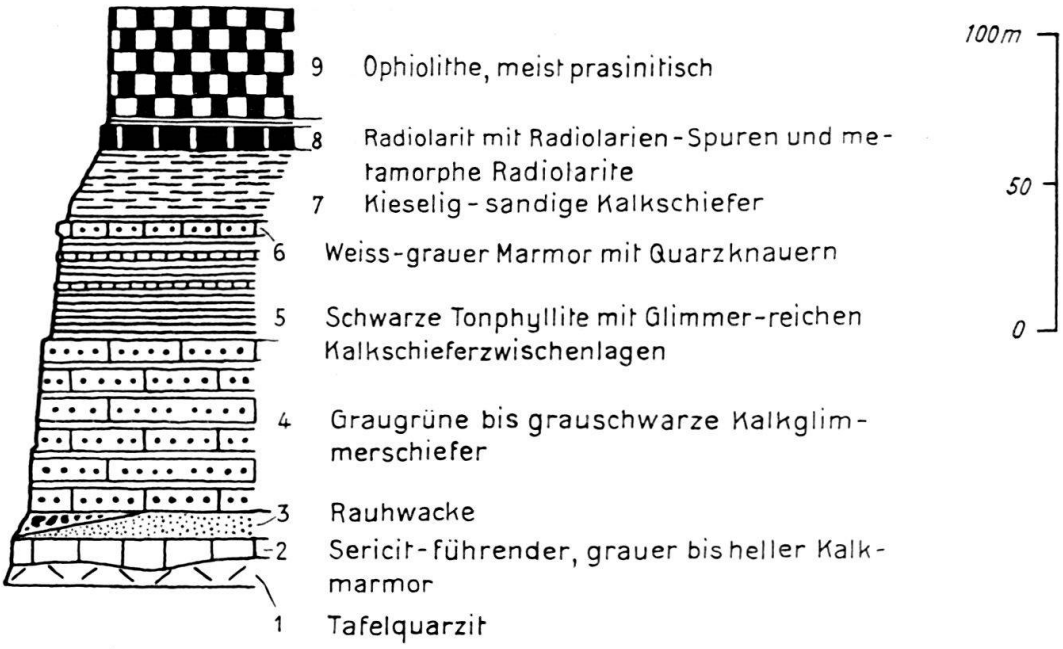


Fig. 5. Die Schichtserie der Hühnerknubel-Decke zwischen Zermatt und den Diablons.

1. DIE TRIAS DER HÜHNERKNUBEL-DECKE.

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

c) **Rauhwacke** (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 anderseits 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 Nädelchen (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 Rauhwacken 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 schmächtig 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 Rauhwacke, wie dies etwa im Profil der Felseninsel P. 2913.4 aufs schönste dokumentiert ist. Anderseits 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) **Rauhwacke** (in Fig. 5 mit Index 3 ausgeschieden).

Im ganzen Untersuchungsgebiet, auch da wo jegliche Spur anderer Triasglieder fehlt, tritt immer eine Rauhwacke auf, die oft lokal zu grossen Linsen angestaut ist. Diese hellgelbe löcherige Rauhwacke 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 gehäuften Massen angetroffen.

Mit den hangenden Bündnerschiefern ist die Rauhwacke 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 Rauhwacke 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 Rauhwacke 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 kalkigtonige 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 Rauhwacke 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 schmächtigen 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 Bündnerschiefervorkommen 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 Turtmanntal 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 beigepflichtet 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 soll[9]).

Die Gesamtmächtigkeit dieser Schistes lustrés der Hühnerknubel-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 ausgeschieden).

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. 247ff.), 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 ausgeschieden).

Durch langsames Zurücktreten der Kalkbänke entwickelt sich der Übergang von den Kalkglimmerschiefern 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 Quarzknauern 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 Schiefern erscheinen auch grünlichgraue 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, braungefärbten und herauswitternden Quarzschnüren und -knauern 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 Weisshorns 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 ausgeschieden).

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.

Vereinzelt 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 Schiefern 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 Turtmanntales 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 Schiefern 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 dm 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.

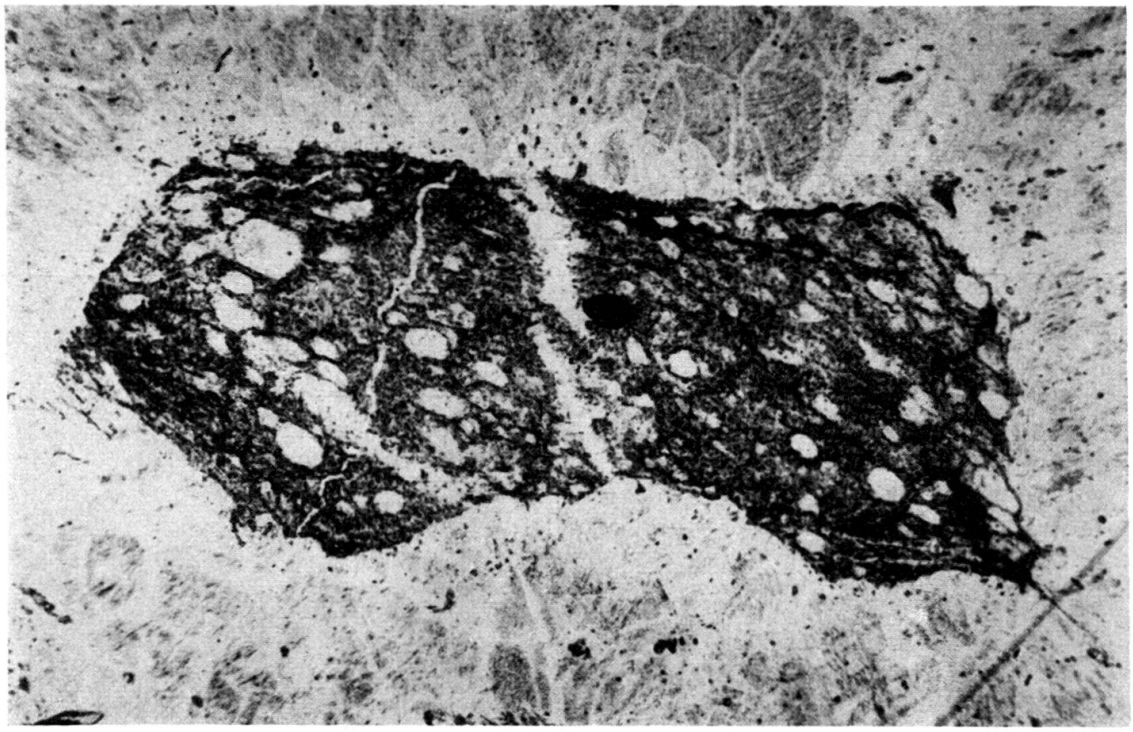
Besonders auf frischem, wie auch angewittertem Querbruch zeigt sich ein dem Radiolarit verwandtes Aussehen; nur ist eine deutlich ausgeprägte Tafelung erkennbar.

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.



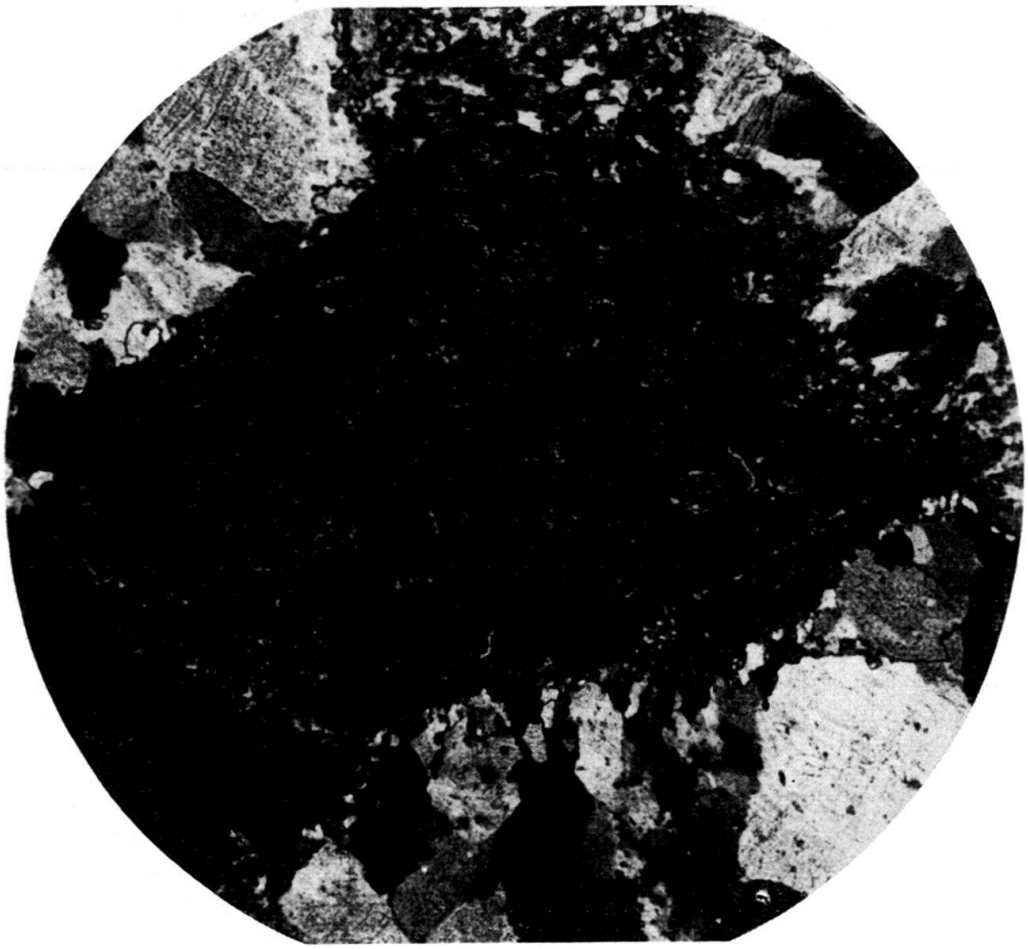


Fig. 6. Radiolarien-Spuren in einem Radiolarit der Hühnerknubel-Decke (Weisshorn E-Grat P. 3295).

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.

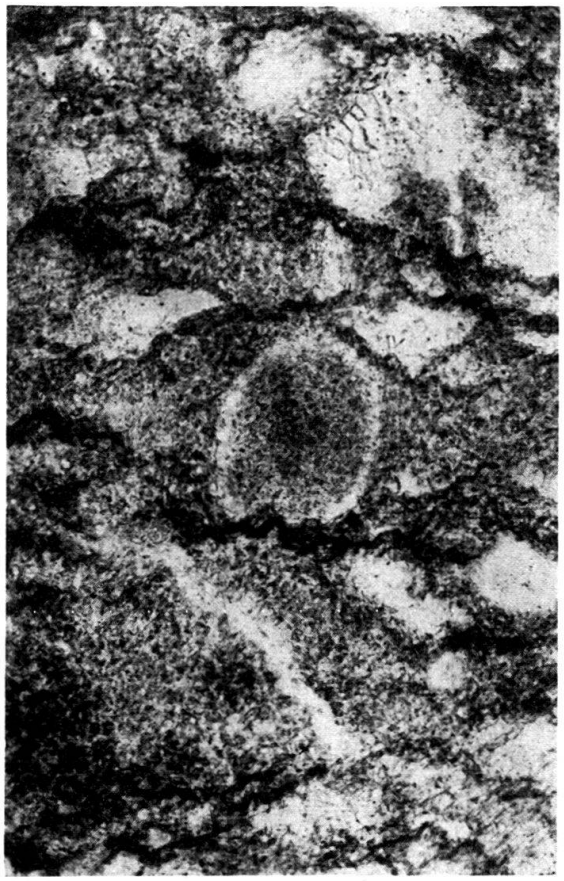


Fig. 7. Ausschnitt einer feinkörnigen Radiolaritpartie (Weisshorn E-Grat P. 3295). Ringförmige Radiolarienspur.

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 Casannaschiefertypen 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 beigemengt, 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 Nädelchen. Kalzit kann mancherorts als Zwischenfüllmasse vorhanden sein.

Ein etwas abweichendes Schliffbild zeigt ein Radiolaritvorkommen an der Basis des Schalihorns über den Felsen des Hohlichts. 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 beigemengtem 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.

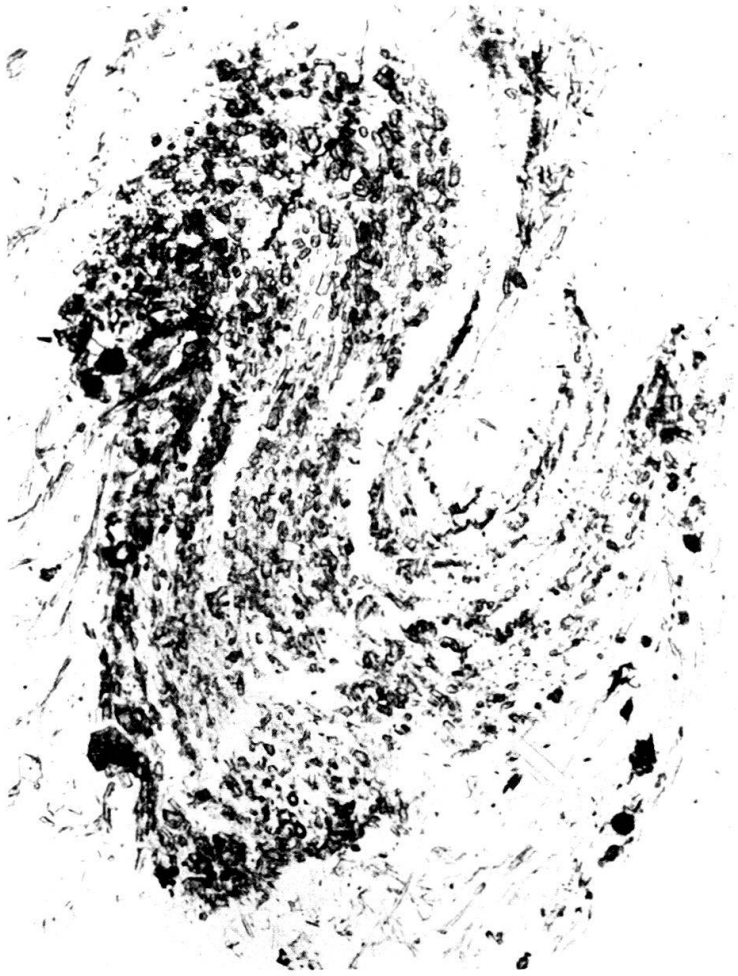


Fig. 8. S-förmiger Turmalinschwarm im metamorphen Radiolarit (Äuss. Barrhorn 3610.0).

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 beigepflichtet.

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-DECKE[10]).

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 Turtmanntal 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 letztegenannten 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 verzwillingt, 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. 69ff.).

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 öftern 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 Diablons (durch Göksu 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 Zwillingsbildung 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. Göksu 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 verzwillingt.

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. 106ff.). 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 Epidotkristalle.

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 Ophilolithen.

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-infrajurassischen 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 Kontaktmineralien (Granat, Diobsid, Vesuvian im Sinne von „Leitmineralien") 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 Verkehrtschenkel 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 Tournanche nach N um und erreicht die Schweiz wiederum als „oberer Würmlizug"

am Furggjoch. Von hier weg quert er die Hänge von Zmutt, Hühnerknubel und Trift und führt durch die Weisshorn E-Flanke in die „Barr" westlich der Barrhörner (vgl. dazu die Dent Blanche-Karte ARGAND's, Lit. 168). Im Hangenden wird er von einem an- und abschwellenden Grüngesteinszug, dem „filon couche", begleitet. Gemäss dieser Interpretation betrachtet ARGAND die Zone du Combin als ein zur Hauptsache dem Mittelpenninikum angehöriges Element. Die alles überlagernde Dent Blanche-Decke, für die ARGAND den treffenden Ausdruck „traîneau écraseur" prägte, rechnet er ebenfalls noch zum Penninikum.

R. STAUB kommt an Hand verschiedener vergleichender Studien zwischen Bünden und dem Wallis (Lit. 122, 130—135) zu einem stark abweichenden Bild. Eine detaillierte Darstellung seiner Interpretation findet sich in den „Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer" (Lit. 134), worin STAUB eindeutig Stellung gegen die Ansichten der französischen und italienischen Westalpengeologen bezieht, die teilweise überhaupt einen Deckenbau für die Westalpen ablehnen. Gleichzeitig knüpft R. STAUB durch Vergleiche die tektonischen Bande zwischen Bünden und dem Wallis enger.

Die Dent Blanche-Decke wird zum unterostalpinen Element, welches mit scharfer Überschiebungsfläche dem mittel-hochpenninischen Schuppenwerk der Zone du Combin aufruht. Bernhard- und Monte Rosa-Decke verschmelzen zu einer tiefzerlappten Grosseinheit, für die er den Namen Mischabel vorschlägt. Über dieses mittelpenninische Element legt sich als erste selbständige „Schubplatte" die Sedimentserie der Hörnli-Zone (unterer Würmlizug ARGAND's), die aber nirgends verkehrte Lagerung aufweist. Die regionale Ausdehnung dieser oberpenninischen Zone glaubt R. STAUB nordwärts zum allermindesten bis in die E-Flanke des Weisshorns verfolgen zu können. Möglicherweise wäre sie sogar in den basalen Bündnerschiefer am Nordwestrand der Barrhorn-Gruppe noch vertreten. Als nächsthöhere „Schubplatte" legt sich der „obere Würmlizug" über die Hörnli-Zone und da, wo diese fehlt, über die Mischabel-Decke. In den Bündnerschiefer-Ophiolithmassen im Hangenden des „oberen Würmlizuges" erkennt er Äquivalente der bündnerischen Platta-Decke des obersten Hochpenninikums.

Die in den letzten Jahren erschienenen Detailstudien über die Zone du Combin haben als Grundlage diese tektonische Konzeption R. STAUB's (GÖKSU, GÜLLER, HAGEN).

Vollständigkeitshalber seien hier noch einmal die Bauelemente der Zone du Combin im Untersuchungsgebiet, wie sie schon in der „Geologischen Übersicht" gegeben wurden, kurz aufgezählt und der bündnerischen Deckenabfolge im Sinne der Interpretation R. STAUB's (Lit. 134) gegenübergestellt.

Von oben nach unten sind es folgende Einheiten:

Unterostalpin	Dent Blanche-Decke	Err-Bernina-Decke	
Hochpenninikum	Hühnerknubel-Decke	Platta-Decke	Sella s. l.
	Barrhorn-Serie („Oberer Würmlizug")	Weissberg Tremoggia-Zug	Sella s. l.
Oberpenninikum	Hörnli-Zone	Margna-Decke	
Mittelpenninikum	Mischabel-Decke	Tambo-Suretta-Decke	

Die Lagerung der einzelnen Schichtpakete ist, abgesehen von einer kleinen Schuppenzone im Westabschnitt, eine sehr ruhige. Die einzelnen Schichtkomplexe zeigen ein ausgeprägtes NE–SW Fallen (21°—35°), das nur in der Schuppenzone

der westwärts vorgelagerten Barrwände in ein schwaches W–E Fallen (5°—10°) umschwenkt.

Die ungestörte Lagerung der Schichten und die über Kilometer sich erstreckenden Aufschlüsse, die nur durch Gletscher- und Schuttmassen lokal unterbrochen werden, bieten einer regionalen Besprechung der Tektonik in der Hinsicht grosse Schwierigkeit, dass die Gefahr der öftern Wiederholung besteht. Um dies zu umgehen, werden den nachfolgenden Abschnitten die geologischen Aufrisse (Taf. VI–XII) zugrunde gelegt, welche die stratigraphische Zusammensetzung der einzelnen Bauelemente und ihre Verbreitung im Untersuchungsgebiet darstellen. Die Ausführungen der folgenden Abschnitte, welche eher als Tafelerklärungen gedacht sind, befassen sich in erster Linie mit den lokaltektonischen Phänomenen und Besonderheiten in der Zusammensetzung einzelner stratigraphischer Horizonte. Sie sollen somit das in den erwähnten Aufrissen dargestellte tektonische Bild der Zone du Combin zwischen Mettelhorn und Turtmanntal ergänzen und abrunden.

Was die technischen Daten (Auswertung und Aufnahmestationen) betrifft, mag hier auf die Angaben im Vorwort zu dieser Arbeit hingewiesen werden.

Die Aufgliederung des Arbeitsgebietes in vier verschiedene geographische Abschnitte wurde bereits im Abschnitt „Geographische Übersicht" durchgeführt und näher begründet, so dass diesbezüglich auf jene Ausführungen verwiesen werden kann.

II. Regionale Tektonik.

1. DER SÜDABSCHNITT (METTELHORN-GRUPPE).

Mit Taf. VI.

Wenn auch die Mettelhorn-Gruppe (Mettelhorn und Platthorn) bereits von A. Güller eingehenden Studien unterworfen wurde und deshalb nicht mehr zum eigentlichen Untersuchungsgebiet zu zählen ist, zeigte es sich doch im Laufe der geologischen Feldaufnahmen der Barrhorn–Weisshorn-Gruppe, dass eine Neubegehung dieses nördlichen Eckpfeilers der Zermatter-Schuppenzone im Interesse einer möglichst genauen Verbindung mit der Zone von Zermatt und den Ergebnissen Güller's unumgänglich notwendig war. Gerade die stark auseinandergehenden Interpretationen von R. Staub (Lit. 134) und A. Güller (Lit. 66) in diesem wichtigen Punkt gestalten die Parallelisierung der Zone du Combin mit der Zermatter-Schuppenzone äusserst schwierig; doch ist diesem ganzen Problemkreis in dieser Arbeit ein gesondertes Kapitel gewidmet (Kapitel III).

In diesem Abschnitt sei nur ganz kurz der Bau des Mettelhorns 3406.0 dargestellt, so wie er sich aus den Profilaufnahmen des NE- und NW-Grates ergibt, um so die Voraussetzung für die spätere Diskussion über die Verbindung mit den Nachbargebieten zu schaffen.

Am NW-Grat, der aus den Eismassen des Hohlichtgletschers auftauchend, sich zum Mettelhorngipfel als breite nach oben immer schmäler werdende Rippe aufschwingt, legen sich auf dem Hauptstück des Grates über die Casannaschiefer der Mischabel-Decke karbonische Graphitphyllite mit reichen Prasiniteinschaltungen. Zwischen den sicheren Mischabel-Elementen und dem schmalen Triaskragen des eigentlichen Gipfelaufbaues schalten sich Sericit-Chlorit-Schiefer und -Gneise ein, welche in keiner Weise dem von Argand auf der Dent Blanche-Karte (Lit. 168) kartierten Perm-Triaskomplex entsprechen. Diese kristallinartige Zwischenschaltung kann nun einerseits als die Basis der Hörnli-Zone, anderseits als eine einfache Verschuppung des Mischabel-Kristallins gedeutet werden. Die Hauptmasse des

Mettelhorns wird von kalkig-tonigen Bündnerschiefern gebildet, in denen neben Rauhwacken- und Dolomitlinsen an der Basis der Barrhorn-Serie am Platthorn 3344 Fetzen von fraglichen radiolarit-ähnlichen Schiefern eingeschlossen sind.

Am NE-Grat und in der E-Flanke des Mettelhorns schalten sich im Kristallinkomplex in der Nähe der liegenden Graphitphyllite einige langausgezogene Triaslinsen ein.

Soweit der Bau des Mettelhorns; auf die Deutung dieser Profile wird in Kapitel III näher eingetreten.

2. DER MITTLERE ABSCHNITT (DIE E-FLANKE DES WEISSHORNS).

Mit Taf. VII u. VIII.

Nach dem Verschwinden der Combin-Zone unter der Masse des Hohlichtgletschers taucht dieser Sedimentzug erstmals wieder in den Felsen des Stockji's in seiner mannigfaltigen Zusammensetzung auf. Von der Dent Blanche-Decke überlagert, durchzieht die Zone du Combin, des öftern von herabhängenden Eiszungen und riesigen Schuttmassen unterbrochen und verdeckt, die wildzerklüftete und zerrissene Weisshorn E-Flanke, um nordwärts erneut unter dem Bisgletscher zu verschwinden.

Erstmals treten innerhalb der Mischabel-Decke permische Sericitquarzite, zu denen sich lokal Konglomeratbildungen gesellen, und Tafelquarzite der unteren Trias in machtvoller Entwicklung auf. In den Felsen über den Fluhsänder werden sie noch von einer sehr schmächtigen Schicht dunkelgrüner, quarzreicher Glimmerschiefer (Röt) überlagert. In den ersten Steilstufen wenig nördlich von P. 2538 konnte auch der scharfe Kontakt von permischen Sericitquarziten mit den untertriadischen Tafelquarziten beobachtet werden. In der Lücke P. 3264, südlich der Weissen Schijen 3369 stehen die schwarzen Quarzite, das oberste Niveau der Tafelquarzite, in schönster massiger bis tafeliger Ausbildung an, während sie nordwärts, wie auch südwärts nur in dünnsten Lagen vorhanden sind (siehe Fig. 9). Jüngere Bildungen fehlen der Mischabeldecke in diesem Abschnitt. (Dazu Taf. VII.)

Die letzten Ausläufer der Hörnli-Zone schieben sich im südlichsten Teil der Weisshorn-E-Flanke (Taf. VII), in den Felsen des Stockji's zwischen die Mischabel-Decke und die Barrhorn-Serie. Zur Hauptsache besteht der Keil dieser oberpenninischen Einheit aus einer wechselvollen Abfolge von tonig-kalkigen Bündnerschiefern, welche in den obersten Partien deutlich brecciös werden. Der an der Basis eingeschuppte, stark verwalzte Dolomitzug verliert sich nordwärts sehr bald (Fig. 9). Die letzten verschürften und nur noch cm mächtigen Bündnerschieferlinsen konnten an der Weissen Schijen festgestellt werden.

Ein wesentlicher Teil der Zone du Combin in diesem mittleren Abschnitt entfällt auf die mächtig entwickelte Barrhorn-Serie, die allerdings nur eine sehr schmächtige Triasbasis in Form von Bänderkalken und langausgezogenen Dolomitlinsen aufweist. Mit bemerkenswerter Konstanz stellen sich in den oberen Partien der Bänderkalke die ophiolithischen Einschaltungen in Form von grünlichen Chloritschiefern ein. Das Rhätniveau zeigt nirgends eine typische Ausbildung, obschon an einzelnen Stellen dunkle Kalke an der Basis der Liasmarmore auftreten. An der Weissen Schijen und auch südlich davon, aber in geringerem Masse, herrscht die „Kieselschnurkalk"-artige Ausbildung der tieferen Liasmarmore vor. Sericitmarmore und Linsen von tonigen Bündnerschiefern sind die ständigen Begleiter

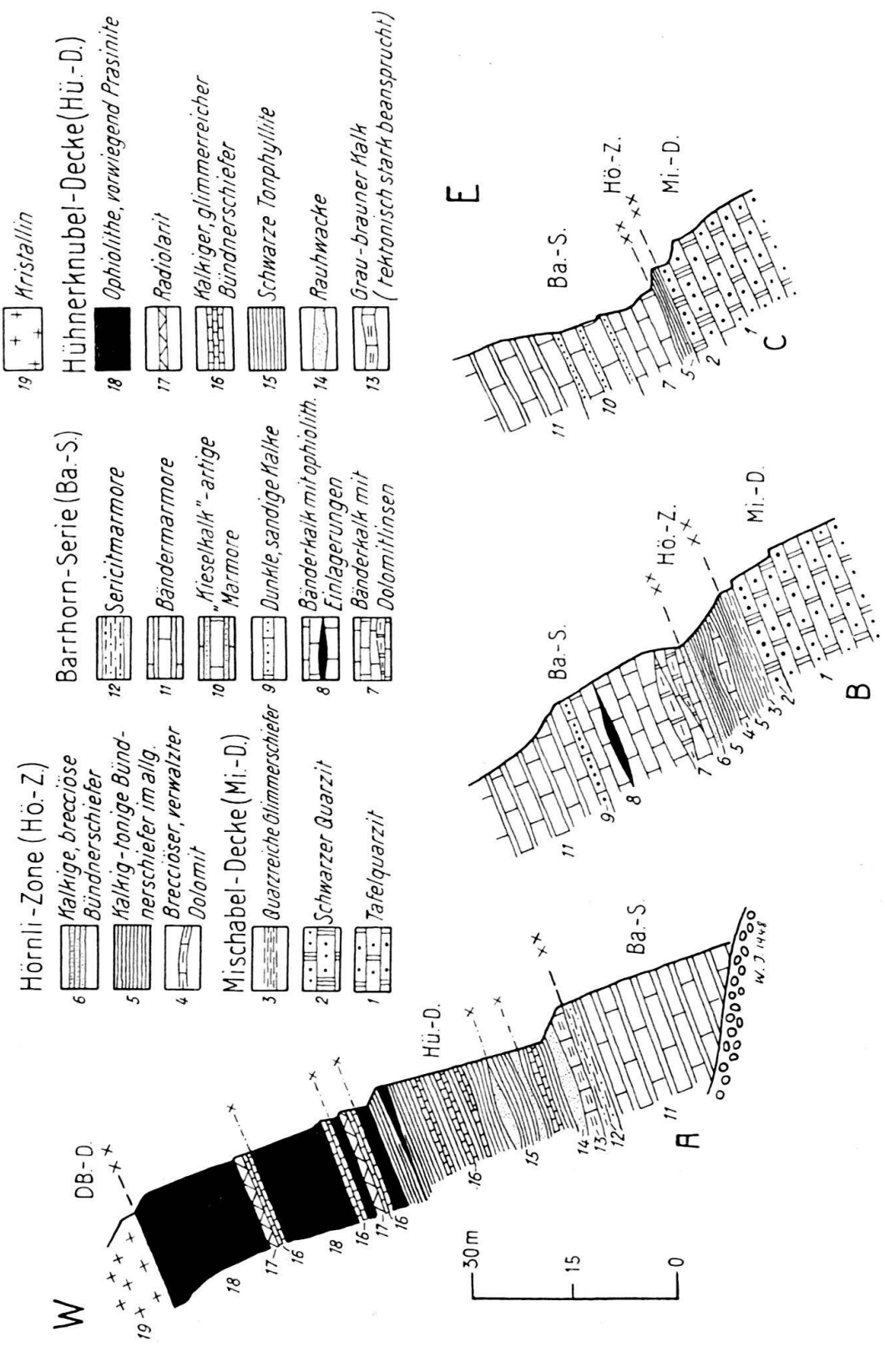


Fig. 9. Stratigraphische Profile durch die Zone du Combin im Hohlichtkessel (Weisshorn E-Flanke).
A Südliche Hohlichtfelsen (Stockji). B Beim grossen Wasserfall über den Fluhsänder. C Lücke P. 3264, südlich der Weissen Schijen.

der Liasmarmore, mit denen sie oft eine einfache Wechsellagerung bilden. (Taf. VII u. VIII.)

Die Hühnerknubel-Decke zeigt gegenüber den bisher besprochenen Einheiten einen komplexeren Bau. Der Basisquarzit fehlt überall und als ältestes Schichtglied stellt sich an einigen Orten ein stark gequälter Kalkmarmor ein, der immer von einem Rauhwackenzug überlagert wird. Die tonig-kalkigen Bündnerschiefer sind stark verschuppt und im allgemeinen von mindestens zwei Rauhwackenzügen unterbrochen. Infolge der intensiven Wechsellagerung kalkiger Glimmerschiefer und toniger Phyllite, zu denen sich in den basaleren Partien noch schwarze massige Kalke hinzugesellen, gelingt eine nähere Gliederung dieser Schichtgruppe nicht.

Die im Hangenden auftretenden Grüngesteine, die von mehreren dünnen Bündnerschieferzügen aufgeteilt werden, bestehen zur Hauptsache aus Prasiniten. Die Radiolarite, welche nicht nur am Weisshorn E-Grat (Fig. 10A), sondern auch in den Felsen unterhalb dem Schaligletscher festgestellt wurden, liegen als schmale Schicht oder in Form von Linsen im Hangenden der Bündnerschiefer. Aus dem Profil des Weisshorn E-Grates stammen auch die in Fig. 6 und 7 abgebildeten Radiolarien-Spuren. Aber auch die schmächtigen Bündnerschieferlagen innerhalb der Ophiolithmasse werden regelmässig von einer wenige cm mächtigen Radiolaritschicht überlagert (Fig. 9).

So zeigt die Hühnerknubel-Decke in diesem Abschnitt das Bild einer intensiven Schuppenzone, zu der die ruhige Lagerung der tieferen Elemente in auffallendem Gegensatz steht. Diese letztere wird nur durch eine kleine Rückfalte im Hohlichtkessel über den Fluhsänder (Taf. VII) gestört.

Unter den Felsen des Stockji's, die in ihrer Basis durch die Tafelquarzite der Mischabel-Decke aufgebaut werden, tauchen aus dem Schutt der Seitenmoräne des Hohlichtgletschers drei Felsköpfe heraus, die sich zur Hauptsache aus Elementen der Barrhorn-Serie zusammensetzen. Während die nördlichen Aufschlüsse prächtige geflammte Bänderkalke mit knollenartigen Dolomiteinschaltungen und Züge von Bündnerschiefer zeigen, besteht der südlichste Felskopf aus weissen bis lichtgrauen Marmoren, welche sich ohne weiteres den Liasmarmoren der darüber sich auftürmenden Felswände zur Seite stellen lassen. In der nördlich an diese Aufschlüsse anschliessenden Felsstufe, die sich aus Mischabel-Elementen aufbaut, schiebt sich bei P. 2538 im unteren Teil der Tafelquarzite ein Keil von schwarzem Quarzit ein, der noch von Bündnerschieferlinsen begleitet wird. Nach Norden dünnt dieser Quarzit-Bündnerschieferzug sehr schnell aus. Aus diesen Tatsachen lässt sich ohne grosse Schwierigkeit das Bild einer kleinen Rückfalte rekonstruieren, bei der die Hörnli-Zone (Bündnerschieferzüge) und die Barrhorn-Serie (Bänderkalke und Liasmarmor) auf eine kurze Distanz unter die Tafelquarzite der Mischabel-Decke eingeschoben wurden, wobei die untere Trias der Mischabel-Decke selbst noch etwas verschuppt ist.

Wenn auch die Überschiebung der Dent Blanche-Decke in der E-Flanke des Weisshorns zum grössten Teil unter den herabhängenden Eismassen des Schaligletschers verborgen liegt, so lässt sich doch in den obersten Felsen des Stockji's und in der von P. 3077 aufsteigenden Felsbarriere die Überschiebungsfläche deutlich erkennen. Leider sind alle Aufschlüsse mehr oder weniger schwer zugänglich. Wo aber eine Kontrolle im Feld möglich war (Weisshorn E-Grat P. 3471 und Stockji), zeigte es sich, dass eine Hauptschubfläche vorliegt, neben der allerdings des öfteren mehrere Sekundärschubflächen vorhanden sind, ja sogar eine Übergangszone, bestehend aus einer innigsten Wechsellagerung von Ophiolithen und Dent Blanche-Kristallin.

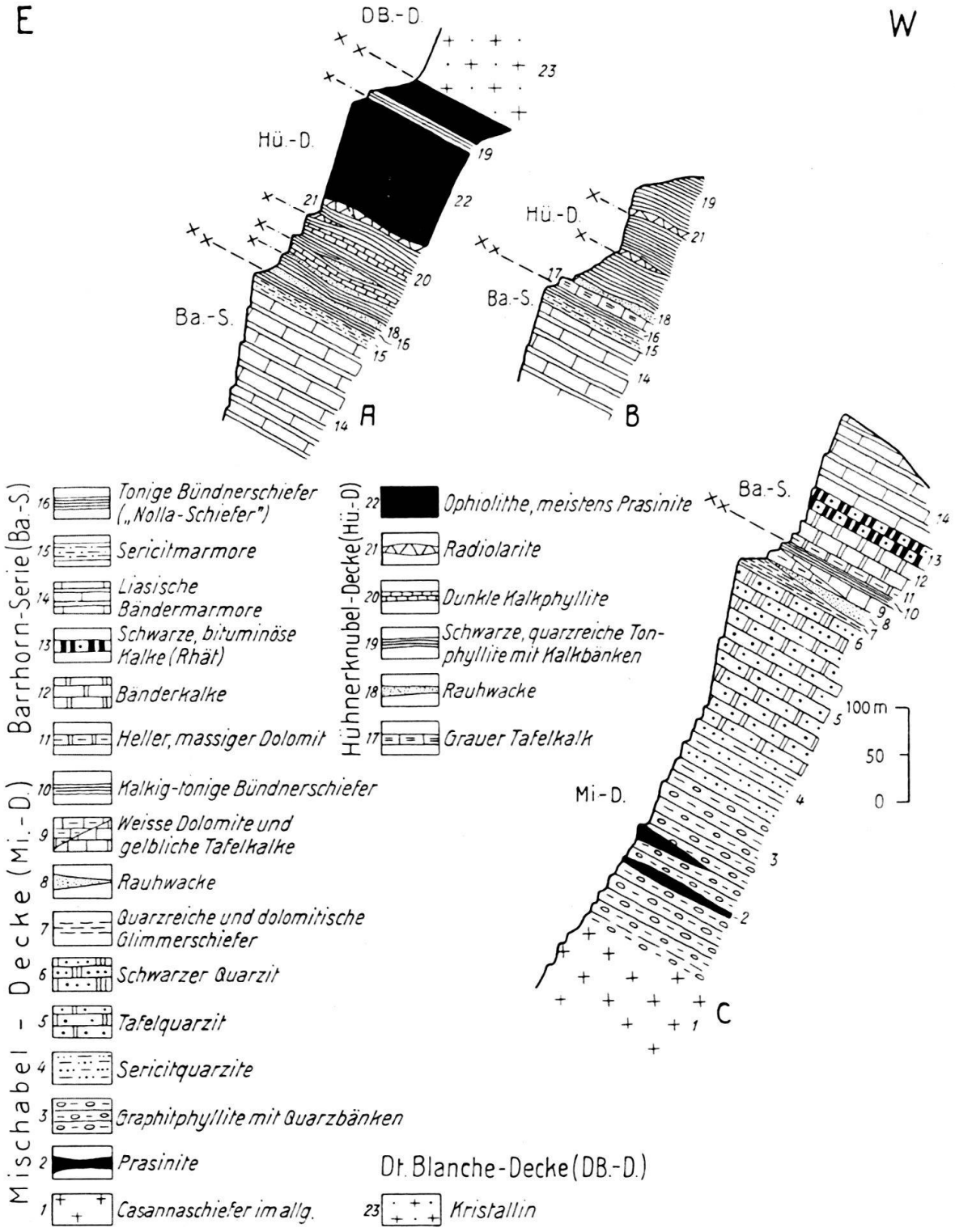


Fig. 10. Profil am Weisshorn E-Grat P. 3295 und am Brunegghorn 3838.

A Weisshorn E-Grat P. 3295.

B Brunegghorn S-Grat, E von P. 3671.

C Brunegghorn NE-Grat.

3. DER NORDABSCHNITT (BRUNEGGHORN-BARRHORN-STELLIHORN-GRUPPE).

Mit Taf. IX, X u. XI.

Lag bisher die ganze Zone du Combin in der E-Flanke des Weisshorns, überdeckt von der mehr als 1000 m mächtigen Weisshornscholle (Dent Blanche-Decke), ändert sich das Bild nordwärts des Bisgletschers vollständig. Die Masse der Dent Blanche-Decke bleibt in Form einer ausgeprägten Steilstufe (Bishorn 4134.5 und Stierberg 3506.5) zurück und biegt beim Bisjoch P. 3528 stark nach Westen ab. Die nordwärts anschliessende Bergkette wird ausschliesslich von den Elementen der Zone du Combin aufgebaut, wobei Mischabel-Decke und Barrhorn-Serie einen überragenden Anteil haben, während die Hühnerknubel-Decke als oberste Einheit nur noch in Form einiger kleinen Klippen vorliegt. Das ganze Bild der Barrhorn-Gruppe ist ein sehr ruhiges, obschon die jähen E-Abstürze den eigentlichen Hochgebirgscharakter wahren. Neben dem verschiedenartigen Gesteinsmaterial wirkt vor allem das ausgesprochene Westfallen der Schichten, welche ungefähr mit der topographischen Oberfläche zusammenfallen, mitbestimmend für das Landschaftsbild, welches in krassem Gegensatz zu den wilden E- und N-Wänden des Weisshornmassives steht.

Da der Hauptteil des Untersuchungsgebietes auf diesen Abschnitt entfällt, erweist es sich als vorteilhaft, ihn in verschiedenen kleineren Unterabteilungen zu besprechen.

a) **Das Brunegghorn 3838.**

Mit Taf. IX.

Als nördlicher Eckpfeiler der Weisshornpyramide bildet das Brunegghorn gewissermassen das Übergangsglied vom Bishorn 4134.4 zur Barrhorn-Gruppe.

Während die Ostseite (Freiwäng) in gewaltigen Abstürzen ins Mattertal abfällt und in den letzten Jahren wegen der immer mehr zunehmenden Steinschlaggefahr kaum begehbar war, schliessen die Gletscherkuppeln P. 3671, Bisjoch P. 3528 und der Gipfelaufbau des Brunegghorns 3838 die grosse Arena des Brunegg-Gletschers auf der Westseite ab.

Am Aufbau des Brunegghorns beteiligen sich zur Hauptsache die Mischabel-Decke und die Barrhorn-Serie, während die Hühnerknubel-Decke sich auf das südliche Gratstück (bei P. 3470), auf P. 3671 und auf die Umgebung des Bisjochs P. 3528 beschränkt (vgl. Fig. 10 B, C).

Die Mischabel-Decke zeigt erstmals eine vollständige mesozoische Sedimentserie. Die prätriadischen Stufen (Karbon und Perm) weichen in ihrer Zusammensetzung von dem bisher Bekannten nicht ab. Auffallend ist einzig die bei entferntem Beobachtungsstandort deutlich erkennbare, kartenmässig aber nicht darstellbare Verschuppung zwischen Casannaschiefern und Karbonphylliten in der Freiwäng (Brunegghorn E-Wand).

Während bisher (mittlerer Abschnitt) die Sedimenthülle der Mischabel-Decke mit den Tafelquarziten der unteren Trias endete, stellen sich nach dem Wiederauftauchen am Nordrand des Bisgletschers neue, jüngere Schichtglieder ein. Allerdings ist ihre Ausbildung oft linsenhaft und erst gegen den NE-Grat hin liegen vollständige mesozoische Profile vor. Über den nur in Spuren vorhandenen schwarzen Quarziten legt sich eine ausgesprochene Weichzone, bestehend aus dolomitischen Sericitschiefern und einem Rauhwackenhorizont. Diese als Röt oder als skythisch-

anisisches Grenzniveau gedeutete Übergangsschicht trägt die hellen Dolomite und Kalke der mittleren Trias, welche vornehmlich in Linsenform vorliegen und ihrerseits im Hangenden von den jüngsten Sedimenten der Mischabel-Decke, von den Bündnerschiefern überlagert werden.

Die darüber einsetzende Barrhorn-Serie mit verhältnismässig schmaler Triasbasis (Bänderkalke und Dolomite) ruht dem Mischabel-Mesozoikum mit scharfem Kontakt auf. Was dieses Element des tieferen Hochpenninikums am Brunegghorn besonders auszeichnet, ist die deutliche Ausbildung eines Rhätniveaus in Form schwarzer, bituminöser Kalke und das Fehlen jeglicher „Kieselschnurkalk"-ähnlichen Bildungen im Komplex der Liasmarmore.

Ein grauweisser Tafelkalk, überlagert von einem Rauhwackenzug bildet die Basis der Hühnerknubel-Decke, welche einzig im mittleren Stück des S-Grates und bei den P. 3671 und 3528 am Aufbau des Brunegghorns beteiligt ist. Der Hauptteil dieses hochpenninischen Elementes entfällt auf die Bündnerschiefer in kalkig-toniger Ausbildung, die mehrere Linsen von radiolarit-ähnlichen Schiefern enthalten. Die Ophiolithe beschränken sich auf den P. 3671 und auf die Einsattelung des Bisjochs P. 3528. In der E-Wand des Bishorns 4134.5 erkennt man den Kontakt Grüngesteine-Dent Blanche-Kristallin deutlich als scharfe, markante Linie.

b) Schöllihorn 3499.8–Inn. und Äuss. Barrhorn 3585 und 3610.0.

Mit Taf. X u. XI.

Auch in diesem Teilstück hält die ruhige Lagerung der verschiedenen tektonischen Einheiten weiter an. Die einzige Möglichkeit, durchgehende Profile studieren zu können, bilden die jähen E-Abstürze dieser Gipfelgruppe, welche an den verschiedensten Stellen mehr oder weniger gut zugänglich sind.

Die Mischabel-Decke verschwindet mit ihrer prätriadischen Serie schon am NE-Grat des Brunegghorns unter dem Abberg-Gletscher und nur die mesozoischen Sedimente beteiligen sich am Aufbau der breiten Einsattelung des Bruneggjochs P. 3365 (Fig. 11B). Die Mischabel-Trias in wechselnder Mächtigkeit und Zusammensetzung und die darüber lagernden Bündnerschiefer queren die Basis der Schöllihorn E-Wand (Fig. 11A); am E-Grat dieser Kuppe stellen sich auch die karbonischen und permischen Schichtglieder wieder ein. Besonders die Karbonprasinite zeigen auf dieser breiten Rippe vor dem Untertauchen unter den Schölligletscher eine sehr schöne Ausbildung, die vor allem vom kugeligen Herauswittern der Albitporphyroblasten herrührt. Daneben wurde an dieser Stelle wiederum der scharfe Kontakt zwischen permischen Sericitquarziten und den untertriadischen Tafelquarziten festgestellt. Nordwärts des Schölligletschers steigen die Mischabel-Sedimente gegen den Inn. Barrhorn E-Grat an und verschwinden am Distelgrätji P. 3349 und 3283 unter dem oberen Gletscherkessel des unteren Stelligletschers. (Taf. X.) Nur die Tafelquarzite und die noch jüngeren Bildungen ziehen sich mit einer kurzen Unterbrechung im Mittelstück der gewaltigen E-Wand des Inn. und Äuss. Barrhorns nach Norden weiter. Die Verfaltung der triadischen Mischabel-Elemente in der Fallinie des Äuss. Barrhorns wird mit der Schuppenzone der Stellihörner gemeinsam besprochen, da sie tektonisch dem nördlichsten Teilstück der Zone du Combin aufs engste verbunden ist.

Die Barrhorn-Serie setzt mit scharfem Kontakt über der Mischabeldecke ein. Die triadische Basis in Form von Dolomiten und ausgeprägt gebänderten Kalken in inniger Wechsellagerung, nimmt nordwärts an Mächtigkeit immer mehr zu. Am Bruneggjoch P. 3365 stellen sich in den höchsten Partien der Bänderkalke neben

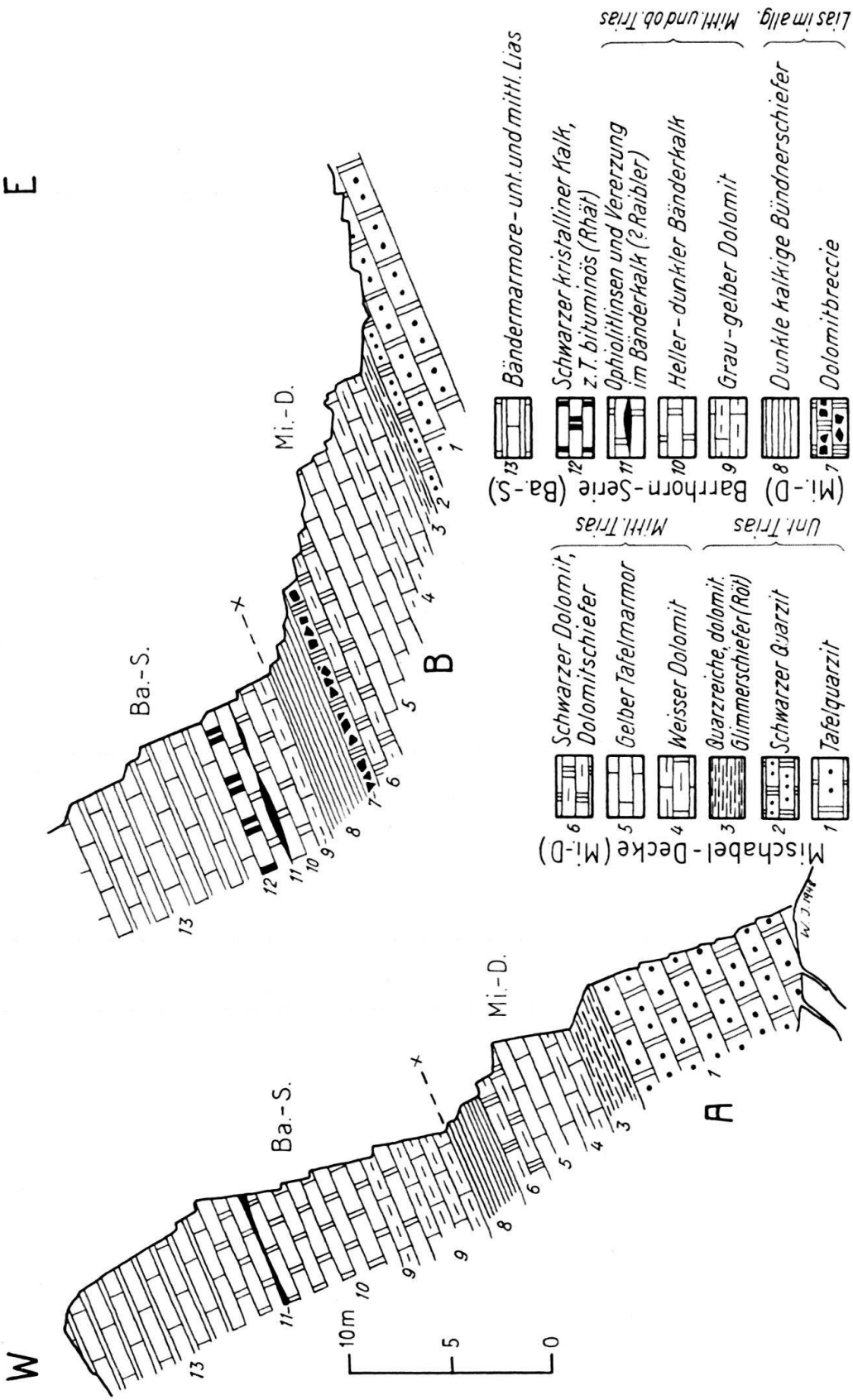


Fig. 11. Die Zone du Combin in der Schöllihorn E-Wand (A) und am Bruneggjoch P. 3365 (B).

gut entwickelten ophiolithischen Einschaltungen noch mehrere Erzlinsen ein (Fig. 11B), welche in der E-Wand der Barrhörner mehrmals auftreten müssen (nach den zahlreichen Funden von Gesteinstrümmern am Fuß der Wand), aber leider infolge der Unzugänglichkeit nicht lokalisiert werden konnten. Das am Brunegghorn noch deutlich entwickelte Rhätniveau fehlt in diesem Teil des Nordabschnittes mit Ausnahme der Umgebung des Bruneggjochs vollständig und die Liasmarmore ruhen der triadischen Basis mit scharfem Kontakt auf. Wo die Erosion noch nicht so weit vorgeschritten ist, beispielsweise in der Barrhorn-Gruppe, werden sie in gewohnter Weise von den Sericitmarmoren überlagert. Nolla-Schiefer (schwarze Tonphyllite) sind nur an den Barrhörnern in sehr geringer Mächtigkeit vorhanden.

Über diese beiden Hauptelemente der Zone du Combin legen sich an mehreren Stellen kleinere Klippen der Hühnerknubel-Decke, die hier in ihrer Reihenfolge von Süden nach Norden besprochen werden. Am Schöllijoch[11]) liegen über den „marbres feuilletés" und Spuren von Tonphylliten des Doggers als kleine Kappe Elemente der Hühnerknubel-Decke mit Rauhwacke als Basis. Die Bündnerschiefer in geringer Ausbildung setzen sich aus einer Wechselfolge von Kalk- und Tonphylliten zusammen. Auf dem ersten kleinen Absatz gegen das Schöllihorn werden die Bündnerschiefer noch von radiolarit-ähnlichen Schiefern überlagert. Für die Erhaltung dieser Hühnerknubel-Decke-Klippe muss eine E–W verlaufende Bruchlinie verantwortlich gemacht werden, welche sich auch noch im Westabschnitt zwischen den Gässifelsen und der Felseninsel P. 2913.4 bemerkbar macht. Die Einsattelung des Schöllijochs setzt sich zur Hauptsache aus Sericitmarmoren der Barrhorn-Serie zusammen, die aber auf eine kurze Distanz auch noch wegerodiert wurden.

Eine grössere Klippe der Hühnerknubel-Decke liegt in den Gipfelaufbauten der beiden Barrhörner (Inn. Barrhorn 3585 und Äuss. Barrhorn 3610.0) vor. Am S-Grat des Inn. Barrhorns treten über den tonigen Bündnerschiefern der Barrhorn-Serie Linsen von Quarzit, Kalk und ein durchgehendes Band von Rauhwacke auf. Über dieser Triasbasis ruht die grosse Bündnerschieferkappe der Barrhörner, in welcher eine mehrere Meter mächtige Schicht von metamorphem Radiolarit steckt. Dieser wird wieder von einem feinen Rauhwackenband überlagert. Der Rest des Gipfelaufbaues setzt sich aus tonig-kalkigen Bündnerschiefern zusammen. Der Zusammenhang zwischen Inn. und Äuss. Barrhorn wird in der dazwischen liegenden Lücke P. 3489 vollständig unterbrochen und die obersten Elemente der Barrhorn-Serie (Sericitmarmore und Tonphyllite) sind wieder aufgeschlossen. Kurz nach dem Wiederanstieg des Äuss. Barrhorns biegt die Radiolaritschicht um. Die Rauhwackenspuren folgen dem Keil von Radiolarit, während die Bündnerschiefer der Hühnerknubel-Decke direkt den Barrhorn-Serie-Elementen aufruhen. Es muss sich hier um eine kleine lokale Rückfalte einzelner Schichten der Hühnerknubel-Decke handeln, wobei der Radiolaritsporn sich in die Bündnerschiefer hineinbohrt.

Ein letzter Rest dieser hochpenninischen Einheit baut die Felskuppe des P. 3200 auf (Fig. 12). Schon die höchste Partie der Barrhorn-Serie zeigt interessante Abweichungen gegenüber den bisher bekannten Verhältnissen.

Mit einer leichten Verschuppung ruhen die Sericitmarmore über den Liasmarmoren, welche zur Hauptsache den Kessel der „Barr" aufbauen. Innerhalb der oberliasischen Sericitmarmore am P. 3200 (für diese Gesteine schuf ARGAND

[11]) Die Lokalnamen Schöllijoch, Brändjijoch und Stellijoch sind dem Walliserführer II: Vom Col de Collon bis zum Theodulpass, II. Auflage 1930, Verlag des SAC., entnommen, da die betreffenden Übergänge auf der topographischen Unterlage keine Bezeichnung führen.

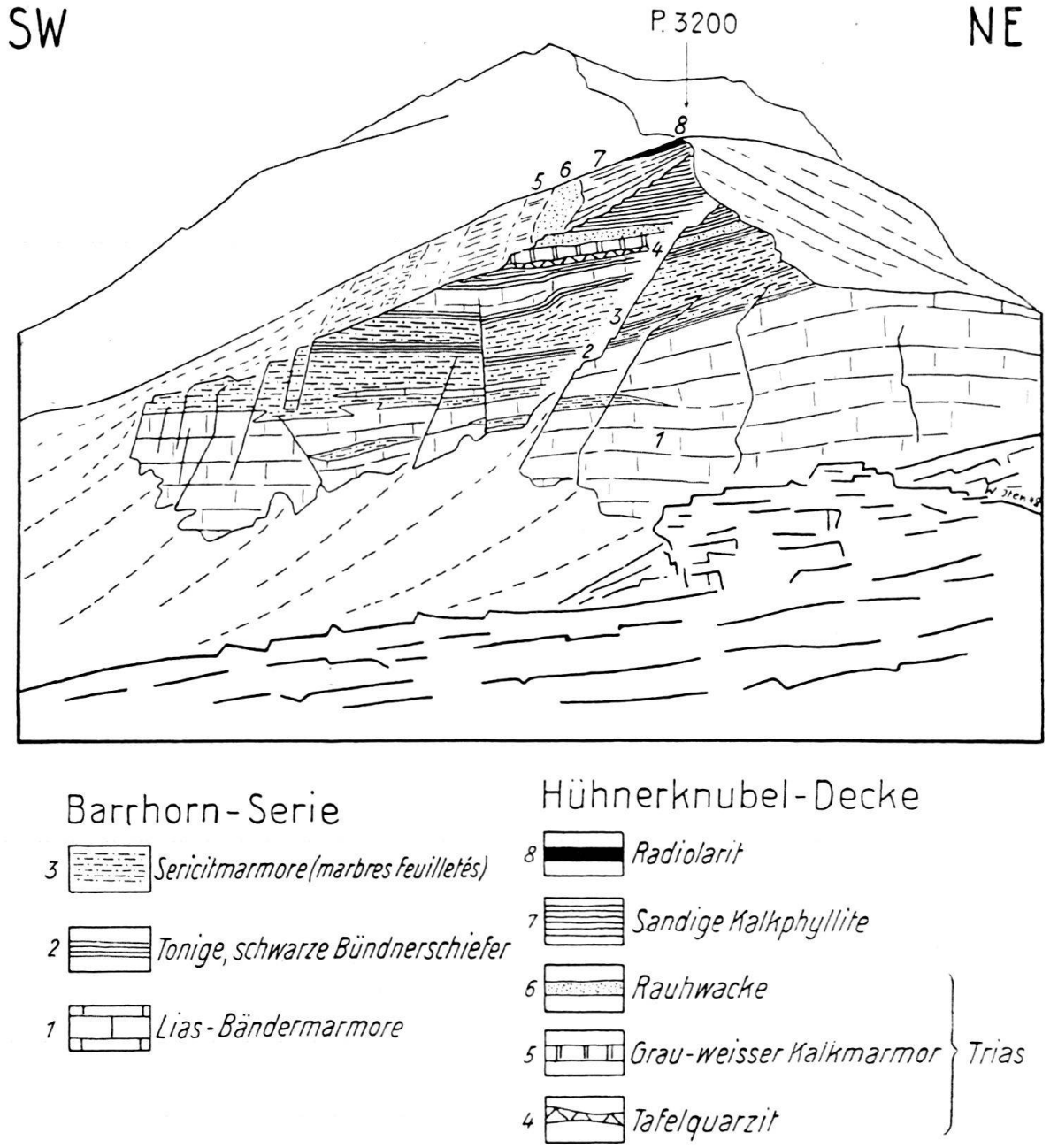


Fig. 12. Ansichtsskizze der Klippe P. 3200 von Süden (Äuss. Barrhorn 3610.0).

den Begriff „marbres feuilletés du Barrhorn") erkennt man mehrere dünne Bündnerschieferlagen, welche sich als reine tonige Phyllite vom Typus der Nolla-Schiefer erweisen. Demzufolge muss sich auf die kurze Distanz von den Gipfeln der Barrhörner bis zum P. 3200 eine zunehmende Verschuppung einstellen. Die eigentliche Hühnerknubel-Decke zeigt auch hier eine linsig ausgebildete Triasbasis, bei der einzig die Rauhwacke in grösserer Mächtigkeit vorliegt, während Tafelquarzit und mitteltriadischer Kalk nur auf kurze Strecke in Erscheinung treten. Die darüber einsetzenden Bündnerschiefer sind in ihrem unteren Teil vorerst tonig, werden gegen oben aber immer kalkhaltiger bis sandig, wie dies auch im Profil der Felseninsel P. 2913.4 der Fall ist. Am höchsten Punkt liegen auf den Bündnerschiefern noch

einige Gesteinstrümmer, die in ihrer Ausbildung, wie auch in ihrer Stellung den metamorphen Radiolariten der Barrhörner und der Weisshorn E-Flanke entsprechen.

Mit Ausnahme dieser Klippe wird der ganze Kessel der „Barr" durch die obersten Elemente der Barrhorn-Serie aufgebaut, welche mit ihrem deutlichen W-Fallen annähernd der Geländelinie folgen. Die westlichen Barrwände P. 3057 und 3335, welche diese hochgelegene, auf der einen Seite an den Brunegg-Gletscher anstossende Fläche abschliessen, werden auf Grund ihrer besonderen tektonischen Zusammensetzung in einem speziellen Westabschnitt besprochen.

c) Gässispitz 3410 und Stellihörner 3409.5 und 3405.

Das bisher ruhige Bild der Zone du Combin, welches das ganze Untersuchungsgebiet im allgemeinen beherrscht, ändert sich im nördlichsten und westlichen Teil unvermittelt.

Was allerdings das Erkennen der komplizierten tektonischen Verhältnisse in dieser, wenn auch nur kleinen Schuppenzone, sehr erschwert, ist der schnelle Wechsel des Faltenbildes innerhalb kurzer Distanzen und die relative Kleinheit der Zone du Combin in den Stellihörnern, die hier gleichsam einer stark zerfallenen Ruine dem Mischabel-Kristallin aufruht.

Auf der E-Seite wird diese Schuppenzone vorerst im Äuss. Barrhorn 3610.0 und Gässispitz 3410 schräg, dann in der Stellihorn-Gruppe quer zu den Faltenachsen angeschnitten. Der Verlauf der Zone ist ziemlich genau NE–SW und das W-Fallen (bis 30°) ist ausgeprägt.

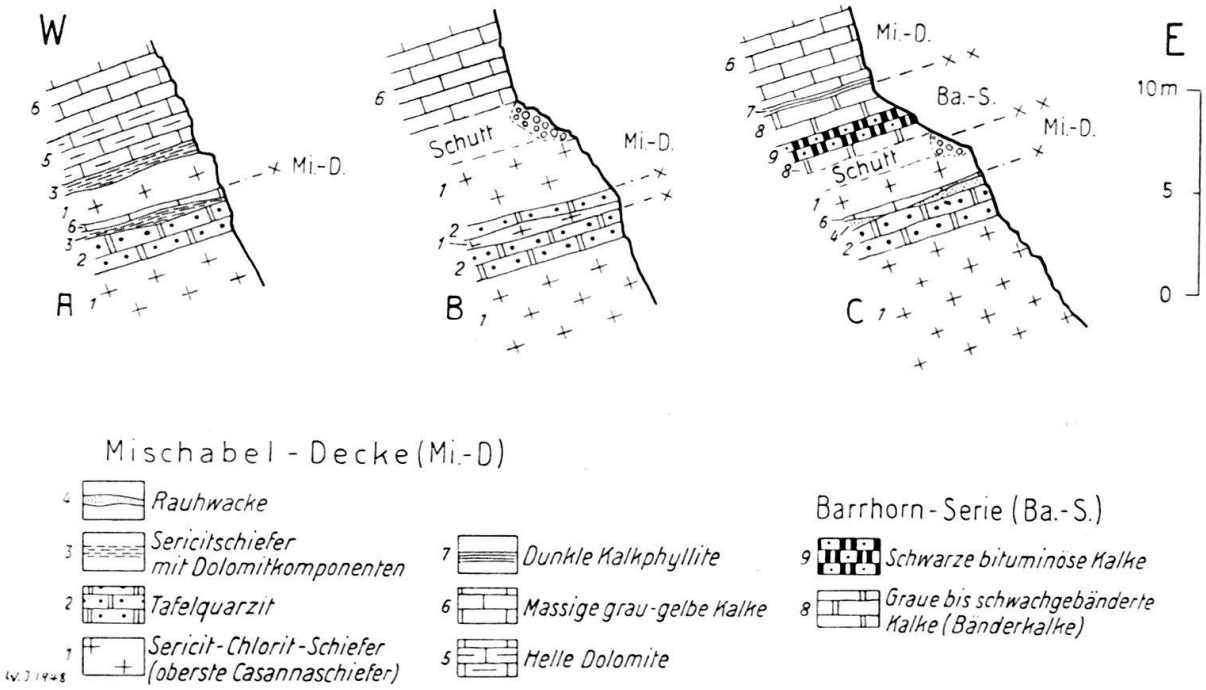


Fig. 13. Basisprofile auf der E-Seite des Inn. Stellihorns 3409.5.

A Am Fuss des Gässispitzes 3410.
B Südlich der Rippe P. 3060.
C Nördlich der Rippe P. 3060.

Die ersten Anzeichen einer Verfaltung machen sich in den Tafelquarziten der Mischabel-Decke am Fuss der E-Wand des Äuss. Barrhorns bemerkbar (Taf. X). In mehreren Falten tauchen die Quarzite gegen die Basis des Gässispitzes ab, wo sie sich zusammen mit Resten der Mischabel-Trias mit den Casannaschiefern mehrfach verfingern. Dabei fällt das Fehlen jeglicher karbonischer und permischer Sedimente auf, deren letzte Aufschlüsse am Distelgrätji P. 3349 und 3283 noch vorhanden sind. Am Inn. Stellihorn 3409.5, etwas nördlich der Rippe P. 3060, welche den oberen und unteren Stelligletscher trennt, findet sich die letzte Linse von Rauhwacke und Kalkmarmor im Verband mit einem dünnen Tafelquarzitzug mitten in den Casannaschiefern der Mischabel-Decke (Fig. 13C); diese Linse ist mit der tiefsten Quarzit-Kalkschuppe am Fuss des Gässispitzes zu parallelisieren (Fig. 13A).

Während die dünnen Bündnerschieferschichten der Mischabel-Decke in ruhiger Lagerung durch die unteren Barrhornabstürze gegen die Lücke zwischen Äuss. Barrhorn und Gässispitz hinaufziehen, den letzteren in mittlerer Höhe queren und nordwärts bei P. 3284 (Barrjoch) die Kammlinie des Inn. Stellihorn S-Grates erreichen, schwellen die mitteltriadischen Kalke und in zurücktretendem Masse die Dolomite stark an und zeigen ein sehr unruhiges Faltenbild. Die dolomitischen Sericitschiefer des Röts folgen ungefähr den Quarzitfalten. Der ganze Komplex des Inn. Stellihorns wird von den Kalken und Dolomiten der Mischabel-Trias aufgebaut, welche zu einer oberen Abspaltung der Mischabel-Decke gehören. Nur in den höchsten Gratpartien ruhen über dem nur in Spuren vorhandenen Bündnerschiefer noch Trias-Elemente der Barrhorn-Serie.

In ruhiger Lagerung durchquert diese tiefere hochpenninische Einheit die Barrwand, zeigt aber schon am Gässispitz 3410, dessen oberste Kappen noch aus Liasmarmor bestehen, im mittleren Teil (Bänderkalke) wirre westwärts gerichtete Detailverfaltungen.

Zwischen Inn. und Äuss. Stellihorn wird nun ein Teil der Barrhorn-Serie von der höheren Triasschuppe der Mischabel-Decke ein wenig überfahren. Die Verhältnisse in der NNE-Flanke sind in Fig. 14 dargestellt.

Die Mischabel-Kalke biegen am Inn. Stellihorn um, immer gefolgt von den Bänderkalken der Barrhorn-Serie, von welcher sie durch Spuren von Bündnerschiefern getrennt werden. Die hier mächtig entwickelte Rhät-Formation in Form von tiefschwarzen, bituminösen Kalken zeigt die wirrsten Detailverfaltungen. Eine langausgezogene Linse ist tief unter das Inn. Stellihorn 3409.5 verfolgbar. Diese schwarzen Kalke werden am Äuss. Stellihorn 3405 von den Liasmarmoren der Barrhorn-Serie überlagert, welche gegen das Stellijoch steil aufgerichtet sind. Am Brändjijoch unterlagern Mischabel-Elemente die Barrhorn-Serie, sind aber infolge der starken Verwitterung nicht gut erkennbar. Sicher ist das Vorhandensein von Rauhwacke, Kalkmarmor und Bündnerschiefer, während ältere Schichtglieder, wie Tafelquarzit, Sericitquarzite oder Graphitphyllite, durchwegs fehlen. Mit scharfem Kontakt ruht hier das Mischabel-Mesozoikum den Casannaschiefern auf.

Die tektonischen Beobachtungen ergeben somit schon auf der E-Seite ein klares Bild dieser Schuppenzone. Eine obere Abspaltung der Mischabel-Trias bohrt sich in die darüber lagernde Barrhorn-Serie, schiebt sie zu einem unregelmässigen Faltenpaket zusammen, wobei noch ein Teil der Barrhorn-Serie leicht überfahren wird.

Wie liegen nun die Verhältnisse auf der W-Seite der Stellihörner? Wenn auch weniger eindeutig (die Faltenachsen sinken ziemlich steil gegen das Pipjitälli ab), so bestätigen doch die Beobachtungen das von der E-Seite her bekannte Bild dieser Schuppenzone (vgl. Taf. XI).

Die Liasmarmore zeigen wiederum fast senkrechte Stellung am Stellijoch und die darunter liegenden schwarzen, bituminösen Kalke werden auch hier stark nach

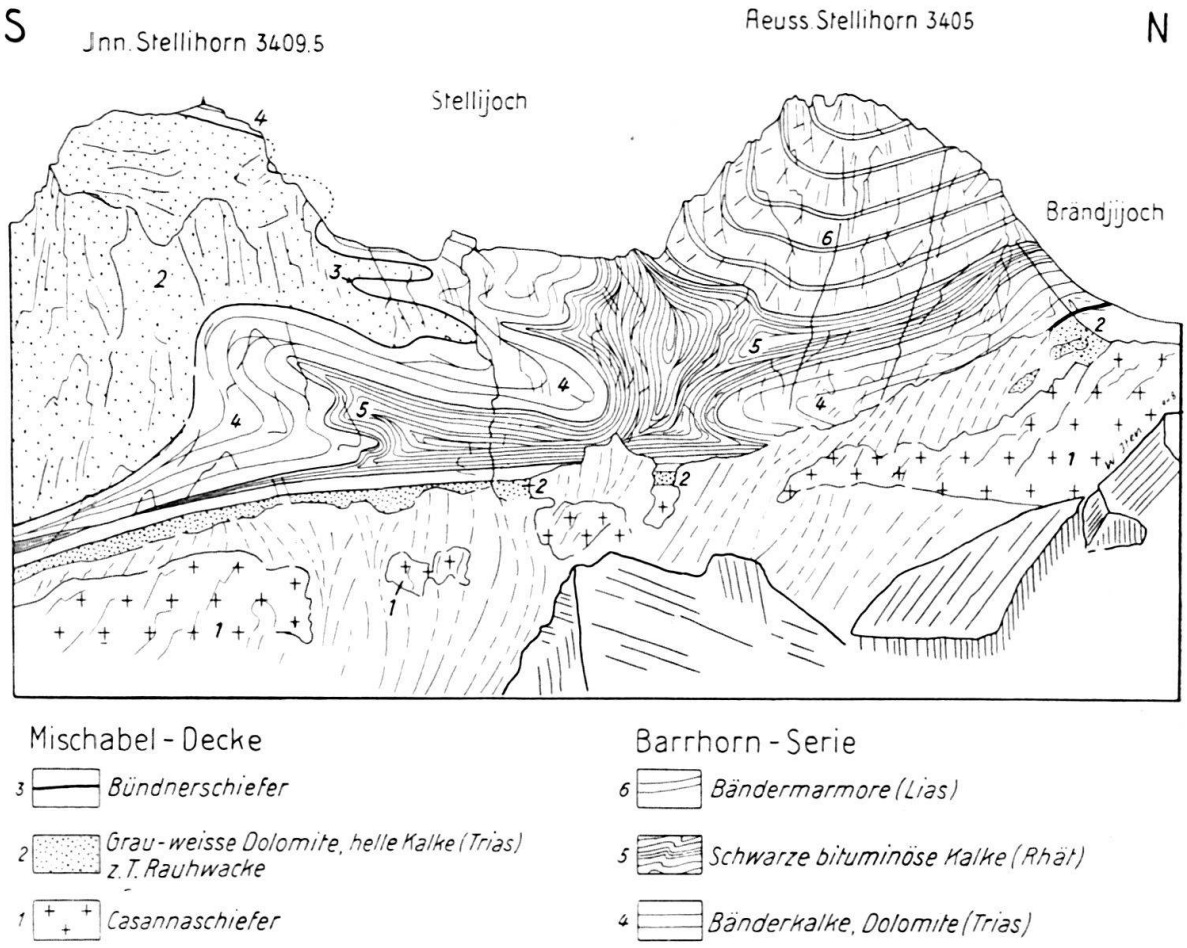


Fig. 14. Ansichtsskizze der Stellihorngruppe von Norden (Wasenhorn 3343).

hinten (gegen E) eingefaltet. Die Mischabel-Bündnerschiefer, welche am Brändjijoch und auf der E-Seite auch an der Basis in langgestreckten Linsen vorhanden sind, liegen hier mit einer kleinen Ausnahme mitsamt der Mischabel-Trias und der eingewickelten Barrhorn-Serie unter den Schuttmassen der Stellihörner.

Das Mischabel-Kristallin sinkt von der W-Kante des Äuss. Stellihorns in SW Richtung steil herab und verschwindet bald unter dem Pipji-Gletscher, um erst wieder am Nordende der westlichen Barrwände aufzutauchen.

Die stark verfaltete Mischabel-Trias und die der Barrhorn-Serie ziehen in die westlichen Barrwände hinein, wie dies in den nördlichsten Felsen der Barrwände am Westrand des Pipjigletschers deutlich erkennbar ist, und die Liasmarmore der letztgenannten Einheit zeigen hier eine prachtvolle Umbiegung, welche als westliche Fortsetzung der steil aufgerichteten Marmore des Äuss. Stellihorns zu betrachten ist.

So ist die Fortsetzung der Stellihorn-Schuppenzone in diejenige des Pipjitälli, welche im nächstfolgenden Abschnitt zur Sprache kommt, sicher.

4. DER WESTABSCHNITT (Pipjitälli und Felseninsel P. 2913.4). Mit Taf. XI u. XII.

In diesem letzten Abschnitt wird die von den Stellihörnern herkommende, durch das Pipjitälli streichende Schuppenzone einer eingehenden Betrachtung un-

terworfen. Geographisch ist dieser Abschnitt vom schon besprochenen nördlichen nicht abzutrennen und auch nach geologischen Gesichtspunkten hängen beide aufs engste zusammen. Einzig die tektonische Sonderstellung — zwischen E- und W-Seite der Barrhornkette verschuppt sich die Zone du Combin intensiv — rechtfertigt diese Abtrennung und separate Besprechung. Schon ARGAND stellte diese kleine Schuppenzone auf seiner Dent Blanche-Karte (Lit. 168) und in seinen Profilen (Lit. 172) dar und erwähnte sie auch in einer kleinen Mitteilung (Lit. 7).

Dem Betrachter der Barrhorn-Gruppe, stehe er nun auf der gegenüberliegenden Lange Egge P. 3028 und P. 2955, oder in der Gegend der Roc de Boudri 3071.6, westlich des Turtmanntales, wird auf den ersten Blick die Aufteilung der Barrwand durch einen dunklen Zug in die Augen fallen. Bei näheren Untersuchungen vervollständigt sich dieses anscheinend einfache Bild zu dem einer komplex gebauten Schuppenzone.

Die mächtige Barrwand, welche den Kessel der „Barr" und den Gipfelbau des Äuss. Barrhorns nach Westen abschliesst, zerfällt in zwei Teile, die durch das zu P. 3200 hinaufführende Eiscouloir getrennt werden. Doch ist diese Trennung nur eine rein lokale, und die einzelnen Bauelemente lassen sich lückenlos vom Nordrand bis an den Brunegg-Gletscher verfolgen. Zu den nachfolgenden Ausführungen sei auf die Taf. XI und für den westlichen Teil auf die Taf. XII nachdrücklich verwiesen.

Die Mischabel-Decke, welcher in diesem Abschnitt neben den prätriadischen Graphitphylliten und Sericitquarziten auch zum grössten Teil die untertriadischen Tafelquarzite fehlen, zieht an der Basis der Barrwand durch und ist im mittleren Teil stark verschuppt.

Im hintersten Pipjitälli, am Nordende der Barrwand, ruhen die mitteltriadischen Dolomite und Kalke mit scharfem Kontakt den Casannaschiefern auf. Nirgends zeigt sich eine Spur von älteren Sedimenten, und der Kontakt Kristallin-Trias muss ein tektonischer sein. Die in diesem Tal nur sehr wenig mächtigen Bündnerschiefer ziehen als an- und abschwellendes Band westwärts und verschwinden schon bald unter dem Schutt des Pipjitällis.

Westwärts des trennenden Eiscouloirs erscheint die Mischabel-Decke wiederum, und die hier vorliegenden Aufschlüsse vermitteln ein gutes Bild der unruhigen Lagerungsform an der Basis der Barrwand (Taf. XI). Als mächtige Linse, unterlagert von weiteren zwei schmalen Zügen, ruht der untertriadische Tafelquarzit mit einer Kalk-Bündnerschieferbasis dem Mischabel-Kristallin auf. Mehrere dünnste Rauhwackenzüge durchziehen die trennenden Kalkmassen, und an einzelnen Stellen gesellen sich sogar noch Fetzen von Bündnerschiefer hinzu. Weiter westlich verschwinden die Quarzitzüge wiederum, und die hier vorliegenden Profile zeigen eine Abfolge von grauen Kalken und Bündnerschiefern. Lokal ist das Mischabel-Kristallin mit den mitteltriadischen Kalken leicht verschuppt. In diesem Teilstück liegt der oberste Bündnerschieferzug an der Basis der Barrhorn-Serie in bedeutender Mächtigkeit vor und der darunter liegende Kalkkomplex mit dünnen Zügen von dunklen Dolomitschiefern wird durch einen weiteren an- und abschwellenden Bündnerschieferzug zweigeteilt.

An der Basis der Barrwand oberhalb der Turtmannhütte SAC. und gegen die Felsen des Gässi verarmt die ganze Trias der Mischabel-Decke sehr stark, indem die verschiedenen Dolomit-Kalk- und Bündnerschieferzüge ausdünnen und sich bis auf Null reduzieren, und verschwindet über lange Strecken unter dem Schutt. Ein in den letzten Jahren vom Eis des Brunegg-Gletschers freigegebener Felskopf zeigt zum letzten Male die intensive Verschuppung von Mischabel-Kristallin und -Mesozoikum.

Die Barrhorn-Serie ruht mit scharfem Kontakt den Mischabel-Bündnerschiefern auf. Im nördlichen Teil der Barrwand ist die Triasbasis, welche sich zur Hauptsache aus prachtvoll gebänderten Kalken und unregelmässigen Dolomitlinsen zusammensetzt, verhältnismässig schmächtig. Die Liasmarmore, welche mit ihrer einheitlichen grau-weissen Farbe diesem Teil der Wand das Gepräge verleihen, werden durch eine schmale Rhätschicht, bestehend aus dunklen dolomitischen Schiefern und bituminösen Kalken, wie sie schon vom Stellijoch her bekannt sind, von der Triasbasis getrennt. Dieser trennende Horizont zieht als ausgeprägte Linie durch den unteren Drittel der Wand und verschwindet am Eiscouloir.

In der westwärts anschliessenden Teilwand belebt sich das tektonische Bild sehr stark. Die Trias der Barrhorn-Serie (zur Hauptsache Bänderkalke, welche stellenweise schon auf gewisse Entfernung ihren Charakter deutlich zeigen) nimmt gegen W immer mehr an Mächtigkeit zu (Taf. XI). Das die Liasmarmore abtrennende Rhät-Niveau steigt durch die Felswände an und erreicht die Oberkante der Barrwand auf der Höhe der Turtmannhütte SAC. Schon kurz nach dem Wiederauftauchen am Westende des Eiscouloirs schalten sich zwischen die Kalkbreccien, Dolomitschiefer und bituminösen Kalke des Rhäts und die Liasmarmore weitere fremdartige Schichtglieder ein. Zur Hauptsache handelt es sich um sandige Kalkphyllite, stark zurücktretend auch Tonschiefer und mächtige Linsen und Lagen von Grüngesteinen. In der Fallinie von P. 3057 gegen die Turtmannhütte SAC. verzweigt sich dieser Zug, und die trennende Schicht besteht ausschliesslich aus Liasmarmoren (Fig. 15A), welche hier die im stratigraphischen Teil (S. 182) beschriebene mehlige Verwitterungsform zeigen. Gegen den Brunegg-Gletscher verliert der untere Zug schnell seine Mächtigkeit, und kurz vor den Gässifelsen ist er nur noch als millimeterfeine Kontaktlinie feststellbar. In den Gässifelsen gewinnt er wieder etwas an Bedeutung; auch hier besteht er aus Ophiolithen und Resten von Bündnerschiefern (Fig. 15B). In auffallendem Gegensatz dazu steht die Konstanz des oberen Zuges, welcher besonders schön seine Zusammensetzung am kleinen Felskopf über den Gässifelsen am Weg zum Barrhorn zeigt (Fig. 15B).

Nach der Ausbildung der Bündnerschiefer und der engen Vergesellschaftung mit ophiolithischen Gesteinen (Chlorit-Albit-Schiefer) kann es sich nur um Elemente der Hühnerknubel-Decke handeln, welche von oben herab in die Barrhorn-Serie eingeschuppt wurden, in dem Sinne etwa, wie dies Argand auf dem seiner Arbeit über die zentralpenninischen Alpen (Lit. 4) beigelegten Profil unter dem Col de Tracuit P. 3252 darstellt.

Diese Sedimente der höchsten tektonischen Einheit des Untersuchungsgebietes werden von den Liasmarmoren der Barrhorn-Serie überlagert, welche ihrerseits die „marbres feuilletés du Barrhorn" tragen. Schwarze Tonphyllite (pyritreich) liegen als dünne eingeschaltete Schicht im Sericitmarmor und auch darüber als ausgeprägter Horizont. Östlich von P. 3057 liegen über den Dogger-Bündnerschiefer noch einmal helle Marmore vom Typus der Liasmarmore in Form eines ruinenhaften Felskopfes (Fig. 15A).

Im westlichen Teil der Barrwand und in der Felseninsel schwenkt das bisher ausgeprägte W-Fallen aller Schichten in ein leichtes, lokales E-Fallen (0^0–5^0) um.

Alle diese besprochenen Schichtglieder tauchen nach dem Verschwinden unter dem Brunegg-Gletscher in der Felseninsel P. 2913.4 (Taf. XII) nochmals auf und stellen den Übergang zu dem von Göksu untersuchten Gebiet westlich des Turtmanntales her.

Dieser einzigartige, dreieckförmige Aufschluss von grossem Ausmass, welcher aus den vereinten Eis- und Schuttmassen des Turtmann- und Brunegg-Gletschers

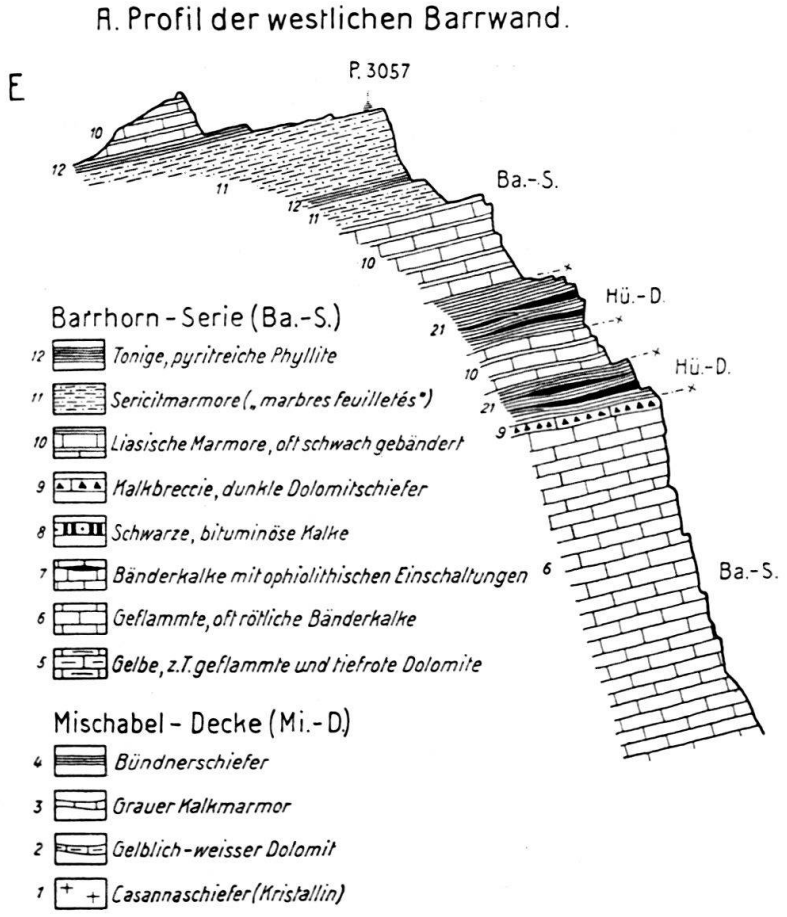
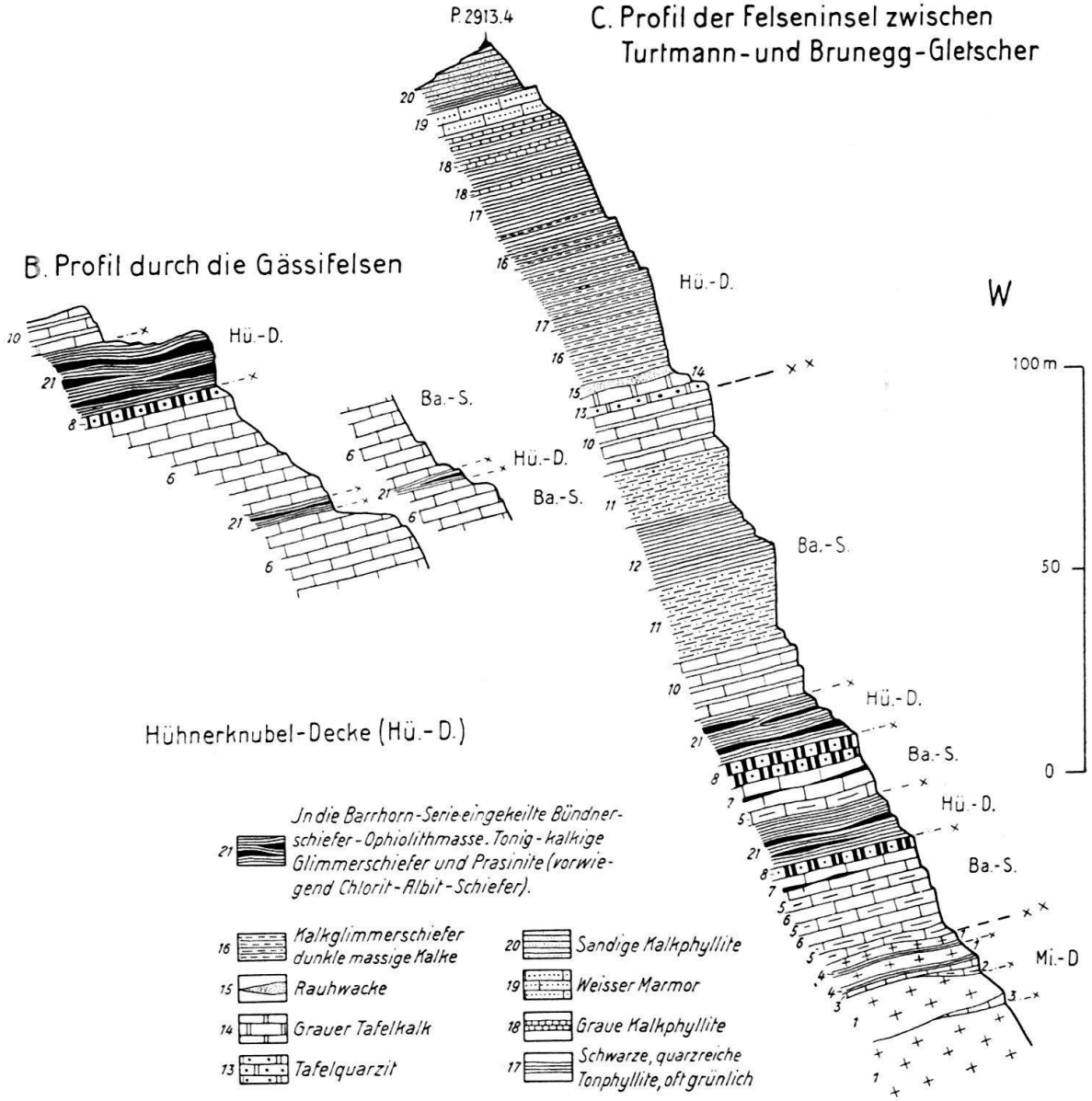


Fig. 15. Stratigraphische Profile A, B und C (siehe auch S. 223) durch die Schuppenzone im Pipjitälli und durch die Felseninsel P. 2913.4

auftaucht, zeigt in seiner Gesamtheit die auf wenige hundert Meter zusammengeschmolzene Zone du Combin. Auf den ersten Blick fällt die lebhafte Abfolge von hellen und dunklen Gesteinspartien auf, die den komplizierten Faltenbau erahnen lässt. Wie schon die westliche Barrwand, schneidet auch die Felseninsel mit ihrer Front die ganze Schuppenzone quer ab, so dass Umbiegungen und Zusammenhänge zwischen einzelnen voneinander getrennten Schichten nur an Hand gleicher fazieller Ausbildung und aus einer Gesamtbetrachtung der Barrhorn-Gruppe, insbesondere der westlichen Partie erkannt werden können.

Wenn die ganze Felseninsel wegen Steinschlag und Eisabbruch nur gegen den Brunegg-Gletscher für feldgeologische Studien zugänglich ist, so lassen sich doch einzelne erkannte Horizonte auch bei entferntem Beobachtungsstandort mühelos durch den ganzen Aufschluss hindurch verfolgen.

In Fig. 15C werden die stratigraphischen Verhältnisse auf der E-Kante der Felseninsel dargestellt. Taf. XII zeigt die Felseninsel P. 2913.4 und die Felsen des Gässi's in Form eines geologischen Aufrisses.



Das Mischabel-Mesozoikum liegt hier in Form von drei zwischen die Casannaschiefer eingekeilten Dolomit-Kalk-Bündnerschieferzügen vor, wobei das linsenhafte An- und Abschwellen besonders ausgeprägt ist.

Die Barrhorn-Serie kommt mit ihren Dolomiten und Bänderkalken direkt auf den obersten Casannaschieferzug zu liegen. Auffallend ist auch hier das unruhige Bild der dolomitischen Zwischenlagen, welche vielfach zerbrochen und zerhackt sind. In den Bänderkalken unter den schön entwickelten Rhätkalken finden sich wieder feine ophiolithische Einschaltungen, welche die ausgebleichten Kalke durchschwärmen. Die Triasbasis der Barrhorn-Serie zerfällt in zwei Schuppen, die durch einen nach Westen (Turtmann-Gletscher) beträchtlich anschwellenden Bündnerschiefer-Ophiolith-Komplex getrennt werden, der aber hart am Brunegg-Gletscher schon wieder auf Null reduziert ist. In seiner Stellung muss er mit der unteren Bündnerschiefer-Ophiolith-Abspaltung in der Barrwand parallelisiert werden, mit dem Unterschied, dass die ihn vom oberen Zug trennende Schicht nicht aus Liasmar-

moren, sondern aus einer Triasserie (Dolomite, Bänderkalke und schwarze Kalke) besteht.

Beim oberen eingeschuppten Element der Hühnerknubel-Decke sind die Analogien zu den Verhältnissen in der Barrwand insofern grösser, dass diese auch hier von Liasmarmoren überlagert wird. Gegenüber der bisher bekannten Zusammensetzung tritt eine kleine Änderung ein, indem die Ophiolithe stark zurücktreten und die sandigen Kalkphyllite ausgesprochen tonigen Bündnerschiefern Platz machen.

Die posttriadischen Sedimente der Barrhorn-Serie setzen sich aus Liasmarmoren und prachtvoll entwickelten, teilweise massigen Sericitmarmoren zusammen, welchen sich noch eine ziemlich mächtige Tonphyllitserie einlagert. Als oberstes Glied über den „marbres feuilletés" erscheint nochmals eine Schuppe von Liasmarmoren.

Der Rest der Felseninsel besteht ausschliesslich aus Schichtgliedern der Hühnerknubel-Decke, welche mit einer gut ausgebildeten Triasbasis (Quarzit, Kalk und Rauhwacke) beginnen.

Im ganzen Untersuchungsgebiet ist dieses Profil der posttriadischen Sedimente der Hühnerknubel-Decke das vollständigste. Als tiefste Gruppe folgen über der Rauhwacke Kalkglimmerschiefer, welche gegen oben immer mehr mit schwarzen Tonphylliten wechsellagern und so allmählich zur Gruppe der Nolla-Schiefer überführen, welche ihrerseits wieder in den höheren Partien Kalkphyllitzwischenlagerungen einschliessen. Der im oberen Drittel deutlich entwickelte helle Marmorzug schliesst diese mittlere Gruppe ab. Die oberste Kappe der Felseninsel wird endlich von der höchsten Bündnerschiefergruppe, von den sandigen Kalkphylliten, wie sie auch am P. 3200 vorliegen, aufgebaut. Leider wird der Kontakt Bündnerschiefer-Grüngesteine durch den Gletscher verborgen, und die Existenz von radiolaritähnlichen Schiefern kann in diesem Profil nicht nachgewiesen werden.

Südwärts der Felseninsel P. 2913.4, jenseits des kleinen anschliessenden Gletscherplateaus, türmt sich die NE- und SW-Wand des Stierberges 3506.5 auf, in welchen die Grenze Ophiolithe-Dent Blanche-Kristallin verläuft. Bündnerschieferzüge, wie auf der E-Seite der Weisshorngruppe, wurde im Grüngesteinkomplex nur einer beobachtet.

Ein Grossteil dieser am Aufbau der Felseninsel beteiligten Schichten verringern ihre Mächtigkeit gegen den Turtmann-Gletscher stark und keilen zum Teil sogar aus (Taf. XII).

Der Verbindung mit der Zone du Combin im durch den Turtmann-Gletscher abgetrennten Massiv der Diablons und Frilihörner wird, wie im Falle der Mettelhorn-Gruppe und der Zermatter-Schuppenzone ein gesondertes Kapitel gewidmet, wo die verschiedenen Fragen einer Parallelisierung mit der tektonischen Gliederung Göksu's eingehend diskutiert werden (Kap. III, 2.).

Wie schon am Eingang dieses Kapitels darauf hingewiesen wurde, erkannte Argand 1909 den speziellen tektonischen Aufbau der Zone du Combin auf der E-Seite des Turtmanntales.

Während er 1909 (Lit. 4) das Faltenbild der Barrhorn-Gruppe in der beigelegten Profilserie als eine Einkeilung höherer Serien (Bündnerschiefer) unter die „Trias calcaire" darstellt, erklärt er den Bau der Zone du Combin in diesem Raume 1911 (Lit. 7 und 172) als eigentliche Rückfaltungszone, welche er als „la réapparition affaiblie de gros plis qui jouent un rôle essentiel dans les vallées de Rhême et de Grisanche" (Lit. 7, S. II) betrachtet.

Aus Profil 21 (Lit. 172) ergibt sich nicht nur das Abtauchen des Quarzites auf der E-Seite des Äuss. Barrhorns, sondern auch eine Rückfalte von Mischabel-

Kristallin in Form eines schmalen Keiles in der westlichen Barrwand oberhalb der „Pipi Alp". Ferner sollte nach dieser Darstellung in der Umgebung von P. 3057 verschlepptes, von der Mischabelrückfalte her stammendes Kristallin vorliegen.

Aus den Ausführungen von Abschnitt 4 (Westabschnitt) geht aber deutlich hervor, dass die 1911 in mehreren Publikationen (Lit. 7, 172) geäusserte Ansicht ARGAND's zu Gunsten seiner ersten Interpretation (in Lit. 4) abgelehnt werden muss, welche in den Hauptzügen die tektonischen Verhältnisse auf der E-Seite des Turtmanntales richtig darstellt. Im Detail sind allerdings die Komplikationen noch bedeutend grösser, indem stellenweise eine Teilung der oberen Barrhorn-Serie-Digitation in zwei kleinere Lappen vorliegt. In bezug auf die Verbindung mit der Zone du Combin westlich des Turtmanntales kommt dieser Interpretation grössere Bedeutung zu (vgl. Kap. III, 2.).

III. Zur Verbindung mit den Nachbargebieten.

Wie schon im Vorwort und in der Problemstellung dargelegt wurde, bilden die Berge zwischen Mettelhorn und Turtmanntal das Verbindungsstück zwischen der von GÖKSU im Westen und GÜLLER im Süden bearbeiteten Zone du Combin. Eine der wichtigsten Aufgaben bestand darin, die Resultate der beiden Autoren miteinander zu vergleichen und den Verlauf der einzelnen Zonen im fehlenden Zwischenstück festzulegen und abzugrenzen.

Beim Erscheinen der beiden Publikationen (Lit. 59 und 66) waren aber die Arbeiten im vorliegenden Untersuchungsgebiet so gut wie abgeschlossen, und bei der Parallelisierung stellten sich gewisse Schwierigkeiten ein. Aus diesem Grunde wird der Verbindung mit den Nachbargebieten ein gesondertes Kapitel gewidmet.

1. DIE ZERMATTER-SCHUPPENZONE.

Die Dissertation GÜLLERS, in welcher die äusserst komplex gebaute Zermatter Schuppenzone untersucht wurde, behandelt in mehreren Abschnitten das Triftgebiet und die Mettelhorn-Gruppe. Wie schon an anderer Stelle darauf hingewiesen wurde (siehe S. 173), gehen die Ansichten R. STAUB's (Lit. 134) und GÜLLER's (Lit. 66) über den Aufbau der Nordwestecke der Zermatter-Schuppenzone stark auseinander.

R. STAUB sieht am Mettelhorn und im Trift folgende tektonische Zonen. Über den spärlichen Mischabel-Sedimenten liegt als erste selbständige „Schubplatte" die Hörnli-Zone, welche mit ihrer schmächtigen Trias und den mächtigen Bündnerschieferserien zur Hauptsache den Mettelhorngipfel aufbaut. Südwärts sinken diese Elemente unter die Platthorn-Trias, die R. STAUB als hochpenninische Einheit, als „oberen Würmlizug" deutet. Als Platta-Element (oberstes Hochpenninikum) trennt er die hangende Bündnerschiefer-Ophiolith-Serie ab.

A. GÜLLER interpretiert das Mettelhorn-Platthornprofil auf Grund detaillierter Studien im Gebiet der Schusslauenen wie folgt: Über den nur mit wenigen Triaslinsen bedeckten Kristallinkörper der Mischabel-Decke legt sich am Mettelhorn nicht die Hörnli-Zone, welche schon weiter südlich mitten in den Schusslauenen auskeilt, sondern eine untere Digitation des „oberen Würmlizuges" (im Untersuchungsgebiet des Verfassers als Barrhorn-Serie bezeichnet). Für GÜLLER handelt es sich also bei den Sedimenten des Mettelhorns und Platthorns und bei der noch höheren Trias im Triftgebiet (Triftkummen) ausschliesslich um die einzelnen Digitationen der hochpenninischen Einheit des „oberen Würmlizuges". Als „Zone des Hühnerknubel" betrachtet er lediglich die Ophiolithmasse im Hangenden seines „oberen Würmlizuges", der sich noch einzelne Linsen und Züge von Bündnerschiefern hinzugesellen.

In den folgenden beiden Abschnitten sollen nun die geologischen Verhältnisse im Triftgebiet und am Mettelhorn etwas näher betrachtet und ihre tektonische Zugehörigkeit diskutiert werden.

a) Mettelhorn–Platthorn.

Bei der Besprechung dieser Gipfelgruppe im Kapitel II, „Regionale Tektonik", wurde bereits in aller Kürze der Bau des Mettelhorns skizziert (siehe S. 207).

Leider war es dem Verfasser schon aus Zeitmangel nicht möglich, die nördliche Partie der Zermatter-Schuppenzone näheren Untersuchungen zu unterziehen, so dass die hier niedergelegte Deutung eher als ein Versuch zu werten ist, der noch durch eingehende Prüfung im Felde untermauert werden müsste. Anderseits kann aber, ausgehend von den tektonischen Verhältnissen im engeren Untersuchungsgebiet, der Interpretation GÜLLER's nicht vorbehaltslos zugestimmt werden.

In dieser Arbeit wird, um es gerade vorweg zu nehmen, der Interpretation R. STAUB's den Vorzug gegeben. Dies soll aber durch die folgenden Darlegungen näher begründet werden.

Gegen eine Zuordnung der Schistes lustrés des Mettelhorngipfels zum „Oberen Würmlizug" (GÜLLER, Lit. 66, Taf. II) sprechen folgende Gründe:

1. In fazieller Hinsicht fällt auf den ersten Blick die Armut der Barrhorn-Serie („Ob. Würmlizug") an Bündnerschiefern in den Bergen zwischen Mettelhorn und Turtmanntal auf. Wenn schon solche auftreten (vgl. Fig. 10, 12, 15), so handelt es sich ganz allgemein nur um schmale Horizonte von rein tonigen Varietäten. In offensichtlichem Gegensatz stehen die stark entwickelten und vollkommen andersgearteten Bündnerschiefer des Mettelhorns.

2. In den Profilen über den Fluhsändern (Hohlicht) stellen sich zwischen Mischabel-Decke und Barrhorn-Serie tonigkalkige und brecciöse Bündnerschiefer ein (vgl. Fig. 9). In ihrem ganzen faziellen Habitus lassen sie sich nicht den Mischabel-Bündnerschiefern des Pipjitällis (Taf. XI) oder der Schöllihorn E-Wand (Fig. 11) zur Seite stellen. Dafür ist ihre Verwandtschaft mit den Mettelhorn-Bündnerschiefern offensichtlich, eine Parallelisierung, für die auch noch die enge geographische Nachbarschaft deutlich spricht.

3. Der aus dem Schutt der Grieskumme aufsteigende SE-Absturz des Mettelhorns zeigt folgende Zusammensetzung. Über den Casannaschiefern und Karbonphylliten der Mischabel-Decke legt sich eine Triaslinsen enthaltende Kristallinschicht, die ihrerseits wieder von einem schmalen Triassaum und den Schistes lustrés des Mettelhorns überlagert wird. Im Sattel zwischen Mettelhorn und Platthorn wird die Hauptmasse der Bündnerschiefer durch eine intensive Schuppenzone abgeschlossen, welche sich zur Hauptsache aus einer wirren Abfolge von Rauhwacken, Bündnerschiefern und Linsen von radiolaritähnlichen Schiefern zusammensetzt (Fig. 16). Der Barrhorn-Serie aber fehlen nicht nur jegliche Rauhwackenbildungen, sondern auch radiolaritähnliche Schiefer, wie dies schon aus andern Gebieten der Zone du Combin (Val d'Anniviers durch GÖKSU und Val des Dix durch WITZIG) bekannt wurde.

Auf Grund dieser Überlegungen glaubt der Verfasser, dass in der Dolomit-Kalk-Bündnerschieferabfolge des Mettelhorns und in der diese Serie abschliessenden Schuppenzone von Rauhwacken und Bündnerschiefern mit radiolaritähnlichen Schieferfetzen eher Elemente der Hörnli-Zone im Sinne der STAUBschen Interpretation vorliegen, als dass es sich hier um eine tiefere Abspaltung der Barrhorn-Serie („Oberer Würmlizug") handle (GÜLLER). Ob es sich bei der basalen Kristallinschicht zwischen den Graphitphylliten der Mischabel-Decke und dem

Triaskragen des Mettelhorns (Hörnli-Zone) um eine Abspaltung des Mischabel-Kristallins oder um eine eigentliche Kristallinbasis der Hörnli-Zone handelt, dürfte erst an Hand minutiöser Untersuchungen in den Schusslauenen entschieden werden. Diese Frage sei hier vollständig offen gelassen.

b) **Triftgebiet.**

Das Triftgebiet (auf der Triftfluh, Triftkummen, Weisshorn 2927.7 und Platthorn 3344 als nördlicher Abschluss) baut sich zur Hauptsache, wiederum GÜLLER (Tekt. Karte, Taf. II) folgend, aus drei übereinandergelagerten Digitationen des „Oberen Würmlizuges" auf, zu denen noch unter der Dent Blanche-Decke die schmale „Zone des Hühnerknubel" hinzukommt.

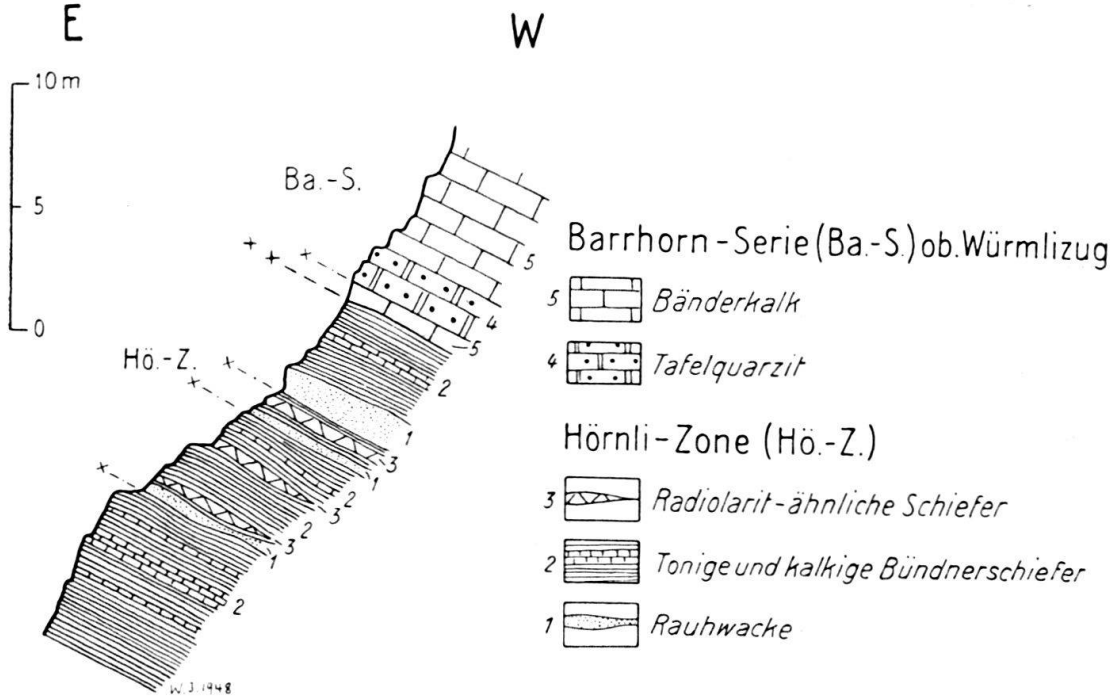


Fig. 16. Die Schuppenzone der Hörnli-Zone zwischen Mettelhorn und Platthorn.

Nach den ausgedehnten Untersuchungen zwischen Diablons und der Weisshorn E-Flanke zeigt sich nun mit erstaunlicher Regelmässigkeit über der Barrhorn-Serie („Oberer Würmlizug") eine oft nur sehr schmal ausgebildete Triaszone, welche von den Bündnerschiefern und Ophiolithen, die teilweise der „Zone des Hühnerknubel" GÜLLER's angehören, überlagert werden. Es lag nun nahe, in dieser Trias die Basis einer erweiterten Hühnerknubel-Decke zu sehen, zumal die Verhältnisse sich eng an die Frilihorn-Serie GÖKSU's anschliessen[12]).

Detailuntersuchungen im Triftgebiet ergaben nun eine analoge Zusammensetzung innerhalb dem obersten Triaszug, welchen GÜLLER noch zum „Oberen Würmlizug" zählt. Auch hier ruht, wie beispielsweise in der Einsattelung nördlich des Weisshorns 2927.7, ein Triasquarzit mit scharfem Kontakt den Elementen des „Oberen Würmlizuges" auf. Ein Unterschied in der Zusammensetzung besteht insofern, dass

[12]) Für die Einführung des Begriffes Hühnerknubel-Decke sei auf S. 187–188 verwiesen.

an Stelle der Rauhwacke im Hangenden des mitteltriadischen Tafelkalkes eine Kalkbreccie tritt (Fig. 17).

Analoge Profile wurden bei P. 2963 (auf der Landeskarte der Schweiz, Normalblatt 568 (Mischabel–W) fälschlicherweise mit P. 3963 angegeben), über dem Hotel Trift im kleinen Bächlein, welches von den Triftkummen herkommt und in den Felsen „auf der Triftfluh" P. 2492 festgestellt.

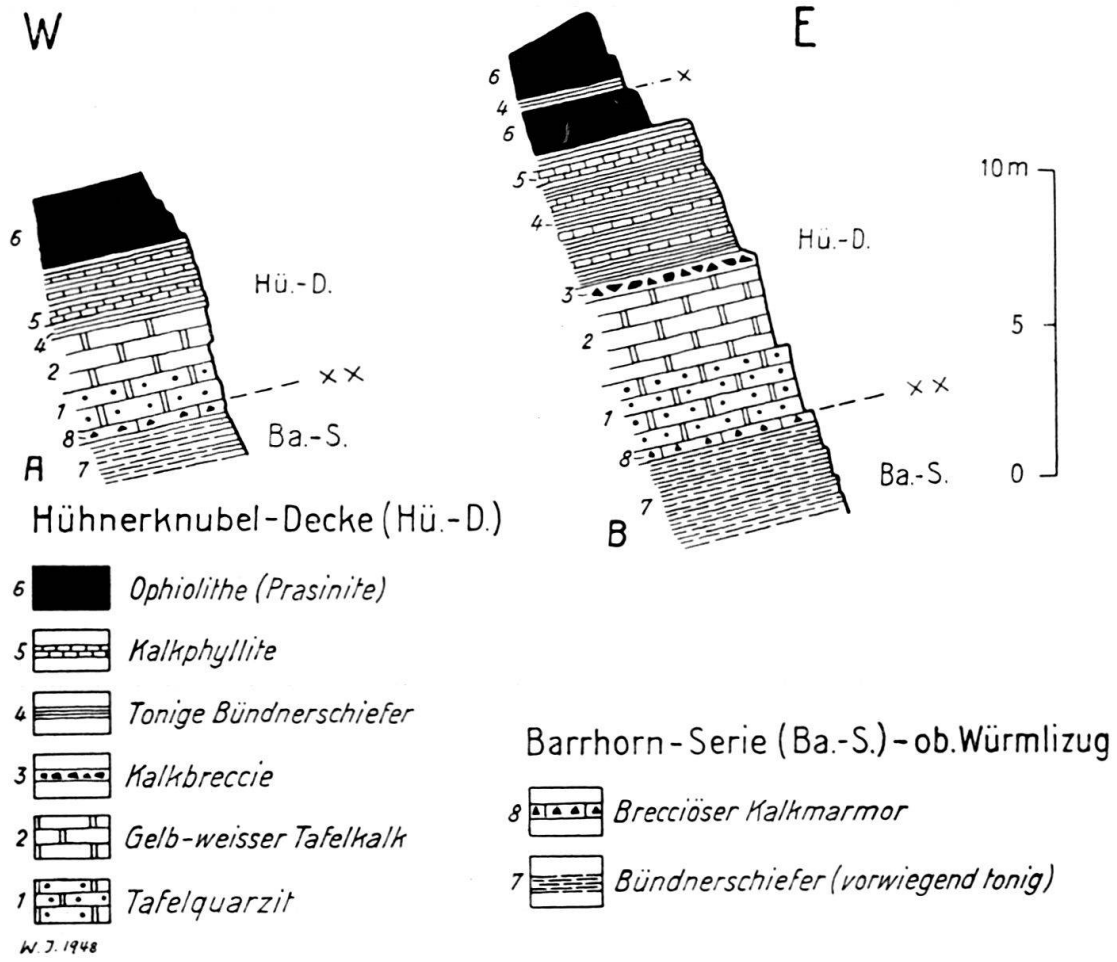


Fig. 17. Die Basis der Hühnerknubel-Decke im Triftgebiet.
A Auf der Triftfluh
B Am Weisshorn 2927.7

Demnach muss der Bereich der „Zone des Hühnerknubel" GÜLLER's bedeutend erweitert werden und die Grenze Hühnerknubel-Decke–Barrhorn-Serie („Oberer Würmlizug") fällt mit dem höchsten Triaszug im Triftgebiet zusammen (auf der tektonischen Karte GÜLLER's, Taf. II, der höchste Triaszug seines „Oberen Würmlizuges").

Bei einer derartigen Interpretation der geologischen Verhältnisse zwischen Trift und Mettelhorn lassen sich die Resultate GÜLLER's mit den Untersuchungsergebnissen im Gebiet zwischen Diablons und Weisshorn E-Flanke ohne jegliche Schwierigkeit vergleichen und parallelisieren.

2. DIE BERGE IM WESTEN DES TURTMANNTALES.

Die von den Diablons 3609 sich nach Norden erstreckende Bergkette, mit Frilihorn 3123.9, Roc de Boudry 3071.6 und Bella Tola 3025.4 als wichtigste Gipfel, bildet den Gegenstand der Dissertation von E. Göksu (Lit. 59).

Dieser Autor kommt im Verlauf seiner Untersuchungen zu folgender Aufgliederung der Zone du Combin. Die tiefste, mittelpenninische Schuppe, die Tounot-Serie, bildet zusammen mit den Casannaschiefern die Mischabel-Decke. Als Äquivalent des „oberen Würmlizuges" betrachtet er die mittlere Einheit, die Boudry-Serie, während er sich über die Zuordnung der höchsten Schuppe, der Frilihorn-Serie, nicht äussert. Als Platta-Element deutet er im Sinne R. Staub's die im Südteil seines Untersuchungsgebietes auftretenden Ophiolithe im Liegenden der Dent Blanche-Decke.

Über den Verlauf der einzelnen tektonischen Serien von Norden nach Süden macht Göksu interessante allgemeine Feststellungen. Während Tounot- und Boudry-Serie südwärts konstant an Mächtigkeit abnehmen (ihre Hauptentwicklung liegt nördlich des Pas de Forcletta) ist für die Frilihorn-Serie gerade das Gegenteil der Fall.

In einigen generell gehaltenen Betrachtungen äussert sich Göksu auch über deren Verlauf nach Osten. Die spärlichen Reste der Tounot-Serie verbindet er mit den Quarziten des Bruneggjochs, während sie im dazwischenliegenden Stück nur als intrakristalline Schubfläche vorhanden wären. Die Fortsetzung der Boudry-Serie sieht er richtigerweise im Massiv der Barrhörner, während die Frilihorn-Serie zum letzten Mal auf der Felseninsel erscheinen soll.

Abgesehen von noch zu besprechenden Unterschieden lässt sich die tektonische Gliederung des Untersuchungsgebietes ohne Schwierigkeit mit der von Göksu vergleichen. Casannaschiefer und Tounot-Serie entsprechen der Mischabel-Decke, die Boudry-Serie der Barrhorn-Serie („oberer Würmlizug"). Zur Frilihorn-Serie, welche ohne Zweifel mit der Hühnerknubel-Decke zu verbinden ist, müssen auch noch die von Göksu abgetrennten Ophiolithe hinzugerechnet werden.

Im Gegensatz zu dieser eindeutigen tektonischen Parallelisierung treten bei einem Vergleich des stratigraphischen Schichtinhaltes der einzelnen tektonischen Einheiten tiefgreifende Divergenzen zu Tage, welche ein Weiterverfolgen der einzelnen Elemente nach Westen ungemein erschweren.

Der Hauptunterschied entfällt auf die Boudry-Serie. Nach den Darstellungen Göksu's erscheinen gerade in der Basis dieser tektonischen Einheit die sonst für die Mischabel-Decke so typisch karbonischen Graphitphyllite, neben einer deutlich entwickelten Kristallinbasis, welche der Tounot-Serie, d. h. der Mischabel-Decke zu fehlen scheinen. Diese prätriadische Serie, welche auch an der Basis der Frilihorn-Serie vorhanden sein soll, ist in der Tat ein schwer zu erklärendes Element. E. Witzig[13]) macht in seinem Untersuchungsgebiet (Val des Dix) mit Recht darauf aufmerksam, dass über die Verbandsverhältnisse der oberhochpenninischen Einheiten der Zone du Combin mit den im Süden gelegenen Kristallinkernen (Mont Emilius und Mont Mary) bis heute keine genauen Angaben bestehen und dass nur Detailuntersuchungen im italienischen Teil der Zone du Combin, aus welchem Teilbezirk die ober-hochpenninischen Elemente stammen, darüber Aufschluss geben können, wie die jeweilige prätriadische Basis beschaffen ist.

Gegenüber dieser Tatsache („Ob. Würmlizug" und Hühnerknubel-Decke führen im schweizerischen Bereich der Zone du Combin als ältestes Schichtglied unter-

---

[13]) Witzig, E.: Geologische Untersuchungen in der Zone du Combin im Val des Dix (Wallis). – Diss. Eidg. Techn. Hochschule, Zürich 1948.

triadische Tafelquarzite) erscheint es geradezu befremdend, wenn in dem am weitesten nordwärts erhalten gebliebenen Rest der Combin-Zone diese prätriadische Unterlage noch vorhanden sein soll.

Wie weiter unten noch dargelegt wird [Abschnitt a) und b)], muss diese Kristallinbasis der Boudry-Serie umgedeutet werden, indem eine starke Verschuppung der Mischabel-Decke vorliegt und dadurch hochpenninische Elemente (Boudry-Serie) stellenweise dem Mischabel-Kristallin direkt aufruhen.

Wenn auch die feldgeologischen Untersuchungen im Massiv der Diablons und der Frilihörner nur kursorisch waren, so liegt doch in der tektonischen Karte, den Profilen und Panoramas von Göksu, wichtiges Darstellungsmaterial vor, welches ein Studium der verschiedenen Interpretationsmöglichkeiten ohne weiteres gestattet.

a) **Die Felseninsel P. 2913.4 und die Diablons 3609.**

Ein Vergleich zwischen dem tektonischen Panorama (Taf. V) wie auch der Fig. 25 von Göksu und der Fig. 15C in dieser Arbeit ergibt für die Zusammensetzung und Abgrenzung der einzelnen tektonischen Einheiten in der Felseninsel deutliche Abweichungen, die für die Interpretation der Zone du Combin westwärts des Turtmanntales von grosser Bedeutung sind.

Die beiden Kristallinzüge, welche Göksu als Basis der Boudry- und Frilihorn-Serie (Barrhorn-Serie und Hühnerknubel-Decke) deutet, sind identisch mit den zwei in die Barrhorn-Serie eingeschuppten Bündnerschiefer-Ophiolithhorizonten der Hühnerknubel-Decke. Als Folge davon muss nicht nur der Bereich der Boudry-Serie erweitert, sondern auch die Basis der Frilihorn-Serie nach oben verschoben werden.

Diese Umdeutung des Felseninselprofiles von Göksu bedingt tiefgreifende Änderungen im Aufbau der Zone du Combin westlich des Turtmanngletschers.

Einerseits fällt nun die Obergrenze des Mischabel-Kristallins mit der Hangendgrenze des Boudry-Kristallins[14]) zusammen, und die Verschuppung der Mischabel-Decke wird durch den gegen den Pas de Forcletta hinaufziehenden Quarzitzug inmitten der Casannaschiefer klar dokumentiert, eine Erscheinung, welche stark an die Verhältnisse auf der E-Seite der Stellihörner erinnert.

Die zwei Triasschuppen der Barrhorn-Serie (Boudry-S.) in der Felseninsel keilen schon unter dem Turtmanngletscher vollständig aus, was zur Folge hat, dass die beiden Hühnerknubel-Decke-Horizonte sich vereinigen und direkt dem Mischabel-Kristallin auflagern. Die posttriadischen Sedimente der Barrhorn-Serie (von Göksu schon zur Frilihorn-Serie gerechnet) begleiten die Bündnerschiefer-Ophiolithschicht durch die ganze N-Flanke der Diablons, wobei die Mächtigkeit der Liasmarmore sich ständig verringert. Die Triasbasis der Hühnerknubel-Decke (Frilihorn-Serie), welcher am W-Rand des Turtmanngletschers schon der Basisquarzit wiederum fehlt, zieht in Form langausgezogener, über grössere Distanz vollständig abreissender Linsen gegen P. 3033 hinauf. Dieselbe Ausbildung zeigt auch der grau-weisse Marmor im Hangenden der Dogger-Tonphyllite.

b) **Frilihorn 3123.9 und Pas de Forcletta 2876.**

Während die E-Seite der Frilihörner in der Zusammensetzung der tektonischen Einheiten keine Änderung zeigt, ergeben sich aus dieser Interpretation am Grat gegen den Pas de Forcletta interessante Folgerungen.

[14]) Göksu bezeichnet die Kristallinbasis der Boudry-Serie auf seiner Taf. I mit M_2. Der Bereich der Mischabel-Decke reicht demnach bis zur Hangendgrenze von M_2.

Der in den Casannaschiefern eingekeilte Quarzitzug gewinnt an Mächtigkeit, und im darüber liegenden Kristallinkomplex treten erstmals wieder Graphitphyllite des Karbons auf; Mischabel-Mesozoikum fehlt aber auch hier wieder gänzlich.

Die bisher dem Mischabel-Kristallin direkt aufruhenden, eingeschuppten Sedimente der Hühnerknubel-Decke werden hier wiederum von einer Serie, bestehend aus Quarzit, Dolomit und Bänderkalk, unterlagert, welche zweifellos der Barrhorn-Serie-Trias der Felseninsel entspricht. Die dort über dem Hühnerknubel-Element sich einstellenden Liasmarmore fehlen hier ganz.

Die Basis der Hühnerknubel-Decke (Frilihorn-Serie) ist weiterhin nur in Linsenform vorhanden, während der grau-weisse Marmorzug im Hangenden der Tonphyllite in der Gipfelpartie der Frilihörner sehr schön ausgebildet ist.

Die in diesem Abschnitt dargestellte Interpretation der Zone du Combin im Massiv des Diablons und den nordwärts anschliessenden Frilihorn-Gruppe zeigt das deutliche Übergreifen der Schuppenzone des Pipjitälli's und der Felseninsel P. 2913.4 nach Westen. Die starke Verschuppung erklärt auch das Vorhandensein der karbonischen Graphitphyllite in unmittelbarer Nähe der hochpenninischen Barrhorn-Serie (Boudry-Serie), welche durch die hier dargelegte Deutung in ihrem Schichtinhalt sich den bisher bekannten Tatsachen reibungslos einfügt.

Das gewaltige Ausdünnen der einzelnen Schichtglieder, insbesondere derjenigen der Trias nach Westen, unterstreicht die ausserordentliche Stellung der Barrhorn-Gruppe innerhalb der Zone du Combin auf das eindrücklichste.

D. ZUR FAZIESENTWICKLUNG DER ZONE DU COMBIN.

Die unterschiedliche Zusammensetzung der einzelnen tektonischen Bauelemente der Zone du Combin zwischen Zermatt und Turtmanntal bestätigt die heute als allgemein richtig betrachtete weitgehende Differenzierung des penninischen Geosynklinalraumes in Teiltröge und trennende sekundäre Schwellenzonen.

Allerdings ist eine gesamthafte Betrachtung der Faziesentwicklung für die mittel-hochpenninische Zone du Combin sicherlich noch verfrüht, liegen doch bis heute nur für kleinere Abschnitte detaillierte stratigraphisch-tektonische Arbeiten vor (Göksu, Güller und Witzig). Als besonders empfindliche Lücke erweist sich das Fehlen von Detailstudien im Gebiet der Mont Emilius- und Mont Mary-Decke, mit welchen R. Staub auf Grund von grosstektonischen Untersuchungen die einzelnen tektonisch selbständigen Stockwerke der Zone du Combin verbindet. So ist für diesen ausgezeichneten Kenner der penninischen Regionen die Verbindung Hörnli-Zone–Mont Emilius, Barrhorn-Serie („Oberer Würmlizug") und Hühnerknubel-Decke–Mont Mary auch auf Grund von faziellen Unterschieden als sicher anzunehmen, da die zu Tage tretenden Divergenzen in Ausbildung und Zusammensetzung ihre auffallenden Äquivalente im gut untersuchten bündnerischen Penninikum haben, nämlich Mont Emilius in der Margna-Decke und Mont Mary im Sella-System s. l., d. h. im speziellen im Weissberg–Tremoggia-Zug und in der Platta-Decke.

In den nachfolgenden Ausführungen sollen die Differenzen der faziellen Ausbildung in den einzelnen tektonischen Bauelementen zusammenfassend behandelt werden, wobei die germanischen und ostalpinen Faziesanklänge der Trias besonders stark hervorgehoben werden, um den Übergangscharakter des Penninikums zwischen helvetischem und ostalpinen Faziesbereich deutlich zum Ausdruck zu bringen.

I. Die faziellen Unterschiede der einzelnen tektonischen Einheiten.

Die Unterschiede, welche sich im Laufe der stratigraphischen Untersuchungen zwischen den verschiedenen mittel-hochpenninischen Einheiten herausstellten, gewinnen besonders an Wert, wenn man sie einerseits im Zusammenhang mit der Frage nach den ursprünglichen Sedimentationsbedingungen im penninischen Geosynklinaltrog betrachtet und anderseits in bezug auf die Zusammensetzung von tektonischen Einheiten, die in gleicher Position in anderen penninischen Provinzen der Alpen erscheinen, betrachtet.

Die diesem Abschnitt beigelegte stratigraphische Tabelle (Fig. 18) soll die Zusammensetzung der einzelnen Bauelemente der Zone du Combin veranschaulichen.

1. DAS PALÄOZOIKUM.

Leider fehlen mit Ausnahme der tiefsten Decke des Untersuchungsgebietes, der Mischabel-Decke, sämtlichen tektonischen Einheiten prätriadische Schichtglieder. Diese auch aus anderen Teilen der Zone du Combin bekannte Tatsache muss ohne Zweifel auf tektonische Vorgänge zurückgeführt werden, indem die Mesozoika der einzelnen höheren Bauelemente (Barrhorn-Serie und Hühnerknubel-Decke) von ihrer prätriadischen Unterlage abgerissen und nach NW verschleppt wurden.

Die mittelpenninische Mischabel-Decke zeigt als einzige tektonische Einheit eine prätriadische Basis, bestehend aus Graphitphylliten und -Quarziten des Karbons, denen sich noch ophiolithische Intrusionen in Form von Prasinitlinsen hinzugesellen, und permischen Sericit-Quarziten und Verrucanokonglomeraten.

Diese typische Abfolge erinnert nicht nur an analoge Verhältnisse in Bünden (R. Staub, Lit. 187, 189, 190), sondern auch geradezu auffallend an die paläozoische Unterlage der Venediger- und Hohstegen-Trias in den Tauern, wie sie durch Dünner, Bleser, Dietiker und Hottinger beschrieben wurde.

2. DIE TRIAS.

Die Trias, der im Untersuchungsgebiet eine bedeutende räumliche Verbreitung zukommt, zeigt in ihrer lückenhaften Ausbildung eine typische lagunäre bis litorale Fazies. Trotz den allgemeinen Merkmalen, die aus der Zugehörigkeit zum penninischen Geosynklinalraum resultieren, lassen sich verschiedene Faziesräume erkennen.

Die Trias der Mischabel-Decke, in der Hauptsache gut gliederbar, zeigt als Basis einen mächtig ausgebildeten Tafelquarzit. Das stellenweise Fehlen dieses so typischen Schichtgliedes der penninischen Trias muss nicht nur auf tektonische Vorgänge, sondern auch auf schon primär vorhanden gewesene Reliefunterschiede zurückgeführt werden.

Zu Beginn der mittleren Trias findet ein langsames Einsinken des Troges statt, wobei die Rauhwacken und dolomitischen Sericitschiefer an der Grenze der unteren und mittleren Trias auf lagunäre Absatzbedingungen schliessen lassen. In geringer Meerestiefe entstanden dann die Kalke und Dolomite der mittleren Trias. Durch Niveauschwankungen wurde teilweise der Untergrund über den Meeresspiegel herausgehoben, worauf nicht nur das stete Fehlen obertriadischer Schichtglieder, sondern auch spärliche Breccienfunde hindeuten.

Die südlich anschliessende Hörnli-Zone, welcher zwar im Untersuchungsgebiet grosse Triaskomplexe fehlen, lässt doch eine ähnliche Struktur des Ablagerungsraumes, wie im Falle der Mischabel-Decke, vermuten.

		Mischabel-Decke	Hörnli-Zone	Barrhorn-Serie	Hühnerknubel-Decke
Malm	Oberer Malm	—	—	—	Ophiolithe im allgemeinen Radiolarit mit Radiolarien-Spuren 0-2m
	Mittlerer Malm Unterer				Sandige Kalkphyllite 30-50m Weisse Marmore 5-8m
Dogger		—		Pyritreiche, tonige, schwarze Bündnerschiefer („Nolla-Schiefer") 0-2m	Kalkphyllite 10m schwarze, quarzreiche Tonphyllite 5-20m
Lias	Oberer Lias		Tonig-kalkige Bündnerschiefer. In den höheren Partien oft brecciös. 0-60m	Sericitmarmore („marbres feuilletés") 2-4m	Kalkglimmerschiefer 40-60m dunkle Kalke 0-3m
	Mittlerer Lias Unterer	Bündnerschiefer, im allg. kalkig-tonig 0-3m		Schwachgebänderte Marmorkalke, z.T. „Kieselschnurkalk"-bildungen 40-90m	
	Rhät	Dolomitbreccie 0-50cm		Schwarze, bituminöse Kalke, schwarze Dolomitschiefer, Kalkbreccie, 0-3m	(im Triftgebiet: Kalkbreccie)
Trias	Ob. Trias (Raibler)	—	Rauhwackenlinsen	Bänderkalke mit zurücktretender	Rauhwacke 1-4m
	Muschelkalk: Ladinien	Schwarze Dolomite und Dolomitschiefer 0-2m heller Kalkmarmor bis 60m	Tafeliger Kalkmarmor und gelbweisser Dolomit (Rauhwacke?) 0-2m	Bänderung und ophiolithischen Einschaltungen. Bänderkalke mit dolomitischen Zwischenlagen	Graue Kalke und weisse, tafelige Marmore 0-3m
	Muschelkalk: Anisien	Weisser Dolomit 2-3m		weissgelber, geflammter Dolomit 10-120m	
	Röt (Campiler)	Quarzreiche Glimmerschiefer und dolomitische Sericitphyllite 0-3m	—	—	Weisser Tafelquarzit 0-1m
	Buntsandstein (Werfenien)	Schwarzer Quarzit 0-2m Tafelquarzit 120-150m			
Paläozoikum	Perm	Sericitquarzite, verrucanoähnliche Konglomerate, ? Quarzporphyre. 40-60m	Kristallin (Sericit-Chlorit-Gneise und Sericit-Chlorit-Phyllite) 0-20m	—	—
	Karbon	Graphitphyllite mit Graphitquarzitbänken und Prasinitlinsen. 100-120m			
	Kristallin	Sericit-Chlorit-Phyllite (Oberste Casannaschiefergruppe)			

Fig. 18. Die stratigraphische Gliederung der verschiedenen tektonischen Einheiten.

Im Bereich der hochpenninischen Barrhorn-Serie, deren Basis nur an einigen Stellen Tafelquarzite enthält, muss eine langandauernde Senkung stattgefunden haben. Rauhwacken über der mächtig entwickelten Dolomit-Kalkserie, als Zeichen einer beginnenden Regression treten nirgends auf, und auch das Rhät in Form von schwarzen Kalken und Dolomiten deutet auf keine Änderung der Absatzbedingungen hin. Dieser Teilbezirk muss eine gewisse Trogtiefe bis in den Jura hinein beibehalten haben, entsprechend dem Andauern der kalkigen Fazies.

Der dem unterostalpinen Raum am nächstliegende Faziesbezirk der Hühnerknubel-Decke zeichnet sich durch eine starke, in der oberen Trias durch Rauhwacken dokumentierte Regression aus. Lokal kommt es sogar zu einer Trockenlegung des Meeresgrundes und zu einem gewissen Abtrag, worauf die lokalen Breccienfunde im Südabschnitt des Untersuchungsgebietes deutlich hinweisen. Die Quarzite und Tafelkalke der unteren und mittleren Trias mit ihrer geringen Mächtigkeit ergeben nur ein kurzandauerndes Absinken des Troges.

So lassen diese sekundären Faziesunterschiede schon zur Triaszeit eine gewisse Differenzierung des penninischen Geosynklinalraumes erkennen, eine Unterteilung, welche in ihrer vollen Entwicklung erst im Jura zur Geltung kommt.

3. DER JURA.

Wenn in der Trias erst geringfügige Unterschiede in der Ausbildung zu Tage treten (zeitweises Emportauchen über den Meeresspiegel), ändert sich das Bild im Jura von Grund auf. Die ersten stärkeren Teilbewegungen machen sich im Geosynklinalraum bemerkbar und eine Unterteilung in verschiedene Teiltröge und trennende Schwellenzonen kann heute als sicher angenommen werden.

Die Bündnerschiefer der Mischabel-Decke in ihrer geringen Mächtigkeit deuten, wenn sie auch nicht näher gliederbar sind, doch die zunehmende Sedimentationstiefe an.

Der daran anschliessende Teiltrog der Hörnli-Zone muss nach der mächtigen Ausbildung der Bündnerschiefer dieser oberpenninischen Einheit eine beträchtliche Tiefe haben, welche sich in der Abfolge von Kalkglimmerschiefern und Tonphylliten widerspiegelt. Die spärliche Breccienbildung im Hangenden der kalkigtonigen Bündnerschiefer lässt eine schwache Zufuhr von kalkigem Material aus dem Süden erkennen.

Während so im mittel-oberpenninischen Faziesraum die ausgeprägte Eintiefung des Troges sich deutlich abzeichnet, ändert sich das Bild im nördlich gelegenen Teil des Hochpenninikums beträchtlich.

Wie schon bei der Besprechung der Trias darauf hingewiesen wurde, fehlt für den Bereich der Barrhorn-Serie im Untersuchungsgebiet jegliche Andeutung einer Regressionsphase am Ende der Trias (Rauhwacken). Der Trog mit seiner geringen Meerestiefe bleibt auch im Jura annähernd konstant, so dass die Liasmarmore in ziemlicher Mächtigkeit entstanden. Erst gegen den Oberlias schalten sich tonige Zwischenlagen ein, welche so eine Übergangsschicht zu den Tonphylliten des Doggers in Form der Sericitmarmore bilden. Mit den Nolla-Schiefern stellt sich sodann der eindeutige Charakter einer tieferen Geosynklinale ein.

Im südlichen, daran anschliessenden Raum der Hühnerknubel-Decke herrschen wiederum Verhältnisse, wie sie schon aus dem Bereich der Hörnli-Zone und Mischabel-Decke bekannt sind. Der Sedimentationsraum dieser hochpenninischen Einheit sinkt stetig ein, unter Bildung von Kalkglimmerschiefern, Tonphylliten und Kalkphylliten. Kleinere Niveauschwankungen haben den Absatz von Kalkschiefern und massigen Kalken zur Folge. Die ganze Senkungstendenz wird klar

durch die Reihenfolge von Kalkglimmerschiefer–Tonphyllite–sandige Kalkphyllite–Radiolarite versinnbildlicht.

So ergibt sich an Hand dieser aus dem kleinen Rahmen des Untersuchungsgebietes gewonnenen Feststellungen das Bild eines schon in der Trias, vor allem aber im Jura stark differenzierten mittel-hochpenninischen Teilbezirkes, welcher die ursprüngliche Anlage der einzelnen tektonischen Einheiten schon im Jura zeigt.

Wenn sich aber diese Beobachtungen nur auf den Raum der Berge zwischen Turtmanntal und Zermatt beschränken, so lassen doch die Arbeiten von Göksu (Lit. 59) und in letzter Zeit auch von Witzig erkennen, dass sich diese faziellen Merkmale und Unterschiede, wenn auch nur teilweise, in anderen Abschnitten der Zone du Combin wiederum einstellen. Eine gesamthafte Darstellung der Faziesverhältnisse der Zone du Combin aber wird erst möglich sein, wenn die Untersuchungen in dieser Sedimentzone rund um die Dent Blanche-Decke abgeschlossen sind. In diesen Rahmen gestellt, können die obigen Ausführungen nur ein Fragment, ein Versuch bleiben.

II. Die fazielle Entwicklung der Trias.

Während die posttriadischen Schichtglieder des Penninikums, sofern überhaupt trotz starker Metamorphose und tektonischer Verschuppung eine Unterteilung in verschiedene Stufen möglich ist, sich ohne weiteres in die Bündnerschieferstratigraphie eingliedern lassen und in ihrer Gesamtheit die typische piemontesische Schistes lustrés-Fazies ausmachen, bildet sich bei der Trias mit ihrer mehr oder weniger deutlichen Unterteilung und der verschiedenartigen Ausbildung für die Zuordnung zu einem einzigen bestimmten Faziesbereich (germanisch oder ostalpin) die grösste Schwierigkeit.

Diese Unsicherheit in der faziellen Zuordnung der Trias liegt vor allem in der Übergangsstellung des Penninikums zwischen dem helvetischen und ostalpinen Faziesraum.

Schon 1922 umriss P. Arbenz (Lit. 2) die ganze Problematik der Grenzregion Hochpenninikum-Unterostalpin und neuerdings unterstreicht F. Roesli (Lit. 103) die Ungewissheit in der Südabgrenzung des Penninikums gegen den ostalpinen Raum.

Der Übergangscharakter der penninischen Zone wird insbesondere durch die Ausbildungsart der Trias eindeutig dokumentiert, welche neben deutlichen ostalpinen Zügen auch germanische Faziesanklänge aufweist. Die einzelnen Schichten, auch im Bereich der ostalpinen Ausbildung, haben bis heute, mit wenigen Ausnahmen, keine Fossilien geliefert, welcher Tatsache man durch die Einführung des Begriffes „pseudoostalpin" gerecht zu werden versuchte.

Die nachfolgenden Betrachtungen ergaben sich aus den stratigraphischen Untersuchungen der Zone du Combin. Dabei vermitteln, trotz dem engen Rahmen des Arbeitsgebietes, die bedeutenden Triasserien ein eindrückliches Bild über die Faziesverhältnisse der Trias im mittel-hochpenninischen Raum.

1. DIE GERMANISCHEN FAZIESANKLÄNGE DER TRIAS.

Die von den helvetischen Decken her bekannte Dreiteilung der Trias in Melsersandstein (Buntsandstein), Rötidolomit (Muschelkalk) und Quartenschiefer (Keuper) macht sich gemäss dem Charakter einer Übergangszone des Penninikums auch noch im mittelpenninischen Faziesraum bemerkbar.

So weisen einzelne Schichtgruppen der Trias, insbesondere der Mischabel-Trias, Züge germanischer Faziesentwicklung auf. Vor allem ist es der Tafelquarzit der unteren Trias, welcher eine Deutung als metamorpher Melsersandstein (Buntsandstein) ohne weiteres zulässt. Somit zeichnet sich wenigstens in der unteren Trias ein deutliches Übergreifen der germanischen Fazies bis in den Raum des Mittelpenninikums ab. Die Gruppe der Rauhwacken, dolomitischen Sericitschiefer und quarzreichen Glimmerschiefer erscheinen in ihrer Lage über dem Buntsandstein am ehesten einem Röt-Niveau zu entsprechen, wenngleich die faziellen Anklänge an ein Campiler-Niveau nicht abzustreiten sind.

Die kalkig-dolomitische Trias der Zone du Combin neigt in ihrer gesamten Ausbildung schon eher zum ostalpinen Faziesbereich hin, doch lassen sich in der Mischabel-Trias an verschiedenen Stellen Rötidolomit-ähnliche Bildungen feststellen. R. Staub vergleicht die Suretta-Trias, das bündnerische Äquivalent der Mischabel-Decke, auf seiner Berninakarte (Lit. 190) mit der Hohstegen-Trias und spricht von einer Hohstegenfazies in Anlehnung an die Verhältnisse der mittelpenninischen Venediger-Decke (allerdings heute richtiger Glockner-Decke s. l.) in den westlichen Tauern.

Quartenschiefer-ähnliche Schichten (Keuper), wie sie aus anderen penninischen Gebieten (Streiff, Lit. 152, für die Suretta-Trias) erwähnt werden, sind im Untersuchungsgebiet nirgends festgestellt worden, da wahrscheinlich infolge Trockenlegung des Meeresgrundes in der Obertrias keine Sedimentation stattfand.

Aus diesen Beobachtungen geht hervor, dass der germanische Faziesbereich vom Ablagerungsraum der helvetischen Decken südwärts bis in den mittelpenninischen Geosynklinaltrog hinübergriff, wo dieser zusammen mit dem von Süden herkommenden ostalpinen Faziesbereich eine Zone enger Vermischung bildet.

2. DIE OSTALPINEN ANKLÄNGE DER TRIAS.

Weit auffälliger ist im mittel- bis hochpenninischen Bereich der Zone du Combin die pseudoostalpine Ausbildung der Trias, welche sich sogar noch im mittelpenninischen Bereich deutlich bemerkbar macht.

Während die Quarzitstufe nur mit grossem Vorbehalt mit dem Werfenien der Ostalpen parallelisiert werden darf, zeigen schon die Sedimente des Röts auffallende Ähnlichkeit mit der Ausbildung des Campiler-Niveau's in den Ostalpen. Bei den Rauhwackenvorkommen darf man vielleicht sogar von einem eigentlichen skythisch-anisischen Grenzniveau sprechen, wie dies Streiff (Lit. 152) für analoge Vorkommen aus der Suretta-Trias tut.

Anisien und Ladinien liegen nicht nur in der Dolomit-Kalkabfolge der Mischabel-Decke, sondern auch in den Dolomiten und Bänderkalken der Barrhorn-Serie vor.

Eigentliche obertriadische Stufen im Sinne eines Hauptdolomits konnten nirgends nachgewiesen werden, doch erinnern gerade die ophiolithischen Einschaltungen in den höheren Partien der Bänderkalke der Barrhorn-Serie und die Rauhwackenlagen im Liegenden der Bündnerschiefer der Hühnerknubel-Decke stark an Raiblerhorizonte.

Zwar wird diese Triasgliederung nirgends im Untersuchungsgebiet durch Fossilfunde unterstützt, aber die Analogien zu den entsprechenden penninischen Einheiten in Bünden sind so gross, dass über die stratigraphische Horizontierung und Parallelisierung keine Zweifel bestehen.

So ergibt sich aus diesen verschiedenen Betrachtungen über die fazielle Entwicklung der Trias im mittel-hochpenninischen Faziesraum das Bild einer inten-

siven Mischzone zwischen germanischem und ostalpinem Faziesbereich. Die Schwierigkeit einer Interpretation der Trias in bezug auf ihre stratigraphische Gliederung aber wird wohl immer bestehen, das das Penninikum im Bereich zweier Faziesbezirke liegt und so die Grenze zwischen germanischer und ostalpiner Sedimentation darstellt.

E. ZUSAMMENFASSUNG DER WICHTIGSTEN RESULTATE.

Am Schluss der Detailbesprechungen sollen in aller Kürze die wichtigsten Resultate hier zusammengefasst werden.

I. Stratigraphie.

Die durch GÖKSU (Lit. 59) und GÜLLER (Lit. 66) aufgestellte stratigraphische Gliederung konnte im allgemeinen bestätigt und teilweise noch verfeinert werden.

Die Mischabel-Decke weist in den Bergen zwischen Zermatt und Turtmanntal neben einer deutlich in Karbon und Perm gegliederten paläozoischen Sedimenthülle und den Tafelquarziten der unteren Trias im weiteren eine wechselvoll zusammengesetzte Serie der mittleren Trias, bestehend aus einem Röt-Niveau (Rauhwacken, quarzreiche Glimmerschiefer und dolomitische Sericitschiefer) und einer Abfolge von hellen Dolomiten, Kalken und schwarzen Dolomiten und — Schiefern in typischer Hohstegenfazies auf, Bündnerschiefer als jüngste Ablagerungen sind, wenn auch nur sehr schmächtig, doch fast immer vertreten.

Die Hörnli-Zone als dünner Keil besteht zur Hauptsache aus einer nicht gliederbaren Schistes lustrés-Serie, bei der besonders die brecciösen Partien im Hangenden stärker hervortreten.

Im Bereich der Barrhorn-Serie bestätigt sich die Ansicht R. STAUB's über das liasische Alter der grau-weissen Marmore, welche in der Weisshorn–Barrhorn-Gruppe einen wesentlichen Bestandteil dieser tieferen hochpenninischen Einheit darstellen. Die Dolomit-Bänderkalk-Serie wurde in der Hauptsache dem alpinen Muschelkalk (Anisien und Ladinien) zugesprochen und die Zuordnung der höchsten Bänderkalklagen zum Raibler erfolgte nur mit grösseren Vorbehalten.

Die Verbreitung der Sericitmarmore („marbres feuilletés du Barrhorn" von ARGAND) konnte im ganzen Untersuchungsgebiet, d. h. vom Mettelhorn bis zu den Diablons, nachgewiesen werden, wobei sich der Charakter einer „Übergangsfazies" (STAUB) zwischen liasischen Marmoren und Tonphylliten des Doggers immer wieder bestätigt.

„Kieselschnurkalk"-ähnliche Bildungen innerhalb der Liasmarmore wurden nur im mittleren Abschnitt (Weisshorn E-Flanke) festgestellt, wo sie in bedeutender Mächtigkeit die Basis der posttriadischen Sedimentserie bilden.

Die stratigraphische Untersuchung der oberen hochpenninischen Einheit, der Hühnerknubel-Decke, ergab neben einer weitverbreiteten, allerdings schmalen und unvollständigen Triasbasis eine gut differenzierte posttriadische Schichtreihe, welche sich sehr schön in die durch R. STAUB und JÄCKLI bekannt gewordene Schistes lustrés-Abfolge des bündnerischen Penninikums einreihen lässt. Die stellenweise im direkten Kontakt mit Ophiolithen auftretenden radiolarit-ähnlichen Schiefer dokumentieren erneut den hochpenninischen Charakter dieser Zone.

Das Auftreten der Ophiolithe, welche zwar nur summarisch behandelt wurden, verteilt sich in diesem Abschnitt der Zone du Combin wie folgt:

Mischabel-Decke, wie auch Hörnli-Zone sind frei von mesozoischen Grüngesteinen. In der erstgenannten Einheit stellen sich allerdings in den Graphitphylliten des Karbons grössere Mengen von Prasiniten ein, welche aber als sichere prätriadische Ophiolithe einer früheren Intrusionsphase angehören müssen und in keiner Weise mit den mesozoischen Ophiolithen im Zusammenhang stehen. Die im Untersuchungsgebiet ophiolithfreie Hörnli-Zone zeigt in der Zermatter-Schuppenzone eine starke Ophiolithführung, eine Erscheinung, welche GÜLLER in seiner Dissertation ausführlich behandelt.

Die ersten spärlichen mesozoischen Grüngesteinseinschaltungen finden sich in den höchsten Bänderkalklagen der sonst ophiolithfreien Barrhorn-Serie, welche auf ein teilweises obertriadisches Alter der Bänderkalke hinweisen dürfte.

Die Hauptentwicklung der Ophiolithe entfällt auf die Hühnerknubel-Decke. Als an- und abschwellender Zug begleiten sie die posttriadischen Sedimente, mit denen sie oft eine innige Wechsellagerung bilden. Im Hangenden werden sie von der Scholle des Dent Blanche-Kristallins überlagert.

II. Tektonik.

(Vgl. dazu die tektonische Karte, Taf. V).

Das von R. STAUB (Lit. 134) erstmals entworfene Bild eines ausgedehnten Schuppenwerkes bestätigt sich vollauf.

Die Mischabel-Decke als tiefste Einheit bildet überall die Basis der Zone du Combin, wobei der Schichtinhalt ihrer Sedimenthülle gegen NW eine starke Vereinfachung erfährt.

Das oberpenninische Element der Hörnli-Zone konnte als dünner Sedimentspan bis in die Weisshorn E-Flanke hineinverfolgt werden, wo sie langsam auskeilt. Tektonisch, wie auch stratigraphisch, spielt sie aber im Untersuchungsgebiet nur eine untergeordnete Rolle.

Weit bedeutender ist der Anteil der Barrhorn-Serie („Oberer Würmlizug"), welche in bemerkenswerter Ausbildung zur Hauptsache die Berge zwischen Matter- und Turtmanntal, d. h. die Barrhorn-Gruppe, aufbaut. Im Pipjitälli und in der Stellihorn-Gruppe verfaltet und verschuppt sie sich sehr stark, zusammen mit der Mischabel-Decke. Ausläufer dieser Schuppenzone machen sich bis in die Gruppe der Diablons und Frilihörner bemerkbar.

Dem Aussenrand der Dent Blanche-Decke folgt die oberste hochpenninische Einheit, d. h. die Hühnerknubel-Decke mit gut entwickelter Sedimentserie. Drei kleinere Klippen in der Barrhorn-Gruppe zeugen von der weiten Verbreitung dieses Platta-Elementes.

Die Schwierigkeit der Verbindung mit den Nachbargebieten konnte durch eine Umdeutung der tektonischen Gliederung im Westen und Osten umgangen werden.

III. Schlussbemerkung.

Die vorliegende Arbeit, welche die Zone du Combin zwischen Mettelhorn und Turtmanntal in tektonischer und stratigraphischer Beziehung analysiert, übergeht verschiedene Fragen und Probleme, deren Bearbeitung über den Rahmen dieser Studie hinausgehen würde. So wurden die morphologischen und quartärgeologischen Erscheinungen nicht in diese Studie einbezogen. Aber auch in stratigraphisch-

petrographischer Hinsicht, vor allem im Bereich der Casannaschiefer und der mesozoischen Ophiolithe harren noch manche Fragen ihrer Lösung, Aufgaben, die nur durch grossangelegte Untersuchungen erfolgreich beendigt werden können.

Vieles aber wird für immer ein wohlgehütetes Geheimnis dieser einsamen Gletscher- und Gebirgswelt bleiben, die stumm und kalt und unverändert dem menschlichen Streben und Suchen gegenübersteht.

Literaturverzeichnis.

1. ARBENZ, P.: Probleme der Sedimentation und ihre Beziehung zur Gebirgsbildung in den Alpen. – Vierteljahrschr. Natf. Ges. Zürich, Bd. 64, 1919.
2. — Zur Frage der Abgrenzung der penninischen und ostalpinen Decken in Mittelbünden. – Ecl. geol. Helv., vol. 17, 1922.
3. ARGAND, E.: Sur la tectonique du massif de la Dent-Blanche. Sur la tectonique de la zone d'Ivrée et de la zone du Strona. Contribution à l'histoire du géosynclinal piémontais. – C. R. Acad. d. Sci., Paris 1906.
4. — L'exploration géologique des Alpes Pennines centrales. – Bull. Soc. Vaud. Sci. nat., t. 45, No. 166, 1909, p. 217–276, 3 fig., 1 pl. (III). – Bull. d. Lab. de Géol. (etc.) de l'Univ. de Lausanne, No. 14, 1909; 64 p., 3 fig., 1 pl.
5. — Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. Une carte tectonique et deux stéréogrammes, avec texte explicatif. – Mat. Carte géol. Suisse, N. S., Livr. XXXI, 1911.
6. — Sur la répartition des roches vertes mésozoïques dans les Alpes Pennines avant la formation des grands plis couchés. – Bull. Soc. Vaud. Sci. nat., t. 47, 1911, p. XIX–XX (Proc.-verb.).
7. — Sur les plissements en retour et la structure en éventail dans les Alpes Occidentales. – Bull. Soc. Vaud. Sci. nat., t. 47, 1911, p. XXXIII–XXXVI (Proc.-verb.).
8. — Sur la limite des deux séries cristallophylliennes compréhensives dans les Alpes Occidentales. – Bull. Soc. Vaud. Sci. nat., t. 47, 1911, p. XLV–XLVII (Proc.-verb.).
9. — Phases de déformation des grands plis couchés de la zone pennique. – Bull. Soc. Vaud. Sci. nat., t. 48, 1912, p. XIII–XVI (Proc.-verb.).
10. — Sur l'arc des Alpes Occidentales. – Ecl. geol. Helv., vol. XIV, 1916.
11. — Compte-rendu de l'excursion de la Société géologique Suisse à Zermatt les 16, 17 et 18 septembre 1915. – Ecl. geol. Helv., vol. XIV, 1916.
12. — La géologie des environs de Zermatt. – Actes Soc. helv. Sci. nat., 104e sess., Zermatt 1923.
13. — Geologischer Führer der Schweiz. Fasc. III. La zone pennique, und Fasc. VII, Exk. No. 26 und 28, 1934.
14. BEARTH, P.: Über den Zusammenhang der Monte Rosa- und Bernharddecke. – Ecl. geol. Helv., vol. 32, 1939.
15. — Über die Granitgneise der Monte Rosa-(Mischabel)-Decke. – Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. XXII, 1942. Sitzungsber. über die XXII. Hauptversammlung in Sitten.
16. — Über spätalpine granitische Intrusionen in der Monte Rosa-Bernhard-Decke. – Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. XXV, Heft 1, 1945.
17. BERNOULLI, W.: Ammoniten im Bündnerschiefer von Termen bei Brig. – Ecl. geol. Helv., vol. 35, No. 2, 1942.
18. BLANCHET, F.: Etude géologique des montagnes d'Escreins (Hautes-Alpes et Basses-Alpes). – Trav. Lab. géol. Grenoble, t. XIX, 1935.
19. BLESER, P.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern östlich der Brennerlinie. – Bull. d. l'Inst. Grand-Ducal de Luxembourg, Arch. nouv. sér., t. XIII, 1934.
20. BURRI, C. und NIGGLI, P.: Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. I. Die Ophiolithe. – Schweizer Spiegel Verlag, Zürich 1945.

21. CADISCH, J.: Der Bau der Schweizeralpen. – Orell Füssli, Zürich, 1926.
22. — Geologie der Schweizer Alpen. – Beer & Co., Zürich, 1934.
23. — Tektonik und Stratigraphie im penninisch-ostalpinen Grenzgebiet. – Verh. Natf. Ges. Basel, Bd. 40, 1929.
24. CORNELIUS, H. P.: Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer- und Julierpass. – N. Jahrb. f. Min. etc., Beil. Bd., Bd. XXXV, 1913. (Diss. Univ. Zürich, 1912.).
25. — Über einige Probleme der penninischen Zone der Westalpen. – Geol. Rundschau, Bd. XI, 1920.
26. — Über tektonische Breccien, tektonische Rauhwacken und verwandte Erscheinungen. – Zentralbl. f. Min. Abt. B, 1927.
27. — Über einige seltene Gesteinstypen aus dem Grüngesteinsgebiet von Zermatt (Wallis). – Mitt. Geol. Ges. in Wien, Bd. XXVI, 1933.
28. — Das Profil des Col Lauzon in den Grajischen Alpen. – Mitt. Geol. Ges. in Wien, Bd. XXVIII, 1935.
29. — Profile aus der oberen Val Tournanche. – Mitt. Geol. Ges. in Wien, Bd. XXVIII, 1935.
30. — Geologie der Err-Juliergruppe. – Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 70, 1. Teil, 1935.
31. — Einige Beobachtungen an den Gneisen des Monte Rosa und Gran Paradiso. – Mitt. Geol. Ges. in Wien, Bd. XXIX, 1936.
32. DIAS, A.: Contribution à l'étude pétrographique des schistes de Casanna du Val d'Hérens. – Thèse Univ. de Lausanne, 1920.
33. DIEHL, E.: Geologisch-Petrographische Untersuchungen der Zone du Grand Combin im Val d'Ollomont. – Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. XVIII, 1938.
34. DIENER, C.: Zum Gebirgsbau der „Centralmasse des Wallis". – Sitzungsber. d. Kais. Akad. d. Wissensch. in Wien, Bd. XCVIII, 1889.
35. — Der Gebirgsbau der Westalpen. – F. Tempsky, Wien, 1891.
36. DIETIKER, H.: Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml. – Diss. Eidg. Techn. Hochschule Zürich, 1938.
37. DÜNNER, H.: Zur Geologie des Tauernwestendes am Brenner. – Diss. Univ. Zürich, 1934.
38. DUPARC, L.: Sur la classification pétrographique des schistes de Casanna des Alpes valaisannes. – C. R. Acad. d. Sci., t. 132, Paris, 1901.
39. — et RITTER, E.: Etude pétrographique des schistes de Casanna du Valais. – Arch. Sci. phys. et nat., 4e pér., t. II, Genève, 1896.
40. ELLENBERGER, F.: Découverte de Fossiles dans le Trias de la Vanoise. – C. R. Soc. géol. de France, No. 15, 1947.
41. — Sur quelques roches vertes de la Vanoise. – C. R. Soc. géol. de France, No. 8, 1948.
42. ESCHER VON DER LINTH, A.: Tagebücher, Notizen und Panoramas. – Geologisches Archiv d. Geol. Inst. d. Eidg. Techn. Hochschule Zürich (unveröffentlicht).
43. FRANCHI, S., KILIAN, W. et LORY, P.: Sur les rapports des Schistes lustrés avec les Faciès Dauphinois et Briançonnais du Lias. – Bull. Carte géol. de la France, No. 119, t. VIII, 1907–1908.
44. GANSSER, A.: Der Nordrand der Tambodecke. – Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. XVII, 1937.
45. GEIGER, TH.: Manganerz in den Radiolariten Graubündens. – Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, 27. Lief., 1948.
46. GEOLOGISCHER FÜHRER DER SCHWEIZ: Herausgeg. v. d. Schweiz. Geol. Ges. – Wepf & Co., Basel, 1934.
47. GERLACH, H.: Die Penninischen Alpen. Beiträge zur Geologie der Schweiz. – Neue Denkschriften der allg. schweiz. Ges. für die gesam. Naturwissensch., Bd. 23, 1869, 132 S., 4 Taf. (darunter die „Geologische Karte der Penninischen Alpen", 1:200000, col.). – Neudruck (ohne die Karte und einen Teil der Tafeln) in: Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz. a. F., Lief. 27, 1883 (2. Teil), 160 S., 1 Fig., 1 Taf.
48. — Das südwestliche Wallis mit den angrenzenden Landestheilen von Savoien und Piemont. – Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, a. F., Lief. 9, 1871.
49. — Die Bergwerke des Kantons Wallis, nebst einer kurzen Beschreibung seiner geologischen Verhältnisse in Rücksicht auf Erz- und Kohlenlagerstätten. 107 S., 7 Fig., 3 Taf. col., Sitten 1873, A. Galerini. – Neudruck (ohne Tafeln) in Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, a. F., Lief. 27, 1883 (3. Theil), 79 S., 7 Fig.

50. GIGNOUX, M.: Les problèmes géologiques de la région Vanoise-Mont Pourri (Savoie). – Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. XV, 1. Fasc., 1929.
51. — et MORET, L.: Un itinéraire géologique à travers les Alpes françaises de Voreppe à Grenoble et en Maurienne. – Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. XV, 3e Fasc., 1931.
52. — et RAGUIN, E.: Sur la stratigraphie du Trias de la zone Briançonnais. – C. R. Acad. Sci., t. 192, 12 janvier 1931, p. 102.
53. — et MORET, L.: Les grands subdivisions géologiques des Alpes françaises. – Ann. d. Géogr., No. 244, XLIIe année, 1934.
54. — —: Sur la stratigraphie de la „zone du Pas du Roc" près Saint-Michel-de-Maurienne et l'âge de la Brèche du Télégraphe. – C. R. Soc. géol. de France, No. 17, 1936.
55. — — et SCHNEEGANS, D.: Observations géologiques dans le bassin de la Haute Durance entre Gap et la frontière italienne. – Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. XVIII, 1934–35.
56. — —: Description géologique du bassin supérieur de la Durance. – Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. XXI, 1937.
57. GILLIÉRON, F.: Geologisch-petrographische Untersuchungen an der Ni-Co-Lagerstätte Kaltenberg (Turtmanntal, Wallis). – Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, 25. Lief., 1946.
58. GIRARD, H.: Geologische Wanderungen. I. Wallis. – Halle, 1855.
59. GÖKSU, E.: Geologische Untersuchungen zwischen Val d'Anniviers und dem Turtmanntal (Wallis) („Bella Tola – Roc de Boudry – Diablons"). – (Diss. Eidg. Techn. Hochschule Zürich), Istanbul, 1947.
60. GOLLIEZ, H.: Profil du Simplon et environs de Zermatt. – Livret-guide géol. de la Suisse, Lausanne, 1894.
61. GRUBENMANN, U.: Die kristallinen Schiefer. – Berlin, 1910.
62. — und NIGGLI, P.: Die Gesteinsmetamorphose, I. Teil. – Bornträger, Berlin, 1924.
63. GRUNAU, H.: Das Ophiolithvorkommen von Hauen am Jaunpass (Kt. Bern). – Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. XXV, Heft 2, 1945.
64. — Die Vergesellschaftung von Radiolariten und Ophiolithen in den Schweizer Alpen. – Ecl. geol. Helv., vol. 39, 1946.
65. — Geologie von Arosa (Graubünden), mit besonderer Berücksichtigung des Radiolaritproblems. – Diss. Univ. Bern, 1947.
66. GÜLLER, A.: Zur Geologie der südlichen Mischabel- und der Monte Rosa-Gruppe. Mit Einschluss des Zmutt-Tales westlich Zermatt. – Ecl. geol. Helv., vol. 40, 1947.
67. HAGEN, T.: Zur Tektonik der nördlichen Dentblanche-Decke. – Verh. Schweiz. Natf. Ges., Sils i. E., 1944.
68. — Geologie des Mont Dolin und des Nordrandes der Dentblanche-Decke zwischen Mont Blanc de Cheilon und Ferpècle (Wallis). – Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F., 90, 1948.
69. HALM, ED.: Die Kupfer-Wismut-Lagerstätten im obern Val d'Anniviers (Wallis). – Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, 22. Lief., 1945.
70. HAUG, E.: Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes occidentales. – Bull. Soc. géol. de France, 4e sér., t. XXV, Fasc. 3, 1925.
71. HEIM, ALB.: Geologie der Schweiz, Bd. II. – Leipzig, 1922.
72. HERMANN, FR.: Recherches géologiques dans la partie septentrionale des Alpes pennines. (Massif Rocs de Boudri – Bella Tola et Sasseneire – Becs de Bosson). – Thèse, Lyon, 1913.
73. — Sur l'éventail de Bagnes et la nappe de la Dent Blanche. – C. R. Acad. Sci., t. 180, Paris, 1925.
74. — Paléogéographie et genèse penniques. – Ecl. geol. Helv., vol. XIX, Heft 3, 1926.
75. — Stereogramma tectonico delle a) Alpi valdostani centrali, b) Alte valli aostane meridionali. – Mem. Ist. geol. R. Univ. Padova, vol. 7, 1927.
76. — Conceptions nouvelles sur la tectonique des Alpes franco-italiennes. – C. R. Acad. Sci., t. 185, Paris, 1927.
77. — Sulla tectonica Valdostana. – Mem. Ist. geol. R. Univ. Padova, vol. 7, 1928.
78. — La nappe de la Dent Blanche et les nappes des schistes lustrés en Maurienne et Tarentaise. – Ecl. geol. Helv., vol. 21, No. 1, 1928.
79. — Note illustrative per la carta geologica delle Alpi nord-occidentali. – Milano, 1938.
80. HOTTINGER, A.: Geologie der Gebirge zwischen der Sonnblick-Hocharn-Gruppe und dem Salzachtal in den östlichen Hohen Tauern. – Ecl. geol. Helv., vol. 28, 1935.

81. HUANG, T. K.: Etude géologique de la région Weissmies-Portjengrat (Valais). – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat., t. 60, 1935.
82. HUTTENLOCHER, H. F.: Die Erzlagerstättenzonen der Westalpen. – Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. XIV, 1934. – Als Beitrag Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, Kleinere Mitt. No. 4, 1934.
83. JÄCKLI, H.: Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams. – Ecl. geol. Helv., vol. 34, 1941.
84. JÄCKLI, R.: Geologische Untersuchungen im nördlichen Penninikum zwischen Réchy und Turtmann. – Diplomarbeit an der Eidg. Techn. Hochschule Zürich, 1948 (Manuskript).
85. KILIAN, W.: Les marbres en plaquettes et la géologie du Briançonnais. – C. R. Soc. géol. de France, No. 5, 1913.
86. — et PUSSENOT, CH.: Sur l'âge des Schistes lustrés des Alpes franco-italiennes. – Acad. d. Sci., t. 155, 1912.
87. — — Nouvelles données relatives à la tectonique des environs de Briançon. – C. R. Acad. d. Sci., t. 156, 1913.
88. — — La série sédimentaire du Briançonnais oriental. – Bull. Soc. géol. de France, 4e sér., t. XIII, 1913.
89. LORY, P.: Sur la faciès en entroques dans le Lias des Alpes suisses et françaises. – Ecl. geol. Helv., vol. VII, 1903.
90. LUGEON, M.: Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. – Bull. Soc. géol. de France, 4e sér., t. 1, 1901.
91. — Sur la coupe géologique du massif du Simplon. – C. R. Acad. d. Sci., t. 134, Paris, 1902.
92. — Les grandes nappes de recouvrement des Alpes suisses. – C. R. Congr. géol. intern., Vienne, 1903.
93. — et ARGAND, E.: Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont. – C. R. Acad. d. Sci., t. 140, 1905.
94. — — Sur les homologies dans les nappes de recouvrement de la zone du Piémont. – C. R. Acad. d. Sci., t. 140, 1905.
95. MASSON, R.: Geologisch-petrographische Untersuchungen im unteren Valpelline. – Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. XVIII, 1938.
96. MORET, L.: Notice explicative d'une carte géologique de la Savoie et des régions limitrophes. – Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. XV, 1929.
97. NABHOLZ, W. K.: Gryphäenfunde in den Schistes lustrés-Serien Bündens und des Wallis. – Ecl. geol. Helv., vol. 36, No. 2, 1943.
98. — Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental. – Ecl. geol. Helv., vol. 38, No. 1, 1945.
99. NIGGLI, P., KÖNIGSBERGER, J., PARKER, R. L.: Die Mineralien der Schweizeralpen. – Wepf & Co., Basel, 1940.
100. NOVARESE, V.: Nomenclatura è sistematica delle roccie verdi nelle Alpi occidentali. – Boll. R. Com. Geol. Italia, No. 2, 1895.
101. PREISWERK, H.: Geologische Beschreibung der lepontinischen Alpen. I. Teil: Die Grünschiefer im Jura und Trias des Simplongebietes. – Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, a. F., Lief. 26, I. Teil, 1907.
102. RAGUIN, P.: Haute-Tarentaise et Haute Maurienne (Alpes de Savoie). – Mém. p. servir à l'explication de la Carte géol. de la France, Paris, 1930.
103. ROESLI, FR.: Fazielle und tektonische Zusammenhänge zwischen Oberengadin und Mittelbünden. – Ecl. geol. Helv., vol. 37, No. 2, 1944.
104. — Zur Frage der Existenz unterostalpiner (grisonider) Elemente im Westalpenbogen. – Ecl. geol. Helv., vol. 39, No. 1, 1946.
105. ROTHPLETZ, A.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Simplongebietes. – Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 64, 1912.
106. — Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Simplongebietes. – Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 66, 1914.
107. ROUTHIER, P.: Essai sur la chronologie des „roches vertes" mésozoïques des Alpes occidentales. – Bull. Soc. géol. de France, 5e sér., t. 14, 1944.
108. DE SAUSSURE, H. B.: Voyages dans les Alpes. – Neuchâtel, 1796.

109. SCHARDT, H.: Die modernen Anschauungen über den Bau und die Entstehung des Alpengebirges. – Verh. Schweiz. Natf. Ges., St. Gallen, 1906.
110. — Coup d'œil sur la Géologie et la Tectonique des Alpes du Canton du Valais. – Bull. Soc. Murith. d. Sci. nat. du Valais, t. XXXV, 1909.
111. SCHMIDT, C.: Sur la géologie de Zermatt et sa situation dans le système alpin. – Arch. Sci. phys. et nat., Genève, t. XXXIV, 1895.
112. — Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizer Alpen. – Ecl. geol. Helv., vol. IX, 1907.
113. SCHNEEGANS, D.: Observations sur la série stratigraphique du massif du Grand Galibier (Briançonnais occidental). – C. R. Soc. géol. de France, No. 5, 1931.
114. — Observations sur la limite occidentale de la nappe du Briançonnais au sud de la Maurienne. – C. R. Acad. d. Sci., t. 192, Paris, 1931.
115. SCHNELL, J. R.: Les roches basiques des nappes penniques. – Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. I (Thèse Univ. Fribourg), 1921.
116. SCHOELLER, H.: La nappe de l'Embrunais en Tarentaise, au nord de l'Isère et son prolongement en Italie et en Suisse. – Bull. Soc. géol. de France, 4e sér., t. XXVII, 1927.
117. — La nappe de l'Embrunais au nord de l'Isère avec quelques observations sur les régions voisines: bord externe de la nappe du Briançonnais, zone dauphinoise, lambeaux de recouvrement de Sulens. – Bull. des serv. de la Carte géol. de la France, No. 175, t. XXXIII, 1929.
118. SIGG, J.: Contribution à l'étude pétrographique et minière de la partie inférieure du Val d'Anniviers et plus particulièrement de la région Saint-Luc–Bella Tola. – Mat. géol. Suisse, Sér. géotechn., 21e liv., 1944.
119. STAUB, R.: Zur Tektonik des Berninagebirges. – Vierteljahrschr. Natf. Ges. Zürich, LVIII, 1913.
120. — Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. – Vierteljahrschr. Natf. Ges. Zürich, LX, 1915.
121. — Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. – Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 46, 1916.
122. — Das Äquivalent der Dentblanchedecke in Bünden. – Vierteljahrschr. Natf. Ges. Zürich, LXII, 1917.
123. — Geologische Betrachtungen im Avers und Oberhalbstein. – Ecl. geol. Helv., vol. XV, 1920.
124. — Über Wesen, Alter und Ursache der Gesteinsmetamorphose in Graubünden. – Vierteljahrschr. Natf. Ges. Zürich, LXV, 1920.
125. — Über die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen. – Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. II, 1922.
126. — Der Bau der Alpen. – Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 52, 1924.
127. — Die geologischen Verhältnisse eines Septimertunnels. – Vierteljahrschr. Natf. Ges. Zürich, 73, 1928.
128. — In „Geologischer Führer der Schweiz" (Lit. 46), Fasc. III: Übersicht über die Geologie Graubündens.
129. — Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. – Denkschr. Schweiz. Natf. Ges., Bd. LXIX, Abh. I, 1934.
130. — Des raccords tectoniques entre les nappes valaisannes et grisonnes. – C. R. somm. Soc. géol. de France, 1936.
131. — Sur la répartition des faciès penniques dans les Grisons. – C. R. somm. Soc. géol. de France, 1936.
132. — Sur les rapports entre les nappes penniques des Tauern, des Grisons et des Alpes occidentales. – C. R. somm. Soc. géol. de France, 1936.
133. — Sur les racines des nappes valaisannes et grisonnes entre la Valtelline, le Tessin et l'Ossola. – C. R. somm. Soc. géol. de France, 1937.
134. — Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. – Vierteljahrschr. Natf. Ges. Zürich, 82, 1937. – 1. Fortsetzung: Vierteljahrschr. Natf. Ges. Zürich, 87, 1942.
135. — Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden. – Ecl. geol. Helv., vol. 31, 1938.

136. — Radiolarit im Walliser Hochpenninikum. – Ecl. geol. Helv., vol. 35, No. 1, 1942.
137. — Über den Bau der Zone du Combin der Walliseralpen. – Ecl. geol. Helv., vol. 35, No. 2, 1942.
138. — Über die Gliederung der Bündnerschiefer im Wallis. – Ecl. geol. Helv., vol. 35, No. 2, 1942.
139. — Die Gebirgsbildung im Rahmen der Erdgeschichte. – Verh. Schweiz. Natf. Ges., 1944.
140. — Aktuelle Fragen im alpinen Grundgebirge. – Festschr. Paul Niggli, Schweiz. Min.-Petr. Mitt., Bd. XXVIII, 1948.
141. STAUB, W.: Zur Tektonik des Gebirges zwischen Turtmanntal und Simplonpass. – Ecl. geol. Helv., vol. 21, 1928.
142. — Über die Verbreitung des Augengneises von Randa im Gebiete der Vispertäler (Wallis). – Ecl. geol. Helv., vol. 21, 1928.
143. — Kleintektonik und Oberflächengestalt auf der Westseite des Vispertales. – Ecl. geol. Helv., vol. 27, 1934.
144. — Gebirgsbau zwischen Vispertal und Turtmanntal. – Mitt. Natf. Ges. in Bern, 1934.
145. — Geologie des unteren Vispertales und des Saastales. In: Schweiz. Alpenposten. Saastal. Poststrasse Stalden–Saas-Fee. Herausgegeben von der Eidg. Postverwaltung, Bern, 1934.
146. — Der Bau der Stirnregion der St. Bernhard-Decke und ihre Unterlage zwischen Visp und Leuk-Susten im Mittel-Wallis. – Vierteljahrschr. Natf. Ges. Zürich, 90, 1945.
147. STEINMANN, G.: Geologische Beobachtungen in den Alpen. I. Das Alter der Bündnerschiefer. – Ber. Natf. Ges. Freiburg i/Br., Bd. IX, Heft 3, 1895 und Bd. X, Heft 2, 1897.
148. — Geologische Beobachtungen in den Alpen: II. Die Schardtsche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefmeerabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. – Ber. Natf. Ges. Freiburg i/Br., Bd. XVI, 1905.
149. — Über die Stellung und das Alter des Hohstegenkalks. – Mitt. Geol. Ges. in Wien, II, 1910.
150. — Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung? – Geol. Rundschau, Bd. 16, 1925.
151. — Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. – C. R. XIV. Congr. géol. intern. Madrid, 1926.
152. STREIFF, V.: Geologische Untersuchungen im Ostschams (Graubünden). – Diss. Univ. Zürich, 1939.
153. STUDER, B.: Geologie der Schweiz. – Stämpfli, Bern & Schulthess, Zürich. I. Band: 1851, II. Band: 1853.
154. — Index der Petrographie und Stratigraphie der Schweiz und ihrer Umgebung. – Bern, 1872.
155. — Erläuterungen zur 2. Ausgabe der geologischen Karte der Schweiz von B. Studer und A. Escher. – Winterthur, 1869.
156. STUTZ, A. H.: Die Gesteine der Arollaserie im Valpelline. – Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. XX, 1940.
157. — und MASSON, R.: Zur Tektonik der Dent Blanche-Decke. – Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. XVIII, 1938.
158. TERMIER, P.: Compte rendu d'une excursion géologique dans les hautes vallées de la Dora-Riparia, de la Maira et de la Stura. – Bull. Soc. géol. de France, 4e sér., XXV, 1925.
159. — et KILIAN, W.: 1. Sur la signification tectonique des lambeaux de micaschistes, de roches cristallines diverses et de roches vertes, qui affleurent çà et là, près de Briançon, au sein ou à la surface des terrains à faciès briançonnais. 2. Le bord occidental du pays des Schistes lustrés dans les Alpes franco-italiennes, entre la Haute-Maurienne et le Haut-Queyras. 3. Le lambeau de recouvrement du mont Jovet, en Tarentaise; les Schistes lustrés au nord de Bourg St-Maurice. 4. Sur l'âge des Schistes lustrés des Alpes occidentales. – Inst. de France, C. R. Acad. d. Sci., t. 171, Paris, 1920.
160. — et MAURY, E.: Nouvelles observations géologiques dans la Corse orientale. I. Les radiolarites. – C. R. Acad. d. Sci., t. 186, Paris, 1928.
161. TSCHOPP, H.: Die Casannaschiefer des obern Val de Bagnes (Wallis). – Ecl. geol. Helv., vol. 18, 1923.
162. WEGMANN, E.: Zur Geologie der Bernharddecke im Val d'Hérens (Wallis). – Bull. Soc. neuchât. d. Sci. nat., t. 47, 1922.
163. — Über die Metamorphose der Prasinite in der St. Bernharddecke im Wallis (Schweiz). – Ecl. geol. Helv., vol. 23, No. 2, 1930.

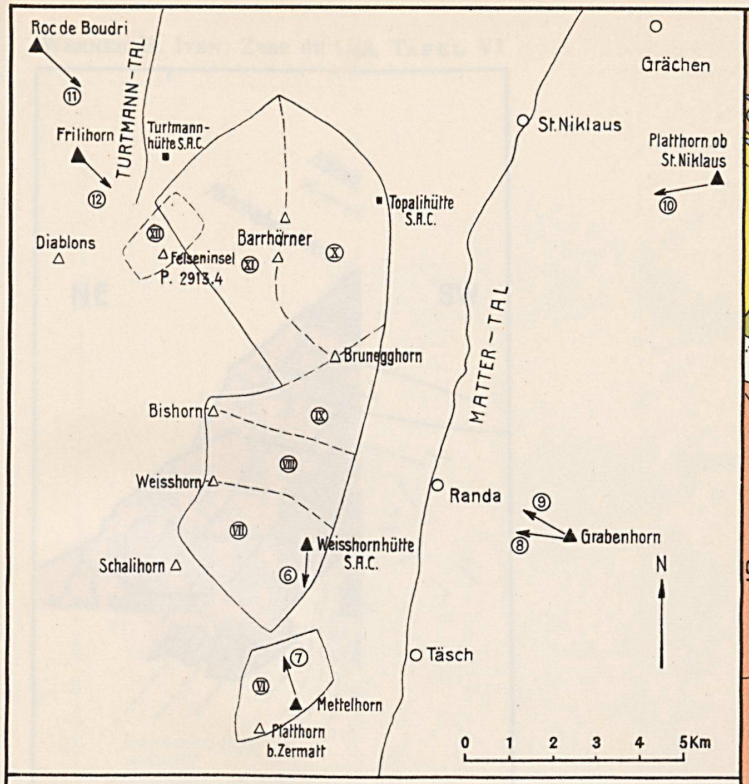
164. WEHRLI, L.: Das produktive Karbon der Schweizeralpen. I. Teil: Übersicht und Geschichte des Bergbaues von seinen Anfängen bis Mitte 1917 mit besonderer Berücksichtigung der Anthrazite des Wallis. – Beitr. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Serie XI. Lief. 1925.
165. WERENFELS, A.: Geologische Beschreibung der lepontinischen Alpen. III. Teil: Geologische und petrographische Untersuchungen des Vispertales. – Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F., 26. Lief., 1924.
166. WOYNO, T. J.: Petrographische Untersuchungen der Casannaschiefer des mittleren Bagnestales (Wallis). – N. Jahrb. f. Min. etc., Bd. XXXIII, 1908.
167. ZBINDEN, P.: Permotriadische Gesteine aus der Gegend von Fiesch (Wallis). – Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. XXVI, 1946.

Geologische Karten und Profile.

168. ARGAND, E.: Carte géologique du massif de la Dent Blanche (moitié septentrionale), 1:50000. – Mat. Carte géol. Suisse, carte spéc. No. 52, 1908.
169. — Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales et les territoires environnants. Essai de carte structurale. 1:500000. – Mat. Carte géol. Suisse, n. s., 27, carte spéc. No. 64, pl. I, 1911.
170. — Neuf coupes à travers les Alpes Occidentales. 1:400000. – Mat. Carte géol. Suisse, n. s., 27, carte spéc. No. 64, pl. II, 1911.
171. — Coupes géologiques dans les Alpes Occidentales. 1:400000 et 1:800000. – Mat. Carte géol. Suisse, n. s., 27, carte spéc. No. 64, pl. III, 1911.
172. — Les grands plis couchés des Alpes Pennines. 1:400000. – Mat. Carte géol. Suisse, n. s., 27, carte spéc. No. 64, pl. IV, 1911.
173. — Carte géologique de la région du Grand Combin. 1:50000. – Mat. Carte géol. Suisse, carte spéc. No. 93, 1934.
174. CORNELIUS, H. P.: Geologische Karte der Err-Juliergruppe in 2 Blättern. 1:25000, Westblatt. – Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, Spezialkarte 115A, 1932.
175. EICHENBERGER, R.: Geologische Karte des oberen Saastales. 1:50000, 1926. In: EICHENBERGER, R.: Die geologischen Verhältnisse des oberen Saastales. – Otto Lütschg, Über Niederschlag und Abfluss im Hochgebirge; Schweiz. Wasserwirtschaftsverband, Verbandschrift No. 14. Veröffentlichung der Hydrolog. Abt. d. Schweiz. Meteorolog. Zentralanstalt Zürich, 1926.
176. GEOLOGISCHE KOMMISSION DER SCHWEIZ. NATF. GES.: Geologische Karte der Schweiz, 1:500000, 2. Aufl., 1911.
177. — Geologische Generalkarte der Schweiz, Blatt 6, Sion, 1942.
178. GERLACH, H.: Geologische Karte der Penninischen Alpen. 1:200000, in Lit. 47, 1869.
179. — Geologische Karte der Schweiz. 1:100000. Blätter XXII und XXIII, 1870 und 1882.
180. HAGEN, T.: Geologische Karte des Mont Dolin und seiner Umgebung (Val d'Arolla, Wallis), 1:5000 (N. F. Lief. 90), Spezialkarte 119, 1948.
181. HERMANN, FR.: Carte géologique des massifs Rocs de Boudri – Sasseneire – Becs de Bosson, 1:50000. (Beilage zu Lit. 72), 1913.
182. — Carta geologica delle Alpi nord-occidentali, 1:200000, 1937.
183. — Carta strutturale delle Alpi nord-occidentali, 1:750000. (Beilage zu Lit. 79), 1938.
184. HUANG, T. K.: Carte géologique de la région Weissmies-Portjengrat. 1:25000 (Beilage zu Lit. 81), 1933/34.
185. MATTIROLO, E., NOVARESE, V., FRANCHI, S., STELLA, A.: Carta geologica d'Italia 1:100000, Fo. Mt. Rosa, Fo. Aosta, 1912.
186. SCHMIDT, C., PREISWERK, H.: Geologische Karte der Simplongruppe. 1:50000. – Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, Spezialkarte 48, 1908.
187. STAUB, R.: Geologische Karte der Val Bregaglia (Bergell). 1:50000. – Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, Spezialkarte 90, 1921.
188. — Tektonische Karte der Alpen 1:1000000; dazu: Der Bau derAlpen, 25 Querprofile 1:500000 und schematische Längsprofile durch die Alpen 1:1000000; Spezialkarten 105A, 105B_1 und 105B_2, 105C, herausgeg. v. d. Geol. Kommission d. Schweiz. Natf. Ges., 1924, bzw. 1926.

189. — Geologische Karte des Avers (Piz Platta-Duan). 1:50000. – Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, Spezialkarte 97, 1926.
190. — Geologische Karte der Berninagruppe und ihrer Umgebung im Oberengadin, Bergell, Val Malenco, Puschlav und Livigno, 1:50000 und tektonische Karte der südlichen rhätischen Alpen, 1:250000. – Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, Spezialkarte 118, 1946.
191. STUDER, B., ESCHER, A.: Geologische Karte der Schweiz, 1:380000, 1. Auflage 1853, 2. Auflage 1869.
192. STAUB, W.: Der Gebirgsbau zu beiden Seiten des Vispertales. Panorama 1:75000 (Beilage zu Lit. 145), 1934.
193. WERENFELS, A.: Geologische Karte des Vispertales, 1:25000 (Beilage zu Lit. 165), 1924.

Manuskript eingegangen am 24. Nov. 1948.



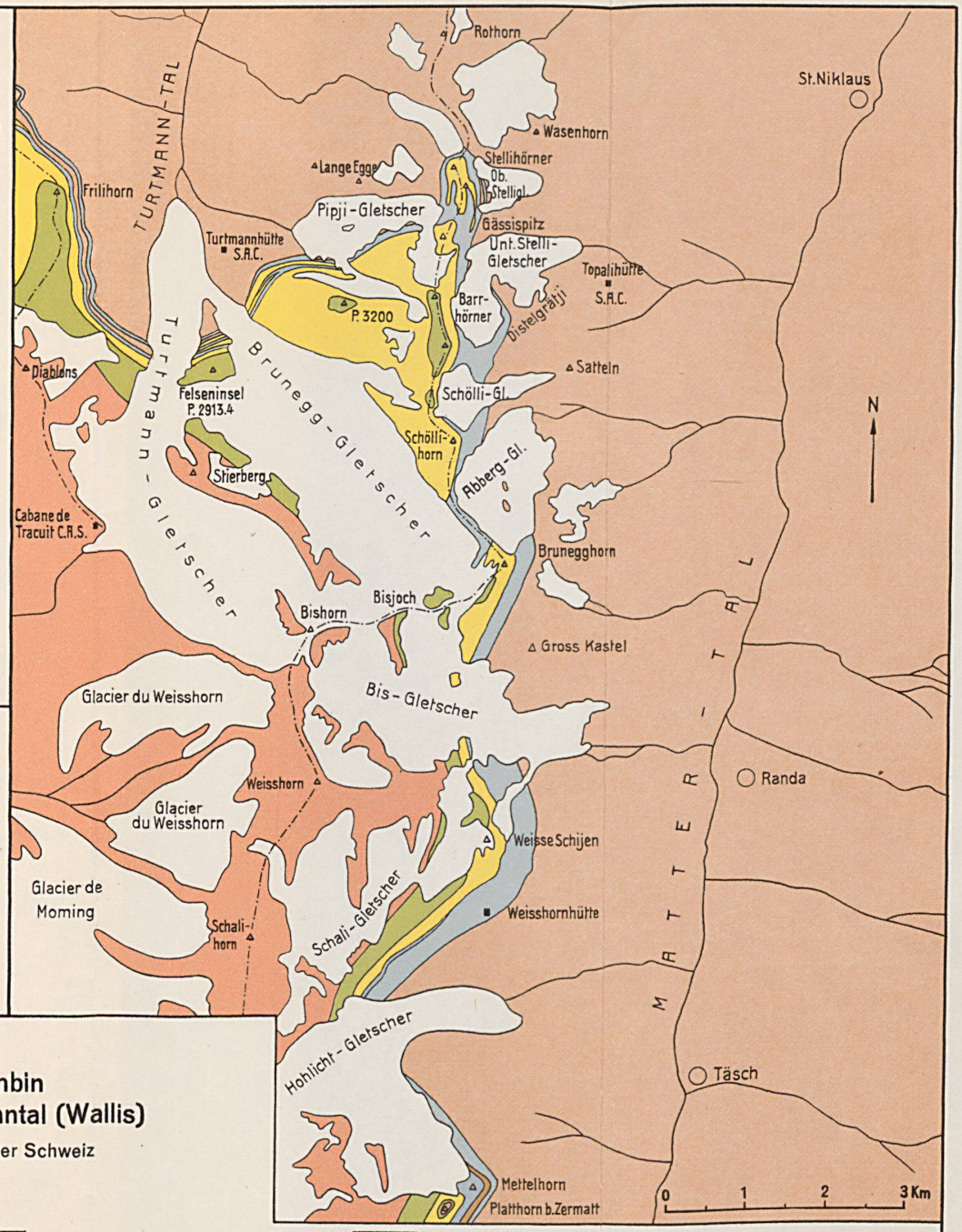
Tafel V, Fig. 2

Die Verteilung der geologischen Aufrisse zwischen Mettelhorn und Turtmanntal

Maßstab 1:150000

Photogrammetrische Station mit Aufnahmerichtung

Bereich der einzelnen geologischen Aufrisse



Tafel V, Fig. 1

Tektonische Karte der Zone du Combin zwischen Mettelhorn (Zermatt) und Turtmanntal (Wallis)

auf der topographischen Grundlage der Landeskarte der Schweiz

entworfen von **WERNER B. ITEN**

Maßstab 1:75000

Gletscher und Firn

Dt. Blanche-Decke

Hühnerknubel-Decke

Barrhorn-Serie-Ob. Würmlizug

Trias-Bündnerschiefer } Hörnli-Zone

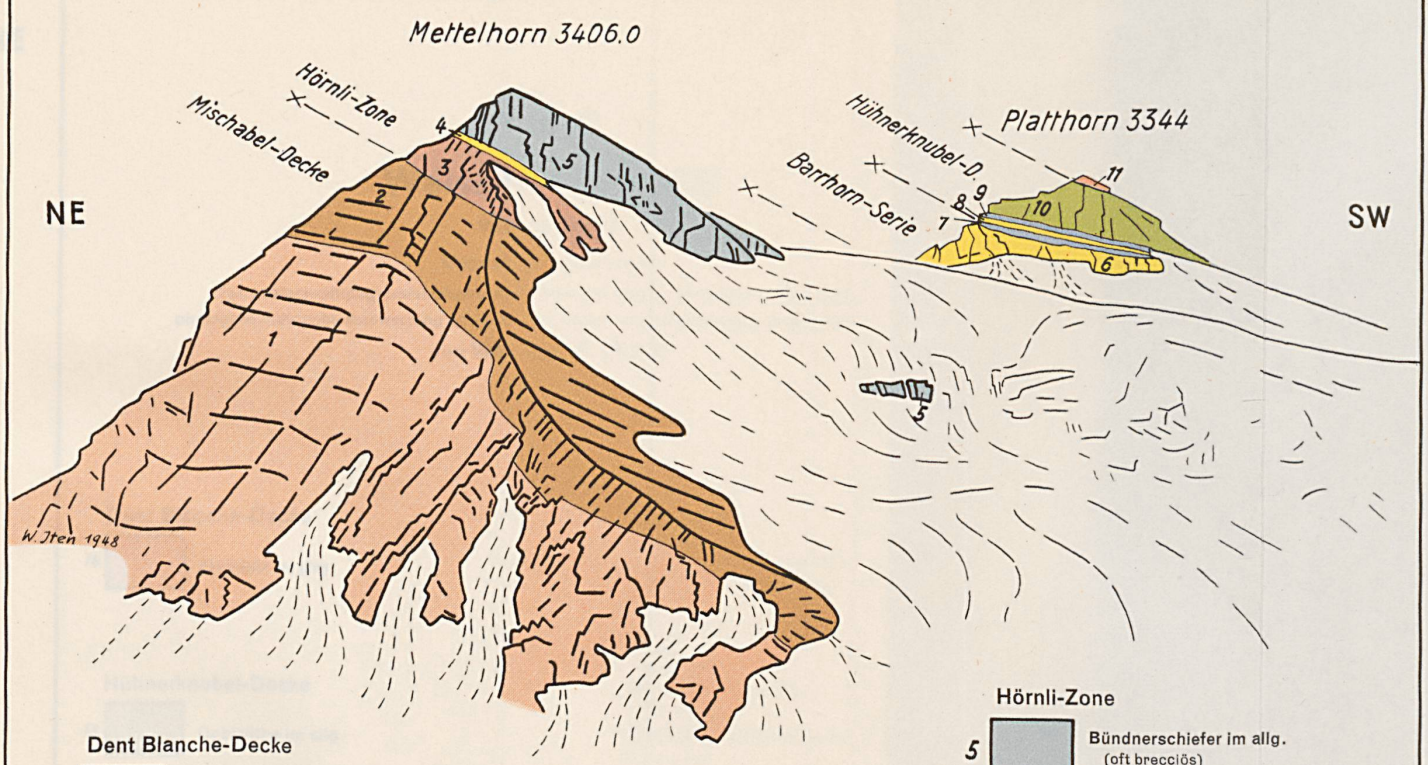
Kristallin?

Sedimenthülle } Mischabel-Decke

Casannaschiefer

Hauptwasser-Scheiden

WASSERMANN A.G., BASEL



Dent Blanche-Decke

11 Kristallin im allg.

Hühnerknubel-Decke

10 Ophiolithe im allg.

9 Kalkphyllite
Tonige Bündnerschiefer
(„Nolla-Schiefer")

8 Rauhwacke

Barrhorn-Serie

7 Tonige Bündnerschiefer

6 Bänderkalke und helle Dolomite

Hörnli-Zone

5 Bündnerschiefer im allg.
(oft brecciös)

4 Rauhwacke, Kalkmarmor, Dolomit

3 Sericit-Chlorit-Albit-Schiefer und
-Gneise (Casannaschiefer?)

Mischabel-Decke

2 Graphitphyllite und -quarzite
Prasinite

1 Casannaschiefer im allg.

Tafel VI

Mettelhorn von N

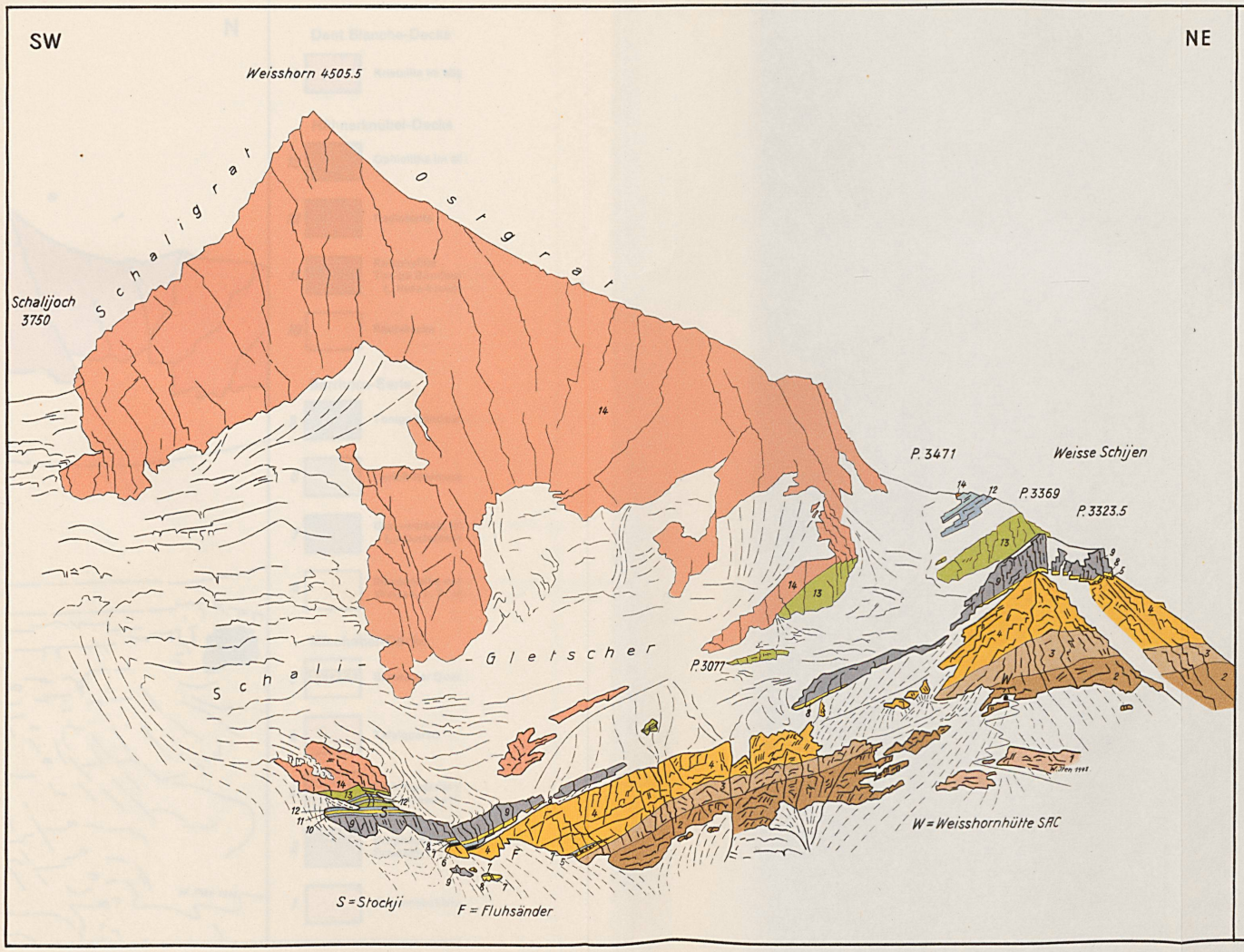
Maßstab 1:5000

Originalauswertung 1:4000

Terrestrisch-photogrammetrische Aufnahme von Station Weisshornhütte SAC 2914,8 m,
photogrammetrische Auswertung an der E.T.H. Zürich mit dem Stereo-Autographen Wild A 2

von **WERNER B. ITEN**

WASSERMANN A.G., BASEL



Tafel VII

Weisshorn von SE

Maßstab 1:12500

Originalauswertung 1:6000

Terrestrisch-photogrammetrische Aufnahme von Station Mettelhorn West 3376,9 m, photogrammetrische Auswertung an der E.T.H. Zürich mit dem Stereo-Autographen Wild A 2

von **WERNER B. ITEN**

Dent Blanche-Decke

14 Kristallin im allg.

Hühnerknubel-Decke

13 Ophiolithe im allg.

12 Kalkphyllite
Tonige Bündnerschiefer („Nolla-Schiefer")

11 Rauhwacke

Barrhorn-Serie

10 Tonige Bündnerschiefer

9 Grau-weiße, kristalline Marmorkalke, („Kieseischnurkalke")

8 Bänderkalke mit ophiolithischen Einschaltungen
Weisse, z. T. rotgeflammte Dolomite

Hörnli-Zone

7 Bündnerschiefer im allg.
(oft brecciös)

Mischabel-Decke

6 Quarzreiche Glimmerschiefer

5 Schwarzer Quarzit

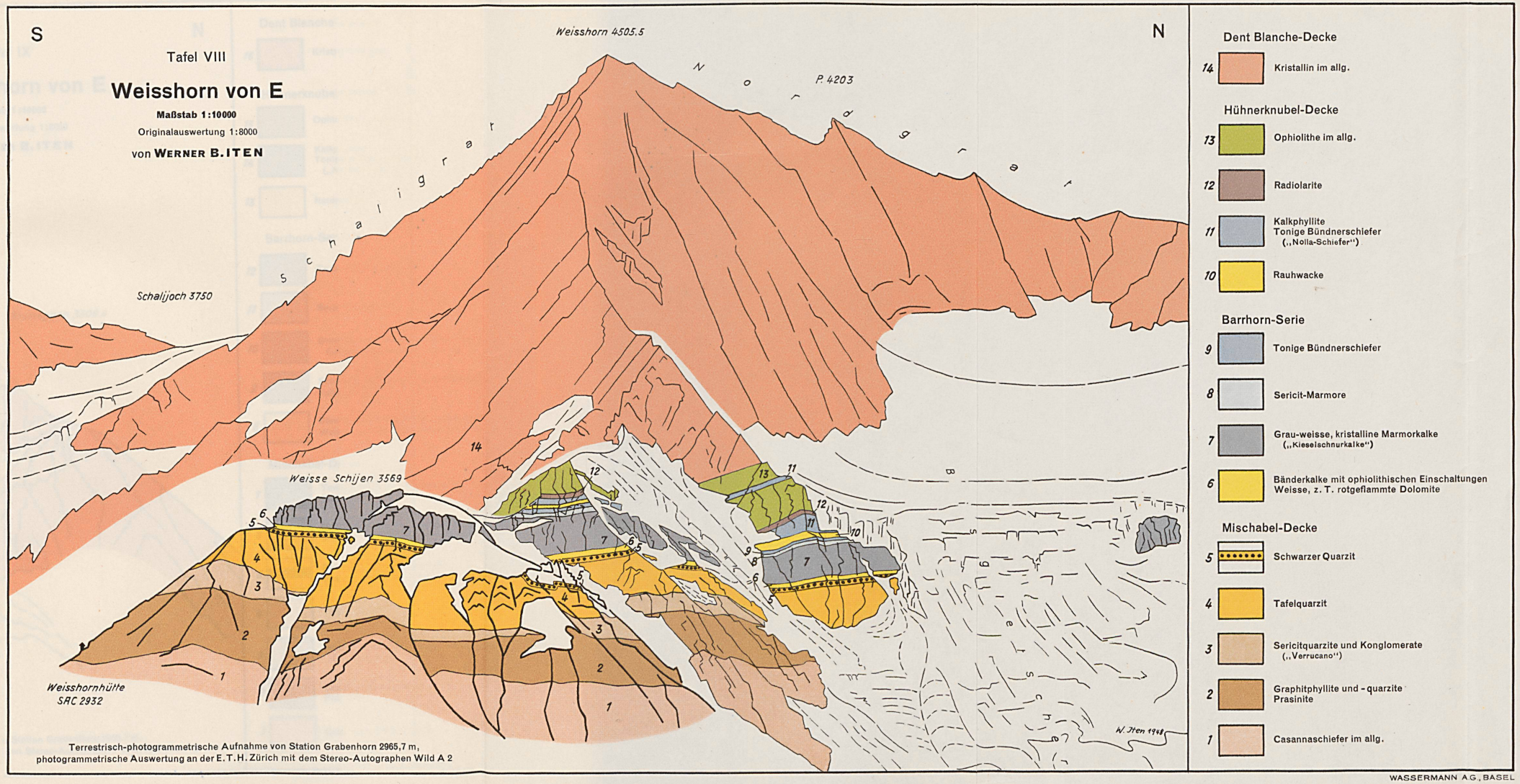
4 Tafelquarzit

3 Sericitquarzite und Konglomerate
("Verrucano")

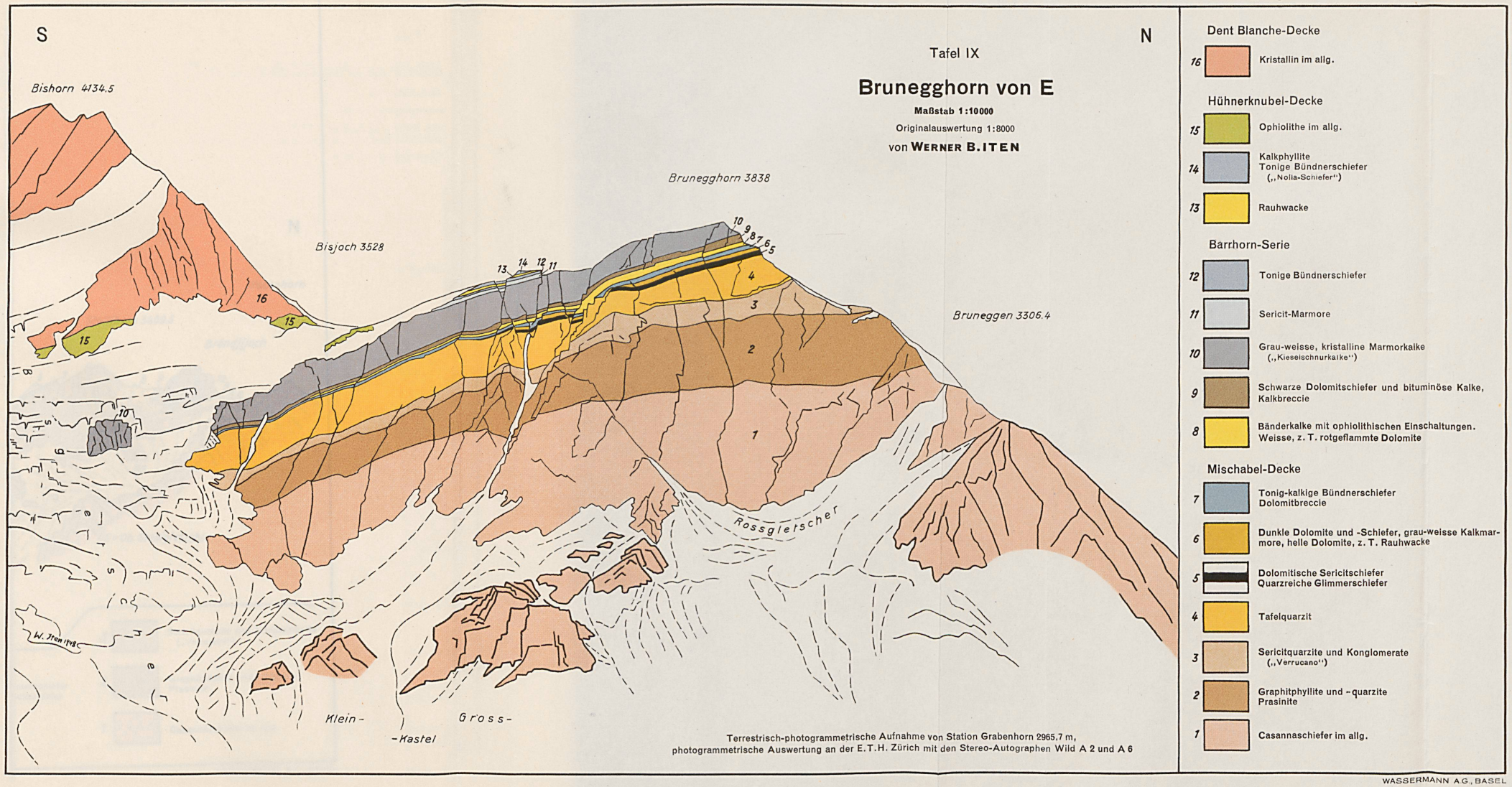
2 Graphitphyllite und -quarzite
Prasinite

1 Casannaschiefer im allg.

WASSERMANN A.G., BASEL



WASSERMANN A.G., BASEL



WASSERMANN A.G., BASEL

Tafel X

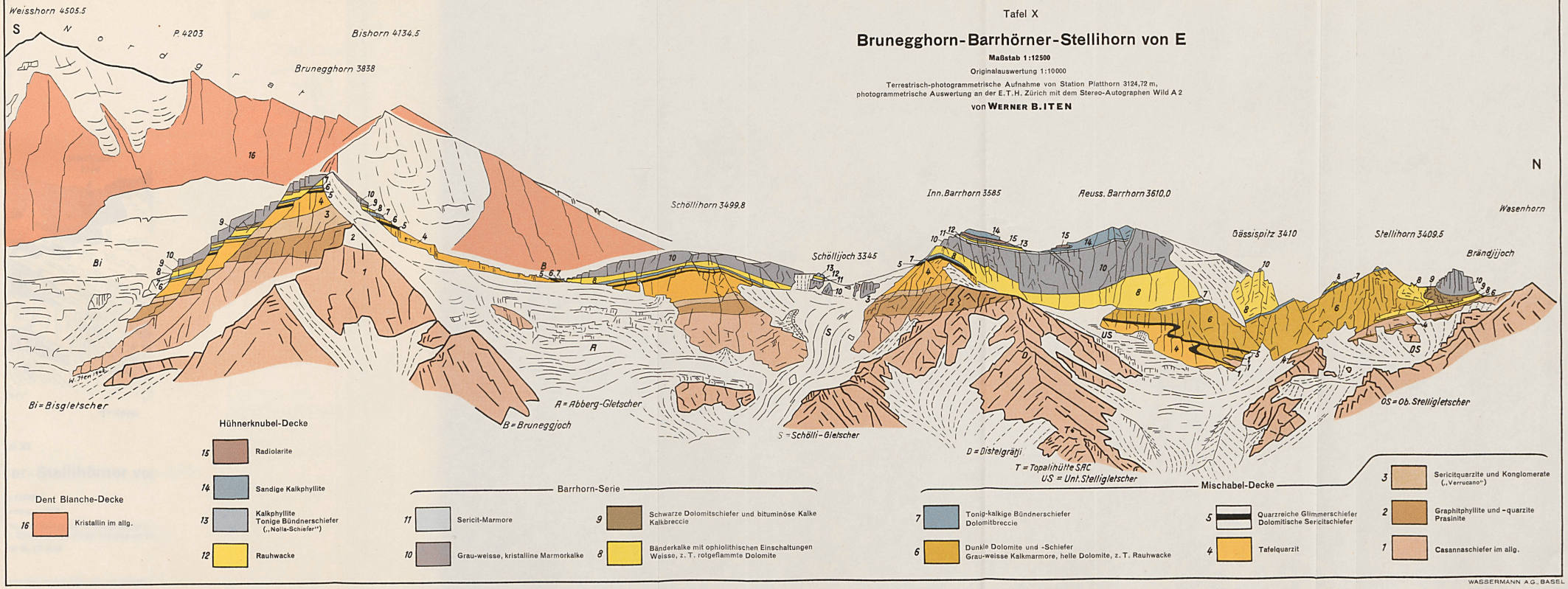
Brunegghorn-Barrhörner-Stellihorn von E

Maßstab 1:12500

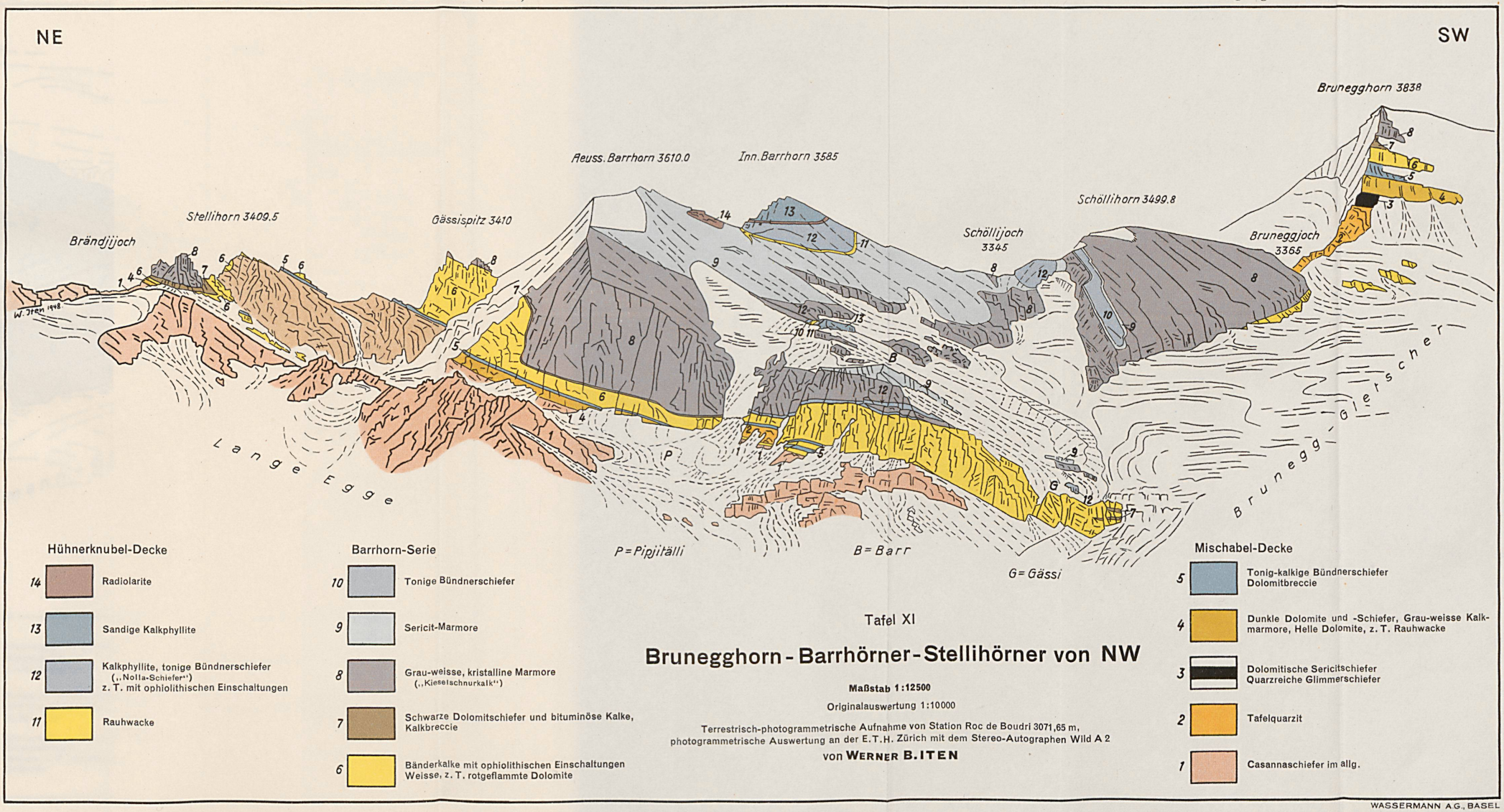
Originalauswertung 1:10000

Terrestrisch-photogrammetrische Aufnahme von Station Platthorn 3124,72 m, photogrammetrische Auswertung an der E.T.H. Zürich mit dem Stereo-Autographen Wild A 2

von **Werner B. Iten**



WASSERMANN A.G., BASEL



WASSERMANN A.G., BASEL

Tafel XII

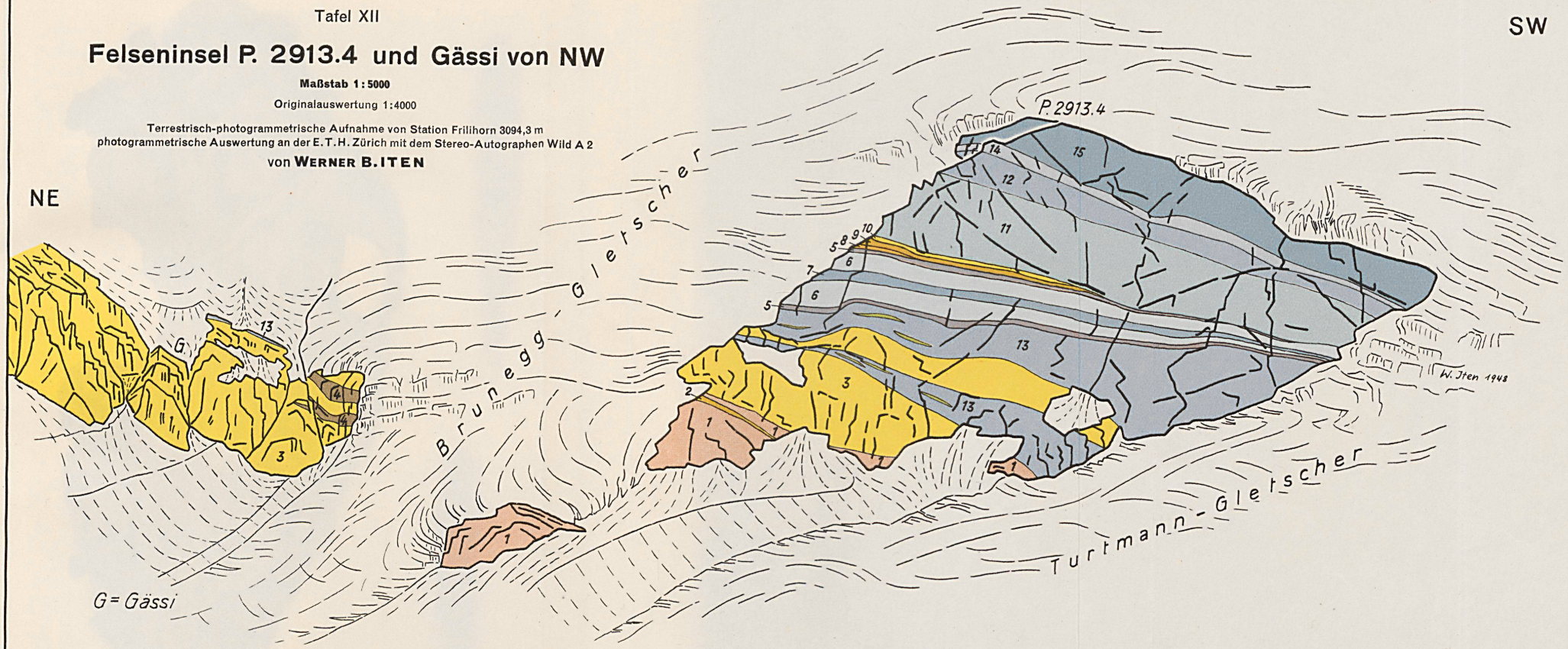
Felseninsel P. 2913.4 und Gässi von NW

Maßstab 1 : 5000

Originalauswertung 1:4000

Terrestrisch-photogrammetrische Aufnahme von Station Frilihorn 3094,3 m
photogrammetrische Auswertung an der E.T.H. Zürich mit dem Stereo-Autographen Wild A 2

von **Werner B. Iten**



Hühnerknubel-Decke

- 15 Sandige Kalkphyllite
- 14 Marmore
- 13 Tonige Bündnerschiefer mit ophiolithischen Einschaltungen
- 12 Kalkphyllite, tonige Bündnerschiefer („Nolla-Schiefer")
- 11 Kalkglimmerschiefer Dunkle, massige Kalke
- 10 Rauhwacke
- 9 Kalkmarmor (Tafelkalk)
- 8 Tafelquarzit

Barrhorn-Serie

- 7 Tonige Bündnerschiefer
- 6 Sericit-Marmor
- 5 Grau-weisse, kristalline Marmorkalke („Kieselschnurkalk")
- 4 Schwarze Dolomitschiefer und bituminöse Kalke Kalkbreccie
- 3 Bänderkalke mit ophiolithischen Einschaltungen Weisse, z. T. rotgeflammte Dolomite

Mischabel-Decke

- 2 Grau-weisse Kalkmarmore
- 1 Casannaschiefer im allg.

WASSERMANN A.G., BASEL