

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 60 (1967)
Heft: 1

Artikel: Geologie der Schamser Decken zwischen Avers und Oberhalbstein (Graubünden)
Autor: Kruysse, Henri A.C.
Kapitel: Stratigraphie und Petrographie
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-163489>

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 25.02.2026

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

Zusammenfassend unterscheiden wir also von oben nach unten die folgenden tektonischen Einheiten:

Arblatschflysch	normalliegend	
Serie von Savognin	normalliegend	
Martegnas-Serie	normalliegend	
Tiefencastler Schuppe	normalliegend	} Gelbhorn-Decke
Surcrunas-Tschera-Schuppe	verkehrtliegend	
Weissberg-Schuppe	normalliegend	} Weissberg-Decke
Bandfluh-Schuppe	verkehrtliegend	
Obere Bündnerschiefer	verkehrtliegend?	} Averser Bündnerschiefer
Untere Bündnerschiefer		
Kristallin und älteres Mesozoikum		Suretta-Decke

Die vorliegende Arbeit beschränkt sich im wesentlichen auf die Beschreibung der Weissberg- und Gelbhorn-Decke südlich der Linie Schmorrasjoch–Alp Nova. Die begleitenden oberen Einheiten wie die Martegnas-Serie und Serie von Savognin wurden bereits ausführlich von V. STREIFF (1939) bzw. W. H. ZIEGLER (1956) beschrieben. Auf diese Serien sowie auf die Elemente der Suretta-Decke und der Averser Bündnerschiefer unter den Schamser Decken werden wir nur wenig eingehen

STRATIGRAPHIE UND PETROGRAPHIE

Die Suretta-Decke

Einführung

Ein grosser Teil des südlichen Mittelbünden, zwischen dem Splügenpass und dem Avers, wird von der mittelpenninischen Suretta-Decke eingenommen. Das Kristallin dieser Decke erstreckt sich vom Bergell bis Andeer und teilt sich in einen hinteren («Stella-Timun-Masse», STAUB, 1926) und einen vorderen Abschnitt («Rofnaporphyr», A. HEIM, 1891) auf. Der Porphyrliefert einen ausgezeichneten Baustein und ist als solcher unter dem Namen «Andeerer Granit» bekannt. Geringmächtiges und fragliches Perm sowie ziemlich gut entwickelte Trias sind mit dem Kristallin verknüpft. Das Hangende wird durch die monotonen Bündnerschiefer des Avers und der Val Starlera vertreten. Diese verhalten sich dem Kristallin gegenüber tektonisch selbständig und sind zum Teil in recht wilde Falten und Schuppen (Teildeckenbau nach R. STAUB, 1958) gelegt.

Kristallin

In unserem Untersuchungsgebiet treten nur isolierte, relativ kleine Vorkommen von Rofnaporphyr auf, welche das Plattenhorn (2762 m) westlich vom Äusseren Weissberg und einen kleinen Kristallinspan unter dem Piz Alv bilden. Das Suretta-

Kristallin wurde erstmals von A. ESCHER und B. STUDER (1839) als ein Chloritgneis und Gneisporphyr beschrieben. A. HEIM (1891) benützte als erster den Ausdruck Rofnaporphyr. Eine genauere petrographische Untersuchung stammt von G. RÜETSCHI (1903), welcher zum Schluss kommt, dass es sich bei dem Kristallin um einen grossen Granitporphyrstock handle.

Das Gestein bietet ein sehr einheitliches Bild. In einer grünen chloritischen Grundmasse sind ziemlich runde, milchweisse Quarze (Durchmesser 2–5 mm) und Orthoklase eingelagert. Die idiomorphen Feldspäte erreichen eine Länge von 5 cm. O. WILHELM (1933) bezeichnet die Rofnagneise als Zwischenglieder zwischen dichtem felsitischem Porphyrgneis über porphyrischen Granitgneis (Rofnaporphyr s.s.) zu stark verschiefertem Augengneis. V. STREIFF (1939) stellt sie in das Mittel- bis Oberkarbon. Eine eingehendere petrographische Beschreibung geben M. GRÜNENFELDER (1956), E. ZURFLÜH (1961), B. BLANC (1965) und H. STROHBACH (1966).

Am Plattenhorn stellt man eine Schieferung fest, mit Serizit auf den S-Flächen, welche dem Gestein eine plattige bis gebankte Ausbildung verleihen. Daneben treten, besonders bei dem Seelein (P. 2654, südlich des Gipfels), grössere, massigere Zonen auf, welche sehr schön rundgeschliffen sind. Diese zeigen keine tektonische Überprägung und sind grobkörniger als das verschieferte umgebende Gestein. Am Pässlein zwischen Plattenhorn und Äusserem Weissberg und am kleinen Vorkommen auf der obersten Alp Moos (P. 2545 am Fuss des Piz Alv) geht der Rofnaporphyr unter sehr starker Lamination in einen braungrauen Serizitschiefer über, wobei die ursprünglich grossen Quarzkörner zu Sandquarzaggregaten zerdrückt sind.

Untere Trias

Quarzit

An der grossen Rofnaporphyrmasse des Piz Grisch, welche die Alp Moos gegen W begrenzt, treten unmittelbar im Hangenden des Kristallins massige, weisse bis grünliche, tafelige Quarzite auf. Diese sind von V. STREIFF (1939) als ältestes Glied der Trias beschrieben worden. Bei den beiden obenerwähnten isolierten Kristallinvorkommen in unserem Untersuchungsgebiet fehlt der Quarzit jedoch völlig.

Dolomit

Am Plattenhorn sind im Kristallin verschiedene triadische Sedimentkeile vorhanden, welche Dolomit, Kalkmarmor und Rauhwacke enthalten. Soweit man dies wegen der tektonischen Komplikationen ermitteln kann, scheint im Hangenden des Rofnaporphyrs zuerst der Dolomit aufzutreten. Es handelt sich um einen schiefrigen bis plattigen dunkelgelben Dolomitmarmor mit auffallend vielen Quarzschnüren. Der Kontakt gegen das Kristallin ist sehr scharf und stellenweise von Rauhwacken begleitet. Gegen oben wird der Dolomit, welcher 10 m Mächtigkeit erreicht, eher grau, unter gleichzeitiger Abnahme des Quarzgehaltes.

Kalkmarmor

Mit einem scharfen Kontakt legt sich auf den Dolomit ein hellgrauer Serizitkalkmarmor. Dieser wird 2 m mächtig und ist plattig und ziemlich grobkörnig ausgebildet.

Im unteren Teil führt der Kalkmarmor zwei dünne, gelbe dolomitische Lagen. Im Hangenden schaltet sich wiederum ein Dolomit ein, was mit den Verhältnissen am Piz Grisch oder mit dem von V. STREIFF (1939) beschriebenen Suretta-Triasprofil S Alp Andies übereinstimmen würde. Die Kontakte sind jedoch am Plattenhorn alle tektonisch und die Serien werden an mehreren Stellen von Rauhwacken durchspiesst. Wir müssen uns daher auf eine Gesteinsbeschreibung beschränken, ohne die stratigraphische Abfolge feststellen zu können.

Rauhwacke

Die Kristallinmasse mit den tektonisch dazugehörigen Unter- und Mitteltriassedimenten ist von einem Mantel von gelben Rauhwacken umgeben. Ausserdem tritt die Rauhwacke an den beiden NW-Gräten des Plattenhorns mehrfach verschuppt mit dem Kristallin und dem Kalkmarmor auf.

Mittlere Trias

Die Mitteltrias, oder genauer die Serie zwischen der unteren (oberskythischen?) und der oberen (carnischen?) Rauhwacke und Zellendolomit, fehlt in unserem Untersuchungsgebiet. Sie ist in grösserer Mächtigkeit im Madris und in der oberen Val Bregalga (Bregalger Weissberg) aufgeschlossen. Die Schichtglieder der Obertrias, welche durch zahllose Verschuppungen und Faltungen stark mit den Unteren Bündnerschiefern verknüpft sind, werden wir im folgenden besprechen.

Die Averser Bündnerschiefer

DIE UNTEREN BÜNDNERSCHIEFER

Obere Trias (Bündnerschieferbasis)

Am Grat zwischen Piz Alv und Piz Grisch ist an der Basis der Bündnerschiefer und mit diesen stark verfaultet, die folgende Schichtreihe aufgeschlossen:

Profil bei P. 2847,0, Koord. 756,7/154,9, von oben nach unten:

9. Bündnerschiefer.
8. 0,8 m Schlecht gebankter, rötlicher Sandlagenkalkmarmor mit Serizit.
7. 0,4 m Plattiger, gelber dolomitischer Kieselschnurmarmor mit Dolomitlagen und feinverteiltem Serizit.
6. 0,1 m Dunkelroter, papierdünner Quarzitschiefer, z. T. bräunlich.
5. 0,2 m Hellgrüner Quarzitschiefer mit Serizit und Chlorit, abwechselnd mit linsenartigen braungelb anwitternden Quarziten. Dazu gehört die von Bündnerschiefer und Dolomit begleitete quarzitisches Arkose im Alv-Westgrat. R. STAUB (1958) betrachtet diese als einen Buntsandsteinquarzit der basalen Trias seiner Weissberg-Kalkberg-Zone. Sie sitzt jedoch mit sicherem tektonischem Kontakt im Kern einer synklinal gefalteten Schuppe des Mittelladins der Weissberg-Decke unter dem Piz Alv und gehört den Bündnerschiefern des Liegenden an. Im Dünnschliff erkennt man eine dichte Grundmasse von kleinen (0,02–0,1 mm), z. T. verzahnten Quarzkristallen und Serizit. Darin eingelagert sind grössere rekristallisierte Quarzkörner. In den Schieferungsflächen ist Muskovit als Nebengemengteil in Flasern angehäuft. Besonders an diese Muskovitschlieren gebunden treten als Übergemengteil durchwegs idiomorpher Rutil und rundliche Albitkörner auf. Der Albit ist zum Teil kataklastisch, leicht zersetzt (kaolinisiert) und von einem Limo-

nitrand umgeben. Diese Limonitausscheidung erfolgte während der rezenten Verwitterung in oberflächennahen und muskovitreichen Partien des Quarzites. Dabei ist auch der Muskovit leicht gefärbt. Als Eisenlieferant dürfte unter anderem der Rutil aufgetreten sein. Akzessorisch sind eisenhaltiges Karbonat (z.T. schöne Rhomboeder) Haematit, Apatit (gerundete Körner), Zirkon und Titanit.

4. 0,4 m Gelber Zellendolomit, übergehend in:
3. 1,8 m Dunkelgelbe Rauhwacke.
2. 2 m Sehr quarzreicher, gebankter, gelber Dolomit, z.T. rot und monogen brekziös (siehe S. 188). In grösseren Blöcken auftretend.
1. Rauhwacke.

Die Gesamtmächtigkeit des Profils beträgt etwa 6 m. Es dürfte sich bei den dolomitischen Sandlagenmarmoren um Rhät, bei den Quarzitschiefern um ein «Quartenschiefer»-Niveau und beim Zellendolomit und Rauhwacke um Raiblerschichten (Keuper) handeln. Das äusserst feine Quarz-Serizit-Gefüge des Quarzites dürfte auf einen vulkanischen Ursprung des Gesteins schliessen lassen (vgl. die Korngrössen des Haupttuffhorizontes der Weissberg-Decke, S. 181). Wegen der Beimengung epiklastischen arkosischen Materials könnte man das Gestein in diesem Falle als Tuffit bezeichnen (S. 181). Die Blöcke von rotem Dolomit und sehr quarzreichem gelbem Dolomit (2) vergleichen wir am ehesten mit dem Oberladin der Weissberg-Decke (S. 188). Eine ähnliche, jedoch stark gefaltete Schichtreihe bietet das Profil bei P. 2847,0 (Grat Piz Alv–Piz Grisch) der Fig. 2.

Bündnerschiefer (Jura und Kreide)

An der Basis der eigentlichen Bündnerschiefer schalten sich unmittelbar über den sandigen Kalk- und Dolomitmarmoren des Rhäts (?) stellenweise Dolomitbrekzien



Fig. 2. Bündnerschieferbasis westlich P. 2847 am Grat zwischen Piz Alv und Piz Grisch.

ein. So zum Beispiel auf der Alp Moos und am Grat zwischen Piz Alv und Piz Grisch (westlich P. 2847). In einem Bindemittel von schwarzen Tonschiefern und feinem detritischem Quarz finden wir die folgenden Komponenten: 1. Dunkelgelber Dolomit in ziemlich eckigen (Rundungsklasse 5, W. C. KRUMBEIN, 1941), zerbrochenen Komponenten mit von Kalzit und wenig Quarz ausgefüllten Rissen; Durchmesser bis 4 cm. 2. Brauner eischüssiger Kalzit. 3. Bis 0,2 mm grosse eckige Quarzkörner. 4. Apatit.

Die Unteren Bündnerschiefer erreichen im Avers eine Mächtigkeit von über 2000 m, welche allerdings z.T. auf die tektonische Anhäufung zurückzuführen ist. Die Schiefer sind im grossen und ganzen sehr monoton ausgebildet, im Kleinen aber erkennt man eine stark wechselnde Lithologie. Im mm- bis m-Bereich wechseln reine dunkelgraue und gelbgrüne Tonschiefer ab mit braunen und grauen Kieselkalken, dunkelgrauen Quarziten, sandigen Kalkschiefern und reinen Kalken. Die Farbe ist im allgemeinen grau bis dunkelgrau, und sehr oft wird die Serie von weissen Quarzlinsen und -schnüren durchzogen. Durch das rasche, auch seitliche Wechseln der Schichtreihen lassen sich im Felde zwei nebeneinander aufgenommene Profile kaum korrelieren. Es wird daher eine grosse, jedoch dankbare Arbeit sein, die Averser Bündnerschiefer tektonisch und stratigraphisch zu gliedern. Sie bilden überall in unserem Untersuchungsgebiet die Unterlage der Weissberg-Decke und sind vor und unter dieser durch mehrere tektonische Vorgänge (in Zusammenhang mit dem Vorstossen des Surettakristallins, S. 226) stark gefaltet und in ihrer ursprünglichen Lage gestört. Die Bündnerschiefer unmittelbar unter der Weissberg-Decke (Bandfluh-Schuppe) weichen in ihrer Zusammensetzung stark von den übrigen ab und werden von uns als Obere Bündnerschiefer ausgeschieden. Während die mehr oder weniger sandigen Kalkphyllite der Hauptmasse der Averser Bündnerschiefer bereits von V. STREIFF (1939, S. 32ff.) beschrieben worden sind, werden wir uns im folgenden kurz mit den davon abweichenden Gesteinstypen der Oberen Bündnerschiefer befassen.

DIE OBEREN BÜNDNERSCHIEFER

Einleitung

Die in ihrer lithologischen Zusammensetzung von den übrigen Averser Bündnerschiefern abweichende Einheit der Oberen Bündnerschiefer ist vielleicht kretazischen Alters (siehe S. 166) und könnte ursprünglich das stratigraphisch Hangende des Malm der Bandfluh-Schuppe gebildet haben. Diese Schieferabfolge ist heute mit ihren Quarziten und Ophiolithen tektonisch stärker mit ihrem Liegenden als mit dem Hangenden verknüpft. Sie ist hauptsächlich auf der Alp Moos und in der oberen Val Starlera verbreitet.

Lithologie

Quarzite

In den steilen Bündnerschieferanrissen westlich unterhalb des Piz Schmorras (P. 2622), 100 m nördlich der Fuorcla Cotschna tritt ein 3 m mächtiger, dichter, grauer, z.T. rötlicher, plattiger, orthogonal geklüfteter Quarzit auf. Dieser ist dem

Ansehen nach einem Radiolarit zum Verwechseln ähnlich. In seiner oberen Partie weist das Gestein einen höheren Kalkgehalt auf (sandiger Kieselkalk) und wird dort ausserdem von schwarzen, reinen Tonschiefern begleitet. Das Liegende bildet eine 10 m mächtige Abfolge von harten, hellgrauen Quarzitschiefern, im cm-Bereich wechsellagernd mit weissen, stark zurückwitternden, reinen Serizitschiefern. Im Dünnschliff erkennt man als Hauptgemengteil Quarz mit einer ausgesprochenen Pflasterstruktur; als Akzessorien treten Kalzit, Muskovit, hellbrauner Biotit (oder möglicherweise Stilpnomelan), Pyrit, Zirkon und Apatit auf. Einen ähnlichen dunkelgrauen, glimmerhaltigen, dichten Quarzit zeigt der Aufschluss der «Safierquarzite» (H. JÄCKLI, 1941) in den Nollaschiefern an der Schynstrasse bei Sils im Domleschg. Diese werden dort von JÄCKLI in die mittlere Kreide gestellt. Unser Vorkommen ist seitlich auf nur etwa 40 m beschränkt. Es dürfte sich um einen grösseren Boudin handeln.

Grüngesteine

In der Suretta-Decke des Ostschams wurden schon von V. STREIFF (1939) Grüngesteine beschrieben. Er erwähnt die Mischgesteine von Ophiolithen und Sedimenten am Schmorrasjoch und deutet diese teils durch primäre Injektion, teils durch eine spätere Verknetung des Grüngesteins mit den umgebenden Bündnerschiefern. Ein wenig südlicher, zwischen Fuorcla Cotschna und Piz Grisch, stehen auf Alp Moos in mehreren N–S verlaufenden Zügen ähnliche Mischgesteine (Tuffe?) an, wie:

a) Quarzit-Chlorit-Schiefer

Hauptgemengteile: sehr feiner Quarz, Serizit und Chlorit in der Grundmasse. Die Glimmer bilden kurze Blättchen zwischen den Quarzkörnern. Die Quarzkristalle haben einen Durchmesser von 0,05–0,1 mm. Darin eingelagert sind grosse, grüne, optisch positive, magnesiumreiche Prochlorite und ziemlich eckige, detritische, undulöse Quarzkörner (Rundungsklasse 5), bei welchen letzteren an der Seite des Druckschattens feine Quarzkristalle angewachsen sind. Nebengemengteile: teils in den Chloriten eingelagerte, teils auch «selbständig» auftretende (kaolinisierte) Albite (0–5% Anorthit). Daneben tritt Epidot auf.

Akzessorisch treten Kalzitkörner auf sowie Zoisit und Apatit.

b) Quarzitischer Albitschiefer

Hauptgemengteile: kaolinisierter, leicht undulöser, kataklastischer Albit (8% Anorthit) mit gebogenen, polysynthetischen Zwillingslamellen, auftretend in grösseren Individuen. Davon scharf getrennt tritt der relativ frische Quarz in Schlieren oder längeren Zwischenlagen auf. Als Nebengemengteil wurde nur Kalzit beobachtet, hauptsächlich zwischen den Körnern des Plagioklases.

Akzessorien: Pyrit, Apatit und Rutil.

Es schalten sich auch normale Ophiolithe ein, wobei es sich sowohl um Serpentine wie auch um Asbestschiefer (Täli, oberhalb Pürt) handelt.

c) Aktinolith-Stilpnomelanquarzit

Hauptgemengteile: Quarz, die Grundmasse bildend, mit Korngrössen von 0,05–0,8 mm. In einer gewissen regelmässigen Wechsellagerung sind darin eingelagert: Aktinolith, in max. 2 cm grossen schwarzglänzenden Garben. Im Schliff schieferblau bis farblos (Grammatit).

Nebengemengteil: Stilpnomelan, ebenfalls als Garben oder Rosetten auftretend (bis 0,7 mm), pleochroitisch mit einer auffallend goldgelben Farbe.

Akzessorisch sind: Epidot in gelben Körnern, Albit, Pyrit, Titanit und rundliche Apatitkörner.

Das Gestein ist auf Alp Moos mit faustgrossen limonitisierten Pyritknollen vergesellschaftet. Ähnliche Stilpnomelanquarzite wurden von R. TRÜMPY (1954) in den mittelmittelkretazischen Couches des Marmontains der Bündnerschiefer des westlichen Wallis beschrieben. Nach E. NIGGLI (1956) deutet der Stilpnomelan auf die alpidische Regionalmetamorphose der Epizone hin. Zur Erklärung dieser Quarz-Aktinolith-Stilpnomelan-Chlorit-Epidot-Albit-Titanit-Paragenese stellen wir mit H. G. F. WINKLER (1965) der mit Gebirgsbildung verbundenen Thermo-Dynamo-Metamorphose die Versenkungsmetamorphose gegenüber. Die allmählich in der Tiefe der Geosynklinale versenkten Sedimente (Ferro-reiche, sandige Mergel) erleiden dabei eine erste progressive Thermometamorphose. Anschliessend tritt bei der niedrigsttemperierten Subfazies der Grünschieferfazies (Faziesserie vom Barrow-Typ) Stilpnomelan auf. Die Stilpnomelanfazies ist im zentralen und östlichen Graubünden ziemlich verbreitet (A. STRECKEISEN und E. NIGGLI, 1958).

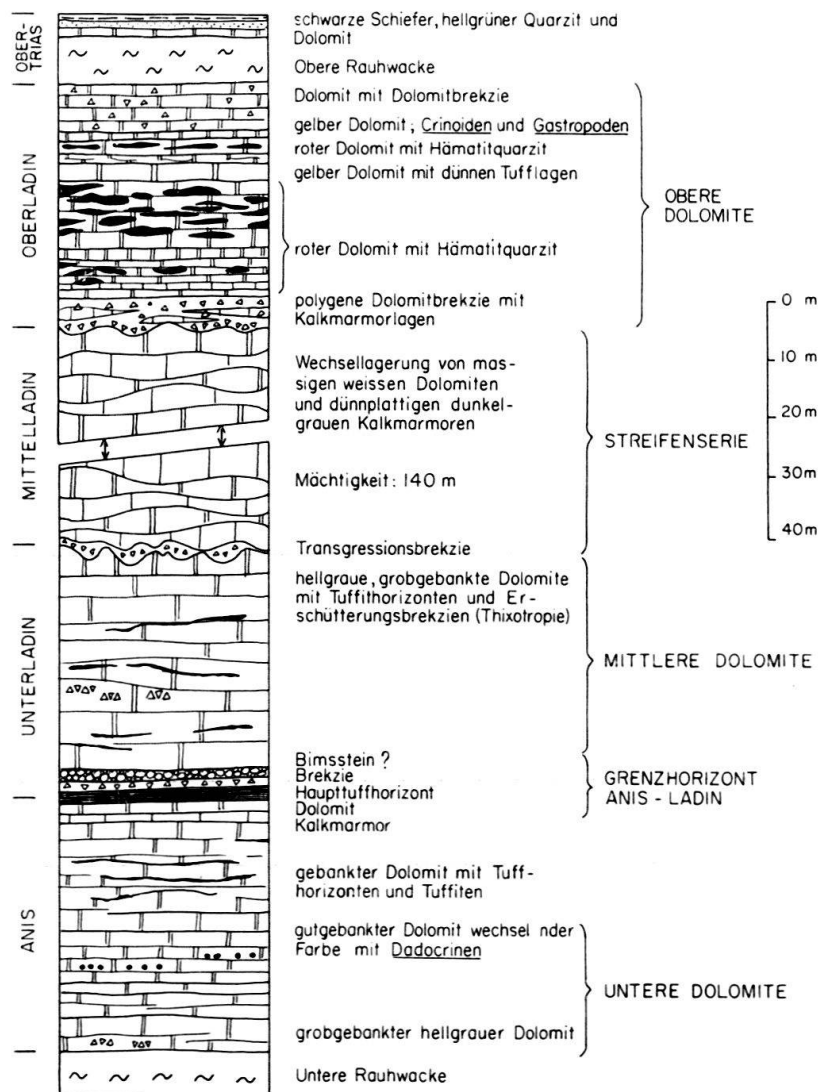


Fig. 3a. Stratigraphisches Übersichtsprofil durch die Weissberg-Decke. Trias.

Die Weissberg-Decke

Einführung

Im hinteren Avers schaltet sich, etwas oberhalb der Ortschaft Juf (2126 m), zwischen den Oberhalbsteiner Flyschschiefern und den Averser Bündnerschiefern plötzlich ein geringmächtiges Kalkmarmorband ein. Es handelt sich hier um das südlichste Vorkommen der Weissberg-Decke (Bandfluh-Schuppe) in unserem Untersuchungsgebiet. Von Juf an lässt sich das Kalkmarmorband schräg durch die Grashänge der östlichen Talseite hinauf in die Bandfluh (2538 m) hinein verfolgen. Die Mächtigkeit beträgt bis dahin nirgends mehr als 20 m. Erst jenseits des Tälis bildet das Band eine 110 m hohe Felswand unterhalb des Punktes 2706, welcher von den Averser Bauern als «Kleiner Weissberg» bezeichnet wird. Bereits an der Bandfluh wird das Hangende nicht mehr vom Flysch, sondern von den mesozoischen Schichtgliedern der Weissberg-Schuppe gebildet, welche am Averser Weissberg eine Mächtigkeit von über 1000 m erreichen. Verfolgen wir die Decke weiter gegen N, so wird diese in der oberen

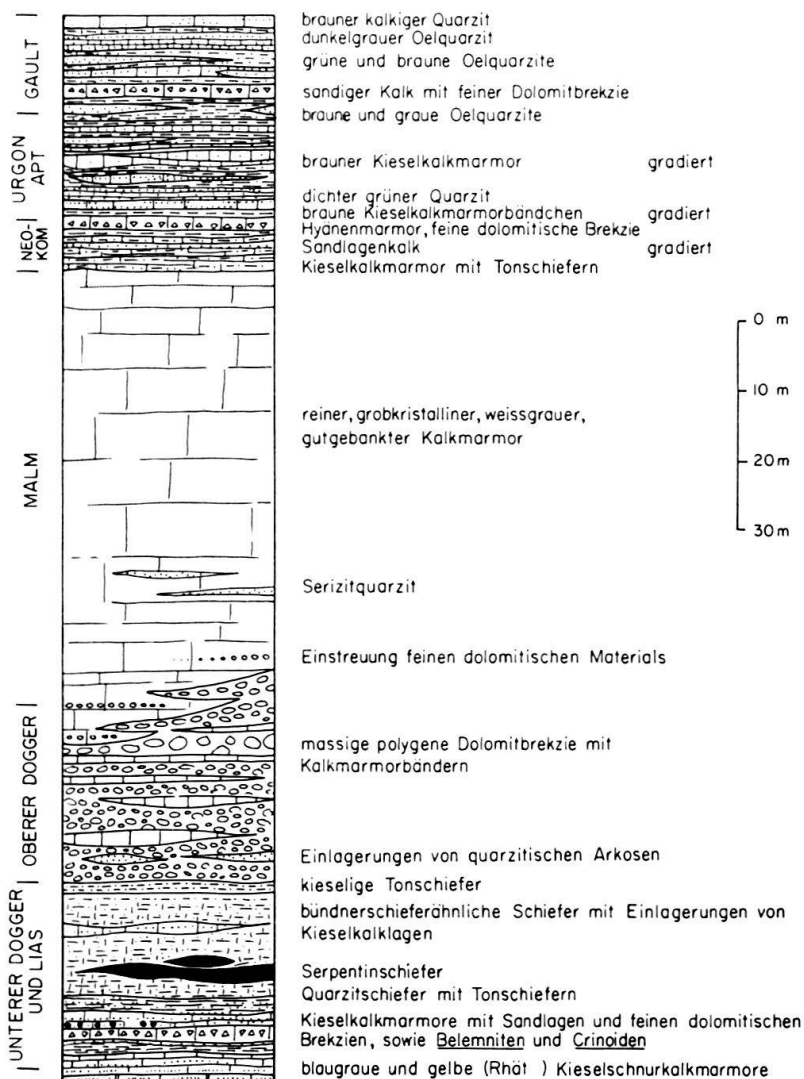


Fig. 3b. Stratigraphisches Übersichtsprofil durch die Weissberg-Decke. Jura–Kreide.

Val Starlera, in der Gegend der Fuorcla Curtegn, wieder stark ausgedünnt. Die Gesamtmächtigkeit beträgt dort stellenweise nicht mehr als 80 m. Dagegen schwillt die Decke am Piz Alv (2854 m) wieder an und bildet von dort gegen das Schmorrasjoch den Schmorrasgrat und die Hänge der Alp Schmorras. Besonders schön erkennt man, dass am Schmorrasgrat die Decke in einige grössere Boudins aufgelöst ist, und zwar am Piz Alv, P. 2643, P. 2622 und Piz Settember (2727 m).

Viel mächtiger als die untere Bandfluh-Schuppe der Weissberg-Decke ist deren obere oder Weissberg-Schuppe. Diese letzte baut alle eben genannten Gipfel auf, welche die wichtigste und auffallendste Gebirgsgruppe zwischen dem Avers, Schams und Oberhalbstein bilden.

DIE BANDFLUH-SCHUPPE (verkehrtliegend)

Fragliche Kreide

Es besteht, wie bereits auf S. 172 erwähnt wurde, die Möglichkeit, dass gewisse Anteile der Averser Bündnerschiefer der Alp Moos und oberen Val Starlera, nämlich diejenigen, welche wir als Obere Bündnerschiefer ausgeschieden haben, der Bandfluh-Schuppe angehören. Siehe für die Besprechung der Lithologie dieser fraglichen Kreide S. 172.

Kalkmarmor (Malm?)

Die Bandfluh-Schuppe baut sich im Avers hauptsächlich aus einem ziemlich reinen, dichten, fein- bis zuckerkörnigen Kalkmarmor auf, welcher in der Anwitterung weiss, hellgrau, honiggelb oder rosa erscheint. Die Rosafärbung wird durch das Vorkommen von Haematit im Kalkmarmor verursacht und beschränkt sich lediglich auf die Anwitterungsfläche. Die Graufärbung, in dunkleren und helleren Tönen dürfte andererseits auch auf das sekundär angehäuften, graphitische Pigment zurückzuführen sein. Die Marmore sind im dm-Bereich gebankt und selten plattig.

Im Dünnschliff bildet der rekristallisierte, grobkristalline Kalzit den Hauptgemengteil (98 Vol.-%). Daneben treten einige akzessorische Mineralien auf (2 Vol.-%), unter diesen am häufigsten der Quarz. Die ursprünglich detritischen Quarzkörner sind ebenso rekristallisiert, kataklastisch und undulös. Serizit und Chlorit sind in kleinen Nestern angehäuften. Der sekundäre Albit ist frisch und idiomorph. Das Gestein ist epimetamorph (Anhäufung von Unreinheiten und Neubildung verschiedener Mineralien).

Fossilien wurden in diesen Schichten nicht gefunden. Trotz der Anwendung verschiedener Untersuchungsmethoden wie Ätzung, Anschliff und Dünnschliff hat das Gestein auch keine Mikrofossilien geliefert.

Am Saletschajoch schalten sich in die Kalkmarmore zwei 10 cm mächtige Bänder von hellgrauem, leicht grünlichem Serizitquarzit-Phyllit ein. Im Dünnschliff wird der Hauptgemengteil von grobkristallinem, undulösem Quarz gebildet, der Nebengemengteil von in der Schieferungsrichtung orientiertem Serizit. Akzessorisch vertreten sind: Chlorit, Apatit, grosse saussuritisierte Körner von Plagioklas und schliesslich Neubildungen von idiomorphen Karbonatrhomboedern.

Trias

Das für unser Untersuchungsgebiet vollständigste Profil durch die Bandfluh-Schuppe bietet der Unterbau des Piz Alv am Saletschajoch.

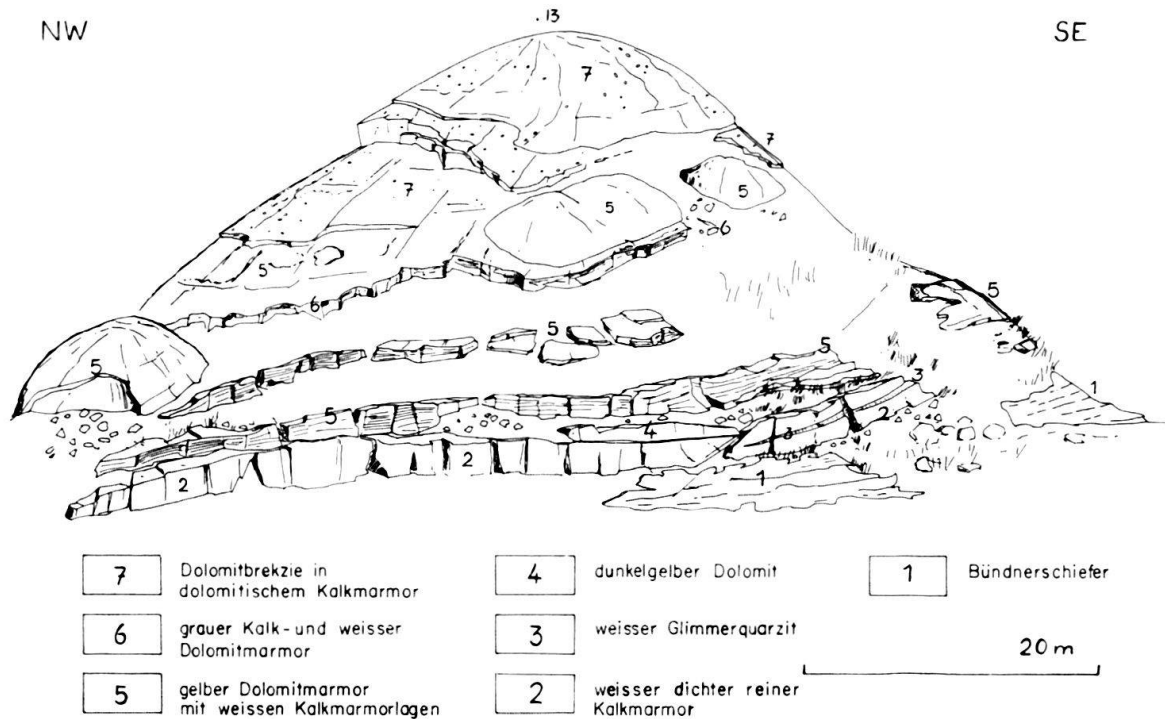


Fig. 4. Erosionstaschen (Unteres Oberladin) und Transgression des Malm am Saletschajoch.

Auf den Bündnerschiefern erkennt man in Fig. 4 die Marmore des Malm (?) mit einem darin eingelagerten quarzitischem Horizont. Sie grenzen mit einer scharfen, leicht gewellten Fläche an die dunkelgelben Dolomite und dolomitischen Kalkmarmore der Trias im Hangenden. Bei der Besprechung der Trias der Weissberg-Schuppe werden wir sehen, dass es sich hier um das untere Oberladin handeln muss. Da Anzeichen irgendwelcher Bewegung oder Einschaltungen von Schiefern oder Rohwacke an dieser Fläche fehlen, deuten wir diese als die Transgressionsfläche des Malm (?) auf der oberen Mitteltrias. Diese Transgression verläuft schief. Verfolgen wir die Kalkmarmore gegen NW, am Signal P. 2674,4 vorbei (Fig. 14), bis auf den Grat zwischen Piz Alv und Piz Grisch, so stellen wir fest, dass dort der Malm an einer Stelle (P. 2720) stratigraphisch auf (tektonisch unter) den Schichten des Mittelladins (Streifenserie) liegt.

Die unteren (stratigraphisch oberen) gelben Dolomite bilden zusammen mit deren Hangendem ebenfalls eine transgressive Serie. Dieses Hangende besteht aus einer Wechsellagerung von grauen Kalkmarmoren und weissen Dolomiten, die im oberen Teil (strat. unten) brekziöse Einstreuungen von grauen dolomitischen Komponenten in den Kalkmarmoren enthalten. Die Komponenten variieren im Durchmesser von 0,5–4 cm und sind z.T. gestreckt. Die triadischen Schichten bilden mehrere geschlossene halbkugelförmige Körper mit Radien von 1–20 m und erinnern an eine Rundhöckerlandschaft. Es handelt sich in Wirklichkeit aber um ein verkehrtes Ero-

sionstaschenniveau des oberen Mittelladins, auf welches das Oberladin transgrediert. Die weichen, schiefrigen, dolomitischen Kalke des Mittelladins fehlen teils aus tektonischen, teils vielleicht auch aus Verwitterungsgründen. Heute übriggeblieben sind die halbkugelartigen, brekziösen Ausfüllungen der ehemaligen Taschen.

Hier sind wir zugleich am nördlichsten Auftreten der Bandfluh-Schuppe. Der Malm biegt sich mit den spärlichen Triasresten auf dessen Rücken an diesem Grat steil hinauf. Wir finden ihn in normaler Lage wieder auf dem Schmorrgrat und Averser Weissberg und werden dort noch eingehender, besonders auch bezüglich des Alters, auf ihn zurückkommen.

DIE WEISSBERG-SCHUPPE (normalliegend)

Untere Rauhwacke

Lagerung

Am Fusse der Südwand des Äusseren Weissberges erheben sich über den grauen Dolomitschutthalden die hellgrau bis weiss anwitternden Felsen der mittleren Trias. Sie bieten uns ein sehr vollständiges und vor allem ein zum grössten Teil ungestörtes Profil, dessen unterste Schichten von einer Rauhwacke gebildet werden (Koord. 759,5/150,9). Diese stellt das älteste Gestein der Weissberg-Decke dar und ist schlecht aufgeschlossen zwischen dem verkehrten Malm und der (mittleren?) Trias der Bandfluh-Schuppe einerseits und der normalliegenden, unteren Mitteltrias der Weissberg-

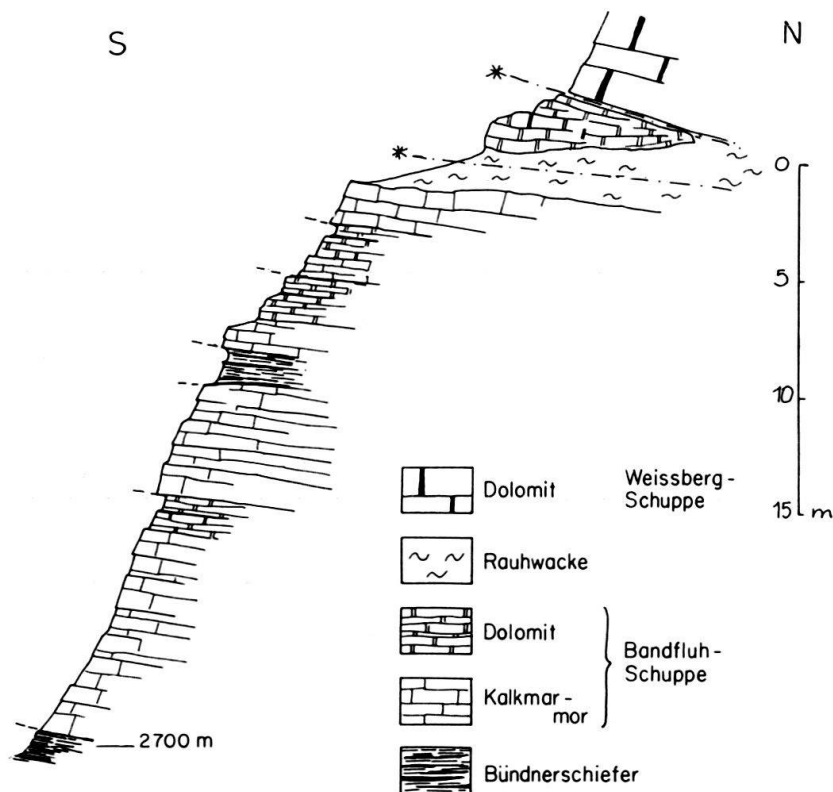


Fig. 5. Verschuppungen der Bandfluh-Schuppe oberhalb Cresta mit den Bündnerschiefern im Liegenden.

Schuppe anderseits. So finden wir die Rauhwanke etwas unterhalb des Weissberg-Westgrates, gegen das Plattenhorn (2762 m). Sie ist dort mit den Kalkmarmoren im Liegenden stark verschuppt. Die Grenze zum Hangenden ist tektonisch. Wie aus Fig. 5 hervorgeht, liegt unmittelbar über der hier rot anwitternden Rauhwanke eine Linse von gelbem, zerquetschtem Dolomit mit hellgrünen, chloritischen Zwischenlagen. Diese gehört der Lithologie nach der Trias der Bandfluh-Schuppe an und stösst mit einem scharfen Kontakt an die hellgrauen, anisischen Dolomite. Die Rauhwanke hat in diesem Bereich als Abscherungs- und Gleithorizont der Weissberg-Decke funktioniert. Es ist wahrscheinlich, dass deren Kontakt mit den Dolomiten im Hangenden primär stratigraphisch, jedoch sekundär tektonisch aktiviert ist.

Alter

Die Rauhwanke kommt im allgemeinen in tektonisch gestörter Lagerung vor, liegt aber immerhin deutlich unter dem Niveau mit *Dadocrinus* (?). Es dürfte sich daher um die «untere», oberskythische Rauhwanke handeln. Ähnliche Rauhwancken sind im Penninikum der Westalpen weit verbreitet (siehe z. B. F. ELLENBERGER, 1958). Dagegen fehlen in den Schamser Decken Anzeichen einer «mittleren» Rauhwanke, etwa an der Grenze Anis–Ladin.

Anis

Untere Dolomite

Die Schichtfolge setzt sich unmittelbar über der Rauhwanke fort mit einem 6 m mächtigen grauen bis weissgrauen Dolomit. Das Gestein ist z. T. voll von kleinen, gelben Pünktchen (Durchmesser bis 1 mm), welche hauptsächlich in den helleren Gesteinspartien auftreten. Neben solchen Pünktchen gibt es in der gleichen Grössenordnung auch Stäbchen. Diese von einigen Autoren als «*Bactryllium keuperinum*» bezeichneten Gebilde sind als Pseudomorphosen nach einzelnen Gipskristallen zu betrachten (ELLENBERGER, 1958, S. 168). Der Dolomit ist dicht, feinkörnig und grobgebant. 2 m über seiner Untergrenze schaltet sich eine durchschnittlich 20 cm mächtige Brekzie ein, die allmählich aus dem umgebenden Gestein hervorgeht. Die Brekzie ist äusserst monogen aufgebaut aus hellgrauen, groben, sehr eckigen (Rundungsklasse 1,³) Dolomitkomponenten mit einem Durchmesser von 1–5 cm. Das oft feinkrekziöse Bindemittel ist ebenso hellgrau und rein dolomitisch. Die Bildung dieser Brekzie könnte durch seismische Erschütterung in einer bereits festen Schicht über einem noch nicht konsolidierten Schlamm erklärt werden. GENGE (1958) weist in diesem Zusammenhang darauf hin, dass man eine relativ rasche Erstarrung des Schlammes annehmen muss, da die Bruchstücke der zerrütteten Schicht nie völlig in der flüssigen Masse abgesunken sind. Diese Erscheinung der Verflüssigung und Erstarrung von plastischen Massen durch Schütteln nennt T. PÉTERFI (1927) Thixotropie.

Eingehende Untersuchungen von BOSWELL (1949) an rezenten Sedimenten haben gezeigt, dass auch ältere Ablagerungen, besonders dolomitische Gesteine, thixotrope Eigenschaften gehabt haben müssen. Eine andere Möglichkeit erwähnen M. GIGNOUX

³) Im folgenden werden die Rundungsklassen immer nach W. C. KRUMBEIN (1941) bezeichnet.

und M. AVNIMELECH (1937). Mit Volumenänderungen verbundene Stoffwanderungen während der Diagenese sollen ein Zerknicken («*écatement*») des Sedimentes verursacht haben. Die Brekzie besteht dadurch aus monogenen, sehr eckigen Komponenten und erinnert an ein Puzzle. Durch Zusammensetzen der Bruchstücke könnte man das ursprüngliche Gestein rekonstruieren.

Über diesen Unteren Dolomiten folgt ein 4 m mächtiger, grobgebankter Dolomit bis Dolomitmarmor, dessen Anwitterungsfarbe streifenweise im cm- bis dm-Bereich wechselt. Die Farben variieren von weissgrau, hellgrau, hellbeigegrau bis bläulichgrau. Dieser Farbwechsel vollzieht sich meistens senkrecht zur vermutlichen Schichtfläche und zur Bankung, ohne dass irgendeine gleichzeitige Änderung in der Lithologie zu beobachten ist. In der steilen Nordwand des Äusseren Weissberges (Koord. 759,7/151,4) wurden im gleichen stratigraphischen Niveau Farbwechsel beobachtet, welche schief zur Bankung verlaufen (Winkel 20°). Daneben treten auch in diesem Horizont Erschütterungsbrekzien auf. Die Färbung dürfte durch feinverteiltes sekundäres Erz parallel an einem Clivage verursacht sein, wobei auch die Metamorphose eine Rolle spielte, indem die dunkleren Dolomite weniger metamorph sind als die helleren. Darüber liegt sich eine 10 m mächtige Abfolge von grauen und blaugrauen dichten Dolomitmarmoren, mit mehreren dünnen Crinoidenhorizonten. Der Marmor ist voll von Neubildungen eines idiomorphen Albits mit einer bis 5 mm langen c-Achse und von kleinen, autigenen Quarzkristallen. Ausserdem ist das Gestein öfters von sehr feinen, gelblichen Quarzsnürchen durchzogen.

Fossilien sind wegen der Metamorphose leider nur sehr schlecht erhalten und nicht mit Sicherheit zu bestimmen. Die sich sehr schön gegen den weissen Dolomit abzeichnenden schwarzen, ebenso dolomitischen, runden Crinoidenstielglieder dürften der Gattung *Dadocrinus* angehören (siehe Fig. 6). Der Durchmesser der Glieder beträgt 2–5 mm; das Verhältnis der Höhe zum Durchmesser 1:3 bis 1:4; die Gelenkflächen sind am Rande grobgestrahlt. Bei den noch am besten erhaltenen Stücken erkennt man im Anschliff einen 5sternigen Zentralkanal. Daneben treten grössere (bis 6 mm Durchmesser), 5eckige Stielglieder auf, welche vielleicht der Gattung *Encrinus* angehören könnten.

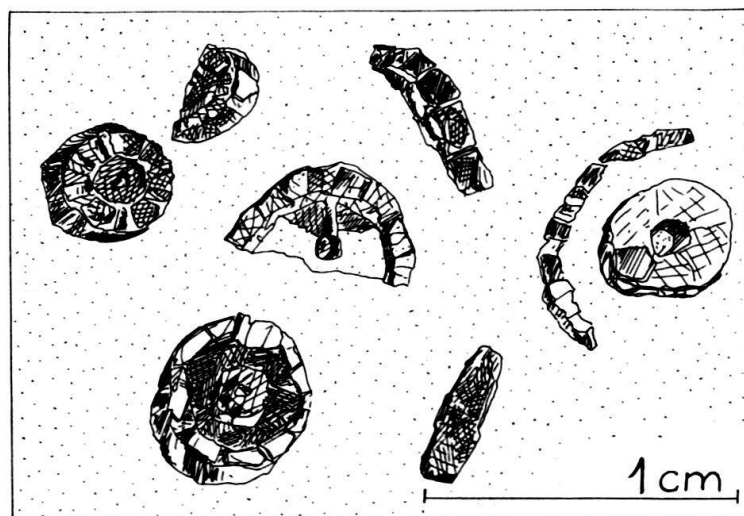


Fig. 6. Herausgewitterte Crinoidenstielglieder in den Unteren Dolomiten. Erklärung im Text.

Im ganzen lassen sich drei solche Crinoidenhorizonte feststellen, welche nicht mächtiger als 0,2 m werden.

Tuffhorizonte und Tuffite

Über die etwa 20 m hohe Felsstufe der hellgrauen Unteren Dolomite legt sich mit einer scharfen Grenze ein 1,5 m mächtiger braungrauer, zuckerkörniger, dichter Dolomit. Das Gestein unterscheidet sich von seinem Liegenden nicht nur in der Anwitterungsfarbe, sondern auch durch einen plötzlich auftretenden geringen Gehalt an sehr feinen Glimmerblättchen.

Darüber folgen einige dm dunkelgelben Dolomits mit äusserst schlecht erhaltenen Crinoidenstielgliedern, vielen Quarzschnürchen und Neubildungen von Quarzkristallen. Gegen oben wird dieser Dolomit von einem 0,5 cm dicken, hellgrünen Tuffhorizont begrenzt. Im Dünnschliff unterscheidet man in diesem Tuff von oben nach unten:

5. 1 mm Überwiegend Erz (Pyrit).
4. 1 mm Ein von oben nach unten von 80 Vol.-% bis 20 Vol.-% abnehmender Gehalt an feinverteiltem Pyrit in einer sehr feinen, dichten Grundmasse aus Quarz und Serizit.
3. 1 mm Eine oben feine, gegen unten gröbere Masse aus Muskovit und Quarz mit akzessorischem Apatit, Zirkon und sehr kleinen Pyritwürfeln (15 μ).
2. 0,5 mm Ein Bändchen aus nur Muskovit, übergehend in:
1. 1 mm Ein feinkristallines Gemisch von 80 Vol.-% Karbonat-(Dolomit-)kristallen, Durchmesser 60 μ , 10% Muskovit (45 μ) und 10% undulösem Quarz (15 μ).

Ein steiles Clivage im Dolomit, unmittelbar unter dem Tuffhorizont, deutet darauf hin, dass der Tuff nicht ungestört geblieben ist. Ausserdem fehlt in diesem Niveau der Tuff an verschiedenen Stellen, offenbar aus tektonischen Gründen. Es ist daher kaum zu bezweifeln, dass kleinere Transversalbewegungen, mit dem glimmerreichen Tuff als Gleithorizont, stattgefunden haben müssen. Daher ist es nicht mehr möglich, etwas über die ursprüngliche Mächtigkeit des Tuffs auszusagen.

Im Dünnschliff wurde mehrmals beobachtet, wie die Quarzkristalle sekundär zu grösseren Quarzmassen (50 μ dicke Quarzbänder) zusammengewachsen sind. Ebenso ist das feinverteilte Erz zu grossen Kristallen umkristallisiert. Über diesem Horizont folgen mit scharfen Grenzen zuerst wieder der gelbe, dann der braune Dolomit, der sich auf den Anwitterungsflächen staubig anfühlt. Bei dieser insgesamt etwa 2 m mächtigen, symmetrischen Abfolge «braun-gelb-Tuff-gelb-braun» handelt es sich um die zeitlich vor und nach sowie während der eigentlichen Tuffablagerung gebildeten Tuffite⁴⁾. Es kommt aber dabei öfters vor, dass nur die älteren, unteren Tuffite gebildet wurden, die oberen dagegen fehlen. Der Quarz- und Serizitgehalt nimmt von beiden Seiten gegen den Tuffhorizont zu. Auf den oberen braunen Dolomit dieser Abfolge legt sich ein 1 m mächtiges Band eines dichten, hellweissen Dolomits, dessen Hangendes ein braungrauer Dolomit der nächsten Abfolge bildet.

Diesmal sind bereits im gelben Dolomit sehr dünne Tuffhäutchen mit Serizit und Chlorit sowie kleine Pyritpentagondodekaeder ausgebildet. Unmittelbar über dem eigentlichen Tuff folgt ein 2 m dicker, schlecht gebankter, bräunlichgelber Dolomit; dann wieder ein gelbes Band und schliesslich der sogenannte Haupttuffhorizont. Wir

⁴⁾ Als Tuffite bezeichnet O. MÜGGE (1893) Gesteine, welche aus einer Vermischung von sedimentärem und vulkanogenem Material bestehen.

befinden uns hier, wie wir im folgenden Abschnitt sehen werden, an der Grenze zwischen Anis und Ladin. Da es aber auch an dieser Stelle Anzeichen einer späteren Bewegung gibt, wird die Schichtreihe des Haupttuffhorizontes günstiger am Piz Alv studiert, wo sie ungestörter vorzuliegen scheint.

Alter

Zum Alter dieser unteren Dolomite, Tuffhorizonte und Tuffite ist zu bemerken, dass diese Schichtfolge zwischen den dem Oberskyth zugeschriebenen Rauhwacken und dem Haupttuffhorizont der Grenze Anis–Ladin gelegen ist. Damit ist die ganze Abfolge in das Anis zu stellen, wobei es uns aber nicht möglich sein wird, mit Sicherheit etwas genaueres über das Alter auszusagen. Falls es sich bei den kleinen Crinoidenstielgliedern tatsächlich um *Dadocrinus (gracilis ?)* handeln sollte, so wären die betreffenden Schichten in Analogie mit dem Vorkommen in den Südalpen und in den Westalpen (F. ELLENBERGER, 1958 und J. GALLI, 1964) in das untere Anisian zu stellen. Ob auch das obere und mittlere sowie das allerunterste Anis lückenlos vertreten sind, können wir nicht entscheiden; auf jeden Fall ist die gegenüber Briançonnais-Profilen sehr geringe Mächtigkeit des Anis bemerkenswert.

Grenzhorizont Anis–Ladin; Haupttuffhorizont

Lithologie

Beim Grenzhorizont handelt es sich um ein sehr charakteristisches Schichtglied, welches jedoch durch Übergänge mit den Dolomiten im Liegenden und Hangenden verbunden ist. Wir werden uns auf eine lithologische Beschreibung des Profils beschränken und dabei versuchen, auf die wichtigsten Schichtglieder näher einzugehen. Vom Piz Alv (2854 m) dem Westgrat entlang hinuntersteigend, durchquert man von 2710–2700 m das folgende Profil:

- | | | |
|----|------|---|
| 8. | | Hellgraue, dichte, grobgebankte Dolomite mit verschiedenen gelben tuffitischen Horizonten («Mittlere Dolomite», Ladin). |
| 7. | 2 m | Graubrauner, schlechtgebankter dolomitischer Tuffit. |
| 6. | 4 m | Grauer, leicht gelblicher dolomitischer Tuffit mit netzartigen, flaserigen Bimssteinen. |
| 5. | 1 m | Grobe, relativ polygene Dolomitbrekzie mit dolomitischem Bindemittel. |
| 4. | 2 cm | Grüner, stark verschieferter Tuff. |
| 3. | 2 m | Gelber, dolomitischer Tuffit mit wenigen dunkelgrauen, schlechterhaltenen, kleinen Crinoidenstielgliedern aus Kalzit. |
| 2. | 1 m | Dunkelgraue Kalkmarmorbank. |
| 1. | | Hellgraue Dolomite (Anis). |

Das untere, etwa 1 m mächtige Kalkmarmorband wird gegen S allmählich dolomitisch und ist z. B. am Alv-Südgrat oberhalb des Saletschajoches nicht mehr von den umgebenden Dolomiten zu unterscheiden. Die Brekzien, welche unmittelbar über dem Tuffniveau folgen, sind Zeugen einer gewissen Bodenunruhe des Ablagerungsraumes; es kann sich nicht um eine Transgressionsbrekzie handeln, weil die Komponenten äusserst eckig sind (Rundungsklasse 1–2). Die Entstehung dieser Brekzien könnte auch hier auf eine lokale seismische Tätigkeit zurückgeführt werden. Anschliessend erfolgte eine Rekristallisation des Schlammes zwischen den heterogenen Bruchstücken. Der darüberliegende Tuffit führt flaserige, zum Teil nesterartige Kieselkonkrete.

tionen. Es sind keine dichten, herauswitternden Silexknauer- oder knöllchen, wie sie z. B. von F. ELLENBERGER (1958), E. GENGE (1958) und J. GALLI (1964) im oberen Anis des Briançonnais beschrieben werden. Eher sind es schwammartig verwitternde, löcherige, faustgrosse Massen aus Quarz, Muskovit und Haematit. Die kleinen Löcher sind ausgefüllt mit Karbonat. Löst man im Dünnschliff das Karbonat heraus, so lässt sich eine blasenartige Struktur des Quarz und Muskovits feststellen (siehe Fig. 7). Es dürfte sich dabei um Bimsstein handeln, dessen instabile Glasanteile unter Erhaltung der Blasenstruktur in Quarz und Serizit umgewandelt sind. Dabei sind besonders die Serizitblättchen kreisförmig orientiert geblieben. Der Dolomit ist später in die Hohlräume eingedrungen. In den freundlicherweise von Herrn J. NEHER als Vergleichsmaterial zur Verfügung gestellten Dünnschliffen von tektonisch ungestörten Bimssteinen aus dem gleichen stratigraphischen Niveau in den Splügener Kalkbergen liessen sich die gleichen Strukturen feststellen. Die Blasen sind z. T. auch längsgestreckt bis eiförmig. Diese Ausbildung kann durch die tektonische Beanspruchung des Gesteins verursacht sein, auf welche der undulöse Quarz und das flaserige, boudinierte Vorkommen im Dolomit hinweisen. Es wurden jedoch in einem ebenso freundlicherweise von Herrn W. SENNHAUSER zur Verfügung gestellten subrezentem Bimsstein aus Ischia sehr ähnliche gestreckte primäre Strukturen beobachtet, welche als eine Art Fliesstrukturen zu deuten oder auch auf Kompaktion zurückzuführen sind.

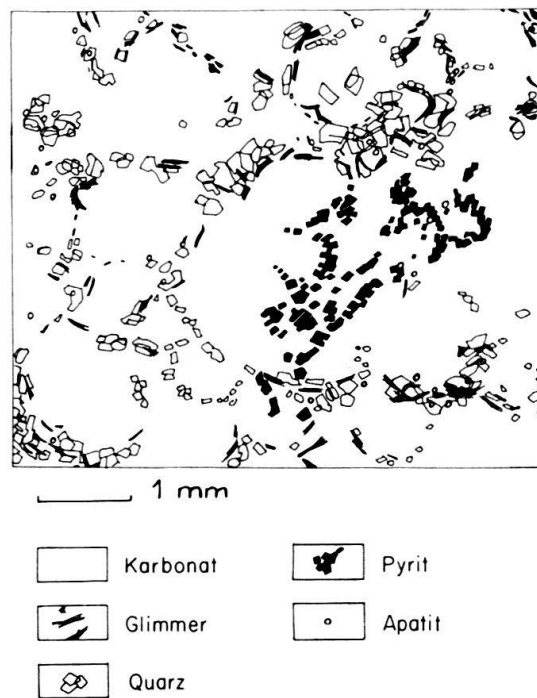


Fig. 7. Dünnschliff eines Bimssteines des Grenzhorizontes Anis-Ladin.

Alter

Im Grenzhorizont fehlen, abgesehen von den unbestimmbaren Crinoidenstielgliedern in den gelben Tuffiten, sichere Fossilien. Dagegen bildet diese lithologisch sehr eigenartige und in den monotonen Dolomiten durch die Kalkbänder, Brekzien und

Bimssteine auffallende Schichtfolge ein brauchbares Leitniveau. Es hat sich daher als möglich erwiesen, den Grenzhorizont in der Trias der Splügener Kalkberge, wo sie stellenweise ungestört und nicht metamorph vorliegt, mit diesem gleichzustellen. Es ist Herrn NEHER (mündliche Mitteilung) gelungen, eine den Horizont sicher festlegende Fauna aus diesen Schichten zu sammeln (*Encrinus liliiformis*, andere Echinodermen, Gastropoden, Diploporen und Wirbeltierreste). Bei den von J. VON PIA (briefliche Mitteilung an Herrn NEHER) bestimmten Diploporen handelt es sich um: «...*D. spec.*, cf. *D. philosophi* an *D. uniserialis* sowie *D. spec.*, cf. *D. annulatissima* an *D. uniserialis*., beide oberstes Anis...».

Es ist uns nur aus lithologischen Vergleichen mit den besser fossilbelegten und aus dem gleichen penninischen Ablagerungsraum stammenden Splügener Kalkbergen möglich gewesen, etwas über das Alter unserer Schichten auszusagen. Wir stützen uns dabei gerne auf die sehr genauen Untersuchungen von Herrn J. NEHER. Es sei ihm an dieser Stelle herzlich gedankt für die freundliche Art und Weise, womit er mich immer Einblick in seine Aufnahme nehmen liess.

Ladin

Mittlere Dolomite

Während der verschieferte, serizitische Tuff des Grenzhorizonts eine von spärlichem Gras bewachsene Verflachung über der steilen Wand des anisichen Dolomits bildet, erhebt sich auch darüber eine ebenso steile Wände bildende und gesteinsmässig ausserordentlich ähnliche Serie der Mittleren Dolomite des unteren Ladin. Sie erreichen in der Südwand des Äusseren Weissberges eine Mächtigkeit von 50 m und gehen überall ohne scharfe Grenze aus den Tuffiten des Grenzhorizontes hervor. Sie setzen sich hauptsächlich aus monotonen, massigen, grobgebankten, hellgelblichen bis aschgrauen, dichten Dolomiten bis Dolomitmarmoren zusammen. Ebenso treten, wie bei den Unteren Dolomiten, in mehreren Horizonten Thixotropiebrekzien auf. Es wurden auch sehr vereinzelt eckige Bruchstücke beobachtet, welche plötzlich im Dolomit auftreten können (zum Beispiel etwa auf 2690 m in der kleinen Wand südlich der Weissbergscharte). Ein solches Bruchstück ist immer ein wenig dunkler als das umgebende grobkörnigere Gestein. Nach E. E. L. DIXON und A. VAUGHAN (1911) und A. WOOD (1941) handelt es sich hier möglicherweise um eine Pseudobrekzie. Die Bildung der «Pseudofragmente» wird erklärt durch die Rekristallisation einer gewissen Menge Aragonit des ursprünglichen Kalkschlammes unter gleichzeitiger Konkretionierung des rekristallisierten Materials. Die Matrix sei dabei immer grobkörniger als die Komponente, und das Karbonat der Matrix kann dabei ganz oder teilweise aus Kalzit oder aus Dolomit bestehen. Die Dolomitisation der Pseudobrekzie sei sekundär.

Besonders in die unteren 15 m dieser Mittleren Dolomite schalten sich in unregelmässigen Abständen von 1–5 m einige (höchstens 6) sehr geringmächtige tuffitische Horizonte ein. Der Dolomitmarmor wird an diesen Stellen auf etwa 2 dm gelb und führt feine Albit- und Pyritkristalle. Oft ist das Gestein von einem Netzwerk von scharfen, feinen Quarzadern durchsetzt. Findet man mit grosser Mühe Anzeichen eines dazugehörigen Tuffhorizonts, so sind das oft nur wenige mm dicke, nicht kontinuierliche, hellgrüne serizitische und leicht metamorph-chloritische Schieferchen. Jedoch ist diese blassgelbe Streifung für die Mittleren Dolomite typisch.

Es bilden sich zuoberst in diesem Dolomit tiefe, dolinenartige Erosionstaschen mit einem Durchmesser von 10–50 m. Das Gestein ist hier fast weiss ausgebildet und voll von mm-grossen, sehr hellgelben Pünktchen und Stäbchen, wie wir sie bereits in den anisischen Schichten kennengelernt haben.

Fossilien wurden in den meistens marmorisierten Mittleren Dolomiten nicht gefunden. Zwar gibt es an verschiedenen Stellen Vorkommen von gelblichen dolomitischen diploporenähnlichen Gebilden, welche leicht aus dem Gestein herauswittern, bei welchen es aber nicht einmal sicher ist, ob es sich überhaupt um Fossilreste handelt.

«Streifenserie»

a) Transgression der Streifenserie

Der Name «Streifenserie» wurde von STAUB 1958 eingeführt. Die Serie wird charakterisiert durch eine Wechsellagerung von sehr dunkelgrauen dolomitischen Kalken mit weissen Dolomiten. Sie transgrediert mit einer basalen Kalkbank auf die sehr schönen und deutlichen Erosionstaschen der Mittleren Dolomite. Es bilden sich dabei in den Taschen stellenweise Brekzien von Dolomitgeröllen im Kalk. Die Brekzien sind recht polygen und bestehen meistens aus kleinen (bis 2 cm Durchmesser), ziemlich eckigen (Rundungsklasse 5) Komponenten aus verschiedenfarbigem Dolomit. Das Bindemittel ist immer der Kalk oder Kalkmarmor, welcher das unterste Schichtglied der bis 140 m mächtigen, höchstens achtfachen Wechsellagerung der Streifenserie bilden.

Die Serie ist stark tektonisiert, wobei das plastische Verhalten der Kalkmarmore gegenüber dem Dolomit auffällt. In einer früheren Streckungsphase wurde der Dolomit in grössere Boudins aufgelöst, welche vom Kalkmarmor umgeben wurden. Eine spätere Stauchung hat jedoch die ganze Serie so sehr in sich gefaltet, dass es heute nicht mehr überall möglich ist, die einzelnen ursprünglichen Lagen auseinanderzulesen, wie z.B. in der Westwand des Äusseren Weissberges.

b) Lithologie

Die Kalkmarmore sind dünnplattig und sehr «fissil». Sie wittern in steilen Wänden und, von weitem gesehen, sehr dunkelgrau an, von nahem aber erkennt man, dass sie besonders an flachen Stellen über 2600 m in einen hellgrauen Kalkstaub zerfallen.

Im Dünnschliff zeigt sich durch Färbung mit Haematoxylin ihr Dolomitgehalt. Dieser wechselt stark von 10–40 Vol.-%. Dazu tritt sehr oft eine Wechsellagerung mit reinem Dolomit im mm-Bereich auf, welche durch Stresswirkung in eine ophthalmitische Brekzie umgewandelt ist (siehe Fig. 8). Es dürfte sich ursprünglich um einen Stromatit⁵⁾ gehandelt haben. Die Begrenzung zwischen dem Kalk und Dolomit ist ziemlich scharf, aber unregelmässig. Wahrscheinlich war der Kalk von Dolomitschnüren durchsetzt. Daneben treten auch einzelne Dolomitaggregate auf (siehe Fig. 8). Durch Metamorphose entstand eine Pseudobrekzie aus linsenartigem Dolomit in

⁵⁾ Über die Anwendung der Nomenklatur von P. NIGGLI (1948) auf Dolomitgesteine siehe A. SOMM (1965).

relativ plastischem rekristallisiertem Kalkmarmor. Infolgedessen kann wenig über die Dolomitisierung ausgesagt werden; sicher ist sie prämetamorph. Vielleicht darf man immerhin zwei Phasen unterscheiden:

1. Bildung des feinkörnigen Dolomits und 2. spätere Durchsetzung des Kalkes mit grobkörnigerem Dolomit.



Fig. 8. Anschliff eines in eine ophthalmische Brekzie umgewandelten Stromatits der Streifenserie (Mittel-Ladin).

Das postmetamorphe Clivage ist ausgefüllt mit Kalzit und manifestiert sich nur im starren Dolomit, was schön aus Fig. 8 hervorgeht. Im Dünnschliff ist der grobkristalline Kalzit meistens unorientiert. Orientierter Kalzit tritt in rheomorphen Marmoren mit dünnen Zwischenlagen von Dolomit auf, welche letzterer sich z. T. recht starr verhält (besonders die kleineren Körner).

Bei fortschreitender Metamorphose der Kalke nimmt die dunkle Färbung ab. Am Ostgrat des Piz Alv enthält der Marmor bereits Neubildungen von idiomorphen Serizit- und Chloritblättchen und ist damit als alpin-epimetamorph zu bezeichnen. Gleichzeitig wird die Farbe der sonst so dunklen Kalke hellgrau. Auffallend hell ist auch der Ausläufer der metamorphen Streifenserie unterhalb des Inneren Weissberges und an der Bandfluh oberhalb Cresta. Hier handelt es sich ausschliesslich um dichte, massige, grobgebankte Kalk- und Dolomitmarmore.

V. STREIFF (1939) beschreibt am Piz Gurschus in diesem Niveau «Korallenkalk», welche auch am Schmorrasgrat (P. 2692) aufgefunden wurden. In mehreren senkrecht aufeinander orientierten Anschliffen lässt sich jedoch erkennen, dass es sich bei die-

sen «Korallen» um dunkelgraue bis schwarze, mehr oder weniger kugelige oder kurz-säulige, grobkristalline Kalzitgebilde mit einem Durchmesser von etwa 2 mm handelt, welche in einem weissen oder hellgrauen dolomitischen Kalkmarmor eingelagert sind. Die Abgrenzung zum umgebenden Gestein ist unscharf und wird durch die Abnahme der Korngrösse von 0,4 mm auf 0,2 mm und die der Pigmentierung bedingt. Falls man diese Gebilde überhaupt als Fossilien deuten möchte, kann es sich hierbei, dem Habitus nach, nicht um Korallen, sondern höchstens um äusserst schlecht erhaltene Crinoidenstielglieder handeln. Genau die gleiche Feststellung kann übrigens auch für die von J. CADISCH (1941) signalisierten «Korallen» aus dem Pontiskalk des Val d'Anniviers gemacht werden (Beobachtung von F. ELLENBERGER; nach mündlicher Mitteilung von Prof. R. TRÜMPY).

Die Dolomite der Streifenserie sind monoton hellgrau bis weiss, dicht und schlecht gebankt. Oft sind sie von gelben Quarzadern durchzogen. Auch in diesen Dolomiten sind Erschütterungsbrekzien beobachtet worden. Die Grenze zu den dolomitischen Kalkmarmoren ist scharf.

c) Alter

Das Alter der Streifenserie kann nicht mit Fossilien belegt werden. Durchaus ähnliche Ablagerungen bilden in den Préalpes medianes die «gebänderten Kalke» von E. GENGE (1957) sowie die schwarzen Kalke und weissen Dolomite bei G. BOTTERON (1961). Die Serien werden von beiden Autoren in das untere und mittlere Ladin gestellt.

Die Mittleren Dolomite im Liegenden betrachten wir als Unterladin, weil sie allmählich aus dem Grenzhorizont Anis–Ladin hervorgehen. Wir wissen nicht, wie gross der zeitliche Unterbruch ist, welcher dem Erosionstaschenniveau auf diesen Dolomiten zugerechnet werden muss. Wir stellen die Streifenserie in das mittlere Ladinian, ohne dass wir sichere Beweise für diese Zuordnung anführen können.

Obere Dolomite; Oberladin (bis Untercarn?)

a) Transgression der Oberen Dolomite

Auf dem hohen, flach gegen E abtauchenden Rücken (P. 2692) der Streifenserie zwischen Piz Alv und Fuorcla Cotschna findet man stellenweise tiefe Taschen mit einem Durchmesser von 10–20 m (z. B. bei P. 2680, P. 2619 und P. 2647). Es handelt sich um Erosionstaschen, welche mit einer der Streifenserie lithologisch völlig fremden, transgressiven Serie ausgefüllt sind. Eine ganz ähnliche, jedoch nur eher leicht gewellte, alte Oberfläche der Streifenserie erkennen wir oberhalb Cresta auf dem «Band» zwischen Büel (P. 2569), im Täli und dem Kleinen Weissberg (P. 2706). Hier transgredieren die Oberen Dolomite mit einer groben, ziemlich polygenen Brekzie von hauptsächlich hell- und dunkelgrauen, gelben und weissen Dolomitkomponenten und wenigen grauen Kalkkomponenten. Über die ursprüngliche Rundung der Komponenten kann man wenig bei den uns bekannten Vorkommen der Brekzie aussagen, da das Gestein immer im Verhältnis von 1 : 2 bis 1 : 6 gestreckt ist. Es fehlen rote dolomitische Komponenten sowie Kristallingerölle. Das durchwegs dolomitische Bindemittel ist oft feimbrekziös. Es treten dazu vereinzelte dichte braune Quarzit- oder Silexlinsen auf.

Am schönsten sind die bereits auf S. 177 beschriebenen verkehrten Negative der ehemaligen Erosionstaschen am Saletschajoch (Fig. 4) in der auf dem transgressiven Malm gelegenen Trias der Bandfluh-Schuppe. Die Brekzie, welche dort die Taschen füllte, hat einen Streckungsgrad von 1:6, führt weniger Komponenten als die oben beschriebene und enthält viele Zwischenlagen von Dolomit und dolomitischem Kalkmarmor. Ebenso schwach brekziös sind die darübergelegenen Transgressionsbrekzien der Weissberg-Schuppe am Piz Alv.

b) Lithologie

1. Averser Weissberg: Die Oberen Dolomite des Avers verlaufen als eine schmale Zone vom «Band» unter der Weissbergscharte hindurch bis auf den südlichen Vorgipfel des Äusseren Weissberges. Die polygene Basisbrekzie wird etwa 2 m mächtig. Es schalten sich darin mehrere, einige dm dicke Bänke aus gelbem Dolomit oder dunkelgrauem Kalkmarmor ein. Darüber legt sich mit einem scharfen, wahrscheinlich stratigraphischen Kontakt die folgende Schichtreihe (von unten nach oben):

1. 1,5 m Gelblichweisser Dolomitmarmor.
2. 1 m Sehr dunkelgrauer Kalkmarmor.
3. 5 m Dunkelgelb anwitternder, im Bruch sehr hellgrauer Dolomitmarmor mit sehr schlecht erhaltenen, einige mm grossen, weissen Gastropoden und Crinoidenstielgliedern sowie äusserst fraglichen unbestimmbaren Kalkalgen. Dazu treten Einschaltungen von hellgrünem, kieseligem, verschiefertem Tuff auf. Sie enthalten viele glänzende Pyritpentagondodekaeder.

Das Hangende der Oberen Dolomite bildet in diesem sowie in anderen Profilen immer eine Rauhwaacke.

2. Piz Alv: Die unteren Felsen des Piz Alv, 1,5 km SSW der Hütte Alp Schmorras (Koord. 758,3/155,4) bieten uns zwischen den beiden Rauhwaacken westlich P. 2617 und westlich P. 2643 ein zweites Profil durch die Oberen Dolomite (siehe Fig. 9).

Die heutige beträchtliche Mächtigkeit ist allerdings tektonisch bedingt, weil die Schichten in eine grosse S-Falte gelegt sind. Am wenigsten ausgewalzt ist dabei der verkehrte Mittelschenkel. Von W nach E oder stratigraphisch von oben nach unten unterscheiden wir:

11. 8 m Dunkelgrauer bis roter, grobgebankter Dolomitmarmor und hellgrüne, chloritische Schieferchen. Brekziöse Einstreuungen von hellgrauen Dolomitkomponenten in den roten Dolomiten. Auf Rissen und feinen Adern befindet sich Quarz, begleitet von Serizit.
10. 2,5 m Gelber, gebankter Dolomitmarmor.
9. 3 m Roter Dolomitmarmor mit dunkelbraunen Quarzitfasern, welche sandig anwittern.
8. 2 m Hellgelber, schiefriger Dolomitmarmor mit Zwischenlagen von hellgrünen Schieferen (metamorpher Dolomitmergel).
7. 4,5 m Roter und grauer zuckerkörniger Dolomitmarmor.
6. 11 m Dunkelgelber, grobgebankter Dolomit mit vielen Quarzschnüren und blauschwarzen Erzlagen sowie bläulichweissen und grünen, dichten Quarzitknauern, welche bis 40 cm lang werden. Dazu Einschaltungen von grünen, tuffitischen (?) Chlorit-Serizit-Schieferchen.
5. 2,5 m Dunkelgelber, plattiger Dolomitmarmor.
4. 5 m Dichter, grobgebankter, gelber, z.T. roter Dolomitmarmor mit dünnen, gegen unten dickeren (8 cm) Fasern von fast schwarzem, quarzitischem Erz.

3. 2 m Ein bläulichweisses Kalkmarmorband mit Einstreuung von wenigen Dolomitkomponenten.
2. 2 m Gelblichgrauer Dolomit mit monogenen Erschütterungsbrekzien.
1. 8 m Relativ polygene, sehr schlecht gebankte Dolomitbrekzie in Dolomit und dolomitischem Kalkmarmor. Die Farben der Dolomitgerölle wechseln zwischen hellgelb, grau, hellgrau und bläulichgrau. Es fehlen in dieser Basisbrekzie rote Dolomitgerölle. Dazu stellen sich mehrfach Zwischenlagen von Dolomit und dunkelgrauem Kalkmarmor ein.

Das Liegende wird von der Streifenserie des Piz Alv gebildet. Gesamtmächtigkeit des Profils: 50,5 m.

3. Schmorrasgrat: An dem von V. STREIFF (1939) mit «Piz Schmorras» bezeichneten Punkt 2622 am Schmorrasgrat zwischen Fuorcla Cotschna und Piz Settember finden wir das nördlichste Vorkommen der Oberen Dolomite in unserem Untersuchungsgebiet. Es steht dort eine 20 m mächtige ähnliche Verkehrtserie an, wie sie bereits vom Piz Alv beschrieben wurde. Auf eine jüngere jurassische polygene Dolomitbrekzie in reinem Kalkmarmor legt sich mit einer scharfen Grenze ein 2 m mächtiger gelber Dolomit ohne Erz. Das Gestein ist von feinen Adern mit Quarz und Serizit durchzogen. Der Quarzgehalt nimmt gegen oben zu. Dazu beginnt eine bis zum Gipfel (P. 2622) reichende 18 m mächtige Abfolge von rotem und orangefarbenem Dolomit, der in verschiedenen Niveaus monogene Dolomitbrekzien aus hellgrauen Dolomitbruchstücken in einem roten, feinbrekziösen, dolomitischen Bindemittel enthält. Sehr häufig treten dm-dicke Lagen und Linsen von schwarzrotem bis blutrotem Erz und hellrotem Quarzit auf.

Das Erz wurde von K. STUCKY (1960) beschrieben. Die Hauptgemengteile sind Quarz, Serizit und Haematit. Der wichtigste Nebengemengteil ist Apatit. Makroskopisch sollen die Gesteine Radiolarit oder Silex zum Verwechseln ähnlich sein. Es handelt sich ausschliesslich um Haematitquarzite und serizitreiche Haematitquarzitphyllite mit einem sehr geringen Gehalt an Mangan und Phosphor (0,07% bzw. 0,33%). O. WILHELM (1922) deutet diese Erze als spätalpine epigenetische Bildungen. H. HUTTENLOCHER (1934) zieht eine syngenetisch-sedimentäre Deutung vor. K. STUCKY bringt die Haematitquarzite des Schmorrasgrats genetisch mit den gleichaltrigen Tuffablagerungen in Verband und erwähnt die Möglichkeit, die Erze von einem magmatischen Erzlieferanten herzubeziehen.

Im Oberladin und Untercarn sind Eisenvererzungen neben Bleiglanz- und Zinkblendevorkommen auch in den Ostalpen weit verbreitet. So zeugt zum Beispiel der alte Bergbau am Ofenpass von reichen Eisenerzhorizonten im Wettersteindolomit (Ladin) und in den Raiblerschichten (Carn) (D. SCHLÄPFER, 1960). Aus den gleichen stratigraphischen Niveaus beschreiben auch E. ESCHER (1935) und P. KELLERHALS (1962) Pb-Zn-Erzlagerstätten bei Scarl.

Die rote Farbe der Dolomite beschränkt sich auf die Anwitterungsschicht, wo das Fe oberflächlich oxydiert worden ist. Im Bruch ist das Gestein grau; das Eisen ist offenbar grossenteils in den Dolomitkristallen enthalten.

c) Alter

Die grünen Schiefer, welche am Averser Weissberg und Piz Alv in den Dolomiten der beschriebenen Profile aufgefunden wurden, zeigen im Dünnschliff neben Serizit

und Chlorit sehr fein verteilten Quarz und Pyrit. Es könnte sich der Struktur und dem Mineralbestand nach, wie im Anis–Ladin-Grenzhorizont, auch hier um tuffogene Ablagerungen handeln. Sie treten immer nur schlierenweise im marmorisierten Gestein auf und bilden keine zusammenhängenden Lagen mehr. Im gleichen stratigraphischen Niveau werden von Herrn J. NEHER (freundliche mündliche Mitteilung) in den Splügener Kalkbergen Diploporen, Gastropoden, Lamellibranchiaten und Dentalien gefunden. Ebenso beschreibt er dort Tuffe, Eisenerze und Haematitquarzite.

Bei den von E. GASCHÉ für Herrn NEHER bestimmten Diploporen handelt es sich um: «...*D. annulata* var. *debilis* (vorherrschend) und *D. annulata*, beide oberes Ladin...» (briefliche Mitteilung an Herrn NEHER). In den analogen jedoch ostalpinen erzreichen Ablagerungen am Ofenpass (D. SCHLÄPFER, 1960) treten gerade im «Untercarn» braungelbe und rote eisenimprägnierte Dolomite und Brekzien auf, was uns vermuten lässt, dass es sich auch bei den roten Dolomiten und Brekzien der Weissberg-Schuppe bereits um Untercarn handeln könnte. K. KARAGOUNIS (1962) stellt jedoch das Untercarn SCHLÄPFERS in das Oberladin.

Obertrias

Tektonische Bedeutung

V. STREIFF (1939) trennt im Bereich der mehr oder weniger evaporitischen Obertrias unsere Weissberg-Decke in zwei tektonisch selbständige Einheiten auf, und zwar in eine untere «Gurschus–Kalkberg-Zone» und eine obere «Marmorzone» (entspricht der «Tschera-Zone» STREIFFS 1962). Diese Trennung trifft in seinem Untersuchungsgebiet des Ostschams sicher zu. Am Averser Weissberg liegen jedoch die beiden Einheiten noch, wie ursprünglich, aufeinander und sind nur höchstens um einen geringen Betrag verschoben. Erst nördlich vom Schmorrasjoch haben sich die jüngeren Schichten von den älteren getrennt. Wir werden aber noch eingehender auf die grösseren tektonischen Zusammenhänge zurückkommen müssen.

Lithologie

Die Obertrias der Weissberg-Decke besteht hauptsächlich aus Rauhwacke. Stellenweise führt diese einige nicht zusammenhängende Linsen von Dolomit und papierdünnen, rotbraunen und grünen serizitischen Quarzitphylliten und Quarziten. Da die Rauhwacke überall das Abscherungsniveau darstellt, sind die stratigraphischen Kontakte im Liegenden und Hangenden nicht erhalten geblieben. Das obertriadische Alter geht erstens aus der allerdings gestörten Lage zwischen dem Oberladin und dem fossilbelegten Lias, zweitens aus der für die Obertrias typischen Vergesellschaftung der verschiedenen Gesteinsarten hervor.

a) Rauhwacke und Dolomit

Die Rauhwacke besteht aus einem sehr löcherigen, porösen Gefüge von Kalzit und Dolomit. Die Farbe wechselt je nach Fe-Gehalt zwischen Grau, Gelb und Orange. Oft ist die Rauhwacke tektonisiert und durchsetzt von groben Kalzit- und Quarzadern.

Der daneben auftretende, spärliche, dunkelgelbe Dolomit ist marmorisiert und enthält ausgequetschte grüne, quarzitisches und serizitische Chloritschieferchen. Der Dolomit bildet in der umgebenden Rauhwacke meistens boudinartige Blöcke.

b) Quarzit und Quarzitphyllit

Südlich von Fuorcla Curtegn's am Punkt 2671 und 1 km östlich vom Saletschajoch treten mit den Rauhwacken vergesellschaftete, weisse serizitische Quarzite auf. Es handelt sich nur um vereinzelte Vorkommen von massigeren Quarzitlinsen neben den weichen, hellgrünen Serizit-Quarzit-Phylliten. Sie enthalten hauptsächlich Quarz und Glimmer sowie akzessorischen Chlorit. Wir stellen diese quarzitisches Ablagerung aus lithologischen Gründen in das Niveau der «Quartenschiefer» der oberen Trias und damit in den Keuper.

c) Fragliches Rhät

R. STAUB (1958) gibt in seiner Weissberg-Kalkberg-Zone der mittleren Schamser Decken ein «wenig mächtiges» Rhät an, das aufgebaut sei aus:

Schwarzen Kössener Schiefern,
Lumachellen,
Dolomiten,
Brekzien,
Kalkschiefern in Engadiner Fazies.

Eine Vergesellschaftung von schwarzen Schiefern und Kalkschiefern mit den Rauhwacken ist tatsächlich vorhanden; diese ist jedoch kaum primär stratigraphisch (vgl. Fig. 9). Erst in und über den Belemnitenandskalken des wenig darüber gelegenen Lias stellen sich die gleichen Schiefer in sicherem stratigraphischem Verband ein. Die Lumachelle von R. STAUB wurde in der Weissberg-Decke nicht gefunden, erst in der nächsthöheren Gelbhorn-Decke.

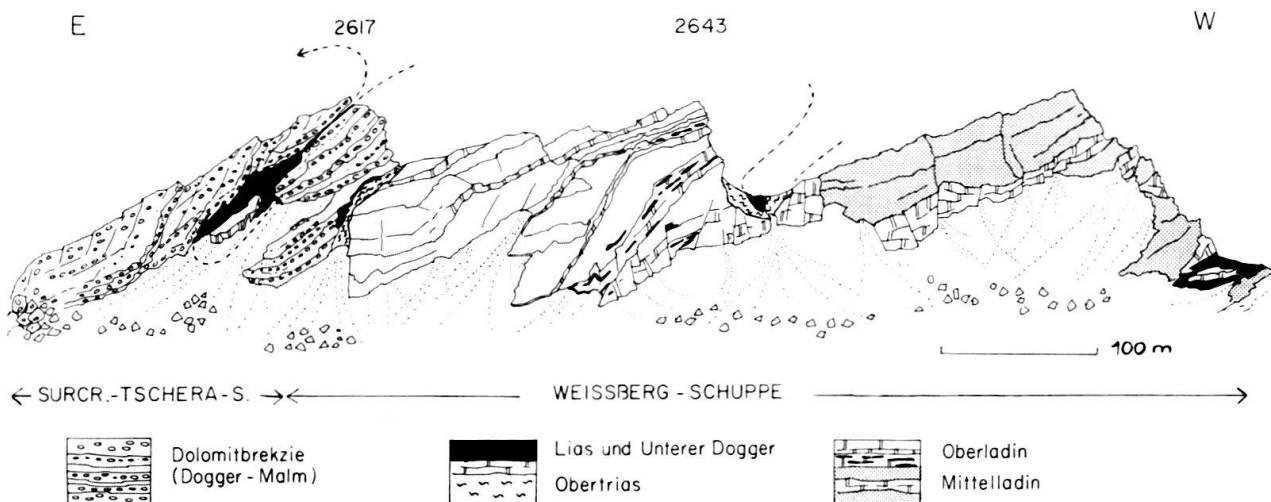


Fig. 9. Ansichtsskizze der Felsgruppe östlich der Fuorcla Cotschna.

Die einzigen Schichten, welche man möglicherweise in das Rhät stellen dürfte, sind die Kieselschnur-Dolomitmarmore in der obersten Val Gronda (2690 m) bei der Fuorcla Curtegn und am Schmorrasjoch auf dem Nordabfall des Piz Settember. Es handelt sich an diesen beiden Stellen um einige Meter mächtige, dichte, grobkörnige, plattige, sehr hellgelbe Dolomitmarmore im cm- bis dm-Bereich, wechsellagernd mit weissen, 1–2 mm dicken, schnurgeraden Quarzitlagen. Das Liegende bildet überall die Rauhwaacke. Mit einer scharfen Grenze liegen auf den Sandlagendolomiten die Sandlagenkalke des Lias, welche analog ausgebildet sind.

Wir haben keinen eigentlichen Anlass, die unteren Sandlagengesteine auf Grund der wahrscheinlich sekundären Dolomitisierung als Rhät zu betrachten, und werden die ganze, sonst einheitliche Abfolge in den Lias stellen.

Unterer Jura (Lias und unterer Dogger)

Lithologie

Wie die Rauhwaacke der oberen Trias bildet auch die sehr tonschieferreiche Abfolge des unteren Jura eine meistens schlecht aufgeschlossene Serie. Entweder ist sie als STAUBS (1954) «Zwischenschuppe mit Flyschband» am Averser Weissberg ausgequetscht und unter den massigen, mächtigen Marmoren des Mittleren Weissberges verfälscht oder sie bildet weiter nördlich die Sackungen und Rutschungen der Alp Schmorras.

Wir fassen als unteren Jura diejenigen Schichten zusammen, die im Liegenden von Rauhwaacke und Dolomit und im Hangenden von Brekzien und Marmoren begrenzt werden.

Der Bach, welcher vom Schmorrasjoch gegen E in die Aua da Schmorras fliesst, bietet uns das folgende Profil: (Koord. 758,9/157,4 bis 759,6/157,1; vgl. auch Fig. 10)

- | | |
|-----------|---|
| 8. 15 m | Dunkelgraue bis fast schwarze bündnerschieferähnliche Serie von kalkigen Tonphylliten und dünnen, plattigen, braunen Kieselkalkmarmorbändchen sowie grauen quarzitischen Tonphylliten und weissen Quarzlinen.
Die Mächtigkeit dieser sehr versackten und verschuppten Abfolge lässt sich nicht mit Sicherheit angeben. |
| 7. 2 m | Dünnplattiger, dichter, grüner Quarzit mit Zwischenlagen von schwarzen Tonschiefen. Im Dünnschliff kommt als Nebengemengteil stark zersetzter Feldspat vor und akzessorisch Chlorit, Serizit, Apatit und Pyrit. Der Quarz tritt sowohl in der Grundmasse als auch in grösseren Einzelkörnern auf. |
| 6. 2,5 m | Schlecht gebankter, grauer, kieseliger Kalkmarmor mit Serizit und Einstreuungen von groben, brekziösen Komponenten aus vorwiegend grauem und dunkelgelbem Dolomit. Gegen oben nimmt der Durchmesser der Komponenten ab (bis 2 mm). Die Dolomitgerölle sind z. T. gestreckt und täuschen Dolomitlagen und -linsen vor. |
| 5. 2 m | Blaugrauer, plattiger Sandlagenkalk mit schlierigen, braunen, herauswitternden Sandlagen. An dem Strässchen vor der Hütte (P. 2274) geht dieser in einen Kieselschnurkalkmarmor mit weissen, dünnen Quarzsnüren über. |
| 4. 0,5 m | (Obertrias) Hellgelbe «fissile» Dolomitmarmore mit einzelnen weissgrauen Kalkmarmorlagen. |
| 3. 0,5 m | Gelber Dolomitmarmor. |
| 2. 0,2 m | Hellgrüne, quarzitishe Chloritschiefer. |
| 1. 8(?) m | Rauhwaacke. |

Die Gesamtmächtigkeit des unteren Jura beträgt schätzungsweise 20 m. Eine grosse EW-Verwerfung, welche genau durch das Schmorrasjoch zieht, schneidet das

Profil gegen oben ab. Die bündnerschieferähnlichen Serien des unteren Jura der Weissberg-Schuppe stossen dort unmittelbar gegen die Averser Bündnerschiefer der Alp Moos.

Ein zweites Profil finden wir 500 m NE des ersten, in einem Bach, der von Laidallas Bleis gegen Alp Nova hinunterfliesst (Koord. 759,5/157,6 bis 159,7/157,3). Das Hangende wird von Kalkphylliten, Quarziten und Hyänenmarmoren gebildet, welche für die Kreide der Tscherazone von V. STREIFF (1962) typisch sind und welche mit einem tektonischen Kontakt den Schiefer des unteren Jura aufliegen. Von oben nach unten unterscheiden wir:

9. 0,3 m Dunkelgrauer, sandiger Kieselkalk.
8. 2,5 m Bündnerschieferähnliche, dunkelgraue, kalkige Tonschiefer mit dünnplattigen, grauen Kieselkalkmarmorbändchen.
7. 0,4 m Dunkelgrauer, gutgebankter, sandiger Kieselkalk.
6. 0,2 m Dunkelgrauer, kalkiger Tonschiefer.
5. 0,8 m Feingebänderter Grünschiefer. V. STREIFF (1939, S. 163) beschreibt dieses Vorkommen bei den Ophiolithen der Marmorzone.
4. 2 m Dunkelgraue, bündnerschieferähnliche, kalkige Tonschiefer.
3. 6 m Dickbankige, dunkelgraue Kieselschnurkalkmarmore mit groben, weissen Quarzlinen, Sandlagen und hellgrünen, silbrigen Chlorit-Serizit-Lagen sowie vereinzelt Einstreuungen von sehr feinem (Durchmesser bis 1 mm) detritischem, dolomitischem Material. Dazu treten in diesen Marmoren mehrfach Lagen von einer etwas gröberen Dolomitbrekzie auf. Die ausschliesslich dolomitischen Komponenten sind eckig und erreichen einen Durchmesser von 5 mm. Das Bindemittel ist hellgrauer bis weisser, serizitischer Kalkmarmor. Das Gestein ist von schwarzen, meistens schlecht erhaltenen Crinoidenstielgliedern und zerbrochenen Belemniten aus grobkristallinem Kalzit durchsetzt.
2. 11 m Graue und dunkelgraue Kalk-Ton-Phyllite mit Zwischenlagen von reinem, schwarzem und hellgrauem Tonschiefer. Schlecht aufgeschlossen und vielleicht tektonisch repetiert.
1. 1,5 m Graue Sandlagenkalke mit Einlagerungen von schwarzen Tonschieferschmitzen. Schutt (2080 m ü. M.).

Auch dieses Profil ist, wie das vorhergehende, idealisiert und zusammengesetzt aus den verschiedenen, sich durch Flexuren und Verschuppungen wiederholenden, im Bach aufgeschlossenen Schichten. Die schönste zusammenhängende Abfolge ist auf Fig. 10 dargestellt.

Wie im letzten Profil treten auch auf der Alp Schmorras Ophiolithe auf, und zwar in den Anrissen zwischen den Alphütten und der Fuorcla Cotschna. Die Lagerungsverhältnisse sind nirgends sehr deutlich. Es handelt sich dort ausschliesslich um Serpentin-schiefer, welche als seitlich begrenzte, linsenartige Massen (Durchmesser 20–100 m) in den dunkelgrauen Kalk-Ton-Phylliten des unteren Jura zu sitzen scheinen. Die Grenze der Ophiolithe mit den Kalkschiefern ist nicht scharf, und die letzteren sind in der Kontaktzone mit Faserserpentin durchsetzt. Es wurde dabei ein gewisses Ausbleichen des umgebenden Gesteins beobachtet.

Das Grüngestein selbst ist von feinen Rissen durchsetzt, welche mit Talk- und Asbestlagen ausgefüllt sind. Es treten daneben auch meterdicke, reine, weisse Asbestlagen auf (2310 m, 500 m SSW der Hütten).

Der Dünnschliff bietet das folgende Bild:

Hauptgemengteil: Chrysotil; Nebengemengteil: Talk und akzessorisch Magnetit, welcher in einem sehr feinen Netzwerk den ganzen Schliff durchsetzt, sowie Chromspinell in gelbbraunen eckigen Körnern (Auflicht). Das Gefüge ist äusserst filzig. Das Mengenverhältnis von Talk und Serpentin wechselt stark.

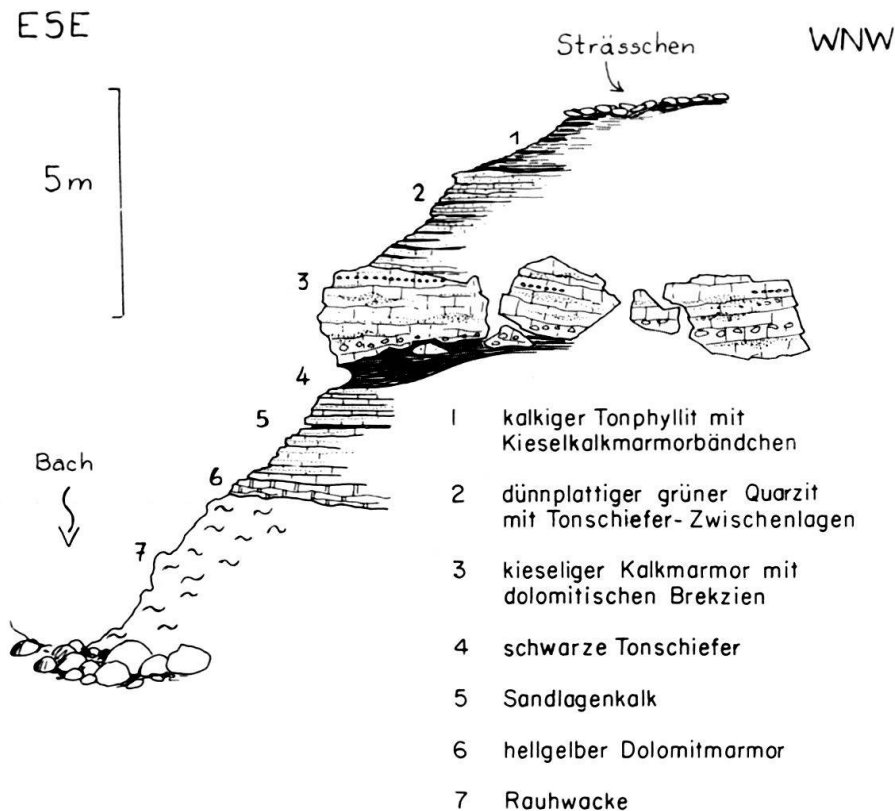


Fig. 10. Obertrias-Lias-Profil bei den Hütten der Alp Schmorras.

Die Sandlagenkalke und bündnerschieferähnlichen Schiefer des unteren Jura lassen sich von der Alp Schmorras gegen Süden lückenlos verfolgen. Durch einen Bruch um 100 m gegen oben versetzt erscheinen sie, tektonisch äusserst ausgedünnt, in der Felsgruppe südlich der Fuorcla Cotschna (Fig. 9). Von dort ziehen sie, immer mit mächtiger Rauhwacke vergesellschaftet, durch die Hänge der Saletscha auf den Grat zwischen Schmorras und Val Starlera hinauf.

1 km östlich des Saletschajoches stehen südlich unterhalb dieses Grates, von oben nach unten, folgende Schichten an:

7. 5 m Braungraue Kalk-Ton-Phyllite.
6. 1,5 m Gelbe Rauhwacke und dunkelgelber Dolomit.
5. 2 m Plattiger, toniger Kieselkalkmarmor mit feinen Dolomiteinstreuungen. Im Dünnschliff wird die Grundmasse von feinkristallinem, orientiertem Kalzit mit dunklen Tonschlieren gebildet. Darin sind die folgenden Komponenten eingelagert:
 - a) Feinkristalline, konglomeratische dunkelgelbe Dolomitkomponenten (Rundungsklasse 6). Es gibt 2 Korngrössenbereiche: der Durchmesser schwankt einerseits zwischen 2 und 3 mm, andererseits zwischen 0,4 und 0,2 mm. Zum Teil sind die Dolomitkomponenten in der Schieferungsrichtung längsgestreckt.
 - b) Grobkristalline Kieselkalkkomponenten mit sehr feinem detritischem Quarz.
 - c) Detritischer Quarz, meistens undulös und kataklastisch. Durchmesser von 0,2–2 mm.
 - d) Detritische saussuritisierte Plagioklaskörner. Durchmesser etwa 0,2 mm.
4. 0,7 m Hellgrüner, grobkristalliner Serizitquarzit (Keuper?).
3. 0,2 m Gelber Dolomit und graue Rauhwacke.
2. 2 m Dunkelgraue Kalk-Ton-Phyllite.
1. 5 m Rauhwacke.

Die dreimal auftretende Rauhwacke weist auf die S-Falte hin, welche wir auch etwas nördlicher an der Fuorcla Coschna, auf Fig. 9, erkennen.

Alter

Aus den Belemnitenvorkommen in den Sandlagenkalken dürfen wir mit Sicherheit auf ein posttriadisches Alter dieser Schichten schliessen. V. STREIFF (1939) stellt die Ton- und Kalkschiefer in Rhät bis Lias und bezeichnet die Brekzien seiner Marmorzone als typisch für den Lias. Die bündnerschieferähnlichen Schiefer, welche wir in allen Profilen als oberstes Schichtglied angetroffen haben, dürften jedoch bereits z. T. dem Dogger angehören. Im Hangenden folgt im Untersuchungsgebiet zunächst die polygene massige Dolomitbrekzie im Kalkmarmor an der Basis einer mächtigen reinen Kalkmarmorwand des Mittleren Weissberges. Diese Brekzien werden wir im nächsten Abschnitt in Analogie mit der Vizanbrekzie (V. STREIFF, 1939) in den oberen Dogger stellen. Damit dürfte die beschriebene Serie dem Lias und unteren Dogger angehören. Die darin auftretenden Grüngesteine dürften jünger sein als die umgebenden Serien, d. h. jünger als unterer Dogger. Diese möglicherweise an alten Bruchrändern der ehemaligen, abgesunkenen Taspinit-Schwelle V. STREIFFS (1939) emporgedrungenen, spärlichen Ophiolithe sind sehr wahrscheinlich gleichen Alters wie diejenigen der Platta-Decke. Da jedoch die Bruchränder durch die transgressive Brekzienplatte des oberen Doggers gegen oben «abgeschlossen» waren und vielleicht auch der Druck des ultrabasischen Magmas in diesem Bereich der Geosynklinale nicht ausreichend gewesen sein dürfte, blieben die Serpentinmassen in den Schiefer des unteren Jura stecken. Andererseits ist die Möglichkeit, dass es sich hierbei um primär in die Schiefer eingelagertes Grüngestein handelt, nicht ausgeschlossen.

Oberer Jura (oberer Dogger und Malm)

Lithologie

Wegen der späteren Zerreissung der Gelbhorn-Decke finden wir heute nur noch zwei, allerdings mächtige Vorkommen des oberen Jura in unserem Untersuchungsgebiet, nämlich dasjenige des Mittleren Weissberges und dasjenige zwischen Piz Alv und Fuorcla Coschna.

a) Profil an der Fuorcla Coschna (Koord. 758,3/155,4 bis 758,2/155,4)

Siehe Fig. 9. Gehen wir vom Punkt 2617 die steile Wand gegen W zum Pässlein hinunter, so durchqueren wir von oben nach unten das folgende normalstratigraphische Profil:

- | | | |
|----|------|--|
| 5. | 16 m | Sehr kalkmarmorreiche, hellgraue, relativ feinkbrekziöse, gebankte, polygene Brekzie aus nur dolomitischen Komponenten von hell- und dunkelgelber, grauer und bläulich-weisser Farbe und wechselndem Durchmesser (1–3 cm und 0,2–0,5 mm). Gegen unten wird die Brekzie gröber. Das reichliche kalkige Bindemittel führt Pyrit und Chlorit. |
| 4. | 6 m | Braungelbe bis dunkelgelbe, grobgebankte polygene Dolomitbrekzie mit einer grossen Dichte an Geröllen und sehr wenig, kaum erkennbarem, marmorisiertem, kalkigem Bindemittel. Dazu schalten sich stellenweise wenige braune, grobsandige Quarzitfasern und -nester ein. |

3. 1,2 m Hellgraues bis fast weisses Kalkmarmorband mit Einstreuungen sehr feinen dolomitischen Materials.
2. 4 m Dolomitbrekzie in (reichlichem) Kalkmarmor, wie Nr. 5.
1. 0,2 m Papierdünne, bräunlich-schwarze, kieselige Tonschiefer (unterer Dogger?).

Die Gesamtmächtigkeit beträgt 27 m. Sämtliche Dolomitkomponenten sind relativ gut gerundet und entsprechen der Rundungsklasse 4–5. Das Hangende dieses Profils wird von der gleichen, jedoch verkehrten, synklinal darüber gefalteten Serie gebildet, welche der Gelbhorn-Decke angehört (Surcrunas–Tschera-Schuppe).

b. Profil am Mittleren Weissberg (Koord. 760,1/151,0)

Die folgende Schichtfolge lässt sich vom Punkt 2981 hinunter gegen die Weissberg-Scharte aufnehmen:

6. 60 m Gutgebankter, reiner, grobkristalliner, hellgrauer Kalkmarmor, Typus Bandfluh-Schuppe. Mit scharfer Grenze übergehend in:
5. 18 m Plattige, verwaltzte, polygene Brekzie von gelben, weissgrauen und beige-grauen Dolomitkomponenten in hellgrauem Kalkmarmor. Sie ist intensiv von schichtparallelen, bis 1,5 m dicken, weissen, grauen, gelben oder rosa Kalkmarmorbändern durchzogen. Häufig führen diese Erz (Pyrit) sowie Serizit. Bei der Streckung der Brekzie lässt sich eine ausgesprochene selektive Deformation feststellen, indem der Kalkmarmor völlig verschmiert wird, während die Dolomitgerölle «nur» gestreckt werden mit einem Streckungsgrad von 1:6. Die Elongation liegt in der Richtung SW–NE.
4. 2 m Schlecht gebankter, massiger, grobkristalliner, hellgrauer Kalkmarmor mit Einstreuungen von nur feinen Dolomitkomponenten (Durchmesser bis 4 mm).
3. 8 m Die gleichen Brekzien wie unter 5. Sie bilden die Gendarmen am Grat unmittelbar westlich der Weissberg-Scharte. Sehr schön erkennt man dort von weitem die weissen Kalkmarmorbänder. In diesen Brekzien sind an 2 Stellen längsgestreckte, linsenartige, quarzitisches Arkosen eingelagert. Im Dünnschliff erkennt man eine Grundmasse aus feinen Quarzkristallen (Durchmesser 0,02 mm) und kleinen Serizitschüppchen. Die folgenden Komponenten sind darin eingelagert:
 - a) Quarz in gröberen, eckigen Körnern (Durchmesser 0,2–0,4 mm, Rundungsklasse 2), undulös und kataklastisch.
 - b) Orthoklas, stark kaolinisiert (Durchmesser 0,4 mm).
 - c) Glimmer.
 Akzessorisch vertreten sind Chlorit, Apatit und Pyrit.
2. 0,8 m Schwarze, kieselige Tonschiefer (unterer Dogger?).
1. 2,5 m Gelbe Rauhwaacke.

Die Gesamtmächtigkeit des Profils beträgt 90 m.

Dieses Profil am Mittleren Weissberg zeigt erstens eine Wechsellagerung der Brekzien mit dem Kalkmarmor, zweitens aber auch eine Mächtigkeitsabnahme der Brekzien gegenüber den Verhältnissen an der Fuorcla Cotschna. Sehen wir uns dazu die Verhältnisse weiter gegen SE an, in der Südwand des Inneren Weissberges, dann treten dort die Brekzien noch mehr zurück.

Über dem «Band» ob Cresta erhebt sich eine steile Kalkmarmorwand, an deren Fuss wir die folgende Schichtreihe aufgenommen haben. (Profil unter dem Inneren Weissberg (Koord. 761,0/149,6), von oben nach unten):

8. 80 m Grobgebankter, reiner, grobkristalliner, hellgrauer Kalkmarmor, übergehend in:
7. 2 m Grobgebankten Kalkmarmor mit Einstreuungen von sehr feinen, eckigen Dolomitkomponenten.

- | | | |
|----|-------|--|
| 6. | 0,8 m | Dünnplattiger, weisser Serizit-Kalkmarmor. |
| 5. | 2,5 m | Schlecht gebankte, gelbgraue, polygene Dolomitbrekzie mit stellenweise sehr grober Schüttung von einzelnen, metergrossen, gelben Dolomitblöcken. |
| 4. | 1 m | Schlecht gebankte, massige, feine, polygene Dolomitbrekzie. |
| 3. | 2 m | Gutgebankter, grauer, reiner Kalkmarmor. |
| 2. | 5 m | Schlechtgebankte, massige, ziemlich feine Dolomitbrekzie mit wenigen Bruchstücken in reichlichem Kalkmarmor. |
| | 4 m | Schutt. |
| 1. | 2 m | Sandige Tonschiefer (Lias–Dogger). |

Gesamtmächtigkeit: etwa 95 m.

Alter

Die Brekzien zeigen, in allen 3 Profilen, eine ausserordentliche Ähnlichkeit mit der von V. STREIFF eingehend beschriebenen Taspinit- oder Vizanbrekzie der Alp Taspin oder des Piz Vizan (Westschams). Nur existiert ein grosser und wichtiger Unterschied zwischen diesen und unserer Brekzie, nämlich das Fehlen der eigentlichen Taspinitgneisgerölle in unseren Schichten. Wir haben hier offenbar mit einer anderen, nach unserer Deutung ursprünglich nördlicheren Schüttung zu tun. Die unteren Brekzien, z. B. am Profil des Inneren Weissbergs, stellen wir, in Analogie mit V. STREIFF (1939) (siehe S. 195) in den oberen Dogger, die höhere Brekzie (Fuorcla Cotschna) sowie die mächtigen Kalkmarmore in den Malm.

Kreide

Einführung

Die Kreide der Weissberg-Decke entspricht jener der Tscherazone V. STREIFFS (1962) und ist vom gleichen Autor (1939) ausführlich beschrieben worden. Die Schichten, welche unter anderem am Piz la Tschera und bei Pignieu in stratigraphischem Verband mit den Kalkmarmoren des Malm studiert werden können, haben sich südlich vom Gurschusjoch endgültig von ihrer Unterlage getrennt.

In unserem Untersuchungsgebiet liegen die Ablagerungen der Kreide eigentlich nur zwischen den beiden im vorhergehenden beschriebenen Vorkommen des Malm; das Liegende besteht aus unterjurassischen Schiefern.

Lithologie

Die Kreide an der Fuorcla Curtegn

Das weitaus vollständigste Profil der Ablagerungen der Kreide lässt sich an der Westseite der Fuorcla Curtegn (2658 m) zwischen P. 2694 und P. 2671 aufnehmen (Koord. 760,6/152,1 und 760,3/151,8). Stratigraphisch durchquert man von oben nach unten:

- | | | |
|-----|-------|--|
| 25. | 1 m | Brauner, kalkiger Quarzit; stark gefältelt im Kern der grösseren Falte (siehe oben) als oberstes Schichtglied der Weissberg-Decke. |
| 24. | 0,8 m | Braune, schiefrige, z. T. gradierte Kieselkalke. |
| 23. | 1 m | Dunkelgrauer Ölquarzit mit schwarzen Tonhäutchen. |
| 22. | 2 m | Serie von schwarzen Tonschiefern und dünnplattigen, braunen Kieselkalkmarmorbändchen. |
| 21. | 2 m | Braungraue, sandige Tonschiefer. |

20. 4 m Sehr dunkelgrauer, massiger, grobgebankter, sandiger Kalkmarmor mit Einstreuungen feinen dolomitischen Materials und vielen schwarzen Kalzitkriställchen. Es ist an sich denkbar, dass diese Kalzitkriställchen Fossilreste darstellen, doch wurden keine sicheren organischen Strukturen gefunden.
19. 1 m Braune, kieselige Kalk-Ton-Schiefer.
18. 0,4 m Brauner, kalkig-sandiger Quarzit mit Tonschieferchen.
17. 1,2 m Hellbraune bis graue Kalk-Ton-Schiefer.
16. 0,8 m Dichter brauner Ölquarzit.
15. 1 m Schieferiger Kieselkalk.
14. 0,8 m Braune, kieselige Kalk-Ton-Schiefer mit weissen Quarzlinsen.
13. 2 m Braune und blaugraue dünnplattige Kieselkalkmarmorbändchen in dunkelgrauen, bündnerschieferartigen Tonschiefern. Dazu brauner, gradierter Kieselschnurkalkmarmor.
12. 0,2 m Dichter grüner Ölquarzit mit schwarzen Tonbelägen.
11. 1 m Braungraue, sandige Kieselkalkschieferchen.
10. 1,7 m Hellgrauer, plattiger, chloritischer Kalkmarmor mit dünnen, kieseligen, serizitischen Zwischenlagen und Linsen (Hyänenmarmor, V. STREIFF, 1939).
9. 0,4 m Braune, kalkige Tonschiefer.
8. 1,2 m Feine Dolomitmikrobrekzie in sandigem Kalk. Gelbe und hellgraue Dolomitkomponenten mit einem Durchmesser von 0,1–1 cm.
7. 1 m Braune und dunkelgraue, bündnerschieferähnliche, kieselige Kalk-Ton-Schiefer.
6. 1 m Brauner, gradierter Sandlagenkalk.
5. 0,4 m Dichter, grüner, plattiger Quarzit mit sehr dünnen schwarzen Tonhäutchen.
4. 0,8 m Graue, sandige Tonschiefer mit dunkelgrauen, plattigen Kalkmarmorbändchen.
3. 5 m Wechsellagerung von plattigen, braunen Kieselkalkschieferchen und kieseligen Tonschiefern.
2. 1 m Braungraue, sandig-tonige Kalkschiefer.
1. Schwarze Tonschiefer und Rauhwacke.

Die Gesamtmächtigkeit des Profils beträgt 29,3 m.

Die Quarzite (Nr. 23, 18, 16, 12) lassen sich im Streichen nie sehr weit verfolgen. Es sind eher bis 20 m lange Linsen, welche sich ablösen und in verschiedenen Niveaus in den Schiefern auftreten.

Vergleiche der Kreideschiefer mit der Marmorzone V. STREIFFS (1939, S. 61) bezüglich der Lithologie und des Alters.

V. STREIFF (1939) vergleicht seine Kreideserie mit der Tasnaserie in der Umgebung von Ardez (nach J. CADISCH, 1932) und neuerdings (1962) mit der Kreide der Zähnje-Fluh (Sulzfluh-Decke). Einen Vergleich der verschiedenen Schichtreihen geben wir in Tab. 2.

Charakter der Kreide der Weissberg-Schuppe

Das von der Fuorcla Curtegn's beschriebene Profil kann man als eine etwa 30 m mächtige zyklische Abfolge mit Gross- und Kleinzyklen auffassen. Grosszyklen bilden unter anderem die beiden Brekzienhorizonte oder auch die mehrfach mit den Schieferlagen abwechselnden Quarzite. Kleinzyklen wären zum Beispiel die im cm-Bereich auftretenden Tonbeläge in den Quarziten oder die Sandlagen in den Kieselkalken.

Der allgemeine Aspekt dieser Kreide ist der eines sandig-kalkigen Bündnerschiefers oder der eines Präflysches. Es wurde in den sandigen Kalkmarmoren des Profils eine allerdings schlecht erhaltene gradierte Schichtung beobachtet.

Tasna-Decke in der Umgebung von Ardez J. CADISCH (1932)	Kreide der Weissberg-Schuppe an der Fuorcla Curtegn.	Kreide der Tschera-Zone bei Pignieu V. STREIFF (1939)	Kreideserie an der Zähnjefluh (Sulzfluh-Decke) V. STREIFF (1962)	
Graue, seltener bunte Mergelkalke.	—	? Grüne, tonige Kalke, ähnlich Hyänenmarmor.	Couches Rouges.	OBER-KREIDE
Schwarze und grüne Schiefer, grüne Quarzite und Ölquarzite, Sandsteine und feine Brekzien.	Schwarze und braune Schiefer, grüne und braune Ölquarzite, Kieselkalke und feine Brekzien.	Schwarze Tonschiefer, grüne und dunkle Quarzite, z. T. Ölquarzite, Kieselkalke, feine Brekzien.	Quarzit mit dunklen Tonschiefern.	GAULT
Tristelschichten: Crinoidenkalke, z. T. mit Einstreuung dolomitischen Materials.	Feine Brekzien in sandigen Kalken.	Dunkle, seltener helle massige Kalke mit Einstreuung dolomitischen Materials.	Kalke, z. T. feinbrekziös.	URGON APT
Tonschiefer, schiefrige Sandsteine und Sandkalke, Kieselkalke.	Dunkle Tonschiefer, sandige Schiefer und Kieselkalke.	Tonschiefer, tonige Kalkschiefer, z. T. kieselige Kalke.	Graue Kalke, z. T. kieselig.	NEOKOM

Tab. 2. Stratigraphische Vergleichstabelle verschiedener penninischer Kreideschichttreihen, unter Benützung der Aufnahmen von J. CADISCH und V. STREIFF. Siehe auch die ähnliche Tabelle der Gelbhorn-Decke, Tab. 4.

Die Gelbhorn-Decke

Einführung

Wie aus dem geologischen Überblick (S. 166) hervorgeht, besteht die Gelbhorn-Decke aus der unteren, verkehrtliegenden Surcrunas–Tschera-Schuppe (entsprechend oberer Tschera-Zone und Surcrunas-Zone von V. STREIFF, 1939) und der oberen normalen Tiefencastler Schuppe (entspricht der Gelbhorn-Zone von F. SCHMID, 1965). Am Inneren Weissberg hängt die Surcrunas–Tschera-Schuppe unmittelbar mit der Weissberg-Schuppe zusammen, indem die obertriadischen und jurassischen Schichten dieser letzteren in einer schönen Falte hinaufbiegen und sich in einer gegen SW geöffneten Synklinale übereinander legen. Daher werden sich in der Schichtreihe viele Analogien mit derjenigen der Weissberg-Schuppe bieten, so dass wir uns bei der Besprechung z. T. kurz fassen können. Die antikalinal als «Sandwich» zusammengelegte Gelbhorn-Decke führt im Kern hauptsächlich obertriadische Gipse und Rauhwacken, welche ursprünglich, abgesehen von den komplizierten Verhältnissen im Bereich der ehemaligen Taspinitzschwelle, den Abscherungshorizont der ganzen Decke gebildet haben. Da es schwierig ist, diese plastische Masse der einen oder anderen Schuppe zuzuordnen, werden wir uns bei der Besprechung der Stratigraphie zuerst mit dem Deckenkern, dann mit der Surcrunas–Tschera- und schliesslich mit der Tiefencastler Schuppe befassen.

SURCRUNAS - TSCHERA - SCHUPPE

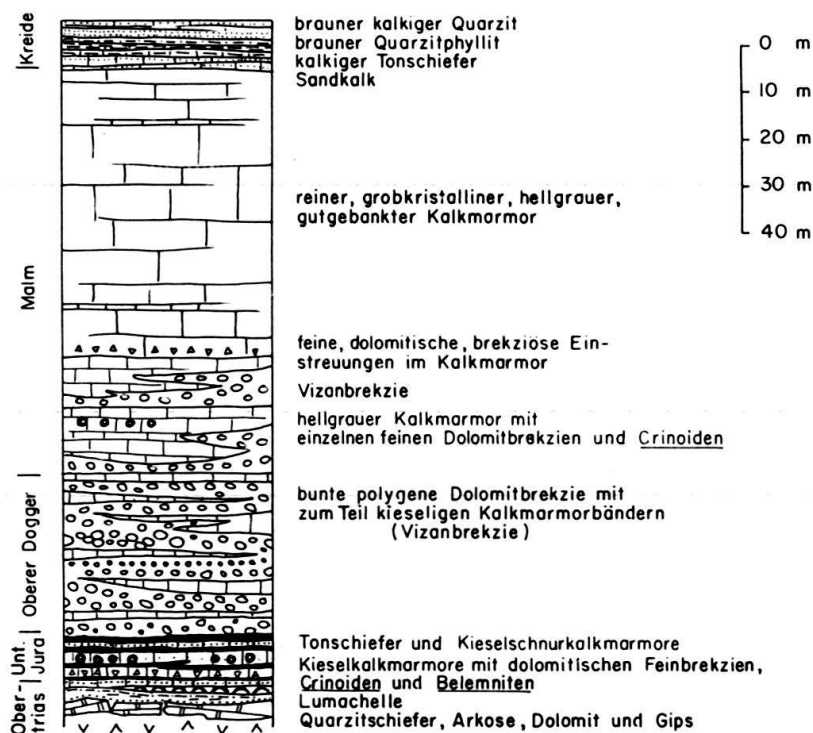


Fig. 11 a. Stratigraphisches Übersichtsprofil durch die Gelbhorn-Decke. Surcrunas–Tschera-Schuppe.

DIE OBERTRIAS IM KERN DER GELBHORN-DECKE

Avers

Auf dem flachen Rücken zwischen dem Gipfel des Inneren Weissbergs (P. 2948) und P. 3002 stehen spärliche obertriadische Schichten an, die mit den unterjurassischen Schiefern in einer gegen NW offenen Synform unter die Vizanbrekzie des P. 2948 eingefaltet sind. Es lassen sich dort nur 3 Gesteinsarten unterscheiden (vgl. Weissberg-Decke, S. 190).

Rauhwacke

Die dunkelgelbe Rauhwacke ist stark tektonisiert und enthält Bruchstücke von jüngeren Liasschiefern und reinen Kalkmarmoren.

Arkose

Neben und in den Rauhwacken treten dichte, grüne, quarzitishe Arkosen auf. Sie enthalten z. T. schwarze Tönhäutchen. Im Dünnschliff sieht das Gestein folgendermassen aus:

TIEFENCASTLER SCHUPPE

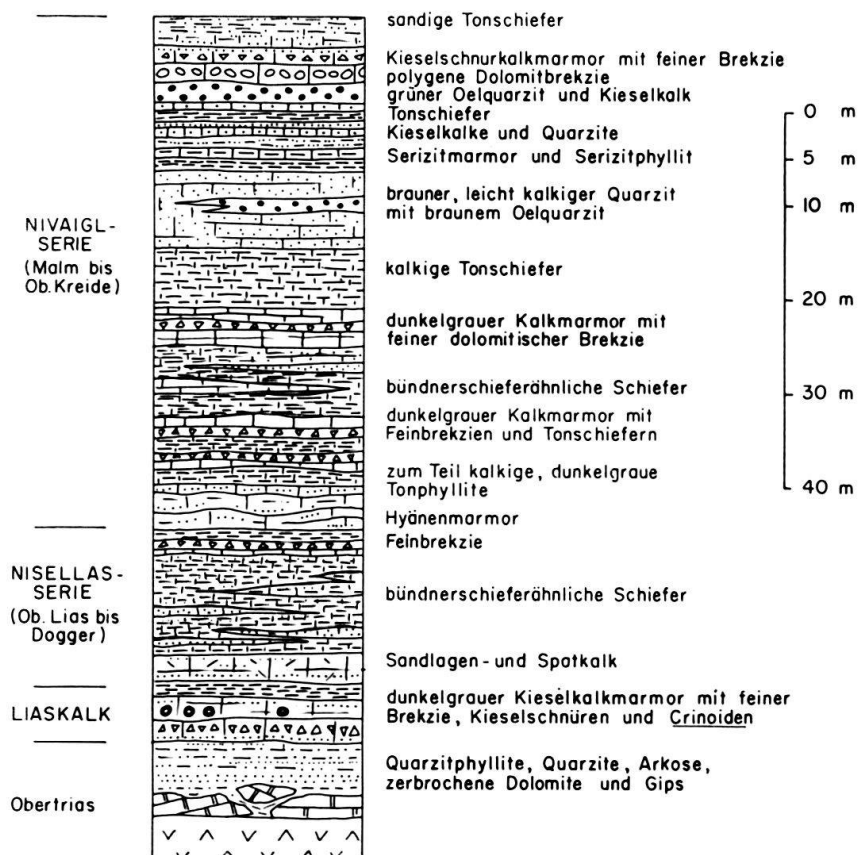


Fig. 11 b. Stratigraphisches Übersichtsprofil durch die Gelbhorn-Decke. Tiefencastler Schuppe.

Hauptgemengteile: detritischer Quarz, leicht undulös, schlecht gerundet sowie Serizit in Schnüren und Lagen, z.T. mit Chlorit. Dazu stark kaolinisierte, meistens gut gerundete Körner von Albit. Akzessorisch treten Apatit und Pyrit auf. Der Quarz tritt sowohl in der Grundmasse als auch in grösseren Individuen auf.

Eine ähnliche quarzitische Arkose haben wir bereits in der Obertrias der Weissberg-Schuppe, S. 191, beschrieben. R. STAUB (1954) betrachtet dieses Vorkommen als Kristallin und ordnet es tektonisch einem eingespiessten Keil der Arblatschflyschdecke zu. Abgesehen von dünnen Tonschieferlagen hat das Gestein tatsächlich das Aussehen eines grünen Kristallins. Erst im Dünnschliff erkennt man den detritischen Charakter der Komponenten. Da wir diese Obertrias mit den begleitenden jüngeren Schichten über Tälifurka, Fuorcla Curtegnis bis zur Crestota ins Oberhalbstein verfolgen können, handelt es sich hierbei mit Sicherheit um eine tektonisch wesentlich tiefere Einheit als die Arblatschflyschdecke (und zwar um die Gelbhorn-Decke).

Dolomit

Die Rauhacken enthalten in grösseren Boudins aufgelösten, stark marmorisierten Dolomit. Im Dünnschliff erkennt man in der feinkörnigen, kristallinen, dolomitischen Grundmasse sehr wenige Einsprenglinge von relativ frischem Quarz (3 Vol. %) und leicht trübem Albit (2 Vol. %). Daneben treten im Gestein Adern mit Quarz, Serizit und Kalzit auf. Der Dolomit ist mit grünen, quarzitischen, serizitischen, verschieferten Schmitzen und Flasern vergesellschaftet.

Tälifurka (2822 m)

Das grösste Vorkommen der Obertrias der Gelbhorn-Decke in unserem Untersuchungsgebiet ist ohne Zweifel der Gips an der Tälifurka. An dessen Basis liegt ein sehr geringmächtiger (2 dm), beigegrauer Dolomit mit einigen hellgrünen Schieferchen. Der Gips steigt heute noch aktiv auf, möglicherweise wegen plastischen Fließens unter Belastung durch höhere Einheiten (Plattagruppe) und Hydrierung von Anhydrit in der Tiefe, und bildet domartige Gebilde in den Schutthalden nördlich der Tälifurka. Das Gestein ist weiss bis sehr hellgrau, mit einem zuckerkörnigen Gefüge. Es zeigt eine feine Bänderung, welche jeweils parallel zu den Rändern des Doms aufgewölbt ist. Ausserdem führt der Gips, besonders in dessen unteren Partien, viele eckige, bunte Dolomitbruchstückchen (Durchmesser bis 1 cm).

Fuorcla Curtegnis (2658 m)

Etwas nördlich der Tälifurka bildet der weiche Gips den nächsten Passübergang und zwar zwischen Val Curtegnis und Val Gronda (Val Faller). Wir finden hier mit ihm auch die quarzitische Arkose und den Dolomit des Inneren Weissbergs wieder. Wie aus Fig. 12 hervorgeht, beschreibt die Obertrias mit ihren charakteristischen Gesteinen auch hier eine S-Falte und ist, wie am Inneren Weissberg, synklinal unter die fast völlig verkümmerte Vizanbrekzie eingefaltet (vgl. auch Fig. 9 Fuorcla Cotschna, wo wir die gleiche synklinale Falte links unter P. 2617 erkennen).

Der Quarzit wird hier z. T. recht grob und sehr hellgrau und ist als ein reiner Serizit-(Chlorit-)Quarzit zu betrachten. Er lässt sich mit dem Vorkommen von ober-

triadischem, d. h. Keuper-Quarzit südlich von Fuorcla Curtegn (P. 2671) vergleichen (S. 191). Von Fuorcla Curtegn lässt sich die Rauhewacke mit wenigen Dolomitresten gegen N verfolgen. Sie ist aber sehr ausgedünnt und nirgends mehr als einige m mächtig. Erst im NW der Alp Nova schwillt sie wieder plötzlich an und bildet die von V. STREIFF (1939) beschriebene grosse Gipsmasse zwischen Crestota und Plaun la Botta. R. STAUB (1919) verbindet den Gips und Dolomit der Tälifurka über Piz Mezz und Malmigiuer durch den Westhang der Curverkette mit dem Gips an der Bahnhofstrasse von Tiefencastel (siehe F. SCHMID, 1965).

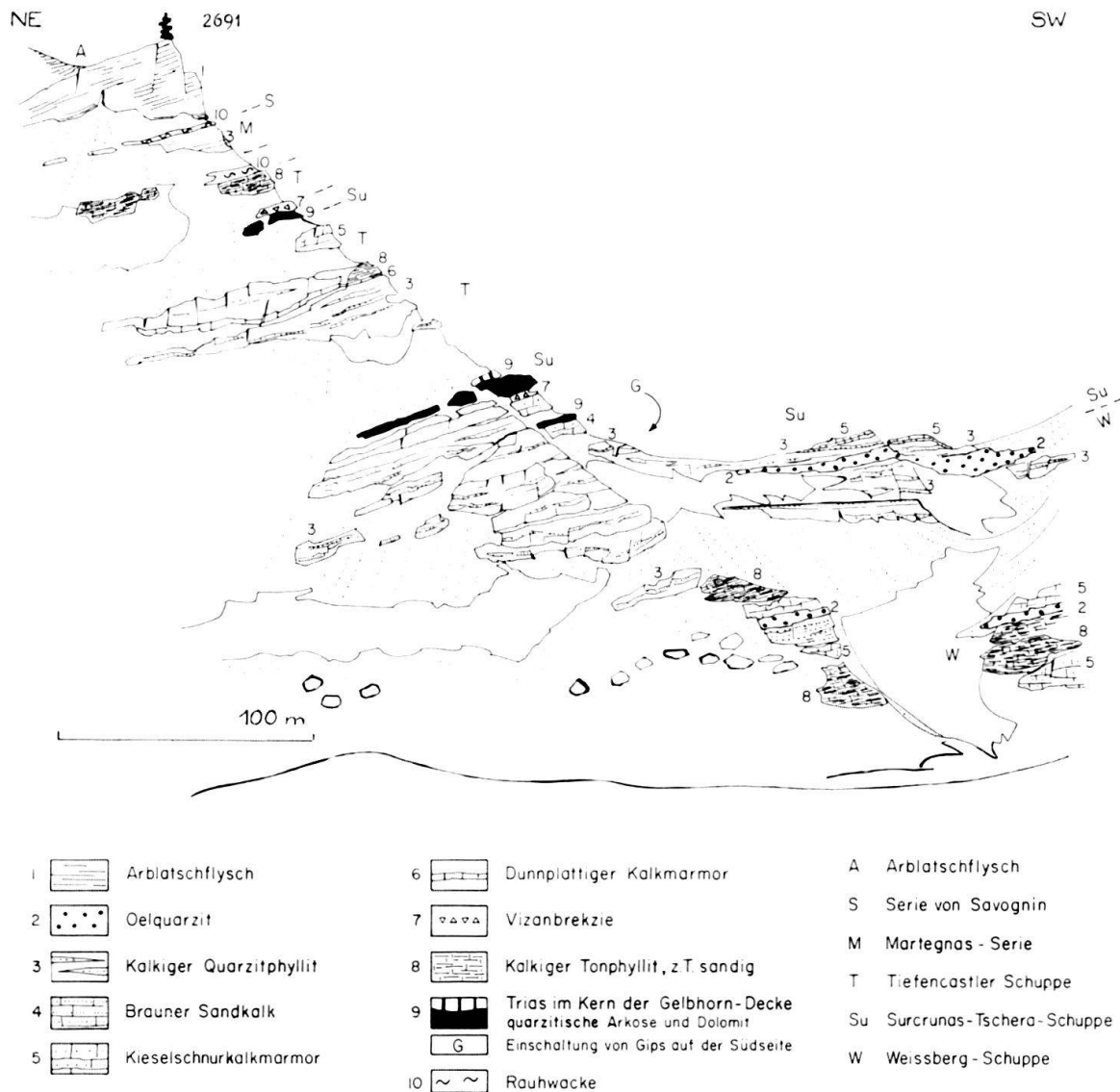


Fig. 12. Ansichtskizze der Fuorcla Curtegn. Blick gegen SE.

Fragliches Rhät

Bei der Besprechung des Lias der Surcrunas-Tschera-Schuppe der Gelbhorn-Decke (Surcrunas-Zone STREIFFS) werden wir an der Alp Nova auf eine Lumachelle stossen (S. 205), welche möglicherweise in das Rhät zu stellen ist. Es fehlen aber

jegliche Leitfossilien, und wir können uns nicht mit Sicherheit über das Alter aussprechen.

DIE SURCRUNAS-TSCHERA-SCHUPPE (verkehrtliegend)

Einführung

Die Surcrunas-Tschera-Schuppe entspricht der Serie von Taspin-Bavugls, Crestota und Surcrunas sowie dem oberen Teil der Tschera-Zone von V. STREIFF (1939) und ist von ihm bereits eingehend, besonders was die Vizan- oder Taspinitbrekzie an betrifft, beschrieben worden. Wir werden in unseren Profilen am Inneren Weissberg, an der Fuorcla Curtegn und Alp Nova erkennen, wie sehr die Mächtigkeit dieser Schuppe südlich vom Gurschusjoch abgenommen hat und wie die Serie ausserdem durch spätere tektonische Vorgänge z. T. völlig ausgewalzt und unterbrochen ist.

Unterer Jura

Innerer Weissberg (2948 m)

Zwischen dem Inneren Weissberg und der Tälifurka fallen sofort die braunen Kalke und Schiefer zwischen den sonst sehr weissen Kalkmarmoren des Täli auf (Koord. 761,1/150,1). In verkehrter Lage liegen dort, nur in einem etwa 200 m langen Aufschluss, die Schichten des unteren Jura auf den jüngeren brekziösen Kalkmarmoren und Brekzien und bieten uns von unten (strat. oben) nach oben (strat. unten) das folgende Profil:

7. 2,5 m Braungraue, grobsandige, verschieferte Kieselkalkmarmore mit flaserartig angeordneten Sandlagen, übergehend in:
6. 0,1 m Schwarze, leicht kalkige Tonschiefer.
5. 5 m Grobgebankter, massiger, gelbbrauner, sandiger Kieselkalkmarmor mit kleinen, weissen Crinoiden und grossen Bruchstücken von schwarzen Belemniten (Durchmesser bis 1 cm, Länge bis 6 cm).
Im Dünnschliff erkennt man eine sehr feinkristalline Grundmasse aus vorwiegend Kalzit, mit untergeordnetem (5 Vol.-%) Quarz in ebenso feinen Kristallen (Durchmesser bis 0,02 mm). Darin eingelagert sind:
a) Bis 2 mm grosse, einheitliche Kalzitkristalle, meistens geometrisch regelmässig, polygonal begrenzt, bilateral symmetrisch erscheinend, mit z. T. einer ausgesprochen feinen Siebstruktur. In günstigen Schliffen wurden auch Zentralkanäle beobachtet. Es handelt sich bei diesem Kalzit daher ohne Zweifel um Reste von Echinodermen. Die Siebstruktur wird verursacht durch die Durchdringung der Skelettelemente mit organischer Substanz.
b) Eckige, relativ frische, detritische Quarzkörner mit einem Durchmesser von bis 0,3 mm.
Das Gestein ist von feinen Rissen und Adern, welche mit Quarz und Kalzit ausgefüllt sind, durchzogen.
4. 0,01 m Schwarze, reine Tonschiefer.
3. 2 m Wie Nr. 5, jedoch mit Einschaltungen von feinen, dolomitischen, brekziösen Komponenten, mit einem Durchmesser von etwa 1–7 mm. Die Brekzie ist hauptsächlich in zwei, einige cm dicken, schichtparallelen Lagen eingeordnet; nur selten trifft man daneben ein gelbes oder hellgraues Dolomitbruchstückchen im Gestein.
2. 0,1 m Braune, kalkige Tonschiefer mit vereinzelt Pyritpentagondodekaedern.

1. 1,2 m Dunkelgrauer, bräunlicher Kieselkalkmarmor mit weissen Kieselschnüren und braunen Sandlagen.

Die Gesamtmächtigkeit des Profils beträgt etwa 11 m.

Fuorcla Curtegn's

Die charakteristischen, grosse Belemniten führenden Sandkalke finden wir ein wenig nördlich der Fuorcla Curtegn's wieder, auf der Höhe des Starlerapasses im Bachbett der oberen Val Curtegn's (Koord. 760,6/153,5). Die Schichten sind sehr marmorisiert und liegen den hellen Kalkmarmoren vom Typ Innerer Weissberg auf. Wir unterscheiden stratigraphisch von oben nach unten:

- a) Rote Kalke und Echinodermenbrekzie mit Pentacrinen, etwa 1,5 m mächtig. Das sehr spärliche, kalzitische Bindemittel der Brekzie ist in der Anwitterung dunkelrot, im Bruch eher hellgelb. Die Kristallfläche der Crinoiden ist hellrot und hat einen Durchmesser von höchstens 3 mm.
- b) Bräunlichgrauer, plattiger, z. T. verschieferter Kieselkalk mit spindelförmigen Kieselschnüren und Sandlagen. Die Mächtigkeit beträgt 2 m. Das Gestein enthält grosse (bis 15 cm lange und 2 cm dicke) zerbrochene Belemniten und kleine, weisse Crinoiden. Die Belemniten sind stellenweise in grosser Zahl vorhanden.
- c) Dunkler, sandiger Kieselkalk, einige dm mächtig.

Diese für das Schams, Avers und Oberhalbstein ausserordentlich fossilreiche Serie der Gelbhorn-Decke entspricht der von WELTER, MEYER, WILHELM und STREIFF ausführlich beschriebenen Liasfolge der Crestota-Serie auf Plaun la Botta. Jene Autoren stellen diese Schichten in den mittleren Lias (Pliensbachian), der durch reiche Faunenvergesellschaftung belegt ist. Unser Vorkommen an der Fuorcla Curtegn's ist mit seinen sehr grossen Belemniten (*Passaloteuthis?*) auch sicher nicht älter als Mittelias. Somit schliessen wir uns gerne der Datierung der älteren Autoren an. Eine Aufzählung der bis jetzt in diesem Horizont gefundenen und bestimmten Fossilien findet man bei V. STREIFF (1939, S. 77).

Alp Nova

Am rechten Ufer der Aua da Schmorras stehen auf 2060 m, über den Hütten von der Alp Nova, wiederum die Sandlagenkalke und Kieselschnurmarmore des Lias an. Zwischen ihnen und den darüberliegenden Rohwacken und Dolomiten schaltet sich eine 3 cm dicke Lumachelle ein. Diese ist stark marmorisiert und konnte nur an einer Stelle aufgeschlossen gefunden werden. Die Bank scheint hauptsächlich aus 2 cm grossen Terebrateln aufgebaut zu sein. V. STREIFF erwähnt Lumachellen im Hangenden (strat. Liegenden) seines «blauen» Liaskalkes der Crestota-Serie und stellt sie in den Lias. Dem stratigraphischen Niveau nach dürfte es sich hier auch um Rhät handeln. Es fehlt jedoch ein eindeutiges Rhätfossil, wie z. B. die von MEYER (1909) beschriebene *Myophoria postera* QU.

Oberer Jura (Dogger und Malm)

Der weitaus mächtigste Teil der Surcrunas–Tschera-Schuppe wird von den Kalkmarmoren und Brekzien des oberen Jura gebildet, welche in der Ausbildung grösstenteils dem oberen Dogger und Malm der Weissberg-Decke gleichen. Am schönsten lassen sich die Verhältnisse am Inneren Weissberg studieren, wo die Serien noch in ihrer ursprünglichen Mächtigkeit vorliegen dürften, während sie sonst in unserem Untersuchungsgebiet meistens fehlen oder tektonisch stark ausgedünnt sind.

Profil am Inneren Weissberg (2948 m), Koord. 761,0/149,7, von oben nach unten (strat. von unten nach oben):

5. 40 m Die Gipfelplatte des Inneren Weissbergs wird von einer bis 40 m mächtigen Abfolge von Dolomitbrekzie und Kalkmarmor gebildet. Die Brekzie setzt sich aus den folgenden Komponenten zusammen:
 - a) Dolomitkomponenten von weisser, hellgrauer, blaugrauer, gelber und roter Farbe, mit und ohne gelben Pünktchen und Stäbchen (S. 179), stellenweise mit frischem Quarz und Albit.
 - b) Kalkmarmorkomponenten, welche durch die selektive Deformation ausgewalzt und verschmiert worden sind und sich nur selten von kalkigen Bindemitteln unterscheiden lassen. Sie sind z. T. kieselig. Als Farben herrschen Hellgrau und Weiss vor.
 - c) Quarzit in wenigen, massigen, hellgrünen, linsenartig ausgezogenen Komponenten.
 - d) Serizitschiefer. Es handelt sich um sehr ausgewalzte und zwischen den anderen Komponenten zerquetschte «Bruchstücke» von möglicherweise kristallinem Material. Das Bindemittel wechselt ebenfalls von rein kalkig bis sandig, oder kieselig-kalkig und gleichzeitig von weiss zu braungrau.

Die Packungsdichte der Komponenten ist grösseren Schwankungen unterworfen. Bald scheint das Bindemittel völlig zu fehlen, bald schalten sich reine, weisse Kalkmarmorbänder ein, mit nur ganz wenigen Einstreuungen dolomitischen Materials. Die Übergänge zwischen den Brekzien und den Kalkmarmorbändern können dabei sehr rasch, aber auch ganz allmählich stattfinden.

Vergleichen wir diese Brekzie mit der Vizanbrekzie V. STREIFFS (1939) (Surcrunas-Zone), welche im gleichen tektonischen und stratigraphischen Niveau im Otschams auftritt, so stellen wir auch dort, an der Stelle, wo sie den obenbeschriebenen Liasschichten aufliegt, einen ausgesprochenen Mangel an Taspinit-Gneis-Geröllen fest. Die eigentliche «Taspinitbrekzie» stellt sich erst wenig nördlicher, ursprünglich interner, ein, wo die Schüttung des kristallinen Materials sich offenbar nur auf den steilen Nordrand der Taspinit-schwelle beschränkte. Im Gegensatz zu der allerdings sehr ähnlich ausgebildeten Dogger–Malm-Brekzie der Weissberg-Decke (siehe S. 196), entspricht diese gleichaltrige Brekzie der Gelbhorn-Decke völlig der Brekzie der Surcrunas-Zone. Deswegen werden wir sie im folgenden auch mit dem Ausdruck «Vizanbrekzie» bezeichnen.
4. 10 m Plattiger, hellgrauer bis stellenweise schneeweisser, dichter, grobkristalliner Kalkmarmor mit sehr vereinzelt, eckigen Dolomitbruchstücken und weissen, kleinen Crinoidenstielgliedern (Durchmesser bis 3 mm). Der Marmor wittert z. T. «fissil» (in Clivageplättchen) an und führt schwarze, runde Kalzitgebilde von der Grössenordnung einiger mm, die als Echinodermenreste gedeutet werden könnten.
3. 10–2 m In der Mächtigkeit schwankende, z. T. fast auskeilende und sich mit dem Liegenden verfingernde Vizanbrekzie. Die Brekzie ist gestreckt und ziemlich grobgebankt und enthält wesentlich mehr hellgrauen Kalkmarmor als Komponenten. Sie entspricht jedoch der Brekzie der Nr. 5. Sie geht ziemlich rasch über in:
2. 5–1 m Plattigen, «fissilen» Kalkmarmor, mit Einstreuungen von feinen, meistens sehr eckigen, dolomitischen Komponenten, allmählich übergehend in:
1. 70 m Reine, dichte, grobgebankte, grobkristalline Kalkmarmore von bläulichweisser, hellgelber oder honiggelber Farbe. Sie liegen den ebenso etwa 80 m mächtigen, analogen Kalkmarmoren der Weissberg-Decke auf und bilden mit ihnen die steile Südwand des Mittleren und Inneren Weissbergs.

Alter

Hier verweisen wir auf die Stratigraphie der Weissberg-Schuppe (S. 197). Wir stellen die Vizanbrekzie, deren Schüttung wahrscheinlich nach dem unteren Dogger einsetzte, in den oberen Dogger und Malm. Im Malm geht sie seitlich in eine reine Kalkfazies über, welche die mächtigen Kalkmarmore des Weissbergs bildet.

Kreide

Die Kreide liegt überall jener der Weissberg-Schuppe auf. Sie ist nur wesentlich weniger vollständig als die letztere. Unter gleichzeitiger tektonischer Repetierung (Fuorcla Curtegn, Fig. 12), ist sie stellenweise auf einige Meter ausgedünnt. Sie erstreckt sich von der oberen Val Gronda bis auf die Saletscha in der oberen Val Schmorras und ist geographisch gegen N und S durch den Malm begrenzt. Die untersten, jüngsten Schichten sind die braunen kalkigen Quarzite, die im dm-Bereich mit dichten grünen Quarziten und wenigen Tonschiefern abwechseln. Diese Abfolge, welche z. B. die einzige 40 m hohe Steilstufe am Grat westlich vom Saletschajoch bildet (P. 2726), ist sehr stark gefaltet, wobei sich das unterschiedliche Verhalten der plastischen und starren Schichtglieder schön beobachten lässt. Wir sind hier im Kern der grossen Umbiegung zwischen der Weissberg- und der Gelbhorn-Decke. Über diese Quarzite legen sich graue und braune Quarzphyllite mit braunen, dünnplattigen Kieselkalkzwischenlagen und Tonschiefern. Die ursprüngliche Mächtigkeit dieser stark wechselnden Abfolge lässt sich, aus tektonischen Gründen, nicht bestimmen; die heutige beträgt etwa 5–10 m. Gegen oben ist die Kreide durch die Belemniten sandkalke des Lias begrenzt.

Für die allgemeine Ausbildung und das Alter dieser Schichten verweisen wir auf die Besprechung der Weissberg-Schuppe (S. 197).

DIE TIEFENCASTLER SCHUPPE (normalliegend)

Ablagerungsraum

Die Gelbhorn-Decke wird zum grössten Teil durch die Tiefencastler Schuppe vertreten, welche der Gelbhorn-Zone F. SCHMIDS (1965) entspricht. Im Gegensatz zu der Vizanbrekzie und den dazu gehörenden Schichten sind die jurassischen Serien der Gelbhorn-Zone – nach der von uns als wahrscheinlich betrachteten tektonischen Deutung – südlich von der Taspinitischwelle abgelagert worden. Der Südabfall der Schwelle muss wesentlich sanfter als der Nordrand gewesen sein, denn wir finden zur Lias- und Doggerzeit nur sehr geringe und feine Brekzienschüttungen in der sonst im allgemeinen sehr bündnerschieferähnlichen Abfolge. Erst im Gebiet von Tiefencastel schalten sich wieder grobe Brekzien ein. Wir müssen trotzdem eine wesentlich grössere Tiefe annehmen als jene nördlich der Schwelle. Davon zeugen der tonschieferreiche untere Jura und der «kalkarme» Malm. In der unteren Kreide war die Taspinitischwelle so tief abgesunken, dass wir keinen Unterschied mehr machen können zwischen der Schichtfolge der Weissberg-Decke und derjenigen der Gelbhorn-Decke.

Vergleich mit der Gelbhorn-Zone SCHMIDS

F. SCHMID (1965) teilt im Bereich von Tiefencastel die Gelbhorn-Zone auf in:

Gelbhorn-Zone	{	Flysch
		Nivaigl-Serie
		Nisellas-Serie (mit Brekzie von Tiefencastel)
		Liaskalke
		Triadische Schichten

Die Mächtigkeit dieser Abfolge nimmt von über 400 m gegen S stark ab, und wir messen an der Saletscha, im obersten Val Nandrò, nur noch etwa 70 m. Wir werden, uns lediglich auf lithologische Vergleiche stützend, versuchen, die Gliederung SCHMIDS auch in unserer Schichtfolge beizubehalten. Dazu benützen wir die Tab. 3.

Die Nisellas-Serie SCHMIDS entspricht der «Dogger-Zone» H. JÄCKLIS (1941). SCHMID lehnt den Ausdruck «Dogger-Zone» ab, da damit die Serie zeitlich zu genau eingestuft wäre. Es ist nicht ausgeschlossen, dass der untere Teil der Nisellas-Serie (Tonschiefer) noch dem Lias angehört.

Der Name Nivaigl-Serie wurde von T. GLASER (1926) eingeführt; die Obrist-Zone von H. JÄCKLI (1941) ist ihr mehr oder weniger synonym. Obwohl die tektonische Deutung der Nivaigl-Serie bei T. GLASER eine andere war (siehe F. SCHMID, 1965), wurde der Ausdruck von allen späteren Autoren übernommen.

Wir werden bei der Beschreibung der Profile die Gliederung SCHMIDS jeweils andeuten. Die Schichtfolgen sind jedoch gestört, da an vielen Ton- und Serizitschiefer-

F. SCHMID (Tiefencastel), 1965			Alp Nova, Saletscha
	Flysch	Sandsteine, Mergelkalke, Tonschiefer	
NIVAIGL-SERIE	Obere Kreide	Kieselkalke, Serizitmarmore, grüne und braune Quarzite, polygene Brekzien	Sandige Tonschiefer, Kieselkalke, grüner Quarzit und polygene Brekzien
	Mittlere Kreide	Kieselkalke, Serizitmarmore und grüner Quarzit	Kieselkalke und Serizitmarmore
	Neokom (Tristel)	Brauner Quarzit, Tonschiefer, Feinbrekzie, Spatkalke	Brauner Quarzit, Tonschiefer, Feinbrekzie
	Malm?		Hyänenmarmor
NISELLAS-SERIE	Lias-Dogger	Tonschiefer, tonige Kalkschiefer, kieselige Kalke, Sandsteine und Tiefencastler Brekzie	Tonschiefer, tonige Kalkschiefer, kieselige Kalke, Brekzien und Sandsteine
		Liaskalke	Liaskalke

Tab. 3. Lithologisch-stratigraphische Vergleichstabelle der Gelbhorn-Zone SCHMIDS mit der Tiefencastler Schuppe.

horizonten sicher interne Verschiebungen stattgefunden haben müssen, welche eine Verdünnung der Serie zur Folge hatten. Die geringe Mächtigkeit ist ohne Zweifel nicht nur primär stratigraphisch.

Bargias

Bei der kleinen Brücke über die Aua da Schmorras, unterhalb Bargias (Alp Nova), steht unmittelbar über dem gelben obertriadischen Dolomit das folgende geringmächtige Profil an (siehe Fig. 13):

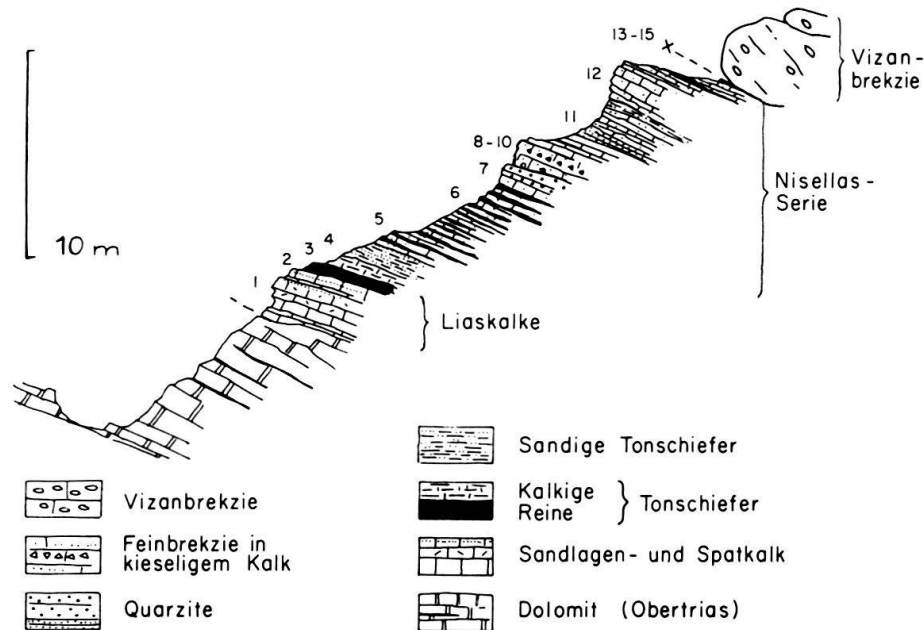


Fig. 13. Tiefencastler Schuppe bei Bargias (Alp Nova). Die Nummern entsprechen der Profilbeschreibung im Text.

I. Liaskalke

1. 2 m Dunkelgraue, leicht kieselige, plattige bis gebankte Kalkmarmore. Sie bilden eine kleine Steilstufe. Es treten häufig schwarze Crinoiden auf, welche dem Gestein stellenweise das Aussehen eines Spatkalkes verleihen. Gegen oben schalten sich einige sehr dünne, weisse Kieselschnüre ein. Es handelt sich hier um das Äquivalent des von MEYER, STREIFF und anderen Autoren beschriebenen, reichlich fossilbelegten Liaskalkes des Plaun la Botta. Wie bei F. SCHMID sind jedoch auch hier die Schichten wesentlich fossilärmer. Mit scharfer Grenze liegen darauf:

II. Nisellas-Serie

2. 0,7 m Dunkelgraue bis schwarzglänzende Tonschiefer.
3. 0,3 m Braune, kalkige Tonschiefer.
4. 2 m Papierdünne, hellgraue und leicht grünliche Quarzit-Serizit-Schiefer, im cm- bis dm-Bereich wechselnd mit grauen Tonschiefern.
5. 3 m Kieselige Kalkmarmorbändchen, mit grauen Tonschieferlagen abwechselnd.
6. 0,2 m Sandiger Kalkmarmor.
7. 0,2 m Dichter, dunkelgrauer Quarzit.
8. 0,3 m Feine Dolomitbrekzie in einem grauen, sandigen Kalkmarmor. Die sehr kleinen (bis 4 mm) eckigen Komponenten sind gelb, dunkelgelb oder ocker.
9. 0,9 m Dunkelgrauer, schlechtgebankter Kalkmarmor mit silbergrauen, chloritischen Tonschiefern.

10. 0,4 m Wiederum eine feine, dolomitische Brekzie in bräunlichgrauem Kieselkalkmarmor.
11. 0,5 m Grauer, leicht verschieferter Quarzit mit wenig Serizit.
12. 2 m Hellgrauer, grobgebankter, kieseliger Kalkmarmor.
13. 0,1 m Dunkler Tonschiefer.
14. 1,2 m Gebankter, brauner, z. T. sehr sandiger Kieselkalk.
15. 0–0,1 m Dunkelgraue Tonschieferflaser.

Die Gesamtmächtigkeit des Profils beträgt etwa 19 m.

Die Schichtfolge wird gegen oben von grossen versackten Massen der Vizanbrekzie abgeschnitten, welche aus den Hängen des Padasch hinuntergekommen sind und auf welchen die untersten Hütten der Alp Bargias gebaut sind.

Saletscha

In den verschiedenen Bachanrissen, den Hütten der Alp Schmorras gegenüber, lassen sich mehrere Profile aufnehmen, welche intern z. T. verschuppt sind und schon auf 100 m Distanz grosse Unterschiede in der Schichtfolge zeigen. Wir werden aus den vielen Aufnahmen ein möglichst ungestörtes Normalprofil zusammenstellen:
(Koord. 759,4/155,8 und 759,3/155,5); Profil von unten nach oben:

1. 10 m Gips.

I. Liaskalke

2. 0,8 m Dunkelgraue, kalkige Tonschiefer.
3. 2 m Dunkelgrauer Kalkmarmor mit schwarzen Kalzitäfelchen; z. T. spätig. Dazu mehrere Zwischenschaltungen von dunkelgrauen Tonschiefern.
4. 4,2 m Dunkelgrauer Kalkmarmor mit wenigen detritischen Dolomitkomponenten (Durchmesser 0,5–4 mm) und weissen Kalzitadern; z. T. spätig.
5. 1,8 m Heller, gebankter Kalkmarmor, mit hellgelben Dolomitschnüren (stark ausgezogene Dolomitkomponenten?).

II. Nisellas-Serie

6. 2 m Dunkelgraue Kalk-Ton-Phyllite mit Kieselkalkmarmorbändchen.
7. 1,5 m Kalkiger Sandlagenquarzit und Kieselkalkmarmore.
8. 13 m Eine Serie von blauschwarzen Tonschiefern und dunkelgrauen, feinplattigen Kalkmarmorbändchen, welche selten bräunlich anwittern. Es schalten sich dazwischen weisse Quarzitschnüre und -linsen. Die ganze Abfolge hat einen ausgesprochenen Büdnerschieferaspekt.

III. Nivaigl-Serie

9. 5 m Gutgebankter, hellbräunlichgrauer Hyänenmarmor mit braunen, sandig-serizitischen Belägen auf den Schichtflächen.
10. 3 m Braune, serizitische Kieselkalkschiefer.
11. 2,8 m Dunkelgraue, z. T. kieselige Kalk-Ton-Phyllite.
12. 6 m Gutgebankter, dunkelgrauer bis grauer, wenn nass, tiefschwarzer Kalkmarmor mit feinen, weissen Kalzitadern und Einstreuungen von seltenen, sehr kleinen, hellen Dolomitkomponenten (Durchmesser 0,1–2 mm).
13. 4,5 m Bündnerschieferähnliche Abfolge von Tonschiefern, Kalkphylliten, Kieselkalkmarmorbändchen und Quarzlinsen.
14. 4 m Gutgebankter, dunkelgrauer, kieseliger Kalkmarmor mit Einstreuungen von sehr hellgrauen sowie orangen Dolomitkomponenten, wie Nr. 12 und Nr. 4.
15. 7 m Dunkelgraue Tonschiefer und hellgraue, z. T. leicht grünliche, chloritische Kalkmorschiefer, im cm-Bereich wechselnd.

16. 9 m Hellgrüne, dichte, massige und dünnplattige Quarzite mit Quarzitbrekzien (Brekzien von bis 2 cm grossen, braunen Quarzitkomponenten in einer leicht kalkigen, sandigen Grundmasse); im dm-Bereich wechsellagernd mit hellgrünen Serizit-Quarzit-Schiefern.
17. 0,4 m Silberne bis hellgrüne Serizitschiefer.
18. 0,6 m Weissler, dünnplattiger Serizitmarmor.
19. 0,2 m Weissler Serizitquarzit.
20. 5,6 m Wechsellagerung im dm-Bereich von braunem, leicht kalkigem Quarzit und grauen, kieseligen Kalkmarmorbändchen, mit dunkelgrauem, kalkigem Tonschiefer.
21. 0,4 m Dichter, grüner Ölquarzit.
22. 2 m Grobgebänkter, hellgrauer, leicht gelblicher Kalkmarmor mit einer gröberen, polygenen Dolomitbrekzie (Durchmesser der Komponenten bis 2 cm).
23. 0,1 m Grüne, leicht chloritische Quarzitschiefer.
24. 0,4 m Brauner, sandiger Kieselschnurmarmor mit Einstreuungen von reichlichem, dolomitischem Material (eckige Bruchstücke von weissem, gelbem und hellgrauem Dolomit). Das Bindemittel ist leicht serizitisch.
25. 0,1 m Hellgraue, sandige Tonschiefer.
26. 0,2 m Dünnplattiger, grüner, dichter Quarzit mit schwarzen Tonhäutchen.

Die Gesamtmächtigkeit des Profils beträgt 77 m.

Fuorcla Curtegn und Tälifurka

Wie aus Fig. 12 hervorgeht, ist der Normalschenkel der Gelbhorn-Decke an der Fuorcla Curtegn ausserordentlich reduziert und nur noch durch einige Späne unterhalb P. 2691 vertreten.

Lithologisch handelt es sich um braune und graue Quarzphyllite, mit dünnen, braunen Kieselkalkzwischenlagen und Tonbelägen. Die Wechsellagerung ist sehr intensiv, z. T. im cm-Bereich, für die Tonbeläge im mm-Bereich. Daneben tritt auch ein dünnplattiger bis schiefriger, braungrauer Kieselkalkmarmor auf, mit grauen oder schwarzen Tonschiefern und sandigen Lagen.

An der Tälifurka steht über dem Gips das folgende, nur einige m mächtige Profil an:

1. 0,4 m Schwarzer Tonphyllit.
2. 2,5 m Grober, kalkiger Quarzsandstein, mit feinen brekziösen Einstreuungen dolomitischen sowie kalkigen Materials, mit dm-dicken Einschaltungen von hellgrauen und dunkleren Kalkmarmorbändern.
3. 0,2 m Hellgrüne, leicht chloritische, quarzitische Schiefer.
4. 0,1 m Dichter, grüner Quarzit.
5. 0,2 m Blaugrauer, dichter, gebänkter Kalkmarmor mit feinen dolomitischen Einstreuungen.
6. 0,3 m Dunkelgrauer Kalkmarmor mit feinen (0,2–3 mm) brekziösen Komponenten von gelbem Dolomit, Quarzit und Kalk. R. STAUB (1919) vergleicht diese Brekzie mit der von Tiefencastel, welche nach F. SCHMID (1965) zu den Brekzien der Nisellas-Serie gehört. Es ist durchaus möglich, dass wir hier mit der Nisellas-Serie zu tun haben, obwohl es sich vielleicht, in Anbetracht des «mächtigen» Quarzites, eher um ein südlichstes Vorkommen der Nivaigl-Serie handeln dürfte. Bei diesen wenigen, isolierten Schuppen an der Tälifurka lässt sich nur feststellen, dass sie eindeutig über dem Gips liegen und den jüngeren mesozoischen Serien der Gelbhorn-Decke angehören.

Das Hangende wird von hellbraunen Kalk-Tonschiefern und Quarzitphylliten des Täligrates gebildet, welche nach W. H. ZIEGLER (1956) dem Arblatschflysch angehören.

Die Gesamtmächtigkeit des Profils beträgt 3,7 m.

Unmittelbar südlich der Tälifurka werden auch diese letzten Reste der Gelbhorn-Zone SCHMIDS vom Arblatschflysch abgeschnitten. Ebenso verschwindet der Gips. Im Avers ist die Gelbhorn-Zone fraglich und, falls vorhanden, nur sehr geringmächtig in einer Kalkschiefer-Serie von einigen m Mächtigkeit vertreten; so z. B. an den Bandseen oberhalb der Bandfluh im Täli. Es kann sich bei diesen Schiefer- und Rauhwackenlinsen jedoch auch um das südlichste uns bekannte Vorkommen der Serie von Savognin handeln. Das Hangende bildet auch dort überall der Arblatschflysch des Täligrates.

Vergleich mit Jura und Kreide der Weissberg-Schuppe

Die Ablagerungen des Jura der Weissberg-Schuppe lassen sich kaum mit denjenigen der Tiefencastler Schuppe vergleichen. Sie sind mit ihren relativ mächtigen Kieselschnurkalkmarmoren, groben polygenen Dolomitbrekzien und reinen Kalken Zeugen eines im allgemeinen untiefen und z. T. ruhigen Wassers. Die auffallend tonschieferreichen Lias–Dogger-Profile, welche wir in der Tiefencastler Schuppe beschrieben haben, deuten dagegen auf einen tieferen, in allmählicher Subsidenz begriffenen Ablagerungsraum hin (siehe S. 232).

Demgegenüber sind die Kreideschichtfolgen der Weissberg-, Surcrunas-Tschera- und Tiefencastler Schuppe ausserordentlich analog ausgebildet. Wie aus Tab. 4 hervorgeht, lassen diese sich gut korrelieren, wobei die Mächtigkeit in der Tiefencastler Schuppe (besonders jeweils die der Tonschieferhorizonte) deutlich grösser

Weissberg-Schuppe		Tiefencastler Schuppe
Kalkiger Quarzit, brauner Kieselkalk, grüner Ölquarzit, kieselige Tonschiefer, Kalkmarmor, Feinbrekzien und brauner Ölquarzit. Kieselkalke und kalkige Tonschiefer.	GAULT	Kieselkalk, Feinbrekzie, Quarzitschiefer, Kalkmarmor, polygene Brekzie und grüner Ölquarzit. Quarzitschiefer, kieselige Tonschiefer, Serizitquarzit, Serizitmarmor und Serizitschiefer.
Kalkige Quarzite und Quarzitschiefer, Hyänenmarmor und Tonschiefer.	URGON APT	Kalkige braune Quarzite und serizitische Quarzitschiefer, kalkige Tonschiefer mit Kalkmarmorbändchen.
Feinbrekzie, Tonschiefer mit Kieselkalkmarmorbändchen, kalkiger Quarzit, Tonschiefer mit Kalkmarmorbändern und plattiger, brauner Kieselkalk mit kieseligen Tonschiefern.	NEOKOM	Kieseliger Kalkmarmor, Feinbrekzie, bündnerschieferähnliche Schiefer, Kalkmarmor mit Feinbrekzien, kieselige Kalk-Ton-Schiefer und braune Kieselkalkschiefer.
	MALM?	Hyänenmarmor.

Tab. 4. Lithologische Vergleiche und Korrelation der Kreideablagerungen der Weissberg-Schuppe (links) und Tiefencastler Schuppe (rechts).

wird als diejenige der Weissberg-Schuppe. Offenbar ist die Taspinitischwelle, welche bis in den Malm hinein eine scharfe Trennung zwischen zwei verschiedenen Ablagerungsräumen bildet, seit Beginn der Kreide abgesunken. Die Ablagerungen der Weissberg- und Tiefencastler Schuppe setzen sich von jetzt an in einem grösseren Trog ab, wobei die Meerestiefe vom Bereich der Weissberg-Schuppe gegen denjenigen der Tiefencastler Schuppe zunimmt.

Die Martegnas-Serie

Einführung

Während die von V. STREIFF (1939) und W. H. ZIEGLER (1956) bereits ausführlich beschriebene Martegnas-Serie am Piz Martegnas in der Val Nandrò eine grosse Mächtigkeit erreicht, dünnt sie sich gegen Alp Curtegnas rasch aus. Sie tritt dort bei der kleinen Brücke in unser Untersuchungsgebiet und manifestiert sich lediglich als ein 10 m mächtiger Gabbro (STREIFF, S. 139). In den Westhängen des Piz Murtèr (2718 m) zieht die Martegnas-Serie im Liegenden des Arblatschflysches oder stellenweise der Serie von Savognin gegen S. In den Bachanrissen der Saletscha sind meistens einige dm Serpentin oder Asbestschiefer aufgeschlossen, welche vergesellschaftet sind mit schiefrigen und dünnplattigen Quarziten, hellgrauen und grünlichen Chloritserpentinsschiefern, Dolomitbrekzien und einigen m Hyänenmarmoren. In der Gegend des Starlerapasses fehlen die Vorkommen von Ophiolithen und irgendwelche Anzeichen einer Martegnas-Serie überhaupt. Wir finden dagegen an der Fuorcla Curtegnas und am SW-Grat des Piz Cagniel (P. 2795) die letzten und südlichsten Aufschlüsse dieser Serie (siehe unten), welche dort plötzlich auszukeilen scheint, wie ZIEGLER (1956) das auch auf seinem tektonischen Kärtchen dargestellt hat. Das Liegende der Martegnas-Serie wird überall von den Quarziten und Kalkschiefern der Gelbhorn-Zone gebildet. Deswegen ist eine Verbindung der Martegnas-Serie mit der ophiolithführenden Tschera-Zone der Weissberg-Decke, wie dies von F. SCHMID (1965) vorsichtig als Möglichkeit angedeutet wurde, ausgeschlossen. Eher möchten wir sie mit V. STREIFF (1939 und 1962), W. H. ZIEGLER (1956) und R. STAUB (1958) südlich oder im südlichen Teil der Gelbhorn-Zone beheimaten.

Profil an der Fuorcla Curtegnas

Bei P. 2795, SW-Grat des Piz Cagniel (Koord. 761,2/152,3), schaltet sich zwischen dem Arblatschflysch und der Gelbhorn-Zone die folgende Schichtreihe ein (von oben nach unten):

- | | |
|----------|---|
| 10. | Hellgrauer, leicht kalkiger Quarzitschiefer des Arblatschflysches. |
| 9. 0,9 m | Grüner Serpentin. |
| 8. 3 m | Dunkelgrauer Tonschiefer mit weissen Quarz- und Kalzitadern. |
| 7. 4 m | Hellgrauer, gebankter, leicht serizitischer Kalkmarmor mit wenig Quarz und idiomorphem Pyrit. |
| 6. 4 m | Verschieftes, grünliches Kristallin mit feinem Serizit auf den S-Flächen und Einstreuungen von klarem Sandquarz. Das Gestein ist der verschieften Rofnaporphyrvarietät am Plattenhorn (Seite 168) sehr ähnlich. |

5. 3 m Brauner gebankter Kieselkalk.
4. 0,8 m Bündnerschieferähnlicher Kalk-Ton-Schiefer.
3. 0,8 m Grüner Serpentin und Asbestschiefer.
2. 0,2 m Dunkelgrauer Tonschiefer.
1. Leicht kalkiger brauner Quarzit der Gelbhorn-Zone.

Die Gesamtmächtigkeit des Profils beträgt etwa 17 m.

Vergleichen wir das Profil mit den von V. STREIFF in der Martegnas-Serie beschriebenen Gesteinstypen, so stellen wir viele Analogien fest. Der Dolomit und die Brekzien fehlen an der Fuorcla Curtegn, treten jedoch an der Saletscha vergesellschaftet mit Grünschiefern auf. Es lässt sich nicht mit Sicherheit sagen, ob die eben beschriebenen braunen Kieselkalke und Tonschiefer im unteren Teil des Profils (Nr. 5, 4 und 2) verschuppt sind und bereits der Gelbhorn-Zone des Liegenden angehören. Alle Kontakte sind scharf und möglicherweise tektonisch.

Die Serie von Savognin

Die von V. STREIFF (1939) als Basis der «oberen Flyschschuppe» betrachtete und von W. H. ZIEGLER (1956) an der Basis des Arblatschflysches beschriebene Serie von Savognin wurde von R. STAUB (1926 und 1946) in Analogie mit der Martegnas-Serie als ein Span der Platta-Decke im Oberhalbsteiner Flysch gedeutet. Das vollständigste und am wenigsten gestörte Profil dieser Serie wurde von ZIEGLER bei Parseiras aufgenommen (Typusprofil, 1956, S. 30, Fig. 5). Dabei deutet er den hellgrauen zerklüfteten Dolomit als Hauptdolomit und bezeichnet diesen in der Legende als Malm. Diese sowohl für das Oberpenninikum wie auch für das Unterostalpin ein wenig merkwürdige Stratigraphie beruht wahrscheinlich auf einem Druckfehler. Er lässt die Serie in der Val Tuorsch, südlich von Malmigiur, endgültig zwischen den Mergelkalken der Rudnal-Serie (Arblatschflysch) oben und der Martegnas-Serie unten auskeilen. Am Nordfuss der Murtèr (2718 m) ist jedoch zwischen Alp Nova und Alp Curtegn unmittelbar im Hangenden des Gabbros der Martegnas-Serie eine grössere Menge Gips aufgeschlossen, welche von ZIEGLER irrtümlicherweise als Rudnal-Serie bezeichnet worden ist (tekt. Kärtchen, geol. Profil Tafel II, Fig. 1). Es dürfte sich hier aber, der Lithologie und tektonischen Stellung wegen, um die Serie von Savognin handeln. Dieser Gips lässt sich als ein schmales Rauhwackeband dem rechten Ufer der Aua da Schmorras entlang gegen S verfolgen, wo er in den verschiedenen Bachanrissen der Saletscha aufgeschlossen ist. Neben Rauhwacke findet man über den Grünschiefern, Quarziten und Hyänenmarmoren der Martegnas-Serie auch linsenartig auftretenden, einige m mächtigen gelben und hellgrauen Dolomit und hellen Kalkmarmor mit Einstreueung von dolomitischem Material. So z. B. am folgenden Profil von 2280–2260 m (Saletscha):

(oben) Arblatschflysch

7. Dünnplattiger bis schiefriger, silbergrauer, leicht kalkiger Quarzit.

Serie von Savognin

6. 4 m Hellgrauer gebankter Kalkmarmor mit polygener Dolomitbrekzie. Dieses Glied fehlt im Typusprofil bei Parseiras.
5. 1 m Gelber, z. T. rötlicher, verschieferter Dolomit.

4. 3 m Gelbe und aschgraue Rauhwacke.

Martegnas-Serie

3. 1 m Dunkelgrauer Kalkmarmor.
2. 2 m Hellgrauer Chlorit-Serizit-Schiefer, dünnplattiger Quarzit und Hyänenmarmorbändchen.
1. Serpentin und Asbest.

Von dort zieht die Serie von Savognin, immer an der Basis des Arblatschflysches, über das Pässlein (Rauhwacke) bei P. 2751,6 oberhalb des Starlerapasses wieder in die Val Curtegn's hinein, wie das R. STAUB auf seiner tektonischen Karte 1958 darstellt. Möglicherweise sind die kleinen Rauhwacken- und Kalkmarmorvorkommen südlich der Tälifurka, im Täli und auf der Bandfluh als deren südlichste Vertreter zu betrachten. R. STAUB stellt die Serie von Savognin dem «oberen Weissberg-Komplex» gleich und zieht sie über Juf bis in die Gegend des Septimerpasses durch. Das einzige Element, das zwischen den Bündnerschiefern und dem Arblatschflysch bis gegen Juf zu verfolgen ist, gehört jedoch der Bandfluh-Schuppe an (S. 175). Da der Arblatschflysch mit der Martegnas-Serie und Serie von Savognin an seiner Basis von Süden her diskordant auf die Schamser Decken geschoben ist, kann ein eventueller Zusammenhang der Serie von Savognin mit den Schamser Decken nicht mehr nachgewiesen werden.

TEKTONIK UND PALÄOGEOGRAPHISCHE ZUSAMMENHÄNGE

Beschreibung der Detailtektonik

Im von uns untersuchten Bereich der Schamser Decken von Juf im SE bis Schmorrasjoch im NW unterscheiden wir (vgl. Einführung, S. 168) tektonisch von unten nach oben die folgenden Einheiten:

1. Suretta-Decke;
2. Averser Bündnerschiefer,
 - a) Untere Bündnerschiefer, b) Obere Bündnerschiefer;
3. Weissberg-Decke,
 - a) Bandfluh-Schuppe, b) Weissberg-Schuppe;
4. Gelbhorn-Decke,
 - a) Surcrunas-Tschera-Schuppe, b) Tiefencastler Schuppe;
5. Martegnas-Serie;
6. Serie von Savognin.

Das relativ steile, generelle Schichtfallen von 15–30° gegen ENE bewirkt, dass auf dem schmalen Streifen von etwa 3 km (Piz Grisch–Piz Mezz) diese verschiedenen tektonischen Elemente alle zum Vorschein kommen.

Die hier folgende Beschreibung der Tektonik ist vor allem als Erläuterung zur tektonischen Karte (Tafel I) und den Profilen 1–10 (Tafel II und III) gedacht; sie