

Die Gelbhorn-Decke

Objektyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **34 (1941)**

Heft 1

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Nutzungsbedingungen

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

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

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

Haftungsausschluss

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

Die weitgehend abgeschlossenen Detailaufnahmen der Umgebung von Splügen durch NEHER dürften zur Lösung dieser Probleme wohl noch einige neue Beiträge liefern. Vorderhand müssen wir uns mit der Feststellung begnügen, dass es sich bei unserer Brusghorn-Schuppe um ein sicher mittelpenninisches Element, wahrscheinlich um ein solches der Tambo-Decke, handelt.

ANHANG: Kluftmineralien.

Auffallend schöne und reichhaltige Stufen der Dolomit-Quarz-Kalzit-Albit-Paragenese liefern die Triashorizonte der Brusghorn-Schuppe.

Muttergestein ist entweder der massige Dolomit oder die braun-weiss gebänderten Marmore. Der Übergang vom Gestein zur Kluft ist gegeben durch eine derbe, zellig struierte, aus Quarz und Dolomit bis Siderit bestehende Gesteinsanlage, aus der dann die eigentlichen Kluftmineralien herauswachsen.

Als Unterlage schied sich zuerst eine Generation von undeutlich spätigem Dolomit aus. Darauf bildete sich Quarz, einzeln oder in kleineren Gruppen, Kalzit in skalenödrischer Tracht und grosse, tafelige Albite.

Die gegenseitigen Altersbeziehungen sind nicht völlig klar zu deuten. Es scheint, als ob der Quarz stellenweise auf dem Kalzit liegen würde, demnach also jünger als dieser wäre oder ihn mindestens in der Kristallisationszeit überdauert hätte. An einigen charakteristischen Stellen scheint der Albit dem Quarz aufgelagert zu sein, so dass er als jüngste Mineralbildung zu gelten hat.

Kalzit. Vorwiegend skalenödrische Trachten, flächenarme Formen. Farbe meistens milchig-weiss. Zeigt auf regenexponierten Fundstellen dunkeln, schwach limonitischen Überzug. Bis 5 cm gross.

Dolomit. Rhomboëdrische Trachten, häufig helmartig gekrümmte Kanten, gelbbraun gefärbt, dadurch deutlich vom weissen Kalzit unterscheidbar. Grösse bis 3 cm.

Quarz. Langsäulige, meistens flächenarme Formen. Trapezoëder sehr selten. Immer farblos, Rauchquarze oder Amethyste nie beobachtet. Oft durch oberflächliche Ätzung etwas matt. Bis 10 cm lang.

Albit. Tafeliger Habitus nach $\langle 010 \rangle$. Auffallend durchsichtig, nicht milchig. Häufig grosser Flächenreichtum. Deutlich hervortretende Zwillingsbildungen, meistens nach dem Albitgesetz. Daneben kann es sich wohl auch um ähnliche Zwillingsbildungen handeln, wie sie von B. KREBS (52) von Material von der Alp Rischuna beschrieben wurden. Auf den Albitkristallen liegt manchmal ein feiner, graubrauner Überzug von chloritisch-serizitischer Substanz. Grösse der Tafeln bis 5 cm.

III. Die Gelbhorn-Decke.

A. Historisches.

Die Ansichten der älteren Geologen (HEIM, ROTHPLETZ, DIENER) über die Gesteinsserien des Schams sind bereits im historischen Überblick über die Bündnerschiefer erwähnt worden. Erst mit der Erkenntnis der Deckennatur der Alpen werden die Schamser Elemente neu untersucht.

WELTER (121) und MEYER (62) suchen mit Hilfe der damals noch neuen Deckenlehre als Erste die seltsamen Lagerungsformen im Schams zu erklären. Im Westschams wird, unter dem Einfluss und der Leitung STEINMANN'S beson-

ders, über die Bündnerschieferunterlage eine „untere“ und eine „obere Klippen-Decke“ und eine „Breccien-Decke“, die zusammen der Trias-Lias-Zone der heutigen Gelbhorn-Decke entsprechen, und eine „ostalpine Decke“, heute als Splügener Kalkberg-Weissberg-Zone bezeichnet, ausgeschieden.

Aber schon wenige Jahre später erkennt ZYNDEL (125) mit überraschender Objektivität die Mängel dieser tektonischen Interpretation. Seine sorgfältigen Feldaufnahmen und deren überzeugende tektonische Auslegung müssen heute wieder mehr als je ihrer Zeit vorausseilend genannt werden.

R. STAUB (85, 91, 92, 98) kann im Ablauf seiner ersten Arbeiten Teile der Schamser Decken im Avers weit nach Süden verfolgen und erkennt zunächst, dass diese etwa in das Niveau der Margna-Decke gehören, also oberpenninisch sind, vor der Surettastirn aber teilweise unter diese eingewickelt wurden.

WILHELM zeichnet im Auftrag der Geologischen Kommission eine Spezialkarte des Schams (134), wobei die früheren Kartierungen ZYNDEL's weitgehend mitberücksichtigt werden. Es werden drei von ihm nun gesonderte Schamser Decken ausgeschieden, nämlich von unten nach oben: Splügener Kalkberg-Gurschus-Weissberg-Zone, Gelbhorn-Decke, Flysch-Decke. In unserem Untersuchungsgebiet kommt nach WILHELM nur die Gelbhorn-Decke vor. Sie bildet eine Deckfalte mit verschupptem Rücken und liegt mit ihrem verkehrten Schenkel direkt der Bündnerschieferunterlage, den „Beverinschiefern“ auf. Eine genauere Erklärung der differentiellen Lagerung der Decken im Ost- und Westschams wird nicht gegeben. Dagegen ist die Karte mit den vielen eingehenden Detailbeobachtungen unseren späteren Untersuchungen zum wertvollen Wegweiser geworden.

In einer zusammenfassenden Arbeit über die Tektonik der Westalpen widerlegt STAUB (108) u. a. die tektonischen Thesen HAUG's von der Beheimatung der Préalpes. Dabei wird der Gebirgsbau im Schams unter neuen Gesichtspunkten betrachtet. Ohne die Ergebnisse der im Gange befindlichen Untersuchungen STREIFF's bereits zu kennen, gelangt STAUB zu einer Aufteilung der Schamser Decken in Einheiten aus der Splügener Mulde, der Suretta-Decke und der Margna-Sella-Decke. Die fazielle Ähnlichkeit der Gelbhorn-Decke mit dem Splügener Zug und der Areue-Zone, ferner das sichere Auftreten von Gelbhornsedimenten im nördl. Teil der Splügener Mulde lassen ihn vor allem die Ansicht begründen, die Gelbhorn-Decke müsse aus der Splügener Mulde stammen.

Seit einigen Jahren wird das südwestliche Mittelbünden auf Anregung R. STAUB's durch Mitglieder des Geologischen Institutes Zürich neu untersucht.

GANSSER (27) befasst sich mit der Region der Tambostirn; die von ihm dort ausgeschiedenen Zonen ziehen teilweise ins Schams; seine Ergebnisse sind an den entsprechenden Stellen speziell erwähnt worden.

Jüngstens sind die Untersuchungen STREIFF's im Ostschams abgeschlossen worden (114). Da es sich dabei um die Erforschung der unmittelbaren östlichen Nachbarschaft unseres Gebietes handelt, haben wir uns mit STREIFF's Arbeit genauer zu befassen. Er kann folgende tektonische Gliederung seines Gebietes geben:

| | |
|---|--|
| Aela-Decke: (Mittelostalpin) | Toissa-Klippe |
| Obere Schieferserien: (Oberpenninikum) | Curvèr-Serie Obere Flyschschuppe Martegnas-Serie Untere Flyschschuppe |

| | |
|--------------------------------------|---|
| Schamser Decken: (Oberpenninikum) | Surcrunas-Zone Marmor-Zone Gurschus-Kalkberg-Zone |
| Suretta-Decke: (Mittelpenninikum) | Rofnaporphyr und zugehörige Sedimente |
| Adula-Decke: | Tomüllappen (Viamalasschiefer und Flysch). |

Neben der Tomülserie treten nach meinen Untersuchungen Teile der Surcrunas-Zone (= Trias-Lias-Zone der Gelbhorn-Decke) und die untere Flyschschuppe mit ihrer Unterlage, der Nivaigl-Serie (= Dogger-, Obrist- und Flysch-Zone) auch im nördl. Westschams wieder auf.

Es ist STREIFF vorbehalten geblieben, in die unklaren stratigraphischen Verhältnisse des Ostschams Ordnung zu bringen, scharf abgrenzbare Zonen auszuscheiden, diese als tektonische Einheiten mit den Decken des Westschams zu vergleichen und eine neue Erklärung für die komplexe Tektonik und damit eine Verbindung der beiden Talseiten finden zu können. Einzelheiten werden im tektonischen Abschnitt ausführlicher zur Sprache kommen.

In allernächster Zeit wird schliesslich die Arbeit von J. NEHER über das südliche Westschams erscheinen, womit die Neuaufnahme der Gebirge beidseits des Schams vorläufig abgeschlossen ist. Damit wird es möglich werden, die teilweise seit langer Zeit akuten Probleme unter neuen Gesichtspunkten zu betrachten und einer endgültigeren Lösung entgegenzuführen. Dies ist umso wünschenswerter, als bisher die Ansichten STAUB's und STREIFF's leider noch nicht in Übereinstimmung gebracht werden konnten.

Wir bezeichnen auf Grund unserer neuen Untersuchungen im folgenden nun als Gelbhorn-Decke einen Komplex, der stratigraphisch von der Trias bis zum Flysch reicht, der sich aber in folgende tektonisch und stratigraphisch abgrenzbare Teilelemente gliedern lässt:

Flysch-Zone
Obrist-Zone
Dogger-Zone
Trias-Lias-Zone

Dabei stellt die Trias-Lias-Zone dasjenige Element dar, das bis jetzt allein als Gelbhorn-Decke in unserem Gebiet gegolten hat. Die Gesteine der Dogger-Obrist- und Flysch-Zone wurden bis anhin zur Schieferunterlage gerechnet.

B. Die Trias-Lias-Zone.

Die Trias-Lias-Serie mit ihrer ausgesprochen neritischen Fazies, ihrer zyklischen Sedimentation und ihren daher scharf abgrenzbaren und meist sehr gut zu erkennenden Horizonten bildet den grossen Lichtblick im Dunkel des Schieferchaos. Das Farbenspiel der gelben Dolomite, violetten Tonschiefer und blauen Liaskalke ist für den Bündnerschiefergeologen nachgerade eine Augenweide, und nicht umsonst hat durch frühere Forscher gerade diese Serie am detailliertesten ausgeschieden werden können.

STRATIGRAPHIE.

1. Trias.

a. Unterer grauer Dolomit.

An wenigen Stellen, so zwischen Tarantschun und Curtginatsch, im Kern der Runalantiklinale, auf Alp Tumpriv und im Mathoner Tobel (s. Fig. 21) erscheint als älteste Schicht der Gelbhorn-Serie in unserem Gebiet ein grauer, massiger, sehr feinkörniger Dolomit, ununterscheidbar von gewissen Typen aus der Kalkberg-Serie. Seine Farbe variiert von hellem Grau zu dunklem Grauschwarz. Er ist allseitig von Kalzitklufffüllungen durchzogen, im Gegensatz zu höheren Dolomiten, die hauptsächlich Quarzklufffüllungen aufweisen. Eine Mächtigkeit ist schwer anzugeben, da die Aufschlüsse schlecht und selten sind, doch erreicht sie nie mehr als 10 m. Im Übergang zur hangenden Rauhwanke wird der Dolomit heller; erste dünne Zwischenlagerungen von Rauhwanke treten auf, die hier horizontalen Klufffüllungen können mehr als die Hälfte des Gesteins ausmachen, und schliesslich tritt die Dolomitsubstanz immer mehr zurück und macht allmählich der Rauhwanke Platz.

b. Rauhwancken.

Das ganze Plateau südlich des Runal wird von einem zusammenhängenden Rauhwankekomplex von rund 3 km² Ausdehnung eingenommen, ist aber wegen der geringen Steilheit etwas mangelhaft aufgeschlossen. Daneben sind an zahlreichen anderen Lokalitäten Rauhwancken zu finden.

Die Rauhwanke schaltet sich zwischen den eben beschriebenen grauen Dolomit und die höheren hellen Dolomite ein, stellt also ganz gewiss ursprünglich einen stratigraphischen Horizont dar. Es sind karbonatsandige Gesteine, meistens von ockerbraunen, seltener von grauer Farbe, die an der Oberfläche zellig verwittern. Sie führen meistens fremde Komponenten, die tektonisch in die Rauhwankegrundmasse hineingelangt sein müssen, und für deren Grösse es überhaupt praktisch keine Grenzen gibt.

Als wichtigste grobe Komponenten kommen vor:

Dolomite. Sie sind weitaus die häufigsten Komponenten, ihre Grösse ist ganz verschieden, die Verwitterung meist auffallend weit fortgeschritten, so dass kleinere Komponenten oft in lockeres Mehl aufgelöst worden sind.

Tonschiefer. Rote, grüne, violette und fahle Tonschieferbrocken, vollständig eckig, bilden einen typischen Bestandteil unserer Rauhwancken. Sie sind meist 1—5 cm gross, vereinzelt aber bis 2 m lang, wenige Horizonte sind frei von diesen bunten Komponenten.

Liaskalke. Wo ein tektonischer Kontakt zwischen Lias und Rauhwancken besteht, findet man die Rauhwanke stark vermengt mit eckigen, oft metergrossen, häufig auch fossilführenden Liaskomponenten. Schliesslich können auch grössere Komplexe von Liaskalk mit intaktem Schichtverband allseitig von Rauhwancken umgeben sein; solche Liasschollen sind bekannt aus dem Gebiet direkt südlich des Runal.

Genetisch-lithologische Bemerkungen zu den Rauhwancken.

Rauhwankebildungen sind in unserem Gebiet so häufig und meistens auch gut aufgeschlossen, dass an dieser Stelle einige Rauhwankeprobleme kurz diskutiert werden sollen.

Leider sind die Rauhwancken allgemein petrographisch und besonders chemisch noch so schlecht untersucht und definiert, dass man oft im Ungewissen sein kann, wann man ein Gestein

noch so nennen darf. Der Feldgeologe bezeichnet mit Rauhacke in der Regel ein weiches, poröses, zellig anwitterndes Karbonatgestein.

Im Dünnschliff erkennen wir eine karbonatische, feinkörnige Grundmasse, meist von poröser Textur, in der als Komponenten eingelagert sind: Karbonatkörner, meistens gerundet, Quarz in sehr verschieden grossen, gerundeten Körnern, Orthoklase, Albite und Oliogoklase meistens gerollt, und schliesslich als wesentlich grössere, eckige Brocken verschiedene Tonschiefer, Dolomite, Kalke oder Marmore. Dazu kommt noch Limonitsubstanz, die unregelmässig verteilt ist, häufig Hohlräume umschliesst und dem ganzen Gestein die typische braune Farbe gibt.

In welchen Grenzen das Verhältnis von Kalk zu Dolomit variieren kann, ist noch unbekannt, obschon man oft die zellige Textur auf selektive Verwitterung inhomogener Kalk- und Dolomitgemenge zurückführt. Aus unserem Gebiet sind reine Dolomitrauhacken ohne Kalksubstanz nicht bekannt.

Ein häufiger Begleiter der Rauhacken ist Gips. Dieser erscheint aber meistens in selbständigen grösseren Komplexen und deutlich getrennt von der Rauhacke. Wieweit kleinere Gipsmengen diffus in der Rauhacke verteilt auftreten, ist noch unsicher. Von 8 Rauhackeproben zu ca. 200 g, die pulverisiert 24 Stunden lang in Wasser gelegt wurden, konnten nur von zwei Gips in geringen Mengen nachgewiesen werden. Obschon darauf geachtet wurde, dass die verwendeten Proben relativ frisch, d. h. nicht aus der oberflächlichsten Schicht waren, bleibt natürlich die Möglichkeit, dass ein einstiger Gipsgehalt bereits im anstehenden Fels ausgelaugt worden war.

An einigen Rauhackeproben wurden ferner Schweremineraleuntersuchungen gemacht. Dabei wurde festgestellt, dass darin meistens schwere Mineralien selten sind oder überhaupt fehlen können. Turmalin ist am häufigsten, Zirkon und Rutil treten stark zurück, andere Mineralien wurden überhaupt nicht gefunden.

Untersucht man die faziellen Bedingungen, unter denen die Gesteine, die später zu Rauhacke wurden, gebildet worden sind, so stellt man einheitlich eine Regressionsphase des Meeres für diese Zeit fest. Lagunäre Sedimente, häufige Wechsellagerungen, besonders aber Gips oder gar Halogensalze sind typisch für diese Bildungen. Auch die psammitische Struktur vieler Rauhacken deutet auf seichtes Meer und grosse Küstennähe hin.

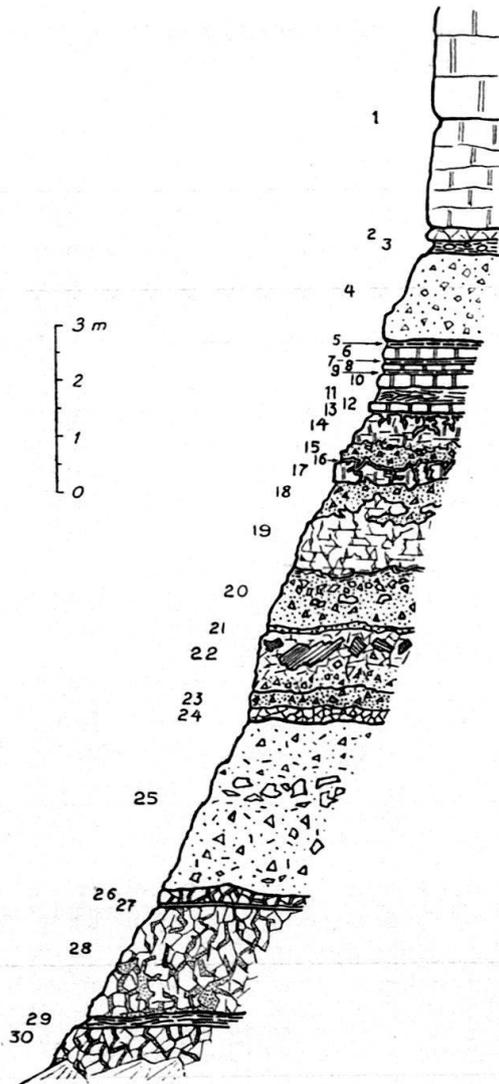
Es ist eine alte Erfahrungstatsache, dass bei der Gebirgsbildung Gips und Rauhacke als gute Gleithorizonte dienen, auf denen sich das Hangende über das Liegende verschiebt. Dabei behält aber die Rauhacke in vielen Fällen ihre völlig ungerichtete Textur bei und zeigt kaum eine Spur von Schieferung oder Umkristallisation, während andere Gesteine als Gleithorizonte extrem zerquetscht und mylonitisiert werden.

Ein Charakteristikum kennzeichnet aber diese tektonisch bewegten Rauhacken besonders, nämlich ihr Gehalt an fremden Komponenten. Von der Alp Tumpriv kennen wir z. B. bis 100 m lange Komplexe von Vizanbreccien, völlig von Rauhacke eingeschlossen; sie werden später als „Exotische Massen“ beschrieben werden. Weit häufiger sind natürlich feinere Breccien, die als wichtigste Komponenten neben Dolomit hauptsächlich Tonschieferbrocken führen. Das können einerseits primär mit der Rauhacke wechsellagernde Schichten und Bänder gewesen sein, die bei tektonischen Bewegungen zersplittert und als Breccienkomponenten in die Rauhacke gelangt sind, oder aber es sind Gesteine eines liegenden oder hangenden Gesteinskomplexes, weder stratigraphisch noch tektonisch unbedingt zum Rauhackehorizont gehörend. Fehlt z. B. der Dolomit zwischen Rauhacke und Lias, wie an einer Lokalität auf Alp Nursin, sodass diese beiden Gesteine unmittelbar aneinanderstossen, so kann man eine ganz auffallende Anreicherung von Liaskomponenten in der Rauhacke feststellen.

Als Beispiel einer tektonisch ziemlich gering beanspruchten Rauhacke sei das sehr gut aufgeschlossene Profil im Mathoner Tobel, 1 km westlich Mathon, angeführt (siehe Fig. 9).

Aus diesem Profil geht in der Hauptsache folgendes hervor:

Es handelt sich hier nicht um eine einheitliche Rauhackeschicht, sondern um zahlreiche, petrographisch-lithologisch sehr verschiedene Horizonte, die im ganzen eine Folge von verschiedenen Karbonatpsephiten und -psammiten, Dolomiten und Tonschieferlagen darstellen. Alle diese verschiedenen Rauhackehorizonte sind Breccien, z. T. monomikt, häufiger polymikt. Wir glauben aber, dass das in diesem Falle nicht stratigraphische Breccien, also aquatische Einschwemmungen, sondern tektonische Gebilde sind.

Fig. 9. *Rauhwanke im Mathoner Tobel.*

- 1 3 m massiger Dolomit mit grünen Tonzwischenlagerungen.
- 2 0,2 m Dolomitbreccie.
- 3 0,2 m grüne Quartenschiefer mit Dolomitkomponenten.
- 4 1,5 m oberste Rauhwanke. Grobe Breccie aus verschiedenen Dolomiten und Tonschieferkomponenten, ungerichtete Textur, porös.
- 5 0,1 m grüne Tonschiefer.
- 6 0,2 m gelber Dolomit, senkrecht geklüftet.
- 7 0,1 m grüne Tonschiefer.
- 8 0,1 m heller geklüfteter Dolomit.
- 9 5 cm grüne Tonschiefer.
- 10 0,2 m heller Dolomit, massig, nicht brecciös.
- 11 0,3 m tonig-mergeliger Dolomit, geschiefert, nach unten dolomitischer und massiger werdend.
- 12 0,1 m heller Dolomit, stark quergeklüftet, bildet gerades, auffallend ungestörtes Band.
- 13 3 cm grüne Tonschiefer, greifen in Unebenheiten und Klüfte des Liegenden ein.
- 14 0,3—0,7 m heller Dolomit, stark zerbrochen und intensiv zu weissem Pulver verwittert. Ohne scharfe Grenze brecciös im Übergang ins Liegende.
- 15 0,1—0,5 m braune Breccien, im oberen Drittel Anreicherung von Tonschieferkomponenten, grob, wenig porös, darunter feinere Dolomitbreccie mit mehligem, gerundeten Dolomitkomponenten. Untere Grenze ganz unregelmässig.
- 16 1—4 cm grüne Tonschieferbreccie, unregelmässige Grenze gegen Liegendes bildend.
- 17 0,1—0,3 m heller Dolomit, zerbrochen, ganz unregelmässig vom Hangenden umflossen und durchtränkt.
- 18 0,1—1 m unregelmässig gemischte Breccie aus weissem Dolomit und kleinen, mehligem, dunkelgelben Dolomitmikrokrnern, unregelmässig in langen Armen ins Liegende eindringend.
- 19 0,5—1,5 m hellgrüne poröse monomikte Dolomitbreccie.
- 20 1 m unregelmässige Folge von verschiedenen Breccien: zu oberst Übergang der grauen Breccie in gelbe mit roten Tonschiefern, verschieden grosse Dolomitkomponenten, graue und rote Tonhäute, gegen unten vorherrschend ocker des stark verwitterten Dolomites, untere Abgrenzung ziemlich eben.
- 21 0,1 m bunte Breccien.
- 22 1 m graue monomikte Breccie, mit halbmetergrossen, geschichteten, schiefgestellten Dolomitblöcken, nach unten feiner werdend, unten hellgraue Komponenten in dunkelbrauner bis bunter Grundmasse.
- 23 0,3 m dunkelbraune, sandige, feine Breccie, polymikt.
- 24 0,2 m graue, fast monomikte Breccie.
- 25 2 m bunte, mittelfeine Breccie, gelb bis grau, stellenweise in Lagen sehr grob.
- 26 0,3 m graue Breccie, grob, braune Farbe des Bindemittels untergeordnet.
- 27 1—3 cm helle Tonschiefer, etwas rostig anwitternd, geranden Horizont bildend.
- 28 2 m hellgraue Dolomitbreccien in dunkelgelbem, sandigem Zement, der oft in breiten Adern weit vorherrscht.
- 29 0,3 m graubrauner, mergeliger Tonschiefer.
- 30 graubraune Dolomitbreccie. Aufschluss nach unten verschüttet.

Warum zeigen diese Breccien keine Spur von Schieferung, während die umliegenden Dolomite und Quartarschiefer ausgesprochen metamorph sind? Wie kann eine hangende Gesteinschicht in die Risse und offenen Klüfte ihres Liegenden eindringen wie Konfitüre ins Brot? Weshalb ist die Dolomit- und Kalksubstanz in den Rauhacken so weitgehend verwittert, wo doch benachbarte Dolomite völlig frisch sein können?

Eine solche intensive Verwitterung können wir uns nur durch alte, langanhaltende Einwirkung von Wasser erklären. Wir wissen, dass beim Stollen- und Tunnelbau aus der Rauhacke die grössten Wassereinträge zu erwarten sind, dass also auch jetzt noch das Porenvolumen und damit der Wassergehalt von Rauhacken ganz bedeutend höher ist als bei andern, dichten Gesteinen. Zur Annahme eines sehr hohen Wassergehaltes müssen wir auch kommen, wenn wir uns ein Bild davon machen wollen, wie die vielen fremden Komponenten, von welcher Grösse sie auch seien, in die Rauhacke hinein gelangt sind. Das erscheint nur dann möglich, wenn der ganze Gesteinskomplex so vollständig von Wasser durchtränkt ist, dass er gegenüber tektonischer Beanspruchung nicht mehr als fester Stoff, sondern als plastische, breiige Flüssigkeit wirkt. Eine solche Rauhacke „suppe“ kann dann leicht fremde Schuppen und Brocken aus dem Hangenden aufnehmen. Andererseits müssen die zahlreichen Dolomit- und Schieferbänke, die ursprünglich mit den Rauhackegesteinen wechsellagerten, ihren Halt verlieren, sie müssen bei tektonischer Beanspruchung zerbrechen und so die Komponenten für die tektonischen Rauhackebreccien liefern, eine Erklärung, auf die CORNELIUS (19) hingewiesen hat. So können wir auch die Fliessfiguren der Schichten 13, 16 und 18 unseres Profils verstehen (siehe Fig. 9), wo sandige, wasserreichere Horizonte versuchen, auf allen Spalten und Klüften resistenterer Dolomitbänke zu umfliessen, zu durchdringen, was im Endeffekt dann schliesslich zur Breccie führt, wo die einstige Dolomitbank nur noch als völlig richtungslos in der Rauhackemasse verteilte Komponenten erscheint.

Und schliesslich können wir nun auch eher das Fehlen von Anzeichen der Dislokationsmetamorphose begreifen. Verhält sich die Rauhacke gegenüber tektonischen Bewegungen nicht als fester Körper, sondern wie eine hochviskose Flüssigkeit, bedingt durch ihren hohen Wassergehalt, so wird der einseitig gerichtete Druck der Umgebung in ihr zum allseitig gleichmässig wirkenden hydrostatischen Druck; die Rauhacke braucht keine bevorzugte Richtung in ihrer Textur zu zeigen.

In das stratigraphische Niveau der Rauhacken gehören ferner:

1. Gips.

Dieser tritt als typischer Begleiter der Rauhacken in der Runalantiklinale südlich des Runalpasses, ferner am „Gipsgrat“, im Pass zwischen Gelhorn und Muotaulta auf. Die Gipsmasse ist von blassgrünen Tonschieferlamellen durchsetzt, die in dem sonst ungerichteten Gestein eine ursprüngliche Schichtung zu erkennen geben.

2. Quarzite.

Von zahlreichen Lokalitäten, besonders von der Alp Tumpriv, sind Quarzitvorkommen bekannt, die als grössere, einheitliche Komplexe in der Rauhacke schwimmen. Makroskopisch ist es ein hellgrüner, sehr feinkörniger, massiger Quarzit, der lokal allerdings ziemlich tonig und dann feinplattig bis schieferig sein kann. Kennzeichnend ist sein hoher Gehalt an Hämatit, der nicht selten als schöne Eisenrose ausgebildet ist, sonst aber einfach schwarze Kluffflächen bildet. Im Dünnschliff stellt man in einer Grundmasse von Serizit und etwas Chlorit gerundete, gleichgrosse Körner von Quarz, untergeordnet auch von Mikroklin und Albit fest, was auf effusive Beimengungen hindeutet.

Auffallend ist nun, wie dieser Quarzit fast nie in Form einzelner Komponenten in den Rauhackebreccien vorkommt, sondern meistens als einheitliche, geschlossene Masse vollständig von Rauhacke umgeben ist; es sind solche Quarzitprofile von 10 m Höhe bekannt, die in sich kaum gestört sind, wo man z. B.

von unten nach oben ein langsames Zunehmen des Tongehaltes und damit ein Feinerwerden der Bankung feststellen kann.

Diese Quarzite werden auch von MEYER (62) und STREIFF (114) aus der Surcrunasrauhwacke des Ostschams erwähnt. Auffallenderweise sind aber an tektonisch relativ ungestörten Profilen solche leider noch nie gefunden worden. Trotzdem gehe ich mit STREIFF einig, dass es sich hier am ehesten um Raibler-sandsteine handeln wird.

c. Exotische Massen in den Rauhacken.

Ohne in das stratigraphische Niveau der Rauhacken oder oft sogar ohne nur zur Gelbhorn-Decke zu gehören, sind in deren Rauhacken diesen ursprünglich fremde Gesteinsmassen durch tektonische Vorgänge aufgenommen worden, die wir hier als „exotische Massen“ bezeichnen wollen, entsprechend den exotischen Blöcken der Wildflyschkomplexe.

Vizanbreccien.

Eigentliche Vizanbreccien (Taspinitbreccien), wie sie aus dem Ostschams, vom Piz Vizan und der Muotaula bekannt sind, treten in unserem Gebiete in ihrer normalen stratigraphischen Stellung über dem Lias der Gelbhorn-Decke nicht auf. Dagegen sind solche als grosse, exotische Massen in den Rauhacken der Alp Tumpriv zu finden. Sie sind sowohl von WELTER (121) als auch von WILHELM (122) kartiert, aber nicht beschrieben worden. Dass es sich dabei um sichere Vizanbreccien handelt, steht ausser Zweifel, denn es treten neben fast reinen Dolomithbreccien auch die zahlreichen Varietäten mit den so typischen grünen Kristallinkomponenten auf.

Obschon die Aufschlüsse schlecht sind, ist kaum anzunehmen, dass es sich hier um einen einzigen, zusammenhängenden Komplex handelt, verteilen sich doch die einzelnen Vorkommen (südlich vom Runal) auf ein Gebiet von mehr als 1 km Länge. Wenn auch die grössten Massen mindestens 100 m weit aufgeschlossen sind, so ist plötzlich in ihrer Fortsetzung nur noch Rauhacke festzustellen, so dass sie doch den Eindruck von einzelnen, unzusammenhängenden Schuppen erwecken, deren Länge zwischen 5 und 100 m wechselt.

Marmore, Quarzite, Ophiolithe, Radiolarite.

Von einigen Stellen sind in den Rauhacken Marmorprofile bekannt, die unter sich eine gewisse Übereinstimmung in der Gesteinsfolge zeigen, obschon sie, wie die Vizanbreccien, örtlich weit voneinander entfernt sind. Es handelt sich um folgende Gesteine:

1. Massige, weisse, ungebantke Marmore; feine Sandeinschwemmungen bewirken bräunliche, rauhe Oberfläche.
2. Sehr grobspätige, graue Marmore.
3. Feinkörnige, graue, schieferige Kalke mit rötlich-braunen Tonhäuten auf der Schichtfläche.
4. Grau/grüne Bändermarmore mit grünen Tonhäuten, mit Übergängen in Hyänenmarmore.
5. Plattige, grün/braune Quarzite vom Typus der Gaultquarzite.

Zusammen mit den Marmoren treten ferner auf:

6. Ophiolithische Gesteine. Serpentine wurden noch keine gefunden, hingegen verschiedene Typen von Grünschiefern: Chlorit- und Chlorit-Albit-Schiefer.

Die relativ besten Aufschlüsse befinden sich ca. 100 m südlich des „u“ von „Tarantschun“.

7. Radiolaritschiefer. Schliesslich können noch grauviolette bis graugrüne, kieselige Tonschiefer, meistens in Verbindung mit Chloritschiefern, in den Rauh- wacken auftreten. Manchmal sind sie ebenschieferig, manchmal durch Clivage stark zerknittert, lokal kann ein deutlicher Gehalt an Manganerz, Malachit und Kupferkies festgestellt werden; aus der Gelbhorn-Serie sind „Quartenschiefer“ in dieser Ausbildung nicht bekannt. Dagegen wird man an sehr zerquetschte, tonige Radiolaritschiefer des Malm erinnert, wie sie in gleicher Ausbildung am Piz Calandari in den Splügener Kalkbergen und in der Martegnas-Serie des Ostschams vorkommen. Leider konnten im Dünnschliff keine Radiolariengerüste gefunden werden, was bei diesem Grad der Metamorphose allerdings verständlich ist.

Die Gesteine unter 3, 4 und 5 kennen wir in ähnlicher Ausbildung in unserem Gebiet aus der später zu besprechenden „Obrist-Zone“, doch fehlt uns eine Erklärungsmöglichkeit, sie aus jenem tektonischen Element zu beziehen. Wir wissen von allen exotischen Massen in den Rauh- wacken sicher, dass sie stratigraphisch gar nichts mit den Rauh- wacken zu tun haben. Sie müssen einmal in der unmittelbaren Umgebung der Rauh- wacke gelegen und bei tektonischen Bewegungen in die Masse der Rauh- wacken hinein gedrückt worden sein, wobei sie sich teilweise in einzelne Schollen auflösten, die dann vollständig von der halb- viskosen Rauh- wackenmasse „umflossen“ wurden.

Es scheint mir am natürlichsten, diese exotischen Massen aus der Marmor-Zone des Ostschams zu beziehen, da alle hier auftretenden Gesteine dort auch vorhanden sind, mit Ausnahme allerdings der Radiolarite. Im tektonischen Abschnitt wird diese Möglichkeit noch weiter diskutiert.

Andererseits gibt es aber im Ostschams Lokalitäten, z. B. auf Plaun la Botta, wo die hangen- den Serien, Nivaigl- und Martegnas-Serie, ausserordentlich nahe an die Rauh- wacke der Sur- crunas-Zone zu liegen kommen, sodass es durchaus nicht ausgeschlossen ist, dass solche Gesteine auch in die Rauh- wacke hinein gelangten; damit könnte auch die Anwesenheit von Radiolarit gut erklärt werden.

d. Helle Dolomite („Rötidolomit“).

Über der Rauh- wacke stellen sich helle Dolomitbänke in einer Mächtigkeit von maximal 30 m ein, die lithologisch grosse Ähnlichkeit mit dem helvetischen Rötidolomit haben, diesem aber im Alter kaum ganz entsprechen dürften. Es sind hellgelbe bis weisse Dolomite, die hell ocker anwittern und durch Dutzende von verschieden mächtigen, bunten Tonschieferbändchen stark gegliedert erscheinen. Der hohe Quarzgehalt dokumentiert sich in einem wirren Netzwerk von Quarzklufffüllungen, die in der Anwitterung rauh hervortreten.

e. Bunte Tonschiefer („Quartenschiefer“).

Ohne scharfe Grenze werden die anfangs dünnen Tonschieferlager mächtiger, die Dolomite treten zurück, wir sind im Bereich der „Quartenschiefer“. Es sind violette, untergeordnet auch grüne Tonphyllite, mässig serizitisiert, häufig noch mit einem geringen Dolomitgehalt.

Sehr charakteristisch sind in den höheren Horizonten auffallende, mittelfeine bis grobe Konglomerate von gelben Dolomitkomponenten in violetterem Tonschieferzement, welche als unregelmässige Einschwemmungen aus einer eng be- nachbarten Schwellenzone stammen müssen. Ausser Dolomiten sind gar keine

anderen Komponenten gefunden worden; es muss sich also um eine reine Sedimentbreccie mit lokalem Liefergebiet handeln. Die selbe Bildung wird von STREIFF aus dem entsprechenden Niveau der Surcrunas-Zone des Ostschams beschrieben.

f. Rhät.

(s. Fig. 10.)

Den oberen Abschluss dieser ziemlich unruhigen Triassedimentation bildet das Rhät in einer Mächtigkeit von ca. 6—10 m. In stets gleichbleibender Reihenfolge liegen übereinander:

Liaskalke.

14. 0,3—0,5 m grüner bis dunkler Tonphyllit.
13. 0,2—0,3 m graubrauner, knolliger, kieseliger Mergel, der im S in grünlichen, dunklen Quarzit übergehen kann.
12. 2—4 m Dolomit, auffallend intensiv senkrecht geklüftet, graubraun, in der Anwitterung fahlbraun.
11. 0,5—2 m einheitlich hellgrüne Tonschiefer.
10. 0,1 m schwarze Tonphyllite (nicht immer vorhanden).
9. 0,2—0,5 m grauer Dolomit.
8. 0,2—0,5 m schwarze Tonphyllite.
7. 0,5—0,7 m grauer Dolomit, bräunlich anwitternd, mit dunklen Serizithäuten.
6. 0,5—1,0 m grauer, dünnplattiger Kalk, Lumachelle.
5. 0,1 m schwarze Tonschiefer.
4. 1—1,6 m graue, kalkige Lumachelle mit *Pecten* und *Gastropoden*. Die Fossilien sind nur in der Anwitterungsfläche deutlich zu erkennen.
3. 0,3—0,8 m schwarze Tonschiefer.
2. 0,1 m rostige, grüne Tonschiefer.
1. 0,5—1 m dunkelgrauer Dolomit, graubraun anwitternd, ziemlich tonig.

Grüne Tonschiefer der Quartenschiefergruppe.

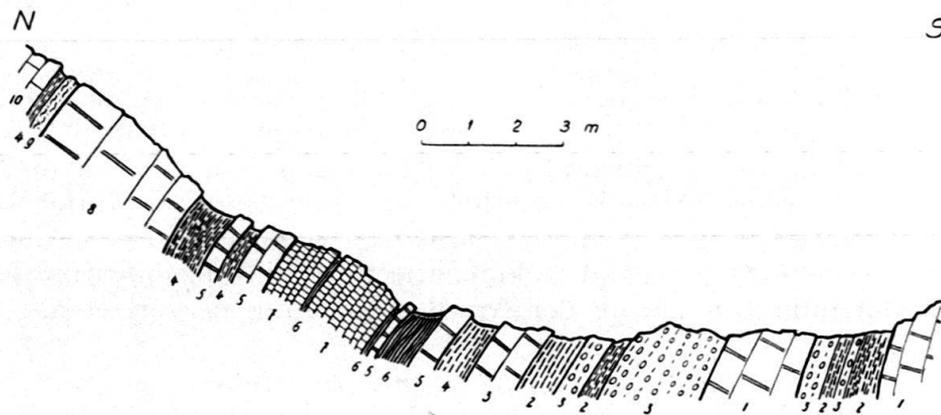


Fig. 10. Stratigraphisches Profil durch die obere Trias der Gelhorn-Decke, Beverin-Südwestgrat.

- | | |
|--|---|
| 1 Heller Dolomit. | 6 Schwarze Tonschiefer. |
| 2 Violette Tonschiefer. | 7 Grauer, plattiger Kalk, Lumachelle. |
| 3 Im violetten Tonschiefer gelbe Dolomitskonglomerate. | 8 Brauner Dolomit, stark senkrecht geklüftet. |
| 4 Grüne Tonschiefer. | 9 Graubrauner, kieseliger Mergel. |
| 5 Dunkelgrauer Dolomit. | 10 Liaskalk. |

MEYER beschreibt aus seiner „Zone der oberen Breccie“ im Ostschams (62, pag. 19/20) ein Rhätprofil, das mit dem unserigen sehr weitgehend übereinstimmt.

Zwischen den massigen Komplexen der liegenden Dolomite und der hangenden Liaskalke haben die dazwischen gelegenen Tonschieferhorizonte als Gleitmittel bei den zahlreichen Differentialbewegungen während der Faltung dienen müssen. Dadurch zeigen Quartenschiefer und Rhät die üblichen Erscheinungen von Lamination, die häufig überhaupt zum Fehlen gewisser Glieder dieser Schichtserie führen können.

Wie sind diese lithologisch so ausgezeichnet differenzierten Triasschichten nach ihrem Alter genauer zu bestimmen?

Eine untere Abgrenzung ist bei uns nicht möglich, da eine ursprüngliche Unterlage als Liegendes der unteren grauen Dolomite nirgends vorhanden ist. Die obere Grenze bilden die Kalke des Hettangien, die ohne Anzeichen einer Schichtlücke auf dem Rhät liegen. Eine sehr ähnliche wie die oben als Rhät beschriebene Schichtgruppe ist im Ostschams aus der „Zone der oberen Breccie“ erstmals von MEYER (62) diesem Alter zugeordnet worden, nachdem er aus den kalkigen Lumachellen neben anderen Fossilien *Myophoria postera* Qu. bestimmen konnte. Wo die genaue Grenze zwischen Rhät und Norien ist, kann nicht gesagt werden. Wahrscheinlich wird der helle „Rötidolomit“ etwa dem Norien und die Rauhacken dem Raiblerniveau entsprechen, wie dies u. a. auch R. STAUB aus den verschiedensten penninischen Gebieten beschrieben hat. Durch die von J. NEHER äusserst gewissenhaft durchgeführten Krinoidenbestimmungen dürften dazu bald neue Daten geliefert werden.

Die ganze hier beschriebene Triasserie von kaum 50 m Mächtigkeit, die durchgehend sehr neritische Fazies aufweist, scheint nur den jüngeren Teil der Trias zu repräsentieren. Sie zeigt sehr grosse Ähnlichkeit mit der „Serie von Crestota“, zu der STREIFF (114) im Ostschams, bei Bavugls und Taspin, den dazu gehörenden Unterbau fand: Kristallin (Taspinit), darauf transgredierend Buntsandstein, Dolomite, dolomitische Kalke und Kalkmarmore, die er zusammen als die „Serie von Taspin-Bavugls“ bezeichnet. Die jurassische Vizanbreccie transgrediert sowohl auf seiner „Serie von Crestota“, die in ihrer Ausbildung sehr weitgehend unserer Trias-Lias-Serie der Gelbhorn-Decke entspricht, als auch auf der „Serie von Taspin-Bavugls“. Der „Oberbau“, die Serie von Crestota, ist auf der Rauhacke als Gleithorizont vom „Unterbau“, der Serie von Taspin-Bavugls, abgeschürft worden. „Wo die Vizanbreccie über die ganze Serie von Crestota bis auf die unteren Triasglieder und den Gneis hinunter transgrediert“ — wo also die Rauhacke als Gleithorizont fehlte — „sind auch Teile dieser älteren Unterlage als Basallamellen mitgerissen worden“ (STREIFF). Äquivalente zur Serie von Taspin-Bavugls fehlen aber in unserem Gebiet.

Dagegen besteht für mich, allein schon nach faziellen Vergleichen, kein Zweifel, dass die Serie von Crestota des Ostschams unserer Trias-Lias-Serie entspricht. Das fein differenzierte Rhät darf als sicheres Kennzeichen unserer Trias-Lias-Serie gelten; wir finden es in der selben Ausbildung in der Crestota-Serie der Surcrunas-Zone im Ostschams wieder, ebenso die Dolomitbreccien in den Quartenschiefern oder die grünen Sandsteine in der Rauhacke, was für mich mit ein Grund ist, die Crestota-Serie mit der Trias-Lias-Serie der Gelbhorn-Decke des Westschams zu identifizieren.

2. Lias.

Im Lias der Gelbhorn-Decke wird die Sedimentation ruhiger: massige, dunkle Kalke mit einigen fossilreicheren Horizonten bilden die Hauptmasse, während sich in den oberen Partien erst Kieseinschwemmungen im Kalk und schliesslich tonige Kalkschiefer einstellen.

Am SE-Grat des Beverin lässt sich folgendes Liasprofil aufnehmen:

Tonphyllite des Doggers.

12. 15 m Kalkschiefer, im älteren Teil sandig, im jüngeren toniger. Einlagerungen von vielen Linsen und Bänken von massigerem dunklem Kalk. Mehrere Breccienhorizonte: Mittelfeine Dolomit- und Kalkkomponenten in schieferigem Kalkzement. Sehr grosse, tektonisch bedingte Mächtigkeitsschwankungen.
11. 1 m Schwarze Tonschiefer.
10. 15 m Grobplattiger, schlecht gebankter Kalk, durch viele Kieselschnüre, die in der Anwitterung als helle Bänder hervortreten, gekennzeichnet, sog. „Kieselschnurlias“, mit Belemniten.
9. 4 m Sehr dunkler, feinplattiger, stark geklüfteter Kalk, mit Pliensbachien-Fossilien.
8. 6 m Schlecht gebankter, linsiger, grauer Kalk, am Runal und Tarantschun mit stark rotbraunen Schichtflächen.
7. 8 m grobbankiger, blauer Kalk.
6. 2 m feinbankiger, brauner Kalk.
5. 3 m grauer, hellblau anwitternder, dünn-schieferiger, schlechtplattiger Kalk.
4. 3 m blauer, feinbankiger Kalk.
3. 3 m brauner, grobbankiger Kalk.
2. 4 m schwarzer, grobbankiger Kalk, fossilreich, z. T. mit dolomitreicheren Partien, die in der Anwitterungsfläche als braune, unregelmässig begrenzte Flächen und Schlieren in Erscheinung treten.
1. 0,5 m brauner, sandiger Kalkmergel, knollig verschiefert.
Rhät.

Wenn sich auch die einzelnen hier ausgeschiedenen Glieder nicht überall gegeneinander abgrenzen lassen, da ihre lithologischen Unterschiede wirklich oft sehr gering sind, so zeigt sich in den Felswänden morphologisch doch überall eine klare Dreiteilung des Kalkes, hervorgerufen durch die auffallend feine Bankung von Schicht 6 und 9, und schliesslich der mit scharfer Grenze daran anschliessenden Kalkschieferkomplex.

Am Runal und Tarantschun zeigt die Schicht 8 auffallend rote bis rotbraune Schichtflächen; ähnliche rote Liaskalke werden von STREIFF auch aus der Crestota-Serie beschrieben. Dagegen wurden durchgehend rote Kalke, analog den ostalpinen roten Liaskalken, wie sie an einer Stelle im Ostschams und schon vor Jahren von STAUB am Averser Weissberg gefunden wurden, in unserem Untersuchungsgebiet nicht festgestellt.

Die von mir gefundenen Fossilien wurden in zuvorkommender Weise von Herrn Prof. Dr. A. JEANNET untersucht und nach Möglichkeit bestimmt, wofür ich ihm an dieser Stelle aufs verbindlichste danke.

Es handelt sich um folgende Fossilien:

(?) *Montlivaultia* sp., unt. Lias.

Terebratula cf. *ovatissima* QU.

Pecten thiollieri MARTIN, Infralias.

Pecten cf. *phyllis* D'ORB.

Schlotheimia (?) sp., unt. Lias.

Arietites (?) sp.

Arietites (*Epammonites*) *latisulcatus* ZIETEN, unt. Lias.

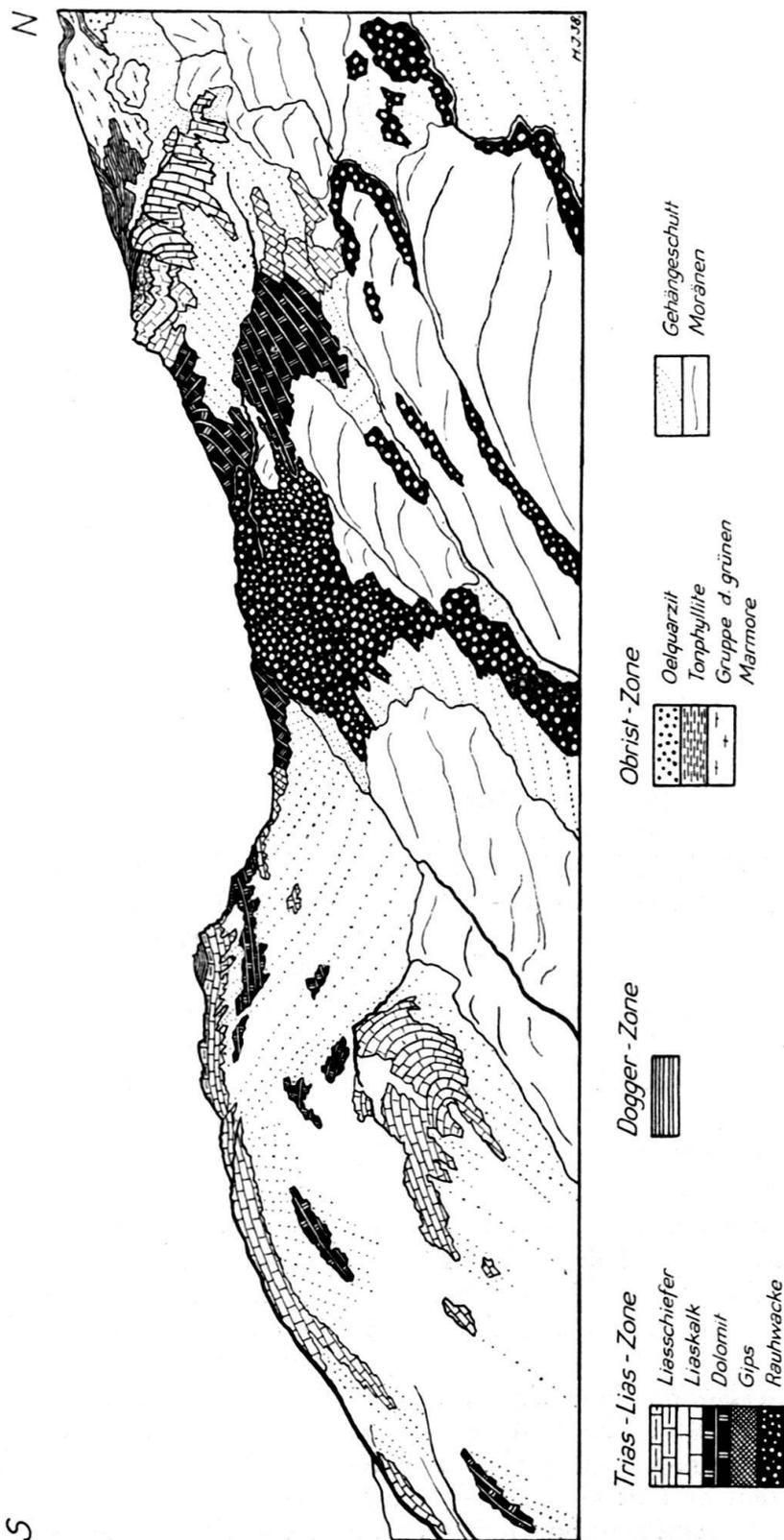


Fig. 11. Runal, Runalpass und Beverin-Südwestgrat von Osten.

Nr. 4443 BRB vom 3. X. 1939.

- Arietites (Arnioceras) falcaries* QU. sp., unt. Lias.
Polymorphites jamesoni SOW. sp., mittl. Lias.
Polymorphites cf. *fischeri* HAUG, mittl. Lias.
 (?) *Tropidoceras manganesti* D'ORB. sp., mittl. Lias.
Tropidoceras cf. *valdani* D'ORB. sp., mittl. Lias.
Phricodoceras taylori SOW. sp., mittl. Lias.
 (?) *Amaltheus margaritatus* MONTF. sp., mittl. Lias.
Nautilus sp., zwei verschiedene Arten.
 (?) *Belemnites paxillosus* SCHLOTH., mittl. Lias.

Die bis anhin bekannten Fossilien des Gelbhornlias sind von WILHELM (122) bekanntgegeben worden.

TEKTONIK.

Die Gelbhorn-Decke erscheint in unserem Gebiet als Deckfalte mit einer liegenden, verkehrten und einer hangenden, normalen Serie; die beiden Schenkel stossen mit Rauhwacke als ihrem ältesten Schichtglied zusammen. Die Unterlage der Gelbhorn-Decke bildet überall die Brusghorn-Schuppe.

Die Tektonik der Trias-Lias-Zone ist fast durchwegs gut zu erkennen.

Der liegende, verkehrte Schenkel bildet die gleichmässig SE-fallende Platte des Gelbhorns; zwei WE-streichende Falten von engem Radius, die eine in der Gipfelpartie, die andere im Steilabfall gegen den Plaun d'Armeras-Bach gegenüber der Muotaulta, liefern nur lokale Störungen (siehe Fig. 17, Seite 73). Senkrecht zu diesem ungefähr W—E verlaufenden Faltenstreichen zieht eine Querverfaltung durch die Westabstürze des Gelbhorns. Figur 12 zeigt, wie unter dem Verkehrtchenkel und der darunter liegenden Brusghorn-Schuppe nochmals ein Normal- und Verkehrtchenkel der Trias-Lias-Serie als tiefe, gegen E gerichtete Falte auftritt. Das Antiklinalscharnier dieser Falte ist im Gelbhorn-NW-Hang aufgeschlossen; der Verkehrtchenkel ist in der SW-Wand, wie Fig. 12 zeigt, bis auf den Gelbhorn-Dogger reduziert worden.

Über Plaun d'Armeras-Curtginatsch wird die Verbindung mit dem Hauptkomplex hergestellt. Vom Piz Tuff über den Schottensee gegen den SW-Grat des Beverin, ferner zwischen Piz Tuff und Tgavugl ist die Lias-Dolomit-Rauhwacke-Serie wenig verfaltet, im östlichen Teil sind starke Reduktionen im Liaskalk und Dolomit zu bemerken, die sogar zum völligen Fehlen dieser Schichtglieder führen können.

Komplizierter werden die Verhältnisse im Gebiet des Schamserberges. Flexurartige Verfaltungen auf der Linie Tgavugl-Dumeins-Darsiez erklären das Auftreten der Trias-Lias-Serie im westlichen Mathoner Tobel in einer 400—500 m tieferen Lage als 1 km weiter westlich. Leider ist durch die weitgehende Moränenbedeckung in jenem Gebiet das Anstehende nur in den tiefsten Bacheinschnitten sichtbar. Immerhin ist westlich Tgavugl deutlich ein plötzliches, unruhiges, steiles Einfallen gegen E im Lias und Dolomit zu konstatieren. Im Raume von Giavareins entsteht so ein tektonisches Fenster, wo innerhalb einer Liasumrahmung die liegenden Serien: Gelbhorn-Dogger und Marmore und Quarzite der verkehrt gelagerten Obrist-Zone, erscheinen. Ein südwestlicher Ausläufer dieses Fensters mit Doggerschiefern und grünen Marmoren erreicht noch die Alphütten von Tumpriv. Oberhalb Wergenstein und unter Mathon streicht die Trias-Lias-Zone gegen Osten in die Luft aus.

Die antiklinale Stirnumbiegung von der Verkehrt- in die hangende Normalserie ist wohl am markantesten am Beverin SW-Grat, am sog. „Bogenspitz“. Sie zieht nördlich Nursin unter den Beverin SE-Grat und kann östlich P. 2587, beim „p“ von „Alp Obrist“, als klare Liasantiklinale wieder erkannt werden. Schliesslich stellen wir sie nochmals unmittelbar südlich des alten Kirchturms Mathon fest, wo die Dolomitstirn nach Norden vollständig von Lias umhüllt wird; letzterer wird im Fardüner Tobel noch von den schwarzen Tonschiefern des Gelbhorn-Dogger umgeben.



Adula - Decke

 *Flysch*

 *Verwerfung*

Brusghorn - Schuppe

 *Marmor*
 *Dolomit*
 *Rauhwacker.*
 *Triasschiefer*

Gelbhorn - Decke

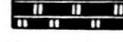
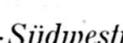
 *Dogger*
 *Liasschiefer*
 *Liaskalk*
 *Quartensch. u. Rhät*
 *Dolomit*

Fig. 12. Gipfelpartie der Gelbhorn-Südwestwand.

Nr. 4443 BRB vom 3. X. 1939.

Der hangende Normalschenkel weist wesentlich grössere Komplikationen auf; in einer tiefen, S-förmigen Verfaltung wird seine Serie im Raume Piz Tarantschun-Runal-Gandus verdreifacht (s. Fig. 13). Eine nach Süden gerichtete Antiklinale am Südfuss von Tarantschun und Runal leitet von der Normalserie, welche die Gipfel dieser Berge bildet, über zu einer darunter liegenden Verkehrtserie. Die in den Nordflanken von Piz Tarantschun und Runal ausstechende Trias bildet den Antiklinalkern. Am Nordfuss des Tarantschun, auf dem Runalpass, im Liaskopf 300 m südlich des „r“ von „Nursin“ und bei Gandus erkennt

man dann ein scharfes, gegen Norden geschlossenes, synklinales Liasscharnier, durch das die Verkehrtserie schliesslich wieder nach unten in die normale Lagerung gebracht wird. Im Synklinalkern sind keine jüngeren Gesteine als Lias enthalten. Somit liegt, z. B. in der 150 m hohen W-Wand des Piz Tarantschun, der Lias in dreifacher Wiederholung übereinander, zuerst normal, dann verkehrt und wieder normal (siehe Tafel I, Profile 3 und 5).

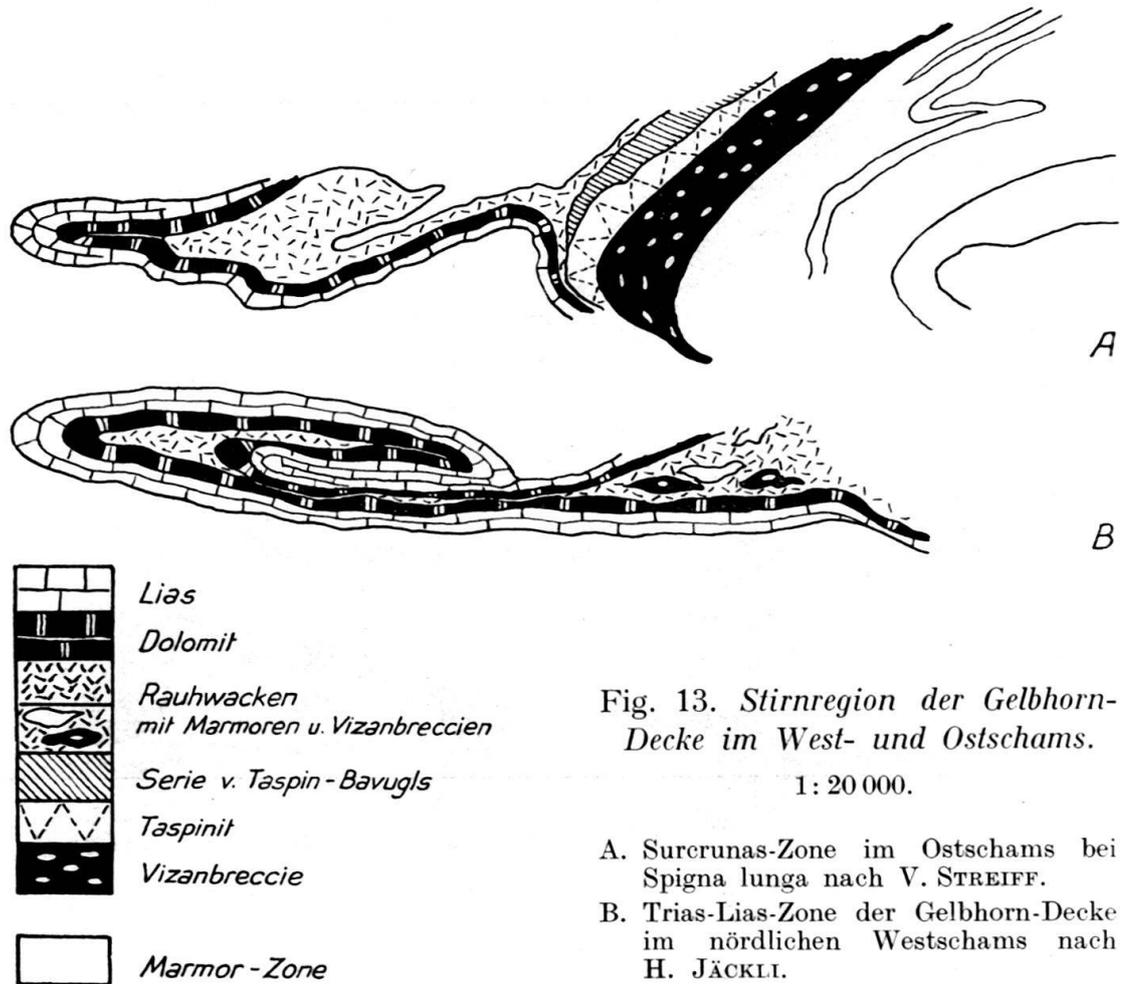


Fig. 13. Stirnregion der Gelbhorn-Decke im West- und Ostschams.

1: 20 000.

- A. Surcrunas-Zone im Ostschams bei Spigna lunga nach V. STREIFF.
 B. Trias-Lias-Zone der Gelbhorn-Decke im nördlichen Westschams nach H. JÄCKLI.

In den spärlichen Aufschlüssen des Schamserbergs ist von dieser Verfaltung kaum noch etwas festzustellen, dort liegt der Normalschenkel fast ungestört und in vollständiger stratigraphischer Entwicklung über dem Verkehrtchenkel (s. Fig. 21, Seite 89).

WELTER glaubte, aus dem wiederholten Auftreten von Trias- und Liasgesteinen (letztere rechnete er teilweise zum Tithon) auf drei verschiedene Decken schliessen zu müssen, nämlich auf eine untere und obere „Breccien-Decke“ und eine „Klippen-Decke“. Schon wenige Jahre später ist diese Interpretation von ZYNDEL widerlegt worden.

Kleine Klippen als letzte Reste eines Normalschenkels finden wir E Zons und zwischen Gelbhorn und Muotaulta, beide sind schon von WILHELM kartiert worden.

Die mächtigen Rauhwacken zwischen Alp Tumpriv und Curtginatsch und auf Alp Nursin sind als Antiklinalkern zwischen Verkehrt- und Normalschenkel zu betrachten.

Nur an wenigen Stellen wird in unserem Gebiet die Trias-Lias-Zone von noch höheren Elementen bedeckt. Auf dem Gipfel des Runal ist eine Klippe der Dogger-Zone über dem Lias des Normalschenkels stehen geblieben (s. Fig. 11). Am SE-Grat des Beverin wird die Liasstirn noch auf eine Strecke von ca. 500 m nach Süden vom Normalschenkel der Obrist-Zone bedeckt, Gelbhorn-Dogger trennt die beiden Serien; dasselbe ist westlich Mathon der Fall. Auf dem flachen Rücken zwischen dem Obristbach und Gandus und Tarpinus liegen als ausge dehntere Klippe auf dem Gelbhornlias schliesslich noch Tonschiefer und Breccien der Dogger-Zone und darüber Gesteine der Obrist-Zone. Leider sind die Aufschlüsse zu unvollständig, als dass eine exakte Umgrenzung der Klippe möglich wäre.

Wir stehen vor der Tatsache, dass unter dem Verkehrtchenkel der Trias-Lias-Zone zunächst Dogger und im östlichen Teil unseres Gebietes unter diesem noch die verkehrte Obrist-Serie folgt, und dass anderseits derselbe Dogger und darüber dieselben Gesteine der Obrist-Zone das Hangende des Normalschenkels bilden. Entsprechend der Stirnumbiegung der Trias-Lias-Zone machen Dogger- und Obrist-Zone diese Umbiegung, in den Beverinwänden deutlich sichtbar, mit. In bezug auf den Normalschenkel der Trias-Lias-Zone ist dessen hangende Dogger- und Obrist-Zone unter den Verkehrtchenkel eingewickelt worden.

Es scheint mir von hohem Interesse zu sein, wie unsere Trias-Lias-Zone des Westschams mit der Surcrunas-Zone des Ostschams, deren Crestota-Serie sie stratigraphisch-faziell so weitgehend entspricht, tektonisch verbunden werden kann.

STREIFF kam im Ostschams zu folgender Analyse: Die Surcrunas-Zone besteht aus einem hangenden Normalschenkel, mit wenigen Ausnahmen nur aus der sog. Crestota-Serie gebildet, und einem liegenden Verkehrtchenkel, der vollständig erhalten geblieben ist und sich in die Serie von Taspin-Bavugls, Crestota-Serie und Vizanbreccie gliedert. Auf der Höhe von Reischen beschreibt der an die Marmor-Zone anschliessende Verkehrtchenkel konform mit dieser die grosse Umbiegung um die Surettastirn, was zu mindestens lokaler Einwicklung dieser Elemente unter den Rofnaporphyr geführt hat. Die hangende, normal gelegene Crestota-Serie dagegen ist von ihrer Unterlage etwas abgeschert und noch weiter gegen Norden vorgeschoben worden; erst bei Spigna lunga ist ihre scharfe Umbiegung zu erkennen. In verkehrter Lagerung sinkt sie dann ebenfalls unter die vor der Surettastirn steilgestellten Elemente. Die Doppelung der Surcrunas-Zone ist eine zweifache: Eine erste, ältere Faltungsphase hat die grosse, primäre Deckfalte, wie sie heute der Marmorzone aufliegt, hervorgerufen. In einer folgenden, jüngeren Phase ist das gedoppelte Schichtpaket, konform zum Liegenden, unter die Suretta-Decke eingewickelt worden. Dabei ist der Hangendschenkel nördlich der grossen Umbiegung relativ lokal für sich nochmals zu einer separaten, sekundären Deckfalte geformt worden.

Die Trias-Lias-Zone des nördlichen Westschams entspricht auch nach meiner Ansicht stratigraphisch und tektonisch diesem normalen Hangendschenkel der Surcrunas-Zone im nördlichen Ostschams, wo er vom Liegendschenkel abgeschürft und in enger Stirnumbiegung in verkehrte Lagerung gebracht wird und so mit Rauhwacke als Antiklinalkern eine kleine Deckfalte für sich bildet. Das ist der Fall zwischen Nasch und Spigna lunga, ferner zwischen Solisbrücke und Tiefencastel. Die Stirn von Spigna lunga entspricht jener bei Mathon und am Beverin SW-Grat. In Fig. 13 sind die sich entsprechenden Stellen im Ost- und Westschams einander gegenübergestellt.

Der verkehrte Schenkel der Surcrunas-Zone im Ostschams, neben der Crestota-Serie aus Vizanbreccien und der Serie von Taspin-Bavugls bestehend, tritt im Westschams erst weiter südlich, etwa auf der Linie Piz Vizan-Muotaulta, also ausserhalb unseres Untersuchungsgebietes, auf.

Hingegen können wir als Relikte dieses Schenkels die „exotischen“ Linsen von Vizanbreccien in der Rauhwaacke südlich des Runal betrachten. Es scheint, dass im südlichen Westschams, auch da, wo Vizanbreccie auftritt, der Taspinit und die Serie von Taspin-Bavugls fast oder ganz fehlen. Somit stand die Vizanbreccie, mindestens stellenweise, in direktem tektonischem Kontakt mit der Rauhwaacke. Bei den Verfaltungen ging der Komplex der Vizanbreccie mangels eines genügenden Widerstandes von seiten der Rauhwaacke an überbeanspruchten Stellen in Trümmer, teilweise sogar mitsamt daran anschliessenden Teilen der Marmor-Zone. Diese Trümmer wurden allseitig von Rauhwaacke umflossen und erscheinen uns heute als unzusammenhängende, tektonische Linsen in fremder Umgebung. Damit haben wir eine einfache Erklärung gefunden für das schon lange bekannte Vorkommen fremder Gesteine inmitten der Rauhwaacke der Gelbhorn-Decke.

C. Die Dogger-Zone.

Im Anschluss an den Lias der Trias-Lias-Zone, gleichgültig, ob dieser dem Normal- oder dem Verkehrtschenkel angehört, folgt eine Serie von Tonschiefern, Kalkschiefern, Kalken und verschiedenen Breccien, die im Handstück wie auch im Verbands den typischen Aspekt der Flyschfazies haben. Im östlichen Teil unseres Gebietes bildet diese Schieferzone die Trennung zwischen Trias-Lias-Zone und Obrist-Zone, im westlichen zwischen Trias-Lias-Zone und Bruschgorn-Schuppe, da dort die Obrist-Zone bereits gegen S ausgekilt ist.

R. STAUB hat bereits 1921 (36, pag. 88) und später (108) die Schiefer an der Basis des Gipszuges von Tiefencastel, über dem Lias der Gelbhorn-Decke, als „Flysch“ der Gelbhorn-Serie bezeichnet. Ferner ist an der Exkursion der S.G.G. in das Gebiet der Schamser Decken 1938 von allen Teilnehmern mit Erfahrung in penninischer Stratigraphie diese Schieferzone im nördlichen Westschams als „Flysch“ bezeichnet worden (vgl. Lit. 40).

Zahlreiche Argumente, die im Folgenden ausführlich behandelt werden, sprechen aber dafür, dass diese Schieferzone den Dogger der Gelbhorn-Decke „in Flyschfazies“ repräsentiert.

LITHOLOGISCHE GLIEDERUNG.

Vom Gelbhornlias ausgehend, lassen sich in der Dogger-Zone folgende lithologischen Abteilungen auseinanderhalten:

a. Tonphyllite.

Tiefschwarze, sehr feinblättrige Tonphyllite bilden an allen Profilen das erste Schichtglied der Dogger-Zone. Wegen ihrer grossen Weichheit und leichten Verwitterbarkeit stellen sie eine morphologische Depressionszone dar, die sehr oft auf grössere Strecken von Schutt bedeckt wird. Im Dünnschliff erkennt man sehr feinkörnigen Quarz und Serizit, völlig durchsetzt von kohligem Pigment. Clivage- und intensive Fältelungserscheinungen sind überall sehr häufig³⁾.

³⁾ Oft erinnern diese Tonphyllite an die Nollatonschiefer, für welche sie R. STAUB bei seinen ersten kursorischen Besuchen auch gehalten hat.

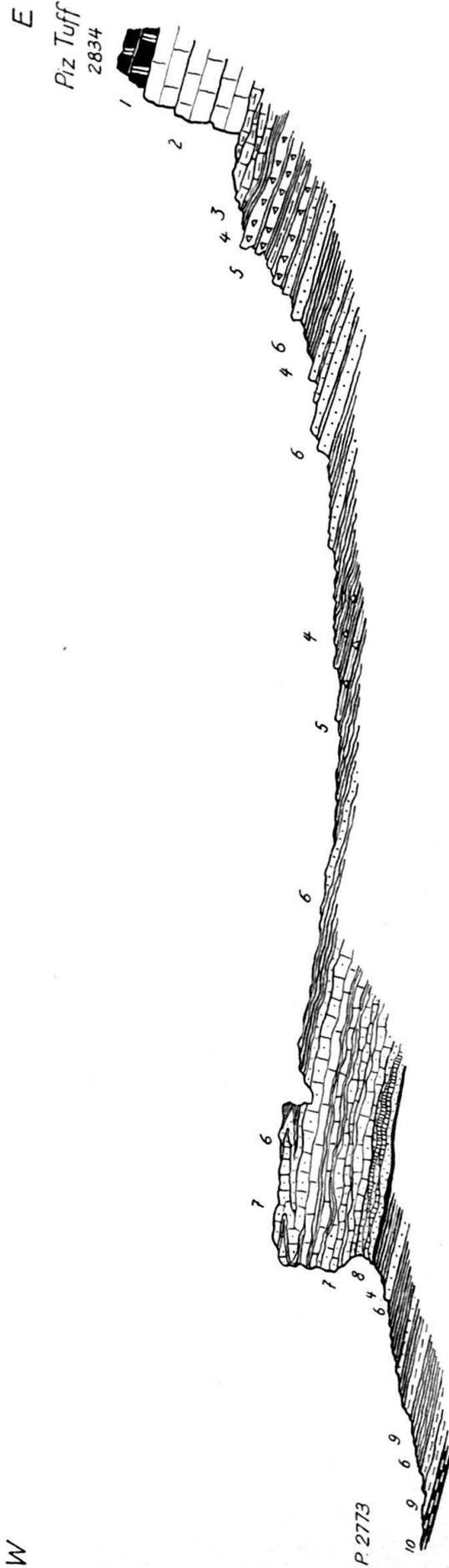


Fig. 14. Profil durch den Dogger der Gelbhorn-Decke. Piz Tuff, Westgrat.

- | | |
|--|--|
| 1 Trias. | 6 Quarzite und Sandsteine, grünlich. |
| 2 Liaskalke. | 7 Kalke und Kalkschiefer, sandig. |
| 3 Liasschiefer. | 8 Quarzitische Arkosen mit Marmorlinsen. |
| 4 Tonphyllite, schwarz, glänzend. | 9 Hellgrüne Tonphyllite |
| 5 Kalkschiefer und kalkig-dolomitische Breccien. | 10 Marmore und dolomitische Schiefer. |
- } Bruselghorn-Schuppe.

Nr. 4443 BRB vom 3. X. 1939.

b. Kalkige Breccien.

Zum Teil als Einlagerungen in den Tonphylliten oder aber bereits im Übergang zu den Kalkschiefern und Kalken, finden wir kalkig-dolomitische Breccien als mehrere Meter mächtige Bänke. Sie sind von massigerer Textur und zeigen grössere Festigkeit als ihre Umgebung, wodurch sie als Rippen deutlich in Erscheinung treten. Besonders gut aufgeschlossen sind sie am Beverin-SW-Grat nördlich des „Bogenspitzes“. Der Zement ist sandig-kalkig, etwas serizitisch, mässig verschiefert. Als Komponenten sind fast ausschliesslich nur dunkle Kalke und Dolomite, untergeordnet auch Quarzkörner zu konstatieren. Die Grösse der Komponenten beträgt meistens 0,2—3 cm, dunkle Kalkkomponenten können aber bis 30 cm gross sein; eine deutliche Abrollung ist fast immer zu bemerken. In der Anwitterungsfläche werden die Komponenten zuerst herausgewittert; der Zement mit seinem höheren Kieselgehalt bleibt in Form von hellen, rauhen Septen stehen.

Öfters finden sich zwischen den Breccienbänken auch komponentenfreie, massigere Sandkalke, meist braun und rau anwitternd, die mit den Breccien wechsellagern und mit ihnen intensiv verfaltet sind.

c. Kalkschiefer, Kalke, Marmore.

Meistens sind diese Gesteine von den vorhin besprochenen Breccien durch weitere Tonphyllithorizonte getrennt, an anderen Orten scheinen Breccien und Kalkschiefer mit Kalken eher wieder zusammenzugehören.

Die Kalkschiefer wittern meist bräunlich, seltener hellgrau, an und sind im Bruch grau. Fast immer ist ein ziemlich hoher Sandgehalt vorhanden, der rauhe Anwitterungsflächen bewirkt; Übergänge zu feinen Breccien, die neben Quarz auch Kalk- und Dolomittrümmer führen, sind häufig; die Grösse des Serizitgehaltes ist sehr wechselnd.

Typisch sind ferner äusserst feinkörnige Mergelschiefer, im Bruch grau glänzend, in der Anwitterung schokoladebraun.

Die Doggerkalke zeigen fast immer einen, wenn auch oft nur sehr geringen Sandgehalt und teilweise einen auffallend hohen Gehalt an feinverteiltem Erz. Die Anwitterungsfläche ist bräunlich bis dunkelbraun und rau; Lagen mit vermehrten Sandeinschwemmungen wittern als helle Kieselschnüre heraus. In allen Dünnschliffen sind ferner noch eingeschwemmte Feldspäte in grösserer Zahl festzustellen; ferner erkennt man, wie der Kalzit allgemein ein gröberes Korn als der Quarz aufweist; die Textur ist meistens massig.

Schliesslich sind noch von einigen Stellen wenig verbreitete, helle Marmore zu erwähnen. Sie sind immer dünnplattig, wechsellagern teilweise mit dünnen, grünlichen, quarzitischen Schichten und zeigen einen ziemlich hohen Gehalt an weissem bis grünlichem Serizit. Neben dem Glimmer zeigt oft auch der Kalzit Längserstreckung parallel zur Schieferungsrichtung. Die Glimmerlagen, längs denen sich auch die Erzkörner anreichern, sind oft begleitet von äusserst feinkörnigem Quarz.

Allgemein treten aber die oben beschriebenen, mehr oder weniger rein kalkigen Gesteine gegenüber den Tonschiefern stark zurück und sind eher von untergeordneter Bedeutung.

d. Arkosen, Quarzite und kieselige Breccien.

Ein ausserordentlich typisches Gestein, das sich an vielen Profilen dieser Dogger-Zone in fast derselben Ausbildung vorfindet, ist eine hellgrüne, grobkörnige, granitische Arkose. Diese liegt auf hellen, etwas verschieferten Marmoren, scheint sogar lokal teilweise auf ihnen zu transgredieren. In der basalen Partie der Arkose selbst sind solche Marmore als faust- bis kopfgrosse Gerölle eingeschwemmt, die durch die starke mechanische Beanspruchung linsenförmig gestreckt worden sind und fast das Aussehen tektonischer Gerölle haben können.

Die Arkose zeigt makroskopisch, oft sogar auch im Dünnschliff, das Bild von saurem, epimetamorphem Kristallin. Grobe Typen sehen oft aus wie Augengneise: 0,5—1 cm grosse Augen von Orthoklas und Quarz schwimmen in einer grünen Serizitgrundmasse. Feinere Typen erinnern an fast massige Granite, Quarz und Feldspäte sind gut zu erkennen, sehr feinblättriger, weisser und grüner Glimmer, untergeordnet auch Chlorit geben dem Gestein die grünliche Farbe.

Der Dünnschliff lässt eine feinkörnige Grundmasse mit starker Kristallisationsschieferung erkennen: Quarz und Serizit, dazu saure, teilweise stark serizitisierte Plagioklase. Der Serizit ist in Lagen parallel der Schieferung angereichert und kann in den Zwischenzonen wieder völlig fehlen. Kalzit in der Grundmasse ist eine Neubildung, die Körner sind scharf idiomorph und bedeutend grösser als der Quarz und die Feldspäte. In dieser Grundmasse befinden sich grössere Komponenten: Quarz, bis 0,5 cm grosse Körner, teilweise zerbrochen, von Mörtelkranz umgeben und stark undulös auslöschend. Saurer Oligoklas, leicht serizitisch zersetzt. Mikropertithischer Orthoklas. Alle diese Komponenten zeigen xenomorphe Umrisse, oft deutlich gerundete Formen. In der unmittelbaren Umgebung der Komponenten zeigt der Quarz der Grundmasse schöne Pflasterstruktur und verstärkte Kristallisationsschieferung.

Ausser dem oft hohen Kalzitgehalt im Zement lässt der Dünnschliff kaum eine eindeutige Bestimmung des Gesteins als sedimentäre Bildung zu.

Hin und wieder findet man aber in gewissen Horizonten plötzlich vereinzelte Kalk-, Dolomit- oder Marmor-komponenten. Ganz eindeutig sind ferner die Lagerungsverhältnisse zu interpretieren: Eine intensive Wechsellagerung von Tonphylliten, Kalken, Kalkschiefern und Sandsteinen mit diesen Arkosen, oft mit Übergängen von der Arkose zu Sandsteinen oder Tonschiefern, lassen die Gesteine eindeutig als sedimentäre Arkose erkennen. Durch die mechanische Beanspruchung sind sie in epimetamorphe Psammitgneise umgewandelt worden.

Diese Arkosen werden nach und nach feiner, Tonschiefer- und Kalkschieferzwischenlagerungen werden häufiger, die Arkose löst sich auf in einzelne Bänke von Sandsteinen bis Quarziten, die mit Tonschiefern wechsellagern. Gut gebankte, massige Sandsteine von Typus des Ruchbergsandsteins, wie sie auch von STREIFF aus der unteren Flyschschuppe des Otschams beschrieben werden, fehlen hier. Unsere Sandsteine sind immer verschiefert, stark tonig und treten nur in 10—20 cm mächtigen Bänken auf. Häufig ist das Bindemittel der schwarze Tonschiefer der Umgebung, in welchem 1—5 mm grosse Quarzkörner eingeschwemmt worden sind. Solche Quarzitreccien in Tonschiefergrundmasse sind als dünne Einschwemmungen auch in fast allen anderen Horizonten der Dogger-Zone anzutreffen.

Die Arkosebildungen dieses Doggerkomplexes müssen als Erosionsprodukte einer kristallinen Schwelle aufgefasst werden, wobei der Transportweg dieses Materials kein allzu weiter hat gewesen sein können, wofür übrigens auch das lokal fast völlige Fehlen von Kalk- und Dolomitgeröllen spricht.

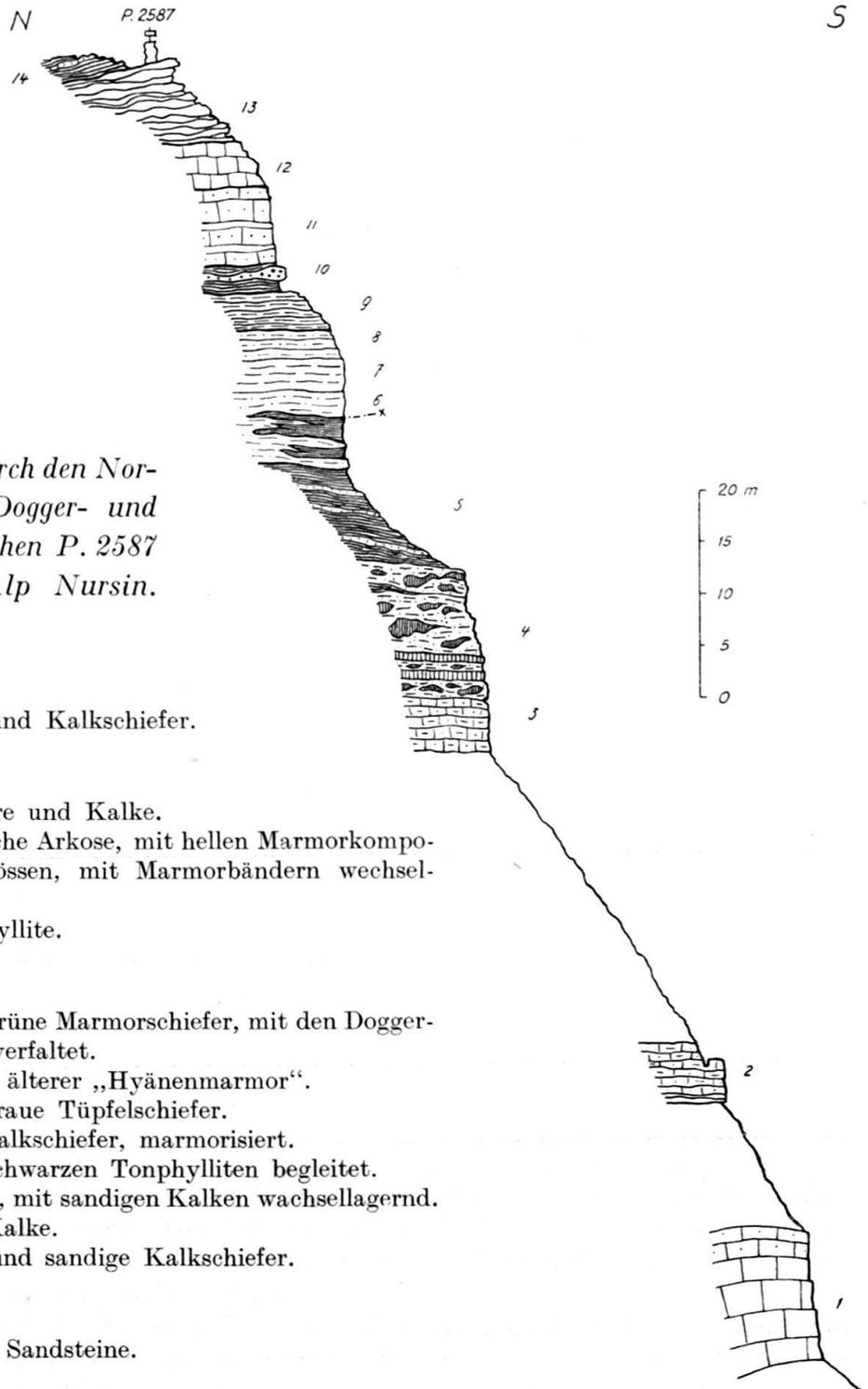


Fig. 15. Profil durch den Normalschenkel der Dogger- und Obrist-Zone, zwischen P. 2587 und P. 2442, Alp Nursin.

Lias:

- 1 Liaskalk.
- 2 Sandige Kalke und Kalkschiefer.

Dogger:

- 3 Sandige Marmore und Kalke.
- 4 Grüne, quarzitishe Arkose, mit hellen Marmor-komponenten aller Grössen, mit Marmorbändern wechsel-lagernd.
- 5 Schwarze Tonphyllite.

Obrist-Zone:

- 6 Sandige, braun-grüne Marmorschiefer, mit den Doggerschiefern stark verfaltet.
- 7 Grüne Marmore, älterer „Hyänenmarmor“.
- 8 Marmorisierte, graue Tüpfelschiefer.
- 9 Graue, tonige Kalkschiefer, marmorisiert.
- 10 Ölquarzit, von schwarzen Tonphylliten begleitet.
- 11 Plattige Quarzite, mit sandigen Kalken wachsellagernd.
- 12 Helle, massige Kalke.
- 13 Dunkle, tonige und sandige Kalkschiefer.

Flysch:

- 14 Tonphyllite und Sandsteine.

e. Tonphyllite.

Wie gegen den Lias besteht auch die Grenzschicht gegen die Obrist-Zone resp. Brusghorn-Schuppe wieder aus kalkfreien, schwarzen Tonphylliten.

In diesem Horizont, in der N-Flanke des Gelbhorns, unmittelbar über dem Dolomit der Brusghorn-Schuppe, fand ich in Dünnschliffen Reste von Skeletten, die im Schliff kreisrunde Form zeigen. Das in Fig. 16 abgebildete Exemplar ist das am besten erhaltene. Sein Durchmesser beträgt ca. 0,12 mm.

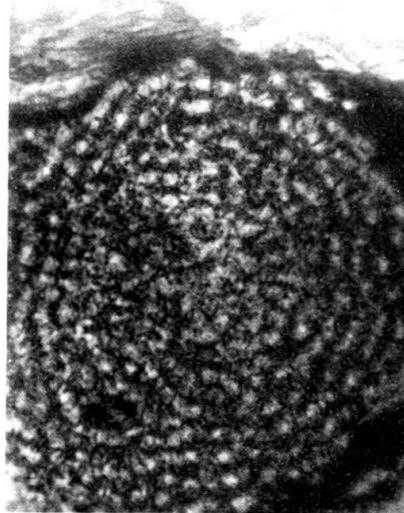


Fig. 16. *Mikrofossil aus dem Dogger der Gelbhorn-Decke, Gelbhorn-N-Flanke.*
Vergrößerung 1:380.

Die Grenze gegen die Brusghorn-Schuppe weist intensive tektonische Verschiebungen auf: Nördlich des Gelbhorns sind zwei Züge der Brusghorn-Schuppe vorhanden, durch Dogger voneinander getrennt; ähnlich auf dem Grat westlich Piz Tuff, wo leider die ausgedehnten Schuttbedeckungen die teilweise sichtbaren Verfaltungen und Verschiebungen nicht im Zusammenhange verfolgen lassen.

Keine Serie in unserem Gebiete zeigt auf kurze Distanz so starke Veränderungen in ihrem Profil wie diese tektonisch so stark mitgenommene Dogger-Zone. Die oben ausgeschiedenen Unterabteilungen sind nur an wenigen Lokalitäten in ihrer typischen Ausbildung alle gleichzeitig vertreten. Gewaltige Mächtigkeitsschwankungen, weitgehende oder völlige Reduktionen mehrerer Schichtgruppen und intensive Verschiebungen und Verfaltungen machen dem Stratigraphen seine Arbeit schwer. Die Differentialbewegungen sind in diesen tonreichen Horizonten so ausgiebige gewesen, dass die weitgehende Regellosigkeit im stratigraphisch-lithologischen Profil viel mehr auf tektonische Störungen als auf stratigraphische Unregelmässigkeiten während der Sedimentation zurückzuführen ist.

Im Gebiet des Schamserberges beträgt die Mächtigkeit der ganzen Dogger-Zone nur wenige Meter; ausser schwarzen Tonschiefern sind nur selten Breccien oder andere Gesteine vorhanden. Bereits am Beverin sind die Profile schon vollständiger, und zwischen Piz Tuff und Gelbhorn ist der Dogger rund 40—60 m mächtig. Er bildet den Grat zwischen Piz Tuff über P. 3054 zum Gelbhorn,

zieht unter diesem durch und ist zwischen Gelbhorn und Bodenhorn mit der Brusshorn-Schuppe zu einer wirren Schuppenzone verfaltet (siehe Fig. 8 u. 12).

Solange die Reste von Mikrofossilien, die in schwarzen Tonphylliten gefunden wurden, nicht bestimmt werden können, fehlt uns jeder paläontologische Altershinweis für den ganzen Komplex der Dogger-Zone. Damit sind wir für eine Altersangabe dieser Schiefermassen unseres „Doggers in Flyschfazies“ auf Lagerung und Fazies angewiesen. Als über dem Lias gelegener Komplex kommt ihm sicher postliasisches Alter zu. Eine Schichtlücke zwischen Lias und Dogger kann aber nirgends festgestellt werden; allerdings sind die ziemlich tonigen jüngsten Liasschiefer und gewisse Doggerschiefer petrographisch so ähnlich, dass eine solche möglicherweise gar nicht beobachtbar wäre. Sicher ist aber eine Transgressionsbildung, wie sie das Hauptkonglomerat der Flyschzone der Adula-Decke darstellt, hier nicht vorhanden. Ein tertiäres oder mindestens oberkretazisches Alter kann also für diese Schiefer aus der Lagerung allein auf keinen Fall abgeleitet werden.

Da aber das Liegende dieser Zone sicheren Lias repräsentiert, das Hangende, grüne Marmorschiefer der Obrist-Zone, mit grosser Wahrscheinlichkeit Malm, so ist es naheliegend, die zwischen Lias und Malm liegende Zone als Vertreterin des Doggers und vielleicht des untersten Malms zu betrachten.

Wie bereits wiederholt betont wurde, erinnert die Fazies einiger Horizonte, so insbesondere die kalkigen Breccien in sandiger Grundmasse, sehr stark an Flysch, wogegen die rein kristallinen Arkosen eher wieder fremdartig wirken.

Wir wissen aber, dass der Dogger in den Geantiklinalgebieten des zentral-alpinen Raumes häufig in mehr oder weniger detritischer Fazies auftritt und so „pseudoflysch“ Charakter tragen kann.

In der Tomülserie finden wir zwischen Lias und Malm den sehr mächtigen Tonschieferkomplex der „Nollatonschiefer“, dem wir ungefähr Doggeralter geben. Aus der Marmorzone des Ostschams beschreibt STREIFF als Unterjura eine Serie von Tonschiefern, Kalkschiefern und verschiedenen Breccien, die STAUB besonders zum Dogger stellen möchte. Die sehr grobklastische Vizanbreccie der Surcrunas-Zone beginnt nach STREIFF sicher im Dogger. Stellt man sich vor, wie die Vizanbreccie langsam feiner wird, wie sich in ihr immer mehr tonige Horizonte einstellen, so ist man sehr bald bei der Fazies unseres „Doggers in Flyschfazies“ angelangt. Oberlias und Dogger sind in der Falknis-Decke als dunkle, sandig-tonige Schiefer entwickelt (120) und auch dort bezeichnenderweise zuerst als Flysch betrachtet worden (59). Ferner wird von LUGEON (61) aus der Zone des Cols fossilführender Dogger in Flyschfazies beschrieben. Schliesslich sei erinnert an die seit langem aus dem Briançonnais bekannten mächtigen Breccienbildungen und Schiefer in flyschartiger Fazies, an die unterostalpine Rämsibreccie der Mythen und endlich an die mehr oder weniger brecciösen, grosse Tonschieferbrocken enthaltenden Basisschichten der ostalpinen Radiolarite, wie sie besonders in der mittelostalpinen Zone auftreten.

Wir fassen zusammen: An den Lias der Gelbhorn-Decke schliesst sich, ohne erkennbare Schichtlücke, direkt ein postliasischer Schieferkomplex an. Bestimmbare Fossilien konnten darin keine gefunden werden. Die fazielle und lithologische Ausbildung erinnert sowohl an Flysch als auch an Dogger in inneralpiner Schwel-fenzfazies. Die Lagerung zwischen Lias und Malm spricht eindeutig für Dogger, wobei Unter- und Obergrenze stratigraphisch allerdings nicht genau bestimmt sind. Unter Berücksichtigung dieser Tatsachen bezeichnen wir daher diesen Komplex als Dogger-Zone.

TEKTONIK.

Die Lagerungsverhältnisse dieser Dogger-Zone sind im Detail vollständig bedingt durch den Charakter der Tektonik von Liegendem und Hangendem; als relativ weiche, plastische Masse ist ihr die Lokaltekonik durch ihre Umgebung

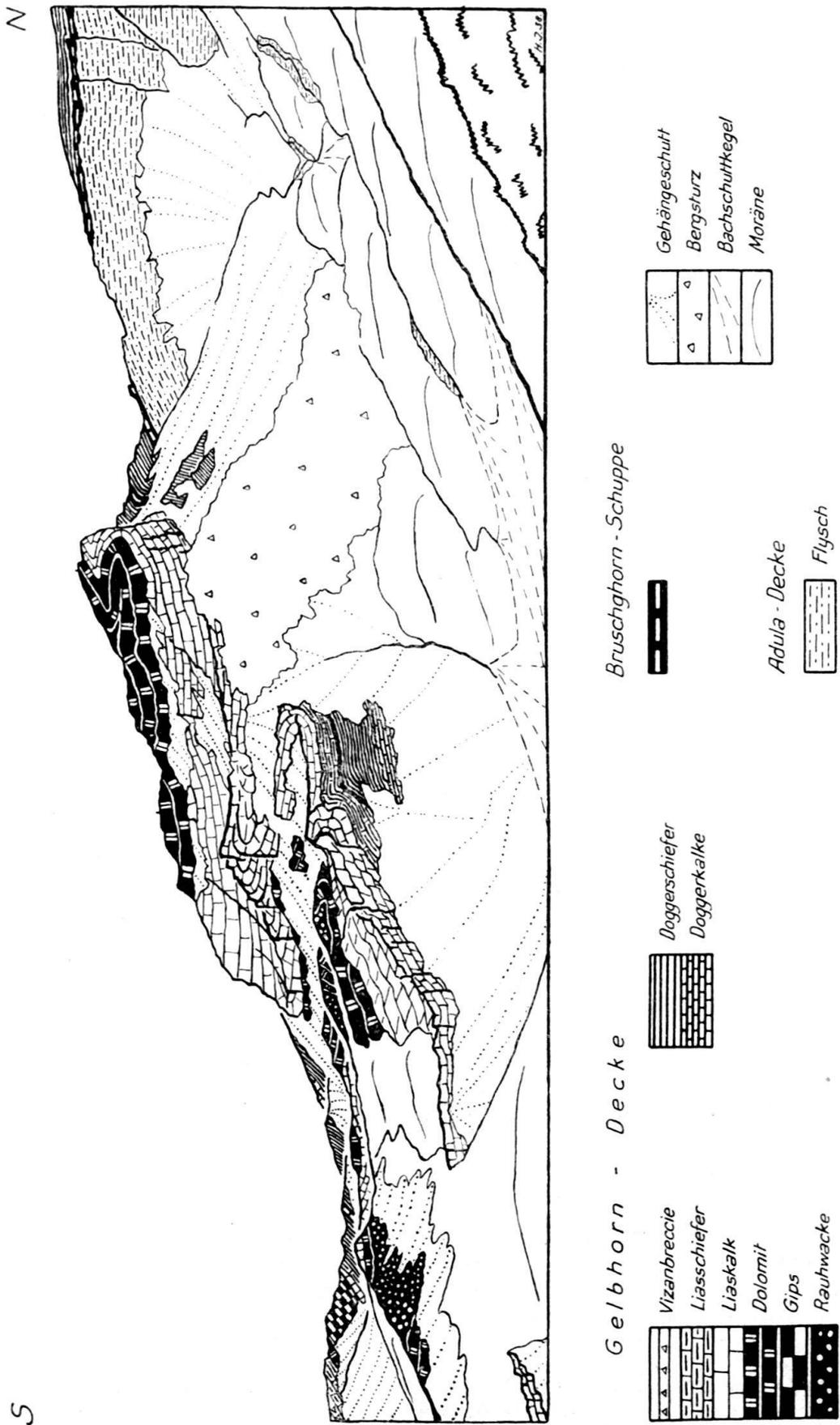


Fig. 17. Gelbhorn von Osten.

Nr. 4443 BRB vom 3. X. 1939.

aufgezwungen worden. Wo das Hangende verfault ist, wie z. B. am Beverin der grüne Marmor der Obrist-Zone, folgt der Dogger diesen Verfaultungen und erscheint, für die Obrist-Zone als Antiklinalkerne, in zwei weit nach Norden vordringenden Keilen zwischen die Marmore eingeklemmt. Unmittelbar südlich schmiegt sich der Dogger aber auch an die einfache Umbiegung des Liegenden, des Gelbhornlias, an. Dort, wo Lias und Obrist-Zone sehr stark disharmonische Faltungen bilden, liefert die Dogger-Zone die plastisch sich allseitig anschmiegende Zwischenmasse.

Die Dogger-Zone zeigt folgenden Verlauf⁴⁾: Östlich der Linie Carnusapass-Vallatscha, d. h. überall, wo die Obrist-Zone auftritt, liegt der Dogger zwischen Gelbhornlias und grünem Marmor der Obrist-Zone. In den Hängen des Schamserberges ist er durchwegs weitgehend reduziert und erscheint als nur wenige Meter mächtiger Tonschieferhorizont; dagegen sind am Beverin durch die Anhäufung vor der Liasstirn grössere Mächtigkeiten zu verzeichnen. Eine ca. 15 m mächtige Klippe liegt auf dem Gipfel des Runal; unter der Marmor klippe zwischen Candus und Obristbach streicht auch die Dogger-Zone als Klippe durch. (Eine Breccienbank steht ca. 100 m südl. „s“ von „Gandus“ an, ein längeres Schieferband mit Breccien und Sandsteinen ist am Hang gegenüber den Alphütten Obrist aufgeschlossen.)

Wo die Obrist-Zone gegen Westen und Süden auskeilt, tritt die Dogger-Zone in direkten Kontakt mit der Brusghorn-Schuppe. Als 20—40 m mächtiges Band zieht sie unter dem Piz Tuff durch, bildet den auffallenden Felskopf westlich Piz Tuff (s. Fig. 14), wird in der Lücke P. 2773 kurz unterbrochen und bildet dann die grosse Klippe zwischen Brusghorn und Gelhorn mit P. 3054 als höchste Erhebung. Nach einer Unterbrechung in der Lücke P. 2960 erscheint der Dogger schliesslich als Unterlage der massigen Platte des Gelhorns (s. Fig. 17); südlich davon bildet er mit der Brusghorn-Schuppe eine komplizierte Schuppenzone, die später besprochen werden soll; nach Osten steht er in Verbindung mit der Unterlage des Piz Tuff.

Der Kontakt gegen die Brusghorn-Schuppe ist charakterisiert durch die zahlreichen, zum Teil in sich kompliziert verfaulteten Verschuppungen, wodurch tektonische Repetitionen zwischen Kristallin-Trias und Dogger vorkommen. Dadurch scheint stellenweise das Verhältnis von Brusghorn-Schuppe und Dogger ein sehr intimes zu sein. Da aber im Beveringebiet die Dogger-Zone über die verkehrte Obrist-Zone hinwegstreicht, die Brusghorn-Schuppe aber unter dieser durchzieht, dürfen die Schiefer unserer Dogger-Zone sicher nicht als tektonisch zur Brusghorn-Schuppe gehörend angenommen werden.

Wie schon im stratigraphischen Abschnitt betont wurde, ist die Angabe einer scharfen Grenze zwischen Gelbhornlias und Dogger nicht immer möglich, da zwischen diesen beiden Serien lithologische Übergänge existieren; der stratigraphische Verband zwischen Lias und Dogger ist ein sehr enger. Es ist dort auch die ausführliche Begründung gegeben worden, warum wir diese Schieferzone als Dogger betrachten.

Versuchen wir noch, diese Dogger-Zone jenseits des Rheines, im etwas schlechter aufgeschlossenen Gebiet des Ostschams, wiederzufinden. Nach den Untersuchungen STREIFF's erscheinen die stratigraphischen Probleme jenes Ge-

⁴⁾ Da in der Karte WILHELM's Dogger- und Obrist-Zone noch nicht ausgeschieden worden sind, soll deren Lage hier etwas ausführlicher angegeben werden, um sie doch an Hand der „Geologischen Karte der Landschaft Schams“ auffindbar zu machen.



Fig. 18. Profil durch die Dogger-Zone der Gelbhorn-Decke, mit Verschüppungen der Bruschgorn-Schuppe. Gelbhorn-Nordgrat.

Trias-Lias-Zone:

- 1 Jüngerer Liaskalk mit Kieselschnüren.
- 2 Mergelkalk, pyritreich.
- 3 Tonige Kalkschiefer mit glänzenden Schichtflächen.
- 4 Sandige Kalkschiefer mit matter Schichtfläche.

Dogger-Zone:

- 5 Schwarze Tonphyllite.
- 6 Sandige Kalke mit Kalk- und Dolomitkomponenten.

- 7 Kalkschiefer, sandig bis brecciös.
- 8 Dunkle, braun-grüne Quarzite und Arkosen.
- 9 Grüne Tonschiefer.

Bruschgorn-Schuppe:

- 10 Fahle Tonphyllite.
- 11 Helle Marmore und Marmorschiefer.
- 12 Dolomit.
- 13 Rauhwaacken.
- 14 Helle, sandige und tonige Kalkschiefer.

bietet in ganz neuem Licht, und es wäre unbefriedigend, die Zusammenhänge zwischen zwei so eng benachbarten Räumen nicht erkennen zu können.

Im Ostschams folgt über dem Lias der Surcrunas-Zone ein Schieferkomplex als untere Abteilung der von STREIFF ausgeschiedenen „Unteren Flyschschuppe“, der lithologisch völlig mit der Dogger-Zone der Gelbhorn-Decke des nördlichen Westschams übereinstimmt. Fast ohne Ausnahme sind alle typischen Doggersteine unseres Untersuchungsgebietes in der selben Ausbildung auch dort gefunden worden.

Ebenso überzeugend wie in der lithologischen Ausbildung ist die Übereinstimmung der beiden Komplexe auch in ihrer tektonischen Lage: Hier wie dort liegt der „Dogger“ resp. „Flysch“ unmittelbar über dem Lias des Normalschenkels der Gelbhorn-Decke resp. Surcrunas-Zone, darüber folgt im Westschams die Obrist-Serie, im Ostschams die Nivaigl-Serie, die sich ihrerseits wieder so weitgehend entsprechen, dass ich sie als identisch betrachte. Leider sind die Aufschlüsse zwischen Reischentobel und Samest zu schlecht, als dass die Umbiegung und Einwicklung des unter der Nivaigl-Serie liegenden Schieferkomplexes unter die Surcrunas-Zone über grössere Strecken mit Sicherheit verfolgt werden könnten, doch ist ein solcher Verlauf jener Zone, analog den Verhältnissen im besser aufgeschlossenen Beveringebiet, mit grosser Wahrscheinlichkeit anzunehmen.

Wir kommen zum Schluss, dass die Dogger-Zone des nördlichen Westschams stratigraphisch und wohl auch tektonisch der unteren Abteilung von STREIFF's „unterer Flyschschuppe“ des Ostschams, nämlich dem zwischen Surcrunas-Zone und Nivaigl-Serie gelegenen Komplex, zu entsprechen scheint.

Mit dieser neuen Konzeption rufen allerdings auch wieder neue Probleme im Ostschams nach einer Lösung. Insbesondere fehlt uns nun eine Grenze zwischen „Dogger“ und eigentlichem Flysch überall dort, wo die Nivaigl-Serie gegen Süden ausgekeilt ist. Ferner erscheinen nun die Verhältnisse um Tiefenkastral noch komplizierter, insbesondere, was den Gipszug an der Bahnhofstrasse und die Tiefenkastraler-Breccie betrifft.

Die Schuppenzone westlich Muotaulta.

Schon wiederholt sind die Verschuppungen und Verfaltungen der Brusghorn-Schuppe mit den Doggerschiefern der Gelbhorn-Decke westlich der Muotaulta erwähnt worden. Jenes Gebiet soll hier anhangsweise kurz im Detail an Hand der Figuren 8, 12 und 17 erklärt werden. Zahlreiche Begehungen und Detailkartierungen, oft in Begleitung meines Freundes J. NEHER, brachte mich zu folgender Auffassung jenes sehr komplizierten und tektonisch doch äusserst wichtigen Abschnittes:

Von oben nach unten unterscheiden wir:

1. Normal gelagerte Serie Vizanbreccie-Liasschiefer-Trias. Diese Serie wird von NEHER später genauer beschrieben werden. Sie baut in erster Linie die Muotaulta auf und liefert als kleine Halbkuppe auch noch die Kuppe des Gratgipfels 700 m WSW P. 2662, auf Fig. 8 sichtbar. Diese Serie liegt auf der Trias des Verkehrtshenkels der Gelbhorn-Decke.

2. Verkehrt gelagerte Gelbhornserie Trias-Lias-Dogger. Sie bildet die Platte des Gelbhorns, streicht am „Gipsgrat“ ESE P. 2731 unter die Muotaulta (siehe Fig. 17), erscheint wieder am Grat westlich der Muotaulta (Fig. 8), und zwar durch lokale Verschuppung gedoppelt: oben Trias-Liaskalk, darunter Trias- sehr reduzierter Liaskalk-Liasschiefer-Doggerschiefer.

3. Brusghorn-Schuppe, mit Rauhacken, Dolomiten, Marmoren und Kalken, als dünne Lamellen bis dicke Linsen von höchst variabler Mächtigkeit, verschuppt und verfaltet mit den plastischen Schiefern der Dogger-Zone (Fig. 8).

4. Antiklinale Einfaltung der Gelbhornserie Trias-Lias-Dogger von Westen in den Komplex 3, Axenstreichen der Falte ca. N-S, Antiklinalcharnier sichtbar 200 m WSW P. 3039.8. Der hangende Normalschenkel erscheint ziemlich vollständig, der liegende Verkehrtshenkel stark reduziert (Fig. 12), nur in der Gelbhorn-SW-Wand gut zu erkennen, gegen Süden scheintar aus-

keilend. Diese Querfalte ist auch noch von den Verfaltungen ergriffen worden, die in ihrer Axe ungefähr W-E streichen und im Gelbhorngebiet überall gut zu erkennen sind.

5. Tiefste Kristallin-Trias-Lamelle der Brusghorn-Schuppe.
6. Flysch der Adula-Decke.

D. Die Obrist-Zone.

DEFINITION.

Unter, vor und über der Stirn der Trias-Lias- und der Dogger-Zone der Gelbhorn-Decke finden wir, im Beverin angehäuft und gut aufgeschlossen, eine Serie mit typischen grünen Marmoren, Sandsteinen und Ölquarziten in Verbindung mit mehr oder weniger indifferenten Kalken, Kalkschiefern und Tonschiefern, die wir nach der Alp Obrist am Schamserberg als „Obrist-Zone“ definieren. Sie ist erstmals 1938 (40) kurz genannt worden, ohne dass dabei ihre Stratigraphie und Tektonik eingehender hätten beschrieben werden können.

Die Trias der Brusghorn-Schuppe, die oft das Liegende bildet, ist damals (40) noch als normale Trias der Obrist-Zone aufgefasst worden, welche Ansicht hier zu berichtigen ist.

WELTER (121) wie auch WILHELM (122) betrachten die Gesteine der Obrist-Zone als Bündnerschiefer der Adula-Decke, wobei WILHELM für sie allerdings kretazisches Alter annimmt. Dagegen hat schon ZYNDEL die Gesteine des Beveringipfels von den tieferen Schiefern abgetrennt und mit denen des Muttnerhorns parallelisiert, eine Auffassung, die neuerdings wieder von STREIFF (114) und mir vollständig geteilt wird. SCHUMACHER (82) erkennt am Beverin wieder die Nivaigl-Serie; da er aber letztere mit dem „Grenzhorizont“ des Adulaflysches identifiziert, bestehen seine tektonischen Vergleiche nur bedingt zu Recht.

STRATIGRAPHIE.

Die petrographisch-lithologische Gliederung der Serie lässt folgende Einteilung zu:

5. Dunkle Kalkschiefer,
4. Helle Kalke,
3. Sandsteine und plattige Quarzite,
2. Tonschiefer und Ölquarzit,
1. Gruppe der grünen Marmore (älterer „Hyänenmarmor“).

Durch die Tonschieferhorizonte, die stratigraphisch der Serie eingelagert sind, sind Gleitzonen geschaffen, längs denen sich die Schichten leicht gegeneinander verschieben konnten, so dass die ganze Serie zu Verschuppungen geradezu prädestiniert ist. Hand in Hand damit gehen weitgehende bis vollständige Reduktionen einerseits und starke Anhäufungen und Stauchungen der selben Schichtgruppe andererseits, tektonisch begründete Schwankungen, die besonders für die Tonschiefer ganz typisch sind.

1. Gruppe der grünen Marmore (älterer „Hyänenmarmor“).

Es ist ausdrücklich zu betonen, dass neben den typischen „Hyänenmarmoren“ noch Kalke und Kalkschiefer zu dieser Gruppe gehören, die atypisch und nur innerhalb des ganzen Schichtverbandes mit Sicherheit zu horizontieren sind.

Durch die beidseitige Abgrenzung durch weiche Tonphyllite — einerseits durch die Dogger-Zone und andererseits durch die anschliessenden Tonschiefer der Obrist-Serie — erscheint die ganze Schichtgruppe in ihrem Faltenverlauf und in der Anwitterung, z. B. in der Beverin-W-Wand, als Einheit (s. Fig. 20).

Von unten nach oben lassen sich folgende Horizonte ausscheiden:

a) Sandige, gelbbraune bis dunkelbraune Kalkschiefer mit gelb/grünen Tonhäuten und ziemlich hohem Dolomit- und Quarzgehalt. Die braune Färbung wird durch Limonit und Siderit hervorgerufen.

b) Graue Kalkschiefer, meist sehr dunkel, mässig Serizit führend, ziemlich grobschieferig.

c) Grüne Marmore als charakteristischestes Schichtglied. Es sind dünn geschichtete, mässig verschieferte Marmore mit einem grossen Gehalt an grünem Serizit. Solche Gesteine wurden von H. P. CORNELIUS, R. STAUB, E. OTT u. A., als metamorphe Fazies der oberjurassischen Aptychenkalke, mit „Hyänenmarmor“ bezeichnet. Da hier aber weder Radiolarite auftreten, noch Aptychen gefunden werden konnten, ist die Benennung „Hyänenmarmor“ nur als lithologische Bezeichnung aufzufassen. Meistens ist der grüne Serizit auf dünne Lagen parallel der Schichtfläche beschränkt, wodurch eine feine Wechsellagerung mit dem weissen Marmor entstehen kann. Lokal kann ein grösserer Tonreichtum zu mehreren mm dicken, gelbgrünen bis dunkelgrünen Tonlagen führen. Nicht selten ist aber die Verteilung des Serizites eine so feine, dass auch die dünnsten Marmorschichten einheitlich grünlich erscheinen.

Im Dünnschliff ist eine vollständige Kristallisationsschieferung festzustellen, wobei neben dem Glimmer auch der Kalzit starke Längserstreckung in der Schieferungsrichtung aufweist. In einer Schweremineralanalyse sind überhaupt keine schweren Mineralien festgestellt worden.

Die Marmorbänder sind immer linsig struiert; senkrecht zur Schichtung bilden sie ungegliederte, massige, senkrechte Felswände ohne sichtbare Schichtung. Dagegen zeigt das Handstück ausgeprägte, linsige Schieferung mit leichter Spaltbarkeit längs den Serizithäuten. Schön aufgeschlossen ist dieser Marmor am Beverinweg zwischen Beverinlücke und Gipfelplateau, ferner als Fenster in den Bächen zwischen Alp Tumpriv und Larisch.

d) Tüpfelige Marmorschiefer. Es sind graue, mässig marmorisierte Kalkschiefer, deren Schichtfläche von dunkeln, 1—2 mm grossen Tüpfeln dicht bedeckt wird. Noch typischer sind Marmorschiefer mit dunkelbraunroten Tüpfeln in weisser Grundmasse mit grünen oder grün/gelben Serizithäuten. Die selben Gesteine sind auch von STREIFF (114) in der Nivaigl-Serie des Ostschams gefunden worden.

e) Helle, grauweisse, plattige Marmorschiefer mit geringem Gehalt an weissem, seltener blassgrünem Serizit, gut zu beobachten z. B. in der Beverinlücke mit schwarzen Tonschiefern.

f) Graue, tonige Kalkschiefer von dunkler Farbe und feinschieferiger Textur. Ihre Mächtigkeit ist sehr schwankend und erreicht im Maximum ca. 10 m.

Für diese ganze Schichtgruppe ist der „Hyänenmarmor“ das Leitgestein, nicht selten sogar für die ganze Obrist-Zone. Die anderen Schichtglieder können sehr oft teilweise oder ganz fehlen, so dass nur noch dieser auftritt. Die Mächtigkeit der einzelnen Horizonte wie der ganzen Schichtgruppe ist starken Schwankungen ausgesetzt, sie dürfte ungestört etwa 50 m betragen; im Mathoner Tobel z. B. ist sie auf 10 m reduziert und nur durch stark verschieferten Hyänenmarmor und dunkle, tonige Kalkschiefer vertreten (s. Fig. 21). In der Beverin-W-Wand

und in den Wänden über Alp Obrist kann die ganze Schichtgruppe aus Distanz kaum in die einzelnen Glieder aufgelöst werden; man erkennt nur einen stark verfalteten, einheitlich hell anwitternden Komplex, der sich gegen seine Umgebung relativ scharf abgrenzen lässt (s. Fig. 20).

2. Tonschiefer und Ölquarzit.

An die Marmore und tonigen Kalkschiefer schliessen sich tiefschwarze, glänzende, kalkfreie Tonphyllite an, die in ihrer Mächtigkeit zwischen 10 cm und 20 m wechseln können, aber immer vorhanden sind. Sie sind oft wegen ihrer leichten Verwitterbarkeit von Schutt bedeckt und können bei Feldaufnahmen daher leicht übergangen werden.

Ganz charakteristisch sind nun Ölquarzite, die mit diesen Tonschiefern vergesellschaftet sind. Solche sind an vielen, besonders etwas stark reduzierten Profilen im südlichen Teil unseres Gebietes nicht mehr zu finden; umso stärker angehäuft erscheinen sie aber am Beverin. Die ursprüngliche Mächtigkeit ist sehr schwer zu schätzen, dürfte aber ca. 10 m kaum übersteigen. Zu engen Falten verknetet, bauen sie etwa 50—80 m der Beverin-W-Wand auf, wo sie am Beverinweg gut studiert werden können. Hier sind die Ölquarzite gegenüber den Tonphylliten in so überwiegender Menge vorhanden, dass es schwer fällt, an anderen Profilen völlig quarzitifreie Tonschiefer als den gleichen Horizont wieder zu erkennen.

Aber schon in den Ostwänden über Alp Obrist bemerkt man deutlich, wie einzelne, voneinander losgerissene, hausgrosse Ölquarzitlinsen in einer dort wieder vorherrschenden Tonschiefermasse schwimmen. Am Beverin-SE-Grat erscheinen im nurnmehr 2 m mächtigen Tonschieferhorizont dezimeterdicke, bizarr verknetete und ausgewalzte Quarzitschmitzen. In den Bachprofilen des Schamserberges fehlen sie; der Horizont wird durch 1—3 m mächtigen quarzitifreien Tonphyllit markiert. Dagegen konnten oberhalb Clops wieder vereinzelt Ölquarzitlinsen festgestellt werden.

Petrographisches: Bei diesen Ölquarziten handelt es sich um kalkfreie, mittelkörnige, absolut massige Quarzite. Eine Schichtung oder Bankung zeigen sie kaum, nur an ihrer Grenzfläche gegen die Tonphyllite kann Streichen und Fallen gemessen und der Faltenverlauf verfolgt werden. Eine Klüftung fehlt.

Die Farbe ist in Anwitterung und Bruch wenig verschieden: sehr dunkel-olivgrün mit einem Stich ins Braune. Der Bruch ist rau muschelrig, die Bruchfläche zeigt oft noch deutlich einen öligen Glanz. Das Korn ist meist zu erkennen und dürfte 0,2—0,5 mm gross sein, wodurch die Bruchfläche stets noch etwas rau und matt bleibt. Das Gestein ist ausserordentlich zäh und kann mit dem Hammer nur mit Mühe zerschlagen werden.

Der Dünnschliff zeigt folgendes Bild: HG: Quarz, grosse Körner, völlig von einem Mörtelkranz umgeben, undulös auslöschend. NG: Chlorit. Biotit in radialstrahligen Aggregaten. Dabei scheint der Biotit jünger als der Chlorit und aus diesem hervorgegangen zu sein, besonders auch, weil in gewissen Schliffen der Chlorit überhaupt fehlt und nur Biotit vorkommt. Daraus wäre zu schliessen, dass in einer ersten Phase der Metamorphose unter reinen Epibedingungen Chlorit gebildet worden wäre, der sich in einer späteren Phase unter annähernd Mesobedingungen unter Kalium-Aufnahme aus dem Bindemittel in Biotit umgewandelt hätte.

Eine Schwermineralanalyse eines Ölquarzites ergab: Zirkon = 94%, Turmalin = 3%, Rutil = 3%.

Als vereinzelt Bänke im Tonschiefer sind schliesslich noch Breccien und Sandsteine zu finden, z. B. in der Schulter zwischen Beverinlücke und Beverinipfel. Ihre lithologische Ausbildung entspricht ganz derjenigen später zu beschreibender Flyschgesteine: braun anwitternde Sandsteine und Sandkalke,

quarzitische Breccien und Kalkschiefer mit Kalk- und Dolomitkomponenten mit meist grossem Tongehalt.

Es ist hier vielleicht der Ort, erneut auf die Erscheinung der stratigraphischen Vergesellschaftung von reinen Tonschiefern mit Quarziten hinzuweisen. In den Nollatonschiefern treffen wir vereinzelt Quarzitbänke; im Horizont der Safierquarzite treten reine schwarze Tonphyllite auf; im Flysch der Adula-Decke wie der Gelbhorn-Decke, ebenso in der Dogger-Zone werden die wenigen Sandsteinhorizonte immer von schwarzen Tonschiefern begleitet; hier in der Obrist-Serie ist das selbe Phänomen von eindrucklichster Klarheit. Diese stratigraphische Verbindung der zwei lithologisch so verschiedenen Gesteinen beweist deren gleiche fazielle Bildungsbedingungen.

3. Sandsteine und plattige Quarzite.

Das nächst höhere Schichtglied wird gebildet durch einen äusserlich ziemlich einheitlichen Komplex von Sandsteinen bis Quarziten. Dieser bildet in der Beverin-W-Wand einen ruhigen Zug, der von Süden ohne nennenswerte Verfaltungen gegen die Nordwand streicht, dort nach oben umbiegt und dann das markante, einheitliche oberste Felsband mit wilden Zinnen und Türmen bildet. Neben einer ganz klaren Bankung tritt senkrecht dazu eine intensive orthogonale Klüftung auf, ein Charakteristikum, das auch ähnlichen Gesteinen anderer Serien eigen ist.

Die Mächtigkeit dürfte rund 50 m betragen.

Von unten nach oben ist eine deutliche Zunahme des Kalkes festzustellen, so dass ohne Grenze alle Übergänge vom kalkfreien Quarzit zum kieseligen Sandkalk auftreten. Parallel zur Aufnahme des Kalkgehaltes geht eine Farbänderung von braun zu grau; ferner ist das Gestein in den kalkigeren Partien feiner geschichtet und weniger stark geklüftet. Die Schichtflächen sind meist von dünnen, graugrünen Serizithäuten bedeckt.

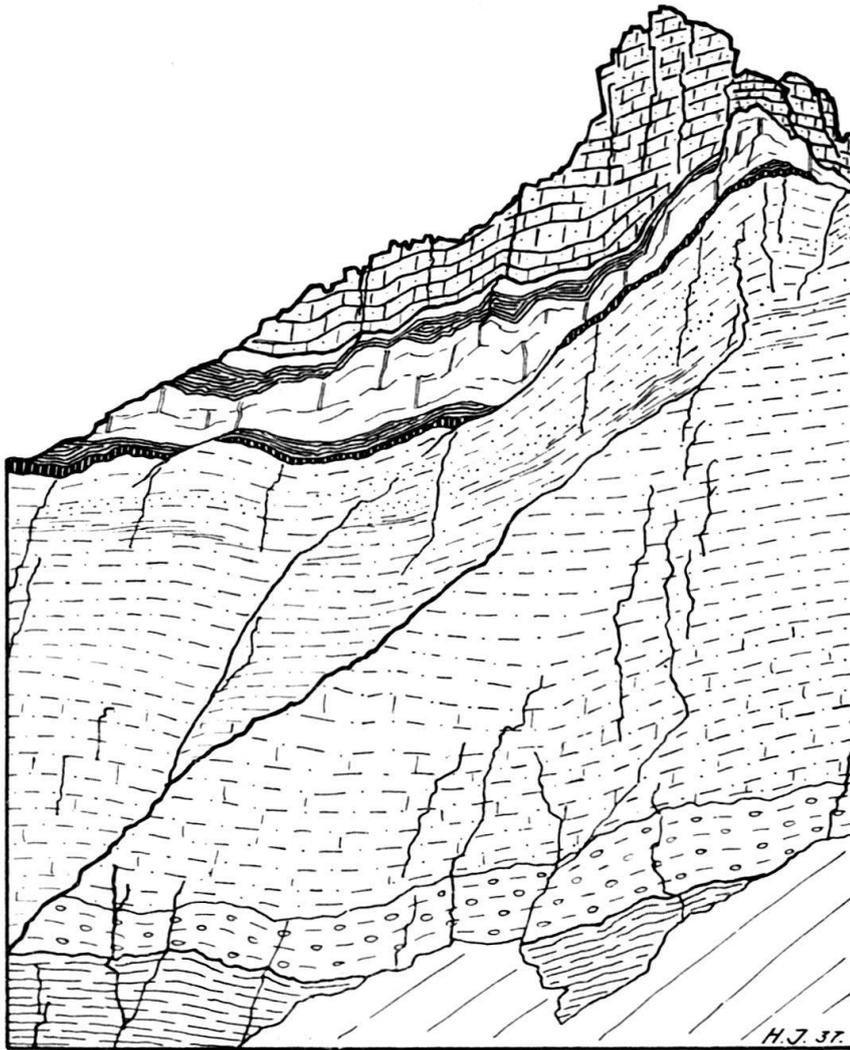
Der Dünnschliff zeigt hier durchgehend feinkörnigeren Quarz als im Ölquarzit; Chlorit tritt zurück, Biotit ist häufiger; fast immer ist Kalzit vorhanden, der bedeutend grobkörniger ist als der Quarz und gegenüber diesem sogar vorherrschen kann; in dünnen Lagen parallel zur Schichtung tritt Serizit auf; lokal kann ein beträchtlicher Limonitgehalt festgestellt werden, besonders an Rutschharnischen und Verwitterungsflächen; Erze sind immer vorhanden, aber in sehr geringem Masse, akzessorisch auch Turmalin, Zirkon und Rutil.

Sedimentpetrographische Untersuchungen ergaben für diese Quarzite eine ziemlich individuenreiche, sehr artenarme Schweremineralassoziation als Zirkon-Turmalin-Rutil-Kombination ohne Nebengemengteile. Ausführlichere Resultate und Folgerungen sind in einem späteren Kapitel zusammengefasst.

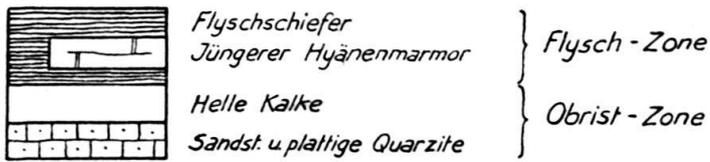
In diesen plattigen Quarziten sind mehrere dünne Breccienhorizonte gefunden worden.

Eine erste, feine Breccie steht am Weg in der Beverin-W-Wand an. In einer ziemlich feinkörnigen Quarzgrundmasse sind als Komponenten daselbst zu finden: gerundete Quarze, 1—10 mm gross, häufig nachträglich zerbrochen, undulös auslöschend; Orthoklas- und Plagioklaskörner; Muskowitblättchen. Sedimentäre Trümmer fehlen.

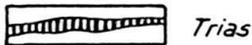
Einige andere Breccieneinschwemmungen treten im obersten Drittel der Quarzite auf, gut aufgeschlossen z. B. in den vorderen Gipfelzinnen des Beverin. In verschieferter, kalkiger Grundmasse finden wir schlecht gerollte, 2—10 mm grosse Komponenten von gelb anwitterndem Dolomit, dunklem Kalk, in etwas kleineren Körnern hellgrüne Quarzite, milchige und klare Quarze und Muskowit-



Gelbhorn - Decke



Bruschghorn - Schuppe



Adula - Decke

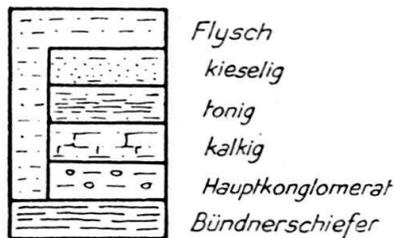


Fig. 19. *Piz Beverin, Nordwand.*

Nr. 4443 BRB vom 3. X. 1939.

schüppchen. Eine weitere Breccie führt neben Muskowit nur 0,5—2 mm grosse Dolomittrümmer.

4. Heller Kalk.

Unmittelbar an den plattigen Quarzit bis quarzitären Sandstein schliesst sich eine ca. 10 m mächtige Kalkbank an, die aber in ihrer Mächtigkeit ebenso stark schwankt, wie die andern Glieder dieser Serie, und unter Umständen überhaupt fehlen kann. Es ist ein im Bruch dunkler, etwas marmorisierter Kalk, der sehr hell anwittert. Er bildet den südlicheren Teil des Beverin-Gipfelplateaus; am höchsten Punkt wird er noch von Flyschschiefern überdeckt. Ferner ist er am Beverin-E-Grat westlich des Einshorns auf grösseren Flächen anstehend.

Die Bankung ist grob und oft undeutlich. Die Textur zeigt kaum Andeutungen von Schieferung. Ziemlich typisch sind centimeterbreite Kieselschnüre, wie sie auch im Lias der Gelbhorn-Decke auftreten, die in der Anwitterung als helle Streifen heraustreten. Überhaupt erinnert die Fazies dieser massigen Kalke ziemlich stark an Lias.

In der untersten Partie treten vereinzelte feine Breccien mit eckigen Kalk- und Dolomitkomponenten auf, auch ist der Sandgehalt in den tieferen Partien grösser als in den höheren.

5. Dunkle Kalkschiefer.

Den Übergang zwischen massigem Kalk und tonigen Flyschschiefern bilden ca. 4—6 m mächtige linsige Kalkschiefer. Ihr Tongehalt ist ziemlich gross, die Textur groblinsig; in etwas reduzierten Profilen fehlen diese Kalkschiefer häufig oder können von der nächst höheren Abteilung nicht abgegrenzt werden.

Fazies und Alter der Obrist-Zone.

Die Fazies der Obrist-Zone zeigt ganz deutlich Einflüsse einer benachbarten Geantiklinale. Nur die „Hyänenmarmore“ scheinen noch frei von detritischem Material zu sein. Alle anderen Schichten weisen Breccieneinschwemmungen verschiedenster Art auf, so dass sich die zunehmende Unruhe in den jüngeren Schichten des inneralpinen Raumes auch an dieser Serie deutlich dokumentiert.

Die oben beschriebene Serie zeigt vom ältesten bis zum jüngsten Schichtglied auch nicht die geringste Andeutung einer Schichtlücke, einer Sedimentationsunterbrechung. Auch der langsame Übergang zu den darüber folgenden Flyschablagerungen mit der Rekurrenz des „jüngeren Hyänenmarmors“ weist durchaus auf eine „série compréhensive“ vom älteren Hyänenmarmor bis zum Flysch hin.

Ähnliche Schichtfolgen sind auch von anderen Orten Graubündens schon seit längerer Zeit bekannt. OTT (69), GLASER (29) und CADISCH (13) beschreiben aus der Umgebung von Tiefencastel als Nivaigl-Serie eine Schichtfolge, die mit unserer Obrist-Zone grosse Ähnlichkeit hat. STREIFF (114) kann diese Nivaigl-Serie im Ostschams noch bis südlich des Piz Curvè verfolgen, wo sie schliesslich auskeilt. Hyänenmarmore, Kalkschiefer, grüne Ölquarzite, schwarze Tonschiefer, kieselige oder tonige Kalke, verschiedene Breccien und nach oben langsam einsetzende Flyschschiefer, durch die Rekurrenz eines jüngeren Hyänenmarmors unterbrochen, geben überraschend ähnlich das Bild unserer Obrist-Serie wieder. Schon SCHUMACHER (82) erkannte am Beverin die gleichen Gesteine wie in der Nivaigl-Serie wieder, ferner wurden auch von STREIFF (114) und mir (39)

Obrist-Zone und Nivaigl-Serie als identisch betrachtet, und die seither noch exakter durchgeführten Untersuchungen bestätigen diese erste Annahme in jeder Beziehung.

Ferner wird von STREIFF (114) im jüngeren Teil der Marmor-Zone eine Gesteinsfolge beschrieben, die mit Hyänenmarmoren, Kalkschiefern, Ölquarziten und Kalken grosse Ähnlichkeit mit unserer Obrist-Serie aufweist; auch STREIFF betont die grosse Übereinstimmung zwischen jüngerer Partie der Serie der Marmor-Zone und der Nivaigl-Serie.

Aus dem Unterengadin meldet CADISCH (15) als jüngere Glieder der unterostalpinen Tasna-Serie Aptychenkalk, Tonschiefer, Sandsteine, Kieselkalke, Ölquarzite, bunte Mergelkalke, schliesslich Flysch, also eine der Obrist-Serie sehr ähnliche Gesteinsfolge.

Sogar aus dem Penninikum des Tauernfensters sind verschiedentlich ähnliche Serien gefunden worden, z. B. die Richbergkogler Serie DIETIKER's (22).

Noch nie haben alle diese penninischen Serien bestimmbare Fossilien geliefert, so dass man nach wie vor für eine Altersparallelisierung auf Vergleiche mit ostalpinen Serien angewiesen ist.

Aus dem Engadin und Oberhalbstein sind seit langem durch STAUB, CORNELIUS u. A. metamorphe Altychenkalke als Hyänenmarmore beschrieben worden, die im unterostalpinen und hochpenninischen Faziesgebiet mit Radiolarit vergesellschaftet sein können und zum oberen Malm gerechnet werden. Wir haben daher keinen Grund, in unserem an der Basis der ganzen Serie gelegenen „älteren Hyänenmarmor“ nicht auch den Vertreter des oberen Malms zu sehen.

Die darüber folgenden, weniger typischen Kalkschiefer, die in der stratigraphischen Gliederung den obersten Teil der „Gruppe der grünen Marmore“ bilden, wären dann als reduzierte Reste der unteren Kreide anzusprechen und etwa mit dem Falknisneokom zu vergleichen.

Die Ölquarzite und Tonphyllite mit polygenen Breccien, die plattigen Quarzite, vielleicht auch noch die hellen Kalke, dürften als die Vertreter der mittleren Kreide, also als Gault, evtl. noch als Cénomani, betrachtet werden. Tatsächlich sind ja nicht einmal in der Falknis-Decke jene Gaultprofile, deren Gesteine als Standardtypen immer wieder zu Altersvergleichen zugezogen werden, durch Fossilien in ihrem Alter belegt.

Die darüber folgenden Kalke und Kalkschiefer stellten dann eine ungefähr fröhurone Ablagerung dar; sie könnten nach R. STAUB vielleicht den „Leimernkalcken“ entsprechen.

Zu einer ganz entsprechenden Altersparallelisation ist auch STREIFF für die Glieder der Nivaigl-Serie gelangt.

TEKTONIK.

Es ist früher gezeigt worden, dass die Trias-Lias-Zone und die Dogger-Zone der Gelbhorn-Decke in unserem Gebiet eine Deckfalte bilden, wobei der Verkehrtchenkel unter den Normalschenkel eingewickelt worden ist; die antiklinale Stirnbiegung lässt sich sehr deutlich längs der Linie Bogenspitz (Beverin-SW-Grat) — Alp Obrist — alte Kirche Mathon feststellen.

Ganz entsprechende tektonische Verhältnisse finden wir auch bei der Obrist-Zone vor, nämlich einen Normalschenkel, von dem ein Antiklinalscharnier zum eingewickelten Verkehrtchenkel überleitet.

Die normal gelegene Serie liegt auf dem Normalschenkel der Dogger-Zone. Dazu gehören: schlecht aufgeschlossene Hyänenmarmore westlich Mathon, die

schon wiederholt erwähnte Klippe von älterem Hyänenmarmor zwischen Gandus-Tarpinus und dem Obristbach, schliesslich die obersten 150 m des Beveringipfels und der ganze Beverin-SE-Grat (s. Fig. 15), umfassend die Obrist-Serie und tiefere Teile der Flysch-Zone ohne den „jüngeren Hyänenmarmor“ und den über diesem gelegenen Flysch, die beide bereits durch die Erosion abgetragen worden sind.

Die antiklinale Umbiegung zeigt nicht das einfache Scharnier wie bei der Trias-Lias-Zone. Insbesondere ist die Gruppe der grünen Marmore zwischen den Schiefen des Doggers und den Tonphylliten des Ölquarzit-Horizontes zu zwei nach Norden gerichteten, spitzen Antiklinalen verfaltet worden, deren Struktur durch weitgehende Verschuppungen noch weiter kompliziert worden ist.

Noch komplexer sind die Verfaltungen des Tonschiefer-Ölquarzit-Horizontes, der sich strukturell ähnlich der Dogger-Zone verhält und die ausgleichende Zwischenmasse zwischen den disharmonischen Falten des älteren Hyänenmarmors und des Quarzit-Sandstein-Horizontes bildet.

Die ruhigere Stirnumbiegung der Quarzit-Sandstein-Bank wird durch die Beverin-N-Wand senkrecht abgeschnitten, ist aber an der NE-Kante des Beverin noch deutlich zu erkennen.

Der Verkehrtshenkel zeichnet sich durch eine weitgehend ruhige Lagerung aus. In ihm sind alle Schichtglieder, insbesondere auch der Flysch mit dem „jüngeren Hyänenmarmor“ vorhanden. Zum Verkehrtshenkel gehören die tieferen Partien der Obrist-Zone der Beverin-W- und -N-Wand, die auf dem Beverin-E-Grat übriggebliebenen Reste, alle Vorkommen der Obrist-Serie am Schamserberg, im Fenster der Alp Tumpriv und zwischen Crap östlich Curtginatsch und Clops (siehe tekt. Karte Fig. 23, Seite 99). Mit seinem ältesten Schichtglied, der Gruppe der grünen Marmore, grenzt er an die verkehrte Dogger-Zone, die nun sein Hangendes bildet.

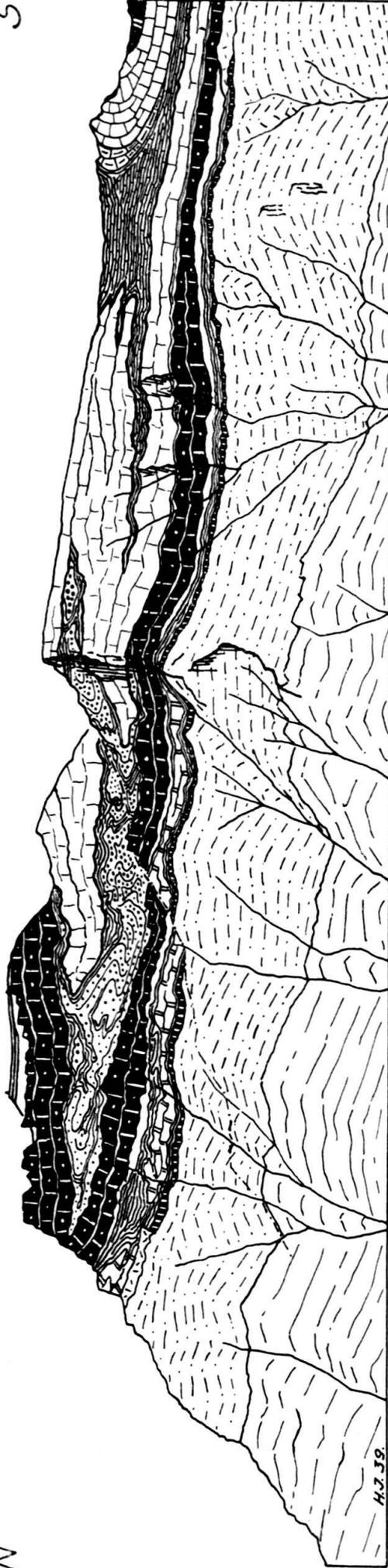
Ein auffallendes Merkmal dieses Verkehrtshenkels ist sein Auskeilen ungefähr auf der NW—SE verlaufenden Linie Schottensee-Crap. In der Beverin-W-Wand erkennen wir, wie sich gegen Süden der „jüngere Hyänenmarmor“ der Flysch-Zone in Schuppen auflöst und schliesslich westlich P. 2831 ganz auskeilt (s. Fig. 20); auf der Höhe des „Bogenspitzes“ keilen auch die hellen Kalke aus, Ölquarzit ist nicht mehr anzutreffen, in der Gruppe der grünen Marmore treten weitgehende Mächtigkeitsreduktionen auf; am Ende des Beverin-SW-Grates werden die letzten Reste von Sandsteinen und Marmoren von Schutt bedeckt; nördlich des Schottensees ist von der Obrist-Zone nichts mehr zu finden, der verkehrte Dogger liegt dort bereits unmittelbar auf der Brusghorn-Schuppe. Ganz entsprechende Verhältnisse beobachten wir am Hang östlich Crap; leider sind aber auch dort viele Details des Auskeilens wegen Schutt und Bewachsung nicht sichtbar.

Gerade dieses Auskeilen gegen SW der zwischen Brusghorn-Schuppe und Dogger-Zone eingeklemmten Obrist-Zone kann leicht erklärt werden, wenn man diese Schichten als einen von oben eingewickelten Verkehrtshenkel im Sinne von STREIFF deutet, wobei der Betrag der Einwicklung in der Richtung senkrecht zum Deckenstreichen nicht überall gleich gross ist. Allerdings können diese Phänomene auch nur als einfache Deckenstirn mit nach S auskeilendem Verkehrtshenkel aufgefasst werden, wobei aber die Verhältnisse ausserhalb unseres Untersuchungsgebietes wieder weniger eingehend berücksichtigt werden.

Bekanntlich fehlen uns in der Obrist-Zone alle paläontologischen Anhaltspunkte, um beweisen zu können, dass die Gruppe der grünen Marmore tatsächlich die ältesten und die Schiefer in Flyschfazies die jüngsten Schichten sind. Wäre

N

S



Adula - Decke



Flysch
Bündnerschiefer

Bruschhorn - Schuppe



Kristallin u. Trias

Gelbhorn - Decke



Flyschschiefer
 Jüngerer Hyänenmarmor
 Helle Kalke
 Sandst. u. plattige Quarzite
 Tonschiefer u. Oelquarzit
 Gruppe d. grünen Marmore
 Tonphyllite u. Breccien
 Liasschiefer
 Liaskalk
 Triasdolomit

Flysch - Zone
 Obrist - Zone
 Dogger - Zone
 Trias - Lias -
 Zone



Gehängeschutt

Fig. 20. Piz Beverin, Westwand.

das Umgekehrte unserer Annahme der Fall, so müsste der liegende Schenkel als normal, der hangende als verkehrt betrachtet werden und die Stirnubiegung am Beverin wäre synklinal.

Neben den lithologisch-faziellen Analogieschlüssen sind aber auch Tatsachen tektonischer Art für unsere Annahme ausschlaggebend. Die Stirnubiegung der Trias-Lias-Zone ist ohne Zweifel antiklinal. Die Umbiegung der Obrist-Zone schliesst sich konform an diese an. Es ist höchst unwahrscheinlich, dass zwei sich so analog verhaltende Elemente während der Orogenese in zwei einander entgegengesetzten Richtungen disloziert worden wären.

Versuchen wir noch abschliessend, eine Fortsetzung unserer Obrist-Zone im Osten unseres Gebietes zu finden. Bereits bei der Besprechung der Stratiographie ist auf die grosse Übereinstimmung der Obrist-Serie mit der Nivaigl-Serie STREIFF's hingewiesen worden. Die tektonische Situation im entsprechenden Niveau des Ostschams ergibt sich nach den Untersuchungsergebnissen von STREIFF (114) folgendermassen:

Die Nivaigl-Serie entspricht in ihrer Lage über dem unteren Schieferband der „unteren Flyschschuppe“ (der Dogger-Zone des Westschams entsprechend) in jeder Beziehung dem Normalschenkel der Obrist-Zone in unserem Gebiet. Die Nivaigl-Serie des Muttnerhorns geht im Hangenden in die obere Partie der „unteren Flyschschuppe“ über, welche letztere sich auch durch starke Mächtigkeitsschwankungen auszeichnet, der noch zu besprechenden Flysch-Zone der Gelbhorn-Decke im Westschams entsprechend. Leider sind die Aufschlüsse zwischen Samest und dem Reischentobel zu schlecht, als dass man dort die Umbiegung der Nivaigl-Serie unter die Surcrunas-Zone weit verfolgen könnte. Immerhin ist dort, auf der W-Seite des Muttnerhorns, eine Einfaltung der Nivaigl-Serie vor der Lias-Stirn deutlich festzustellen, ebenso im Gebiet der Solisbrücke (114).

Durch das breite Tal des Schams ist auch hier in der Obrist-Zone die direkte Verbindung zwischen West und Ost unterbrochen worden, weshalb vorläufig für jede Talseite eigene Lokalbezeichnungen verwendet werden. Trotzdem stimmen die Obrist-Zone im Beveringebiet und die Nivaigl-Serie am Muttnerhorn lithologisch-faziell und tektonisch so weitgehend miteinander überein, was bereits F. ZYNDEL beobachtet hat, dass wir an ihrer Identität kaum mehr zweifeln können.

E. Die Flysch-Zone der Gelbhorn-Decke.

Ohne scharfe Grenze geht die Obrist-Zone nach oben in eine typische Flysch-Zone über.

Entsprechend dem Bau aller andern Elemente der Gelbhorn-Decke im Beveringebiet besteht auch die Flysch-Zone aus einem Normal- und einem Verkehrtchenkel; das Antiklinalscharnier in dieser Zone ist aber bereits erodiert worden. Vom Normalschenkel sind nur noch dessen älteste Partien erhalten geblieben, sie bilden das Gipfelplateau des Beverin. Der Verkehrtchenkel liegt mit seinen jüngsten Schichten auf der Brusghorn-Schuppe; die Obrist-Zone bildet mit ihrem Verkehrtchenkel sein Hangendes.

Als ältestes Schichtglied erscheint ein schwarzer Tonschiefer, ähnlich demjenigen des Ölquarzithorizontes. In allen Profilen beträgt seine Mächtigkeit nur wenige Meter. Oft ist es ein reiner Tonphyllit, frei von jeden Einlagerungen. Auf dem höchsten Teil des Beverin-Gipfelplateau, wo diese Schicht sehr gut abgeschlossen ist, sind aber dem Tonschiefer zahlreiche Horizonte von quarzitischen

und dolomitischen Breccien und braun anwitternden Sandsteinen und Sandkalken eingelagert, wodurch das typische Bild der Flyschfazies entsteht.

Diese Schiefer auf dem Beverin stellen das einzige noch nicht der Erosion zum Opfer gefallene Schichtglied der normal gelagerten Flysch-Zone in unserem Gebiet dar. Jüngere Glieder finden wir nur noch im Verkehrtchenkel, der sich dem Verkehrtchenkel der Obrist-Zone anschliesst; sie sind in der Beverin-Wand und in den Tobeln des Schamserberges am besten zu studieren.

An die Tonphyllite schliessen sich grünliche Marmorschiefer an, die wir als „jüngere Hyänenmarmore“ bezeichnen. Quer durch die Beverin-N-Wand ziehen sie als ca. 10—30 m mächtiges, helles Gesteinsband, unten und oben von schwarzen Tonschiefern begrenzt (s. Fig. 19). In der Beverin-W-Wand erkennt man, wie sie gegen Süden immer dünner werden, um schliesslich tektonisch ganz auszuweichen (s. Fig. 20). Etwa 150 m nördlich der Beverinlücke werden sie noch von der Aufstiegsroute von Glas gequert. Das Gestein ist ein stark marmorierter Kalkschiefer mit ziemlich hohem Tongehalt. Die grünen, serizitisierten Tonhäute geben dem ganzen Gestein eine grünliche Färbung, sodass grosse Ähnlichkeit mit dem „älteren Hyänenmarmor“ hervorgerufen wird. Diese Marmorschiefer des Flysches sind aber allgemein etwas tonreicher und dünnschieferiger als jene, meistens auch weniger mächtig. Am Beverin-E-Grat, im Fardüner und im Mathoner Tobel zeigen die Tonhäute mehr hellgraue Färbung mit nur noch einem schwachen Stich ins Grünliche, sodass zwischen dem „jüngeren Hyänenmarmor“ und den angrenzenden Flyschschiefern nur noch geringe Farbunterschiede bestehen.

Nach dem „jüngeren Hyänenmarmor“ erscheinen erneut Schiefer in typischer Flyschfazies. Als unscheinbare, nur wenige Meter mächtige Zone bilden sie in verkehrter Lagerung in der Beverin-W-Wand und am Beverin-E-Grat die Trennung zwischen „jüngeren Hyänenmarmor“ und Brusghorn-Schuppe. Grössere Mächtigkeiten erreichen sie erst im Gebiete des Schamserberges. Im Val Tschiel zwischen Mathon und Wergenstein und im Tobel zwischen Fardün und Patzen bilden sie 60—80 m hohe, düstere Schieferwände.

Im Mathoner Tobel lassen sich, vom „jüngeren Hyänenmarmor“ als deren stratigraphischer Basis ausgehend, folgende Schichten lithologisch ausscheiden:

- a. Reine, schwarze Tonphyllite, ohne Breccieneinschwemmungen.
- b. Dunkle, tonige Kalkschiefer, in ihren obersten und unteren Partien sehr sandig bis quarzitisches, Textur dünnschieferig linsig, Farbe graubraun, manchmal etwas gebändert.
- c. Quarzreiche, fahle, blassgrüne oder grünlich-braun gebänderte Tonschiefer.
- d. Schwarze Tonschiefer.
- e. Braune, stark verschieferte Sandsteine.
- f. Kalkige, sehr dunkle Tonschiefer, linsige Textur.
- g. Dunkle Kalke in Wechsellagerung mit tonigen Partien. Dünne Breccienhorizonte in leicht verschiefertem, kalkigem Zement.
- h. Sandige Kalkschiefer mit mässigem Tongehalt, stellenweise stark kieselig, intensiv verfaltet.

Leider sind am Schamserberg die Aufschlüsse zu selten, als dass eine exakte Verfolgung dieser einzelnen Horizonte über grössere Distanz möglich wäre. Einzig die Tatsache lässt sich feststellen, dass diese Flysch-Zone im östlichen Teil unseres Gebietes, am Schamserberg zwischen Wergenstein und Patzen, unvergleichlich mächtiger ist als weiter im Westen, am Beverin selbst. Wo gegen SW die Glieder der Obrist-Zone im Verkehrtchenkel tektonisch ausweichen, ist auch diese Flysch-Zone nicht mehr weiter festzustellen.

In unserem Untersuchungsgebiet sind leider die Aufschlüsse dieser Flysch-Zone unzusammenhängend, ihre Mächtigkeit ist über grosse Strecken auf wenige Meter reduziert, im Normalschenkel ist sie bereits weitgehend der Erosion anheimgefallen und tritt nur noch im Verkehrtaschenkel vollständiger auf, sodass ihre Beschreibung ein Fragment bleiben muss.

Im Gegensatz zur Adula-Decke, wo der Flysch mit scharfer Grenze und einem basalen Transgressionskonglomerat auf seiner älteren Unterlage aufruhet, ist das Einsetzen der Flyschsedimentation hier über der Obrist-Serie ein allmähliches. Bereits in den Tonschiefern des Ölquarzithorizontes können untergeordnet Breccien und Sandsteine vom Flyschtypus auftreten. Die „dunkeln Kalkschiefer“ über dem Niveau der „hellen Kalke“ der Obrist-Zone bilden den Übergang zum Flysch.

Das zaghafte Einsetzen der Flyschsedimentation wird aber unterbrochen durch das Auftreten der „grünlichen Marmorschiefer“, der „jüngeren Hyänenmarmore“, die als letzter Abglanz pelagischer Ruhe eine kurze Rekurrenz der reinen Kalkschieferfazies darstellen und so eigentlich einen Fremdkörper im Flyschkomplex repräsentieren.

Was das Alter dieser Flyschzone betrifft, so können wir uns auch hier, wie an so vielen Orten im Schams, nicht auf Fossilfunde stützen.

Dass der Flysch nicht mit einer Schichtlücke auf seiner Unterlage transgrediert, sondern selbst das jüngste Glied der ganzen „série compréhensive“ der Gelbhorn-Decke darstellt, ist schon betont worden. Es dürfte ihm teilweise turones, zur Hauptsache senones Alter zukommen; alttertiäres Alter ist weniger wahrscheinlich, wenn auch nicht ausgeschlossen.

Die grünen Marmorschiefer, die „jüngeren Hyänenmarmore“, repräsentieren eine Rekurrenz der pelagischen Fazies und dürften am ehesten als etwas modifizierte, „fast“-flyschige Couches rouges anzusehen sein; ihr Alter wäre dann etwa oberes Turon bis unteres Senon, entsprechend den Verhältnissen im Unterostalpin. Es wäre möglich, dass in ihnen ein Element vorliegt, das sich mit den „Marbres en plaquettes“ des Subbriançonnais und Briançonnais der Westalpen vergleichen lässt.

Im Übrigen muss nochmals betont werden, dass in unserem Gebiet diese Flyschzone zu reduziert und zu schlecht aufgeschlossen ist, um ein eingehenderes Studium solcher Probleme zu ermöglichen.

Das Äquivalent der Flysch-Zone der Gelbhorn-Decke können wir im Ostschams in der oberen Partie von STREIFF'S „Unterer Flyschschuppe“, und zwar in dem über der „Nivaigl-Serie“ gelegenen, „hängenden Flyschband“, wieder finden. Wir haben im vorigen Kapitel die Auffassung vertreten, dass unserer Obrist-Zone die Nivaigl-Serie des Ostschams entspreche. Die Obrist-Zone in unserem Gebiet stellt die mesozoische Basis der Flysch-Zone dar, genau wie die Nivaigl-Serie im Ostschams die mesozoische Basis der Flyschschiefer von STREIFF'S unterer Flyschschuppe bildet. Nicht nur die lithologische Ausbildung, auch die tektonische Lage dieser beiden Flyschzonen zeigt also beidseits des Schams weitgehende Übereinstimmung.

IV. Zusammenhänge zwischen den Schamser Decken.

Im Vergleich mit dem Westschams, den Gebirgen westlich des Hinterrheins, zeigt die lange Gebirgskette östlich des Rheins zwischen Schams-Val Ferrera-Avers und dem Oberhalbstein die geologischen Zusammenhänge wesentlich umfassender und vollständiger. Es ist daher ausgeschlossen, die Geologie unseres