

Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen im **schweizerischen** Nationalpark
Herausgegeben von der Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft
zur **wissenschaftlichen** Erforschung des Nationalparks

Résultats des **recherches** scientifiques **entreprises** au Parc National **suisse**
Publiés par la **commission** de la **Société Helvétique** des Sciences Naturelles pour les **études**
scientifiques au Parc National

Band **VII** (Neue Folge)

48.

**ZUR GEOLOGIE DER BERGE ZWISCHEN OFENPASS.
SPÖLTAL UND VAL DEL GALLO
IM SCHWEIZERISCHEN NATIONALPARK
(GRAUBÜNDEN)**

Von
Kimon Karagounis

Druck Lüdin AG Liestal 1962

Abonnemente: Lüdin AG Liestal Einaelhefte: Nationalpark-Museum **Chur**

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort	
A. Einleitung	
I. Geographischer Überblick und Terrainabgrenzung	377
II. Geologischer Überblick	377
III. Historischer Rückblick	378
B. Stratigraphie	
I. Einleitung	380
II. Die einzelnen Schichtglieder	381
Verrucano	381
Buntsandstein	382
Anis	387
a) Allgemeines	387
b) Die Aniskalke	388
c) Die Anisdolomite	392
d) Zusammenfassung und Vergleiche	396
Ladin	397
a) Allgemeines	397
b) Die Frage der Obergrenze	397
c) Der Arlbergdolomit	400
d) Das Ober-Ladin	406
e) Zusammenfassung und Vergleiche	410
Carn und Nor	412
III. Zusammenfassung	412
IV. Vergleich mit anderen Ausbildungen der ostalpinen mittleren Trias	414
Nördliche Errdecke	414
Ortler	414
Jaggl (Cima del Termine)	415
Ducangruppe	415
Nördliche Kalkalpen und Lombardei	416
Folgerungen	417
V. Zusammenfassung über die Dolomitisierung	418
C. Tektonik	
I. Allgemeines	422
II. Tektonische Einzelbeschreibung	424
Einleitung und Ergebnisse	424
Munt la Schera-Kuppe und Chaschabella-Mulde	425
Die Tagliata-Mulde	429
Die Botsch-Buffalora-Zone	431
Die Val Chavagl	435
Der Piz Daint	437
Die Gallo-Linie	439
Anhang: Die Bruchsysteme	442
III. Zusammenfassung	442
D. Morphologie	445
Literaturverzeichnis	448
Geologische Karten	451
Topographische Karten	452

Vorwort

Auf Anregung von Herrn Prof. Dr. R. TRÜMPY nahm ich 1958 die Untersuchungen für die vorliegende Arbeit auf. Die Feldaufnahmen wurden in den Sommermonaten der Jahre 1958 bis 1961 durchgeführt. Dabei brachte die regnerische Witterung des Jahres 1960 eine Verzögerung mit sich. Die Zwischenzeit diente der Auswertung des Materials am Geologischen Institut der ETH und der Universität Zürich.

Als topographische Grundlage, namentlich für die Kartierung, wurden für das Gebiet innerhalb des Schweizerischen Nationalparkes die neuen Blätter 1:10 000 der Gemeinde Zernez verwendet (5184d, 5186b, 5186d und 5193c). Für das Gebiet ausserhalb des Parkes wurde ein vergrösserter Ausschnitt der Landeskarte der Schweiz verwendet. Die angeführten Namen und Höhenquoten beziehen sich, wenn nicht anders vermerkt, auf diese Unterlage (LK Blatt 259, Ofenpass). Ferner wurde öfters auf den topographischen Atlas der Schweiz 1:50 000 zurückgegriffen (TA, Blätter: 424, 425, 428, 429 und Überdruck Ofenpass).

An dieser Stelle möchte ich meinen Lehrern und Studienkameraden, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben, danken.

Mein Dank gilt vor allem meinen verehrten Lehrern, Herrn Prof. Dr. A. GANSER und Herrn Prof. Dr. R. TRÜMPY, für ihr Interesse, ihre zahlreichen wertvollen Anregungen und Hinweise während der Ausführung dieser Arbeit. Dankbar gedenke ich auch Herrn Prof. Dr. R. STAUB †, der in mir die Begeisterung für die Geologie geweckt hat.

Herrn Prof. Dr. W. LEUPOLD, Herrn Prof. Dr. E. DAL VESCO und Herrn J. NEHER, dipl. geol. ETH, bin ich für manchen guten Ratschlag dankbar.

Herrn Dr. E. GASCHE bin ich für die Bestimmung zahlreicher Diploporen-Schliffe zu grossem Dank verpflichtet.

Herr Dr. H. EUGSTER und Herr Dr. P. STREIFF haben mich bei Diskussionen und gemeinsamen Begehungen auf manches regionale Problem aufmerksam gemacht, was mir zu grossem Nutzen gereichte.

Auch der wissenschaftlichen Nationalpark-Kommission möchte ich an dieser Stelle für die freie Begehung des Nationalparkes und für die Drucklegung dieser Arbeit bestens danken.

Gerne denke ich zurück an die vielen schönen Tage im Nationalpark und an die gemeinsamen Begehungen mit meinen Terrainnachbarn A. SOMM, B. SCHNEIDER und R. STEIGER.

Besonders aber danke ich meinen Eltern und meiner Frau für ihre Hilfe und das Interesse, das sie meiner Arbeit entgegenbrachten.

A. EINLEITUNG

I. Geographischer Überblick und Terrainabgrenzung

Der Schweizerische Nationalpark mit seiner Umgebung ist wohl den meisten Lesern vor allem als einzigartiges Tier- und Pflanzenreservat bekannt, doch dass dieses Gebiet mit seiner hochalpinen Umgebung auch für den Geologen interessante Probleme bietet, zeigen die vielen Veröffentlichungen, die von **STUDERS** Beobachtung in der «Geologie der Schweiz» im Jahre 1851 angeführt werden. – Auch unser Untersuchungsgebiet liegt zum **grössten** Teil im **Schweizerischen** Nationalpark. Es bildet einen Ausschnitt aus Blatt 259 (Ofenpass) der Landeskarte der Schweiz. Die Nordgenze bildet die **Ofenstrasse** von **Vallun Chafuol** (km 10) über den Ofenpass bis zum riesigen Schuttkegel der **Multetta** (ca. km 26). Die **Ostgenze** verläuft von der Multetta über die P. 2214, 2444 (**Mulinersch**) und 2854. Die Südgrenze bildet die Koordinate 166 000 und dann die Aqua del **Gallo** bis Punt **dal** Gall. Gegen Westen schliesst der Spöl beim Zufluss der Ova **dal** Fuorn das Untersuchungsgebiet ab.

II. Geologischer Überblick

Von Zernez zur **Passhöhe** und bis ins Münstertal hinab vermittelt die quer alle Strukturen durchschneidende **Ofenpass-Linie** einen prachtvollen Einblick in **den Bauder** Unterengadiner Dolomiten. Der Ausgangspunkt Zernez liegt noch innerhalb des **Silvretta-Kristallins** (vorwiegend Misch- und Paragneise); doch bereits jenseits der Val Laschadura gelangen wir in die **Unterengadiner** Dolomiten und haben nun eine der markantesten tektonischen Grenzen der Ostalpen, die Stragliavita-Linie, überschritten.

Bis zur **Passhöhe**, und über sie hinaus, bleiben wir immer im gleichen tektonischen Element, dem Unterbau der «**Scarl-Decke**»). Dieser umfasst sämtliche Gesteine vom Verrucano bis zum Rhät. Er wird, wie auch der Oberbau, nördlich der **Ofenlinie** in **einzelnen** NE-SW streichende Falten und **Schuppenzüge** gelegt. Bis Ova Spin **durchqueren** wir die **Plattenkalke** und den durch kleine Falten repetierten Hauptdolomit. Bei Champsech nützt die Strasse einen alten **Ofenbachlauf** aus, und bei der Brücke über die Ova Spin bemerken wir Teilelemente des Unterbaues. Eine Hauptdolomitplatte schiebt sich an einer deutlich durch Gips und **Rauhwanke** markierten Fläche über den bisher an der Strasse aufgeschlossenen Hauptdolomit.

Gegen Punt la Drossa gelangen wir in immer tiefere **Schichtglieder** der Trias. Dabei durchqueren wir Carn, **Ladin**, Anis und Teile des Buntsandsteines. Ein grosser Bruch, kurz vor Punt la Drossa, setzt die südöstliche Scholle stark hinunter. Bis Punt la Drossa durchfahren wir nochmals **Ladin** und Anis, und hinter dem Grenzhaus steht bereits unterer Buntsandstein und Verrucano an.

Weiter gegen Il Fuorn werden die Verrucano-Aufschlüsse an der Strasse zusehends durch Kunstbauten abgestützt und zugemauert, denn die sanften unteren Hänge des Munt la **Schera** stellen eine grosse Sackungsmasse dar. Beim Hotel **Il** Fuorn angelangt, springt uns deutlich der grosse Gegensatz der **beiden** Talseiten ins Auge. Der zackige Gipfel des Piz Nair wird vom Hauptdolomit des Oberbaues **gebildet**, der diskordant dem Carn des Unterbaues aufsitzt. Unter dem Oberbau-Hauptdolomit des Piz **dal**

¹⁾ LK: S-charl, TA: **Scarl**

Fuorn erkennen wir noch einen Rest des Hauptdolomites des Unterbaues. – Die südliche Talseite mit dem Munt la Schera hingegen wird restlos durch den Unterbau eingenommen. Er ist hier stark emporgestaucht worden, und der Buntsandstein kommt bis auf 2440 m Höhe zu liegen. Wir befinden uns nun im Kern der Ofenpass-Mulde, einer **grossen WNW-ESE verlaufenden Depressionszone**, die als tektonische **Uranlage** des oberen **Münstertales** und des **Ofenpasses** gelten kann.

Nach der Brücke über die Val dal Fuorn blicken wir auf den Nordabhang des Munt la Schera und tief in die Val Chavagl hinein, während sich im Hintergrund die stumpfe, **kegelförmige** Gestalt des Munt **Chavagl** erhebt, unter **dessen Gipfel** wir **den** steilgestellten, **östlichen** Schenkel der **Chaschabella-Mulde erblicken**. Gegen W wird die Chaschabella-Mulde durch die Munt la Schera-Kuppe abgelöst. Unter den Ladinfelsen des Munt la Schera-Plateaus beschreiben die Anisdolomite eine schöne, liegende, gegen ESE vorgetriebene Falte, die uns ein prächtiges, verkehrtliegendes Buntsandstein-Profil erschliesst. An scharfer, tektonischer Grenze, die genau durch den Talboden der Val Chavagl zieht, stossen die Schuppen der Botsch-Buffera-Zone an die Chaschabella-Mulde. Der verkehrte Mittelschenkel dieser gegen W vorgetriebenen Deckfalte hat sich in vier Schuppen zerlegt (untere, mittlere, obere und Chavagl-Schuppe), deren höchste mit Arlbergdolomit die Gipfelkappe des Munt Chavagl bildet. Weiter bachaufwärts durchqueren wir noch die untere, mittlere und obere Schuppe. Auf dem Buntsandstein der letzteren **sitzt bereits** Arlbergdolomit des normalen Schenkels (gegenüber P. 1907). Etwas weiter oben öffnet sich der Blick in die Val Brüna, wo sich uns ein gutes Profil durch die obere Schuppe erschliesst. P. 2316 mit steil nordwest fallendem Buntsandstein, Anis und Ladin gehört zum normalen Schenkel dieser Deckfalte. Die Hügelkette der **Murtera da Chantan** (Überdruck) stellt bereits das Rückland der Botsch-**Buffera-Deckfalte** dar.

Nachdem wir die **grosse Verrucano-Ebene** der Alp **Buffera** durchquert haben, gelangen wir bei der letzten Steigung auf dem Weg zur Ofenpasshöhe bereits in den **Hauptdolomit des Munt della Bescha** (sprich: Bestscha), der eine weitere Schuppe des Unterbaues bildet. Von der Passhöhe aus geniessen wir den prächtigen Ausblick ins **Münstertal**, wo im Hintergrund, gegen E, vom breiten Firnrücken des Ortlers überragt, sich die **Gipfelgruppe** des **Umbrail** erhebt. Zu unserer Rechten, gegen S, erhebt sich die von **zahlreichen Brüchen** arg **zerstückelte** Gestalt des Piz Daint, der durch eine grosse N-S streichende Synklinale gekennzeichnet ist. Der von zahlreichen Brüchen durchzogene W-Schenkel fällt leicht ab, während der E-Schenkel steilgestellt oder überkippt ist.

Auf der anderen Seite des Ofenpasses, beim Abstieg ins Münstertal, begleitet uns der **Hauptdolomit** des Munt **della Bescha**, aber nur bis ca. zum P. 2022, wobei wir bereits die **obercarnischen** Dolomite durchquert haben. Bei den Kehren **erschliesst** die **Strasse** eine **grosse Gips- und Rauhwaschenmasse** des **Unter-Carn**, die M E unter P. 2146 durch eine S-förmige Schlinge **des Arlbergdolomites** begrenzt wird, und **schon** von **Tschier** an werden **bereits beide** Talseiten von Verrucano und **später** von **Münster-taler-Kristallin** eingenommen.

III. Historischer Rückblick

Die Monographie der Engadiner Dolomiten von A. SPITZ und G. DYHRENFURTH ist heute immer noch das Nachschlagewerk für den in diesem Alpengebiet arbeitenden oder interessierten Geologen. Neben einer Unmenge minutiöser Beobachtungen haben wir ihnen vor allem die genaue stratigraphische Gliederung dieser mächtigen Sediment-

masse zu verdanken. Ihre geologische Karte im Massstab 1:50 000 (im folgenden kurz als geologische Karte bezeichnet) dürfte wohl noch über Jahre hinaus die **Grund-**kartierung der **Engadiner** Dolomiten darstellen.

Da die meisten früheren Autoren ausgezeichnete historische Rückblicke aufführen, wird hier nur eine kurze Zusammenfassung eingeschaltet. Über die verschiedenen Ansichten der im folgenden nur kurz erwähnten Autoren möchten wir auf den Abschnitt «**Tektonik**» verweisen.

Vor **SPITZ** und **DYHRENFURTH** durchstreifte mancher Geologe dieses abgelegene Gebiet unserer Alpen. Wie erwähnt, betrat **B. STUDER** (1851) als erster die Engadiner Dolomiten; seine Beobachtungen, die uns heute noch in Erstaunen setzen, hat er in seiner «Geologie der Schweiz» niedergeschrieben. Nach ihm folgten Berichte und Beobachtungen von **GÜMBEL** (1887), **BÖSE** (1896), **TERMIER** (1905), **ROTHPLETZ** (1904) sowie von **ZYNDEL** und **TRÜMPY** (1912). Die Arbeiten von **THEOBALD** (1857–1868), **SCHILLER** (1904–1906), **ZOEPPRITZ** (1906) und **HAMMER** (1902–1912) stellen die ersten systematischen Arbeiten und Kartierungen dar. Nach **SPITZ** und **DYHRENFURTH** publizierte **EUGSTER** (1923–1924) als erster **neues** Beobachtungsmaterial. **HEGWEIN** (1926–1927) fügte seiner Dissertation eine **Neukartierung** der Quattervals-Gruppe¹⁾ bei. **LEUPOLD** (1934) führt im geologischen Führer zahlreiche neue Beobachtungen aus dem **Münster-**tal und dem Umbrailgebiet auf, während **WENK** (1934) seine Untersuchungen im **Silvretta-Kristallin** abschliesst.

In den dreissiger Jahren ist es vor allem die Zürcher Schule unter der Leitung von **R. STAUB**, die neue Detailuntersuchungen in Angriff nimmt; **BÜRGI** (1934) im **Scarlital**, **BOESCH** (1937) in den zentralen Unterengadiner Dolomiten und **KAPPELER** (1938) im Ortlergebiet. **R. STAUB** krönt seine zahlreichen Publikationen über die Engadiner Dolomiten mit dem 1937 erschienenen Beitrag «Geologische Probleme um die Gebirge zwischen **Engadin** und **Ortler**».

Nach dem zweiten Weltkrieg konzentrierten sich die Untersuchungen der **Berner** Schule durch **BURKARD** (1953), **TORICELLI** (1956) auf die nördlichen **Unterengadiner** Dolomiten, während die Zürcher Schule durch **KATZ** (1948), **INHELDER** (1952) und **HESS** (1953) am Ofenpass und in den südöstlichen Engadiner Dolomiten ihre Arbeiten durchführten. In neuester Zeit sind es **EUGSTER** (1959) und **CADISCH** (1961), die den tektonischen Deutungen neue Impulse **geben**.²⁾

Unser **Untersuchungsgebiet** schliesst sich im W und im SW an **HESS**, entlang der Ofenstrasse an die Untersuchungen von **BOESCH** und zum Teil an diejenigen von **INHELDER** und **LEUPOLD** an. Jenseits des **Spöls** in der Quattervals-Gruppe und im Val Trupchum arbeiten meine **Terrainnachbarn** **B. SCHNEIDER**, **A. SOMM** und **R. STEIGER**. Lediglich im **S**, im **Gebirgsdreieck** des Monte Cassa **del Ferro**, sind noch keine Detailuntersuchungen in Angriff genommen worden.

¹⁾LK: Quattervals, TA: Quattervals

²⁾Erst **nach** Abschluss dieser Niederschrift erhielt ich Einblick in das Manuskript von **STAUBS** letztem Werk «**Neuere** geologische Studien zwischen Bünden und dem **Veltlin**. I. Teil: Zur Gliederung der ostalpinen Schubmassen zwischen **Engadin** und **Ortler**» (1961), das er **kurz** vor seinem Tode abgeschlossen hatte.

B. STRATIGRAPHIE

I. Einleitung

Die neuzeitliche **stratigraphische** Gliederung in den Engadiner Dolomiten erfolgte durch A. SPITZ und G. DYHRENFURTH. Die **späteren** Autoren beschränkten sich, da sich die Resultate von SPITZ und DYHRENFURTH bestätigten, auf die Neuaufnahmen von **litho-stratigraphischen** Profilen, um durch fazielle Vergleiche vor allem die Tektonik weiter abzuklären.

Da BOESCH (1934, 1937) den Verrucano und den Buntsandstein in den zentralen Engadiner Dolomiten sehr eingehend untersucht hat, **beschränkten** sich unsere Untersuchungen vor **allem** auf das Anis und Ladin. Als Leitniveau wurde das Basiskonglomerat des Ladin verwendet, da es sich als konstantester Horizont erwiesen hat.

Da für den «alpinen Muschelkalk» der Engadiner Dolomiten keine andere Bezeichnung verfügbar ist, **schliessen** wir uns der Usanz der neueren Autoren (INHELDER, HESS) an, welche durchwegs den **Stufennamen** verwenden, obgleich auch dies mit Recht kritisiert werden kann. Wir brauchen nachfolgend «Anis», «Ladin», «Carn» usw. für die Formation, «Anisian», «Ladinian», «Carnian» usw. für die Stufe.

SPITZ und DYHRENFURTH sowie zahlreiche andere Autoren bezeichnen den ladinischen Dolomit als «Wettersteindolomit». Die Fazies der hellen, kaum geschichteten Wettersteindolomite und -kalke (bis 800 m) der nördlichen Kalkalpen, die seitlich in die Partnachschiechten übergehen können, ist jedoch eine ganz andere als diejenige in den Engadiner Dolomiten. Viel eher ist unsere Ausbildung mit derjenigen des Arlbergdolomites zu vergleichen. Wir brauchen deshalb im folgenden für die gleiche ladinische Schichtgruppe statt «Wettersteindolomit» den Ausdruck «Arlbergdolomit».

Das Ladin, das hier **ziemlich** sicher mit dem Ladinian zusammenfällt, umfasst dabei den gesamten **Schichtkomplex** zwischen der mittleren und der oberen **Rauh**wacke, d. h. **nebst** dem Arlbergdolomit auch die bisher als **untercarnisch** angesehene Schichtgruppe zwischen Arlbergdolomit und oberer **Rauh**wacke (vgl. p. 399).

Die im folgenden **verwendeten** **texturellen** und schichtungs-phänomenologischen **Begriffe** werden in dem **Sinne** verstanden, wie sie von P. NIGGLI in seinem Lehrbuch «Exogene Gesteine und Minerallagerstätte II» (1952, p. 415–428) nach verschiedenen Autoren **zusammengestellt** worden sind.

Für die **Korngrösse** in der **Dünnschliff-Beschreibung** wurde die WENTWORTH-Skala (in DUNBAR und RODGERS, 1958) verwendet:

- dicht (**lithographic**) – $1/256$ mm
- kryptokristallin – $1/16$ mm
- sehr fein- bis **feinkristallin** – $1/4$ mm
- mittelkristallin** – $1/2$ mm
- grobkristallin – 1 mm
- spätig**.

Die Unterscheidung von **Kalzit** und Dolomit im Dünnschliff wurde **durch** die von J. NEHER und E. ROHRER entwickelte Färbmethode mit **Delafeld-Reagens** vorgenommen. Diese Methode wurde von P. MERKI (1961, p. 146) **beschrieben**.

II. Die einzelnen Schichtglieder

Verrucano

BOESCH (1934, 1937), **INHEDER** (1952) und **HESS** (1953) haben den Verrucano in unserem und in den benachbarten Gebieten sehr eingehend beschrieben. Wir beschränken uns deshalb auf ergänzende Beobachtungen, wobei Wiederholungen nicht ganz vermieden werden können.

Durchgehende Verrucano-Profile sind in unserem Gebiet nicht anzutreffen, da nur die obersten Partien (100–200 m?) des Verrucano aufgeschlossen sind. Die Profil-aufnahme wird ferner erschwert durch die zahlreichen Sackungen, gleich ausgebildetes Moränenmaterial und durch die üppige Vegetation, die den Verrucano überwuchert. Überwiegend tritt die schlecht sortierte, hellgrüne, grobe Quarzsandstein-Varietät auf; Arkosen treten eher zurück.

Die Korngrösse der milchig-weissen bis rosaroten **Quarzkörner** nimmt gegen E ständig zu, um auf der Buffalora beim P. 2084 bis zu faustgrossen Quarzgeröllen anzuwachsen. Hier macht sich schon die von **HESS** (1953, p. 66) am Tanter Pizza beschriebene Lokalfazies des bunten Verrucano bemerkbar. Neben gossen, schlecht gerundeten **Quarzgeröllen** finden wir stark mit der Grundmasse verschieferte, eckige **Komponenten** von rot-violetten «Silt-Schiefern» mit stecknadelkopfgrossen **Quarzkörnern**.

U. d. M. Die stark verschieferte Grundmasse dieser rot-violetten Komponenten besteht aus Quarzsand, Quarzmörtel und Serizitschüppchen. In dieser Grundmasse schwimmen vereinzelt, grosse, gerundete Quarzfragmente. Pyrit, Magnetkies und viel Erzstaub.

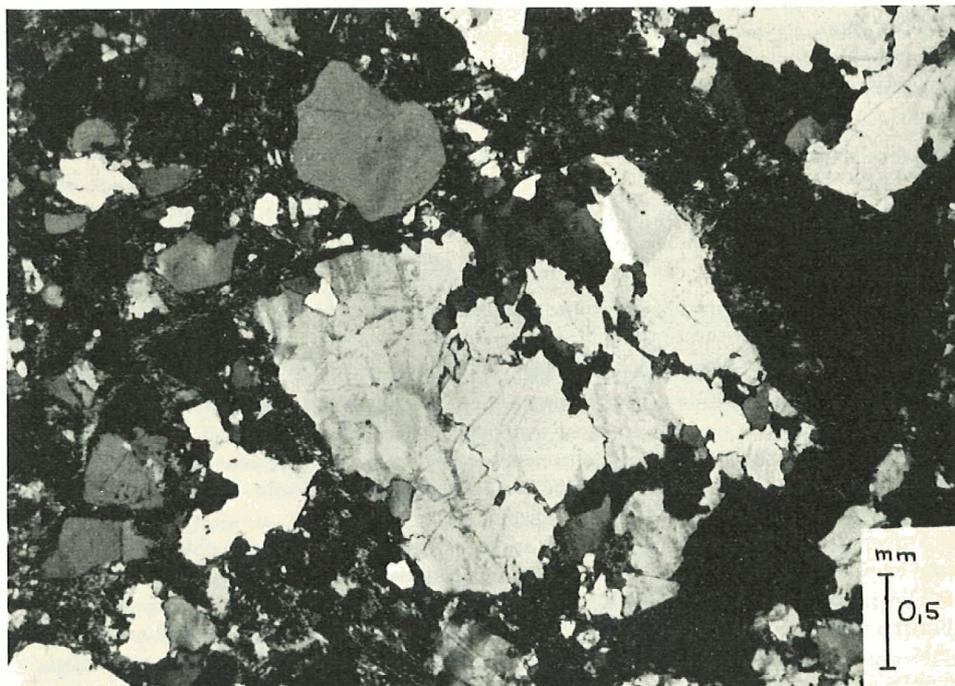


Fig. 1 Quarzsandstein des Verrucano. Stradin, Buffalora

Im gleichen Gestein wachsen aus den kleineren **Quarzgeröllen schieferungsparallele, autigene Quarzlamellen** fächerartig in die **Grundmasse** hinein (vgl. p. 383).

Zu Fig. 1:

U. d. M. Grundmasse: Quarzitisch-serizitisch. Als klastischer Gemengteil tritt ausschliesslich Quarz auf (> 90%). Eckige oder auch leicht gerundete Individuen, schwach undulös auslöschend, seltener lappig, gebuchtet oder korrodiert, einzelne Körner verzahnt zusammengewachsen. Die Feldspäte sind stark zersetzt und in der Grundmasse aufgelöst. Keine bestimmbar Individuen. Erz überall, fein verteilt. Pyrit, Limonit und etwas Goethit in kleinen Klümpchen und Tröpfchen. Vereinzelt grössere Serizitspäne mit einem Apatiteinschluss.

Die zweite Verrucanovarietät – rot-violette, erzeiche Serizit-Silt-Schiefer – tritt nicht nur flöz- und **schmitzchenartig innerhalb** des **Hauptgesteines** auf, sondern **scheint** oft Scher- und **Bruchflächen** zu begleiten.

Diese **Ablagerungen** stellen nach **BOESCH** toniges, mit Erzstaub vermischtes Flugmaterial dar. Ebenso **sprechen** seine an **Quarzgeröllen festgestellten** Windkanter sehr anschaulich für die Wüsten-Fazies des Verrucano. Eigentliche Windkanter konnten wir keine finden, doch scheinen **gerundete Quarzkörner** häufiger aufzutreten, die, im Gegensatz zum Buntsandstein, keine Sortierung aufweisen.

Ohne den **Wüstencharakter** des **Verrucano** innerhalb unseres Gebietes zu **negieren**, muss man doch zeitweiligen aquatischen **Transport** (Wadis) oder vielmehr **flächenhafte Schlammströme** annehmen.

HESS unternahm erstmals den Versuch, den Verrucano litho-stratigraphisch einzuteilen, was sich aber nach **INHELDER** bereits nördlich des Münstertales nicht mehr durchführen lässt. Unsere monotone Ausbildung dürfte seinem «grauen, oberen Verrucano» entsprechen (vgl. **Hess**, 1953, p. 66).

Die Mächtigkeit des **Verrucano** beträgt auf der S-Seite des Münstertales nach **Hess** ca. **900–1000 m**, was **angesichts** der riesigen **Sackung zwischen** Techierv und Valchava zu hoch **gegriffen sein mag**. Unter dem **Mnt. la Schera** dürfte die Mächtigkeit **500 m (?)** nicht übersteigen.

Buntsandstein

Der Buntsandstein ist in unserem Gebiet von **BOESCH** in Buntsandstein s. str. und in ein «**Campiler-Niveau**» eingeteilt worden.

Seine **Dreigliederung** des Buntsandsteines s. str. in

oberer: rostige und grüne Sandsteine und **Quarzphyllite**

mittlerer: **Pflanzenquarzit, gelb-braune, kalkig-serizitische** Sandsteine

unterer: grüne **Quarzschiefer** von **Verrucanocharakter**

lässt sich, wo gute **Profile** aufgeschlossen sind, sehr schön bestätigen. Die Mächtigkeit des **Buntsandsteines s. str.** schwankt zwischen **80 m (NW)** und **30 m (SE)**. Die Grenze **Verrucano-Buntsandstein** wird beim ersten Auftreten der Schichtung gezogen. Vom **Verrucano unterscheidet sich der unterste** Buntsandstein **lithologisch** kaum; der **Ver- gang** ist ein **allmählicher**.

Im mittleren **Buntsandstein** konnten wir wohl zahlreiche verkohlte **Pflanzenstielreste** ermitteln, **doch** blieben uns gute Funde versagt.

Die schon von **BOESCH** (1934, p. 41) erwähnten Rippelmarken am Livignoweg **könnten** auf inverse Lagerung der Serie **hinweisen**, was jedoch mit Sicherheit **ausgeschlossen** werden darf. Die Rippeln sind tektonisch gestört und die ganze **Schichtplatte** ist mit **Wülsten durchsetzt**. Das **grün angewitterte** Gestein selbst – es handelt sich um einen kalkig-dolomitischen **Quarz-Feldspat-Sandstein** – ist den **Verbandsverhältnissen**

nach dem mittleren Buntsandstein zuzuordnen (vgl. **BOESCH**, 1934, p. 41). Ähnliche **Gesteinstypen** finden wir auch bei **Stradin-Buffera**, etwa im **mittleren/oberen** Buntsandstein.

U. d. M. Gut sortierter **karbonatischer** Arkosesandstein.

Quarz: **Eckige** und gemdete bis 1 mm **grosse** Individuen, zum Teil **undulös** auslöschend, lappig buchtig, **randlich** korrodiert, oft verzahnt.

«**Quarzlammellen**»: Entweder als einzelne Individuen, oder aus dem Mörtelquarz, oder aus den **detritischen Einzelfragmenten hervorgehend**. Sie löschen stark undulös aus und können mit **undulösen** Feldspäten **verwechselt** werden. Sie sind stets parallel der Sortierung angeordnet. Es dürfte sich um **rekristallisierten** Quarz **handeln**, der unter einem gerichteten **Druck** entweder aus den Einsprenglingen (in ihrem Druckschatten) oder aus dem Mörtelquarz der **Grundmasse** entstanden ist.

Feldspäte: Ziemlich häufig, vorwiegend Albit, zersetzt und **bestäubt**, zum Teil **undulös auslöschend**. **Myrmekit**. Ferner vereinzelte **Bruchstücke** eines **Quarzporphyres**. **Glimmerspäne**, **Erzstaub** und **Erzkörner**.

Grundmasse: Primär kalkig und zum Teil quarzitisch-serizitisch. Der Kalzit ist vom Dolomit in vereinzelte Nester zurückgedrängt worden. Die **Dolomitisierung** erfolgte frühestens **während** der tektonischen **Beanspruchung** des Gesteines. Es sind durchwegs gut ausgebildete, scharfkantige **Dolomit-Kristalle**, die an manchen **Stellen** den Lamellen-Quarzdurchschlagen oder in Quarz und Feldspatkörner hineinwachsen können.

Auffallend ist, dass die Feldspäte des Buntsandsteines **frischer** (und zahlreicher?) als diejenigen des **Verrucano** wirken. Falls **diese** Annahme stimmt, müssen wir für das **Buntsandstein-Material** – nebst aufgearbeitem Verrucano – ein Herkunftsgebiet annehmen, in dem kein Verrucano abgelagert wurde.

Aus der Literatur lässt sich leider nirgends ein solches Herkunftsgebiet, welches dem ursprünglichen des Verrucano entsprechen **könnte**, rekonstruieren.

Die **Übergangsglieder** vom Buntsandstein zum Muschelkalk (SPITZ und DYHRENFURTH, p. 40) hat **BÖSCH** in Analogie zur Ducantrias (**EUGSTER** 1923, p. 27) als «**Campilerschichten**» bezeichnet. Zur Hauptsache trifft man kalkige und **dolomitische Sandsteine**, Dolomite und Kalke mit **sandigen Einstreuungen** und Sandgängen; ferner **grobkristalline**, oft **serizitreiche** Dolomite und rostig-braune **Quarzphyllite**.

Als markantestes Glied dieser wechselvollen **Schichtfolge** sind die **Rauhwacken-Breccien** zu erwähnen, die in zwei bis drei, höchstens aber ein Meter mächtigen Lagen auftreten. Obgleich sie keinen bestimmten Horizont einnehmen und nicht überall anzutreffen sind, stellen sie doch mancherorts die einzigen Vertreter des «**Campiler-Niveaus**» dar. Der Name «**Campiler**» hat sich heute in der Literatur der Engadiner Dolomiten sehr zu Unrecht stark eingebürgert. Wohl ist das **Faziesbild** charakterisiert durch den **Übergang** der sandigen zur **karbonatischen** Sedimentation und dem der echten **Campiler-Schichten** des **Südtirols** sehr ähnlich. Da aber offenbar nur die echten **Campiler-Schichten** (und nicht auch die **Seiser-Schichten**) den Werfener-Schichten der westlichen Ostalpen entsprechen, ist es **durchaus** möglich, dass in unserem Gebiet der gesamte Buntsandstein die echten Campiler-Schichten vertritt (vgl. **Hess**, 1953, p. 68).

Ferner stellen die Campiler-Schichten im **Südtirol** einen bio-stratigraphisch, u. a. durch *Tirolites cassianus*, datierten Schichtkomplex dar; die Verwendung des Namens für den allerersten, rein **litho-stratigraphisch definierten** Abschnitt des **Nordtiroler** Buntsandsteines ist deshalb nicht zulässig.

Das **Sedimentationsbild** der sogenannten («Campiler-Schichten») ist unruhig und ändert sich fortwährend in seitlicher Richtung. Die Abgrenzung der «**Campiler-Schichten**» im Liegenden zum oberen Buntsandstein ist unmöglich, sobald letzterer nur durch grobe, braune Sandsteine vertreten ist, so zum Beispiel im Val Chavagl, wo sich erst noch karbonatische Lagen sehr früh einschalten.

Oberer Buntsandstein, Val Chavagl:

U. d. M. Sandiger, fein- bis grobkristalliner Dolomit.

Quarz: Eckige, lappig gebuchtete, oft gerundete Trümmer mit autigenen Anwachsflächen. Der Quarz-Detritus bildet feine Schnüre und kleine Bänkechen. Ferner tritt er in Zellen und Nestern auf, in denen er wahrscheinlich als feine Sandfraktion sedimentiert worden ist. Durch die Belastung wurde diese feine Fraktion zu einer Einheit zusammengeschweisst (stark undulös auslöschend). Die Dolomitisierung der kalkigen Grundmasse hat auch die Quarznester stark eingengt. Weiter treten noch zersetzte Feldspäte, viele Pyritkörner und Serizitspäne auf.

Ebenso kann an isolierten Aufschlüssen, wo rostig-braune Sandsteine auftreten, nicht genau ausgesagt werden, ob es sich um ein Gestein des «Campiler»- oder des mittleren Buntsandstein-Horizontes handelt. An einem solchen Aufschluss auf 2380 m, östlich der Alp la Schera (Koordinate: 811 830/169 400) konnten wir den Abdruck eines Lamellibranchiaten (*Lima?*) finden.

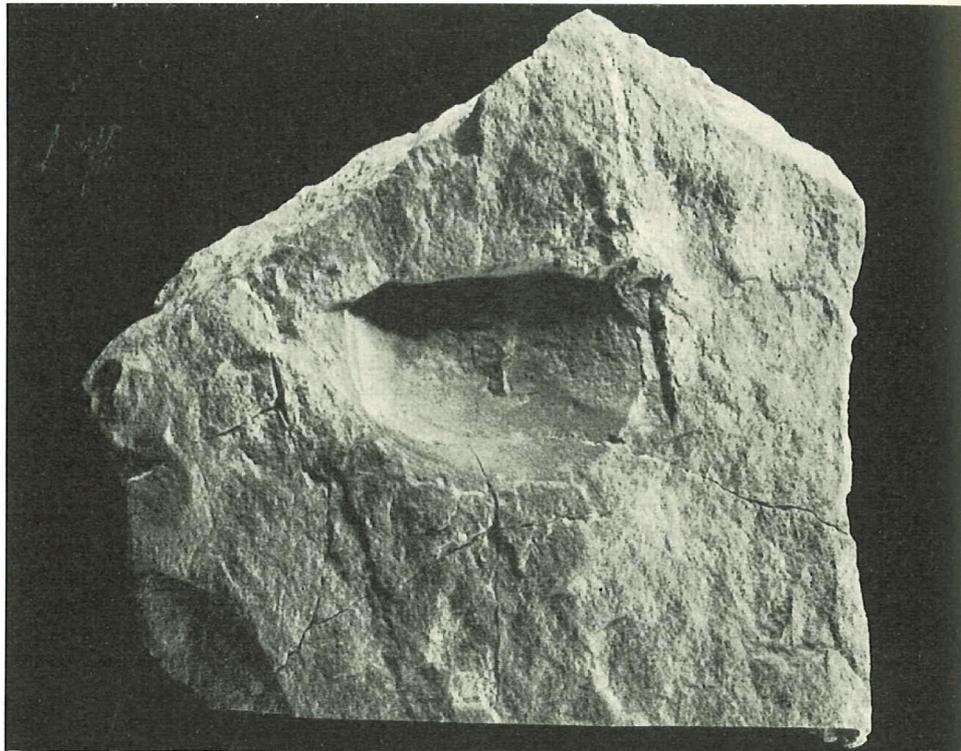


Fig. 2 Abdruck eines Lamellibranchiaten. Fundort östlich der Alp la Schera auf 2380 m

Makroskopisch: Rostig-brauner, im Bruch grauer, sehr feiner Quarzsandstein mit Serizitschüppchen.

U. d. M. Dolomitischer **Arkosesandstein**.

Quarz: Eckige, teils schlecht gerundete Körner, **undulös** auslöschend, oft lappig buchtig, randlich korrodiert, einzelne Körner verzahnt zusammengewachsen.

Feldspäte: Stark zersetzt (Albite und Mikroklin). Viel Serizit und gebleichter **Muscovit**.

Grundmasse: Dolomitisch, mit autigenen Rhomboedern.

Gestein und Lage deuten auf oberen Buntsandstein/«Campiler-Niveau» hin. Zudem können typische «**Campiler**»-Gesteine, wie HESS am Piz Turettas feststellte, schon recht früh einsetzen und nachträglich von verrucanoartigem Buntsandstein überlagert werden.

Das «**Campiler-Niveau**», vor allem seine braunen Sandsteine und **Silt-Schiefer**, sind wohl als Rekurrenzerscheinung des mittleren Buntsandsteines aufzufassen. **Über** diese Rekurrenz schreitet aber unmissverständlich die zunehmende karbonatische **Sedimen-**

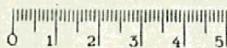
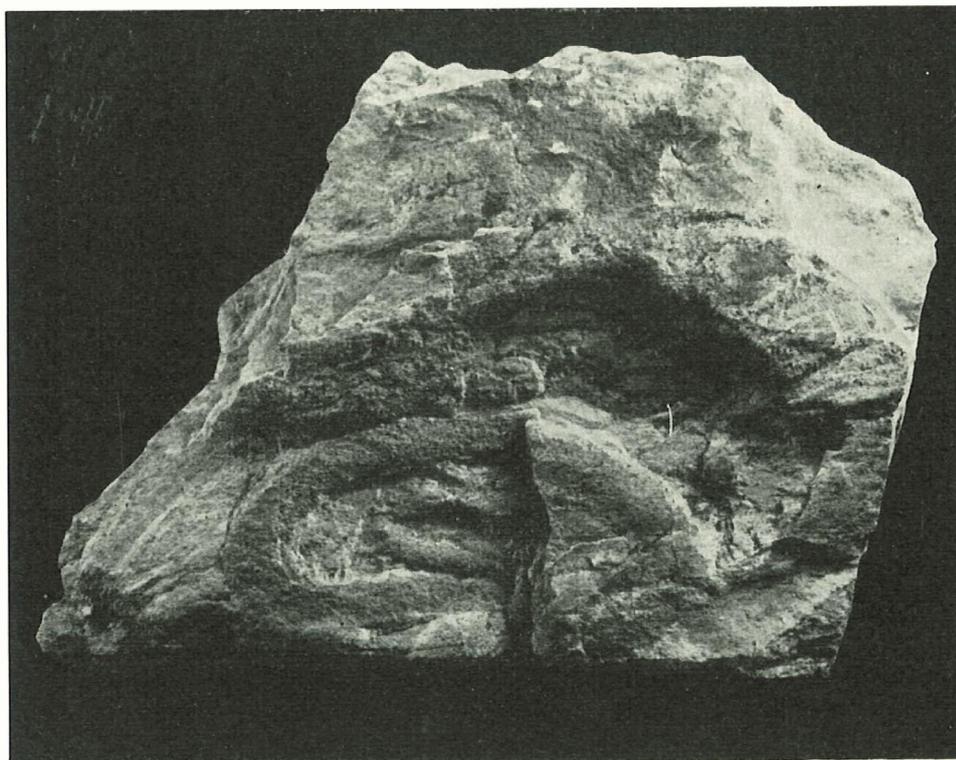


Fig. 3 Wurmfrassspur (*Rhizocorallium?*), S-Seite des Pie Daint auf 2805 m.

Anwachsflächen.
n Zellen und Ne-
en ist. Durch die
ark undulös aus-
ster stark einge-
e auf.

eine auftreten,
oder des mitt-
s auf 2380 m,
den Abdruck

auf 2380 m

tation, die auch **für** die oft sehr undeutliche Abgrenzung der einzelnen Buntsandstein-Horizonte verantwortlich sein mag.

Eine Verdrängung des Buntsandsteines durch die «Campiler»-Fazies, wie HESS sie am Piz Daint festgestellt hat, kann nicht sicher bestätigt werden, da das Profil tektonisch stark **gestört** ist und Repetitionen **vorliegen**. Interessant an diesem Profil ist das Auftreten von **Wurmwohnbauten** in den gelbbraunen, karbonatischen Sandsteinen (vgl. **str.** Profile, Tafel III).

Fig. 3 zeigt einen **ringförmigen Frassgang**, bei dem es sich eventuell um ein *Rhizocorallium* handeln **könnte**; **da** aber die Spreite fehlt, ist eine genaue Aussage nicht **möglich**. **Ähnliche**, gebogene oder längliche **Wülste** bedecken die ganze Schicht-«Oberfläche,» die demnach, was gut sichtbar ist, zum verkehrten Schenkel einer kleinen nach SE offenen Synklinale gehört. BOTTERON (1961, p. 37/38, Fig. 1) beschreibt ausführlich analoge Wurmwohnbauten, die sogenannten «Pieds de bœufs», aus dem Anisien der Praealpen.

Ferner wurde in diesem Profil knapp über der Rauhwacke ein Oolith-Horizont gefunden. Leider hat die starke Umkristallisation die primären Strukturen vollständig verwischt. Die **Ooidrelikte** sind **nur noch** an einem feinen Pigmentring, meistens innerhalb eines Dolomitkristalles, erkennbar. Im Handstück wirkt das Gestein, dank der groben Rekristallisation, spätig. Ferner zeigt der Anschliff den Querschnitt eines unbestimmbaren Brachiopoden.

Alle diese Lebenszeichen (Anneliden, *Lima* und Brachiopoden) sprechen für eine **Verbindung mit dem offenen Meer**. Die Verdunstung war zeit- und stellenweise übernormal, so dass Sulfate, die zur Rauhwackenbildung Anlass gaben, abgeschieden wurden.

Wir fassen also das sogenannte «Campiler-Niveau» nicht als eine eigentliche Regressionsphase auf, sondern mit dem Buntsandstein zusammen als eine lang andauernde, **wechselvolle Transgressions-Zeit**. Die «Campiler-Schichten» spiegeln lediglich den endgültigen Wechsel von den sandigen, terrigenen **Einschwemmungen zur karbonatischen Sedimentation des Anis wider**. Eine klare Abgrenzung zwischen diesen zwei **Sedimentationsphasen** ist, in Anbetracht des wechselvollen Bildes, nicht möglich. Sie wird stets eine **subjektive, willkürliche** sein.

Die lithologische Buntsandstein-Anis-Grenze dürfte zudem nicht synchron mit der Grenze Skythian-Anisian verlaufen. Sie ist eine lithofazielle Grenze, die im N und NW tiefer liegt und allmählich gegen S und SE, d. h. gegen das Maximum der Verrucano-Schüttung wandert.

Wir lassen das Anis beim ersten Auftreten der schönen, reinen, meist rosaroten «Bergnelken-Kalke» (HEIERLI, 1955, p. 69) beginnen, die meistens über den **Rauhwacken** liegen (vgl. Tafel III, IV). Die Schichten im **Liegenden** der Kalke werden dem oberen Buntsandstein **zugeteilt**. **BOESCH** hat diese Kalke und Kalkschiefer, die **meistens** durch eine **Dolomiterie unterbrochen** werden, **zum Teil** noch seinem «Campiler-Niveau» **zugeordnet** (vgl. **BOESCH**, 1934, p. 51/52, 1937, p. 29). Seine **Basisbank** des Anis unterliegt aber auch dem starken, **lithologischen Wechsel** und **kann nicht in jedem Profil genau fixiert** werden (vgl. p. 19). Sie **dürfte zum grössten Teil mit unserem Dolomithorizont innerhalb der Kalke übereinstimmen**.

Die **Kalke** sind dagegen, da sie durchwegs rein und **gleich** ausgebildet sind, leicht in jedem tektonisch **ungestörten Profil** wiederzufinden.

Die **Kalke**, besonders diejenigen an der Grenze **zum Ober-Anis** sowie die unteren **Rauhwacken** und der mittlere **Buntsandstein** dienen oft als sekundäre **Abscherungshorizonte**.

An dieser Stelle sei **noch kurz** auf den **Metamorphosegrad** des Verrucano und des Buntsandsteines in unserem Gebiet hingewiesen. An **Mineralneubildung** unter Stress

konnten wir nur den Lamellen-Quarz und die **Serizitschüppchen** beobachten und auch dies meistens nur lokal, **wo** stärkere Beanspruchung der Gesteine und der Schichtverbände auf dem Feld sichtbar sind.

Man darf also nicht von einer allgemeinen, sondern **nur** von einer lokalen, schwachen Epi-Metamorphose des Verrucano und des Buntsandsteines sprechen.

Anis («Alpiner Muschelkalk»)

a) Allgemeines

SPITZ und DYHRENFURTH unterscheiden innerhalb des «Muschelkalkes» drei Fazies, die aber keineswegs scharf untereinander getrennt sind. Die dolomitische Ausbildung ist stets im Dach des Anis zu finden und greift verschiedentlich tief in die normale, **kalkreiche** Entwicklung ein (Scarl-Fazies von BÜRGI, 1934, p. 22). Die **Schlinig-Fazies** ist lokal **am Schlinigpass** entwickelt und zeichnet sich durch eisenreiche Dolomite aus.

In unserem Gebiet überwiegt die dolomitische Entwicklung, die am Munt la **Schera** bis 100 m mächtig werden kann. Nach allen Seiten hin tritt sie aber zugunsten der kalkigen Entwicklung zurück (zum Beispiel Piz Daint nur noch 60–70 m Dolomit). Wir gliedern das Anis deshalb rein lithologisch in eine untere, kalkige und eine obere, **vorwiegend** dolomitische Abteilung ein, wobei die Grenze meistens tektonisch **akzentuiert** worden ist. Die Grenze zum hangenden **Ladin** wird von allen Autoren in der

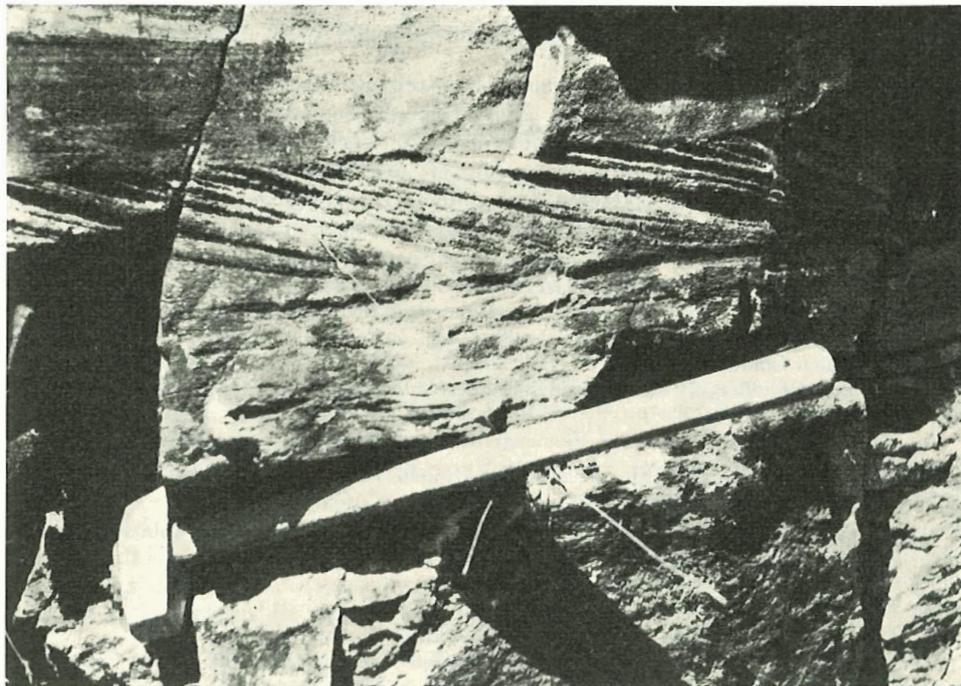


Fig. 4 Kreuzschichtung in den kalkigen Sandsteinen des Unter-Anis. Spöl, zwischen Punt la Drossn und Punt dal Gall.

«mittleren Rauhwacke» gezogen, welche in unserem Sektor dem Basiskonglomerat entspricht. Diese kurze **Regressionsphase** dürfte auch die Grenze Anisian-Ladinian darstellen.

b) **Die Aniskalke** (Unter-Anis)

Ihre stark wechselnde Ausbildung ist in den Profilen auf Tafel III dargestellt worden. Wir können zwei Kalk- und Kalkschiefer-Horizonte, meistens deutlich durch eine **Dolomitserie** getrennt, erkennen.

Wir greifen **M** folgenden ein paar markante und interessante Gesteinstypen aus den auf Tafel III dargestellten Profilen heraus.

Der untere Kalkhorizont:

Er spiegelt noch das rasch wechselnde Sedimentationsbild des oberen **Buntsandsteines** wider. Am mächtigsten (30 m) und schönsten ist er am Spölweg zwischen Punt la Drossa und Punt dal Gall, ca. 1,2 km vor dem italienischen Grenzwächterhaus, abgeschlossen.

Die Serie beginnt mit harten, splitterigen, kalkigen **Sandsteinen** und sandigen Kalken, die schöne **Kreuzschichtungen** aufweisen (vgl. Fig. 4).

Dime kalkigen Sandsteine und **Arkosensandsteine** treten auch weiter oben als kleinere, rasch auskeilende Bänke auf. Es können ferner Sandgänge und zurücktretende **schichtreiche** Silt-Schiefer beobachtet werden.

U. d. M. Sandiger Kalkstein. Der Quarz ist selten gut gerundet, überwiegend lappig, korrodiert, oft umgelagert. Die Feldspäte sind stark bestaubt und lassen sich nicht mehr bestimmen. Die **mittelkristalline, mosaikartige Grundmasse** besteht aus Kalzit, der mit schönen Rhomboedern sogar in die **Quarzkörner** hineinwachsen kam. **Vereinzelte** Glimmerblättchen, Erzstaub, Pyritkörner.

Es folgen **unregelmässig linsige**, gebänderte, teils **sandige**, dichte Kalke. Die **Bänderung** wird durch feinsandig-tonige Einstreuungen bewirkt. Die zahlreichen **Muscovitblättchen** sind schön **schichtparallel** eingebettet. Im Anschliff sind **Gastropoden-Querschnitte** zu erkennen, innerhalb welcher oft deutliche Geopetalgefüge auftreten.

Unter allmählichem Zurücktreten der **sandigen Einstreuungen** schalten sich gegen oben immer häufiger Pseudo-Oolith- und Oolith-Horizonte ein.

U. d. M. **Dolomitischer** Oolith-Kalk. Die **kryptokristalline**, kalkig-dolomitische **Grundmasse** zeigt eine typische, **umkristallisierte Mosaikstruktur**. **Detritischer** Quarz als feine, runde Körnchen, oft als Ooid-Kern, ferner in Nestern, lappig, **buchtig, undulös** auslöschend. Die **Kalk-Ooide** wurden **selektiv dolomitisiert**: Kern und breite Ringe meistens aus feinem **Kalkkorn**, **schmale** Ringe aus feinem Dolomit.

Ooidrelikte: Rundlich, oft über den sie umschliessenden **Kalkring** hinausgewachsene, autigene Dolomit-Kristalle.

Im Anschliff zeigen die klastischen **Gemengteile** eine prächtige **Kreuzschichtung**.

Etwa 22 m über der **Profilbasis** sind die Oolithe in einer 2 m mächtigen Serie von splitterigen, hellrötlichen Kalken besonders schön entwickelt.

Das Gestein ist im Vergleich zu allen anderen Oolith-Horizonten relativ schwach **umkristallisiert** worden, was als seltene Ausnahme gelten mag.

Zu Fig. 5:

U. d. M. **Grundmasse**: Fein- bis **grobkristalliner**, klarer Kalzit.

Dolomit: In **vereinzelten** schön entwickelten Rhomboedern, auch als Ooid-Kern entwickelt.

Quarz: Oft als Ooid-Kern, oder in Nester **zurückgedrängt**.

Ooide: Bis 1 mm Durchmesser, durchwegs rundlicher, konzentrisch-schaliger Aufbau, seltener gekoppelt. Oft durch Kalzit und Dolomit umkristallisiert, wobei lediglich der **äussere Pigmentring**



Fig. 5 Oolith-Onkoid-Kalkstein mit zahlreichen Schalentrümmern, schwach sandig. Spölweg

sichtbar ist. Weiter scheinen kalkareiiitische, kryptokristalline Komponenten aufzutreten, deren Rand aber unscharf ist.

Onkoide: Durchmesser ca. 0,1 mm, kryptokristallines Kalkkorn. Die Umgrenzung zur Grundmasse ist unscharf. Es könnte sich um **Mikrokoprolithe** handeln. Nebst den zahlreichen **Schalentrümmern** liess sich noch ein Foraminifere-Querschnitt erkennen (ev. Ammonit?). Höhe 2,7 mm, Breite 1,1 mm, 4 Windungen. Es lässt sich nicht genau aussagen, ob es sich, der Grösse wegen, effektiv um einen Foraminiferen handelt oder um einen sehr jungen Ammoniten (?), dessen Windungen allerdings sehr eng sein müssten.

Fig. 5 zeigt ein **geopetales** Gefüge. Die Oolithe werden von Schalentrümmern überdeckt, unter deren Konkavseite sich Hohlräume bildeten, die später von klarem Kalzit ausgefüllt wurden. Die nachfolgende «Koprolith»-Sedimentation bildet ein typisch mechanisches **Anlagerungsgefüge**.

In den anderen **Profilen** ist der untere Kalkhorizont viel weniger mächtig und auch eintöniger ausgebildet. Es treten durchwegs reine, rötliche Kalke und Kalkschiefer auf.

Eine leicht abweichende Ausbildung zeigt das **Buffalora-Profil** (vgl. Tafel III). Der untere Kalkhorizont wird hier durch eine nur lokal anzutreffende Rauhwanke abgeschlossen. Die Rauhwanke geht allmählich aus einer grobsandigen, gelben **Kalkdolomitbank** (1 m) hervor, die gegen oben immer poröser und zerreibbarer wird.

U. d. M. Stark sandiger, kalkiger fein- bis **mittelkristalliner «Zellendolomit»**.

Quarz: **undulös** auslöschend, buchtig, lappig, keine **gerundete** Fragmente, nestartig von Karbonat umschlossen, oft mit autigenen Anwachsflächen. Schwer zu sagen, wie viel davon **detritisches** Material ist.

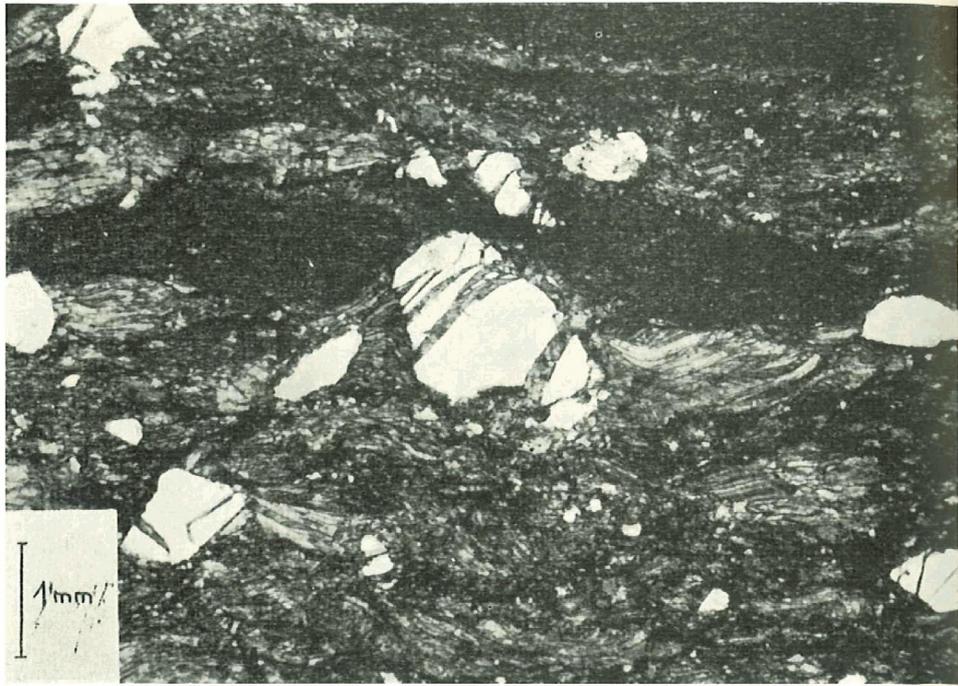


Fig. 6 Grobsandiger Kalkstein, unterstes Anis, Marangun (Buffalora)

Grundmasse: Feinkristalliner Mosaikdolomit.

Kalzit: In Reliktstrukturen und in den zahlreichen, wirr angeordneten Adern und Klüften.

Es folgt ein kleines (0,5 m) **Bänkechen** von **Rauhwacken-Breccien**. Das **Bindemittel** ist, wie oben **erwähnt wurde**, gelb porös. Die **Komponenten** sind durchwegs scharfkantig und **zum grössten Teil** herausgefallen, was dem **Gestein** den **üblichen**, löcherigen Charakter verleiht. Komponenten: bis 2 cm, **graue**, meist **oolithische** Dolomite, gelbe, sandige Dolomite und kalkige Sandsteine.

Während die **Kalkschiefer** unter der **Rauhwacke** stark **verfaltet** sind, erscheinen uns die sandigen **Kalksteinbänke** als **kompetente** Horizonte. Im **Dünnschliff** zeigt sich aber **auch** hier die Beanspruchung sehr deutlich.

Zu Fig. 6:

U. d. M. **Quarz:** **Eckige** und **gerundete**, zerbrochene Trümmer, **schwach undulös**. Vereinzelt, stark **bestäubte** und unbestimmbare Feldspäte. Die kalkige **Grundmasse** ist stark durchbewegt und zeigt **Flietextur**. Es treten zwei **Verstäten** auf: **kryptokristalline, längliche Kalkpartikelchen** und bis 1 mm lange, 0,05 mm breite **Kalzit-Lamellen**. Erstere, die **primär** die **Grundmasse** darstellen **dürften**, schwimmen teils **bruchstückartig** in der letzteren. **Sämtliche Kalzit-Individuen** sind **schichtparallel** angeordnet. Die **Kalzit-Lamellen** dürften Druck-Umkristallisationen darstellen, denn sie **sind jeweils am deutlichsten** im **Druckschatten** eines **Quarzfragmentes** **ausgebildet**. Das **grosse Quarzkorn** scheint zudem im **Gegenuhrzeigersinn** leicht gedreht. Ebenso sind die Risse in **allen** Quarzfragmenten in ihrer überwiegenden Anzahl gleich gerichtet. Auf **Fig. 6** **diagonal** von rechts oben **nach links** unten.

Hier zeigt sich **im kleinen**, wie plastisch der Kalk unter Druck reagieren kann. Die **primär** körnigen **Partikelchen** wurden dabei **«verflüssigt»** und entweder als **Lamellen** im

Druckschatten der Quarzkörner oder als kleine Stäbchen wieder auskristallisiert. Man ist versucht, dieses Gestein als «Epi-Marmor» zu bezeichnen.

Gleiche Erscheinungen, die nur in tektonisch beanspruchten Serien auftreten, konnten wir auch am Piz Daint und am schönen Profil bei Stradin feststellen. BOESCH hat letzteres auf Tafel IV, 1. (1934) dargestellt. In diesem Profil folgen über den Rauhwakken «marmorartige», dichte Kalke, die er noch zu den «Campiler-Schichten» rechnet, während wir hier die Grenze Buntsandstein-Anis genau bei der Rauhwacke ziehen. Diese Kalkserie wird nur noch selten von Sandsteinbänken und Gängen durchzogen. In diesen treten Feldspäte auch häufiger auf und stellen etwa 10–20% des detritischen Materials dar. Während das gesamte Unter-Anis hier ca. 15 m mächtig ist, wurde das Ober-Anistektomsch auf 25 m reduziert.

Der mittlere Dolomithorizont (vgl. Profile Tafel III)

Der mittlere Dolomithorizont ist sehr wechsellagerung ausgebildet und kann, so zum Beispiel bei Punt la Drossa, nicht immer klar abgegrenzt werden. Er wird auch nicht als strenger litho-stratigraphischer Horizont aufgefasst, da die Dolomitisation an verschiedenen Orten in verschiedenen Horizonten erfolgte.

Am Spöl-Profil wird er durch eine drei Meter mächtige Serie von grauschwarzen, kristallinen Dolomiten und Dolomit-Schiefern vertreten.

Die primäre Struktur lässt sich nicht einmal im Dünnschliff erkennen. Eine Quarzader sowie vereinzelte Quarzkristalle sind nur noch reliktsch erhalten geblieben. Die Dolomitisation muss demnach spät oder postdiagenetisch stattgefunden haben.

Bei Punt la Drossa trifft man über den basalen Kalken und Kalkschiefern vorwiegend blassgraue, stark sandige, oft kalkige, serizitreiche Dolomite mit Sandsteingängen und Kalkfugen. Hier macht sich, im Gegensatz zu den anderen Profilen, eine stärkere Sandzufuhr, die sich bis ins Ober-Anis fortsetzt, bemerkbar.

Bei La Drossa stagniert die Sandzufuhr hingegen viel früher; es schalten sich bereits die typischen Oolith-Horizonte ein. Zahlreiche Dolomitisationserscheinungen zeigen sehr schön den primär kalkigen Charakter dieser 15 m mächtigen Serie.

Auffallend ist die grosse Ähnlichkeit mit den Oolith-Horizonten am Spöl. Wir müssen annehmen, dass es sich um die gleiche, hier allerdings dolomitisierte Serie handelt. Nebst den primären Ooiden nämlich, die lediglich noch durch einen Pigmentring, meist innerhalb eines Dolomit-Kristalles, erkennbar sind, treten noch Schalenbruchstücke, Onkoide, Mikrokoprolithe und Bruchstücke eines kryptokristallinen Dolomites auf. Die Dolomitisation, die sich hier durch eine fein- bis grobkristalline Pflasterstruktur zeigt, konnte nur teilweise den primären Charakter verwischen.

Bei Stradin ist es eine 38 cm dicke, graue krypto- bis feinkristalline, schwach sandige Dolomitbank, und bei Buffalora schalten sich mit scharfer Grenze über der aufp. 389 besprochenen Rauhwacke grau-schwarze kristalline Dolomite ein, die ihrerseits von einer sandigen Kalkbank abgeschlossen werden.

In der mächtigen Kalkserie des Piz Daint (S-Seite) trifft man (ca. auf 2845 m) einen blonden, schwach kalkigen, gebänderten Dolomit an. Es dürfte sich hier ziemlich sicher um einen Primärdolomit (frühdiaogenetischer Dolomit?) handeln. Solche feingebänderte Primärdolomite trifft man häufig in Gesellschaft mit Evaporiten, die hier jedoch fehlen (vgl. p. 419, Fig. 16).

Der obere Kalkhorizont

Der obere Kalkhorizont ist im Vergleich zum unteren, ausser am Piz Daint, schwächer entwickelt und oft tektonisch reduziert. Es herrschen rötliche Kalkschiefer und regelmässig gebankte, plattige, violette und blau-schwarze Kalke mit



ora)

rn und Klüften.
as Bindemittel
chwegs scharf-
hen, löcherigen
olomite, gelbe,

nd, erscheinen
chliff zeigt sich

dös. Vereinzelt,
rk durchbewegt
alkpartikelchen
rundmasse dar-
alzit-Individuen
llisationen dar-
gimentes ausge-
ht. Ebenso sind
. Auf Fig. 6 dia-

ren kann. Die
s Lamellen im

zurücktretenden sandigen **Einstreuungen** vor. Die Quarzfragmente sind meistens gut gerundet und übersteigen nur in den seltensten Fällen 0,1 mm. Sandsteingänge mit grobem Quarz-Detritus treten nur noch am Piz Daint auf und sind auf eine 3 m mächtige **Kalkserie** beschränkt.

Zusammenfassung

Über das Unter-Anis kann folgendes ausgesagt werden: Der ganze **Schichtkomplex** ist primär **ausschliesslich** kalkig **ausgebildet** (Ausnahme: Primärdolomitbank am Piz Daint). Der untere **Kalkbereich** unterliegt noch stark der sandigen Sedimentation des Buntsandsteines. Eine sukzessive Korngrößenabnahme des Quarzdetritus konnte in diesem unteren Bereich nicht festgestellt werden. Erst im oberen Bereich fehlt die grobe **Sandzufuhr** praktisch vollständig.

Die Dolomitisierung ergriff im folgenden vorwiegend den mittleren Bereich. Sie hielt sich aber nicht an bestimmte Horizonte, was ihren Leitwert natürlich stark vermindert. Eine primäre Prädestination zur **Dolomitbildung** im mittleren Bereich **wird** lediglich durch das Vorkommen von Primärdolomiten (Piz Daint) und lokaler Rauhwaacke (Buffalora) gezeigt.

Häufig auftretendes Clivage, Serizitschüppchen auf den Schichtflächen, «marmorartige») Kalke sowie die Kalzitlamellen deuten auf eine starke tektonische Beanspruchung und **Überlastung** dieser Schichtgruppe.

c) *Die Anisdolomite* (Ober-Anis)

Das Ober-Anie, das durch seine grau-schwarze, oft rötliche **Anwitterung** und seine regelmässige **Bankung** (5–30 cm) schon von weitem auffällt, ist durchwegs dolomitisch ausgebildet. Bei flüchtiger Betrachtung wirkt es monoton und einheitlich. Die Schichtflächen sind oft mit flammenden roten oder rostigen Tönhäuten belegt.

Die Dünnschliff-Untersuchung hat ergeben, dass das gesamte Ober-Anis primär **als** kalkige Serie sedimentiert worden ist. Die metasomatisch-dolomitische «Fazies» beschränkt sich nicht nur auf unser Gebiet, sondern ist auch am Piz **Turettas**, in der Val Torta und in der Val Mela anzutreffen.

Die kalkige Fazies ist im Scarlital und in den **südöstlichen** Unterengadiner Dolomiten entwickelt, was den Namen «**Muschelkalk**» der früheren Autoren **einigermassen** rechtfertigen mag. Aber auch in dieser reinen Kalkfazies schalten sich oft eisenreiche Dolomitbänke ein (SPITZ und DYHRENFURTH, 1914, p. 40).

Anhand der zahlreichen Profile liessen sich in unserem Sektor folgende lithologische Bereiche erkennen, die aber untereinander nicht scharf abzugrenzen und auch nicht in allen **Profilen** anzutreffen sind. Ihre systematische Aufzählung und Einordnung erfolgte mehr aus darstellerischen Gründen (vgl. Sammelprofil auf Tafel IV).

1. Meist an tektonischer Grenze folgen über den unteranisischen Kalken graue, **feinkristalline**, oft kalkige Dolomite (ca. 5 m).
2. Dunkelgraue, kristalline Dolomite mit unruhigen, welligen und knolligen Schichtflächen (5–15 m).
3. Einheitlich dunkelgraue bis schwarze, oft gebänderte Dolomite mit roten Tönhäuten. Sehr regelmässige Bankung, die gegen den hangenden Arlbergdolomit etwas gröber wird. Zahlreich treten, besonders in der Mitte dieser ca. 50 m mächtigen Serie, **Oolith-** und **Pseudo-Oolith-Horizonte** auf. Oft mit ihnen vermengt findet man **Schalentrümmer** und vereinzelte Diploporen.
4. Ca. 10 m unter dem **Basiskonglomerat** des **Arlbergdolomites** schaltet sich eine **markante** Oolith-Bank ein, die praktisch in jedem Profil gefunden werden konnte.

5. Unter dem Basiskonglomerat sind an zwei Lokalitäten (W-Hang des Val Chavagl und am Spöl) gut gebankte, dichte Kalke mit Gastropoden aufgeschlossen. Diese Kalke, die vom gleichen Typus wie die unteranisischen sind, dürften Reste der primären Kalksedimentation darstellen, die der Dolomitisation entgehen konnten.

Die **Gesamtmächtigkeit** der oberanisischen Dolomite dürfte zwischen 60 m (Piz Daint) und 100 m (Munt la Schera) schwanken.

Die knollig-welligen Dolomite sind besonders am N-Hang des Munt la Schera entwickelt. Die Schichtflächen sind knollig, wulstig, teils kugelig; man vermeint «**dolomie vermiculée**» vor sich zu haben. Im **Anschliff** zeigt sich aber, dass die Wülste und Knollen die ganze Schicht durchsetzen. Es dürfte sich um syndiagenetische Setzungs- und Schrumpfungerscheinungen handeln, die wahrscheinlich mit Fließbewegungen gekoppelt waren. Eine organische Entstehung (Frassgänge) ist aber auch nicht **auszuschliessen**.

Darüber folgt der monoton ausgebildete mittlere und obere Bereich (3). Es treten durchwegs fein- bis mittelkristalline, monotone Dolomite mit Mosaik- und **Pflasterstrukturen** auf. Die Bankung ist ausserordentlich regelmässig, die Schichtflächen mit roten Tonhäuten überzogen. Vereinzelt Sandschnüre und sandige Bänke sind bis 20 m über der Grenze Unter-/Ober-Anis **anzutreffen**.

Sehr häufig treten gebänderte Dolomite auf. Die Bänderung erfolgt durch eine mehr **oder weniger** regelmässige **Wechselagerung** von kryptokristallinem mit fein- bis **mittelkristallinem** Dolomitkorn. Die primäre Struktur lässt sich praktisch nirgends mehr entziffern. Im gröberen Bereich dürfte sie oft onkoidisch sein.

Wie schon oben erwähnt wurde, treten in diesem Bereich zahlreiche Oolith- und Pseudo-Oolith-Horizonte auf. Sie sind an kein bestimmtes Niveau gebunden und treten rasch auf, um ebenso plötzlich seitlich auszukühen. Im Feld erkennt man diese Horizonte bei oberflächlicher Profilaufnahme nur, wenn die «**Ooide**» die ganze Bank durchsetzen. Die Bank fühlt sich dann sandig-bröckelig an und neigt gern zu poröser Verwitterung. Oft sind die «**Ooide**» auch nur in einer höchstens $\frac{1}{2}$ cm dicken, scharf abgetrennten Lage im Dach einer Schicht anzutreffen. Der konzentrische **Schalenaufbau** der Ooide ist nur in den wenigsten Fällen deutlich sichtbar. **Umkristallisierung** und **Dolomitisation** haben durchwegs die primären Strukturen überschattet. Die Ooide dienen oft als **Dolomitisationzentrum**; von ihrer primären Struktur ist nur noch ein feiner Pigmentring, zugleich **äusserster Ooidring**, zurückgeblieben. Die Grösse der Ooide und Ooidrelikte schwankt zwischen 0,1 und 0,5 mm. Als Pseudo-Ooide oder als Onkoide werden im allgemeinen meistens aus feinem Korn aufgebaute, kleinere, **umkristallisierte** runde Gebilde bezeichnet, deren Genese nicht ersichtlich ist.

Schalentrümmer oder gar bestimmbare Diploporen treten eher zurück. Kalzit und auch Quarz sind oft **reliktisch** in Nestern erhalten.

Die Oolith-Horizonte sind wohl als Hinweis auf die Fazies (bewegtes, seichtes Wasser) sehr wertvoll, zur **Parallelisierung** einzelner Profile aber denkbar ungeeignet. Lediglich ein **Oolithbänkchen** wurde fast in jedem **Profil** wiedergefunden. Es befindet sich etwa 10–15 m unter dem Basiskonglomerat des **Ladin**. Sein Auffinden wird durch den Umstand erleichtert, dass sich zwischen ihm und dem oben beschriebenen **Oolithbereich** jeweils 20–30 m «**sterile**» Dolomite einschalten (vgl. Sammelprofil). Diese charakteristische **Oolithbank** unterscheidet sich allerdings durch nichts von denjenigen im mittleren Bereich. Es sind durchwegs umkristallisierte und dolomitisierte Ooide und Onkoide.

An zwei Lokalitäten kann die Dolomitisation im obersten Ober-Anis den Kalk nicht ganz verdrängen. Am schönsten sieht man das wiederum am Spöl-Profil, wo sich ca. 5 m unter dem Basiskonglomerat des **Ladin** – hier als Zellendolomit **entwickelt** –

dichte, blaue bis rötlich-blaue Kalke einschalten (5 m). Im Streichen lässt sich dieser **Kalkhorizont** höchstens **über** 50 m verfolgen. Er wird **zusehends** dolomitischer und verschwindet unter dem Schutt. Der Kalk weist **zahlreiche** Gastropoden und Schalen**trümmer** auf, die sich leider nicht näher bestimmen **lassen**. Immerhin ist das ein Zeichen, dass das Anis primär nicht so **fossilarm war**, wie es uns heute wegen der Dolomit**isierung** erscheint.

U. d. M. Überwiegend **kryptokristallines Kalkmosaik**. Eine noch feinere **Kornvarietät** bildet kleine Klümpchen und **Schnüre**, die dem Gestein ein leicht gebändertes, **zum Teil krümeliges** Aussehen verleihen. Der Umkristallisierungsgrad ist relativ schwach. Die Gastropodenschalen bestehen aus **feinkristallinem Kalkkorn**, können aber auch verkieselt sein.

Im Val Chavagl ist dieser **Kalkhorizont sowohl** im liegenden wie auch im hangenden **Faltenschenkel** der **Chavagl-Falte** anzutreffen (vgl. p. 435). Er ist hier stark **geklüftet** und wirkt durch **seine schalige, helle** Verwitterung **brecciös-rauhwackenartig**.

An anderen Lokalitäten ist dieser oberanische **Kalkhorizont nicht vorhanden** oder lässt sich nur schwer nachweisen, wie zum Beispiel auf der S-Seite des Tälchens, zwischen Il Jalet und **Murtaröl, wo stark geklüftete** und zerbrochene Kalke **linsenartig auftreten können**. Die Grenze Anis-Ladin ist aber stark **gestört** worden, was besonders an den zahlreichen **Scherflächen** sichtbar ist, die jeweils von einem dünnen Band **tektonischer Breccie** mit hellem, kalkigem und dolomitischem Zement **begleitet sind** (vgl. Fig. 15).

Bei **Punt la Drossa** wird das **oberste Anis** durch **poröse, kalkreiche Dolomite repräsentiert**.

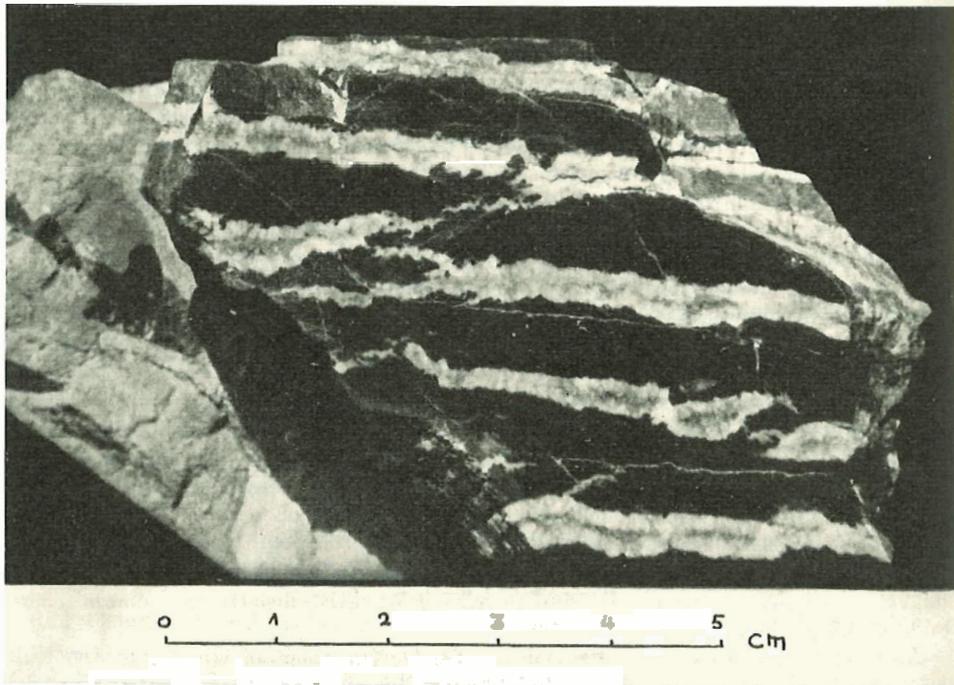


Fig. 7 Oberanischer Dolomit mit Dolomitspatbändern (Zebradolomit). Livignoweg am Spöl

Es stellt sich nun die Frage, warum die Dolomitisierung **besonders** das Ober-Anis ergriffen hat. Nach einer kurzen Inundation **könnte** sich die Regression **an** der **Anis/Ladin-Grenze** schon recht früh bemerkbar gemacht haben **und** so primäre, die **Dolomitisierung begünstigende** Sedimentationsbedingungen geschaffen haben. Warum konnten sich aber **dann**, gerade kurz vor der **Regressionsphase**, noch **undolomitierte** Glieder erhalten? Wir **müssen trotz** der scheinbaren Gesetzmässigkeit mit einer **ziemlich willkürlich** erfolgten **Dolomitisierung** rechnen, **zumal** wir auch nicht den Zeitpunkt und die **Gründe dieses** Prozesses **kennen**.

Es sei noch kurz auf ein eigenartiges Dolomitierungs-Phänomen hingewiesen, welches nur in den höchsten **anisischen** Dolomiten, meistens in tektonisch beanspruchtem Schichtverband, beobachtet werden **kann**. Es sind dies bis **1 cm** breite, **weisse Dolomitspatbänder**, die in Scharen den dunklen, **kristallinen** Dolomit **durchflammen**, wobei ein **einzelnes** Bändchen manchmal bis **über 1 m** weit **verfolgt** werden **kann**. Diese Bänder verlaufen stets parallel **zueinander**, **jedoch** nicht in **allen** Fällen parallel zur Schichtung. **Oft** biegen sie gegen das Hangende der **Schichtplatte** um, wobei sie sich aber nie in der **nächsten** Schicht fortsetzen.

Es **können** auch verbindende **Quergänge** sowie **ringförmige** (!) Spatbänder beobachtet **werden**. Ausblühungen **dieser** Spate auf den **Schichtflächen** sind oft **anzutreffen**, **ebenso diffus** in einer dicken Schichtplatte auftretende Spate, die das dunkle **Gestein wolkenartig** erhellen.

Auf **Fig. 7** sieht man **deutlich** in **der** Mitte der **Dolomitspatbänder** eine Fuge durch* **ziehen**, von der aus gegen oben und gegen unten je eine Spatreihe angeordnet **ist**.

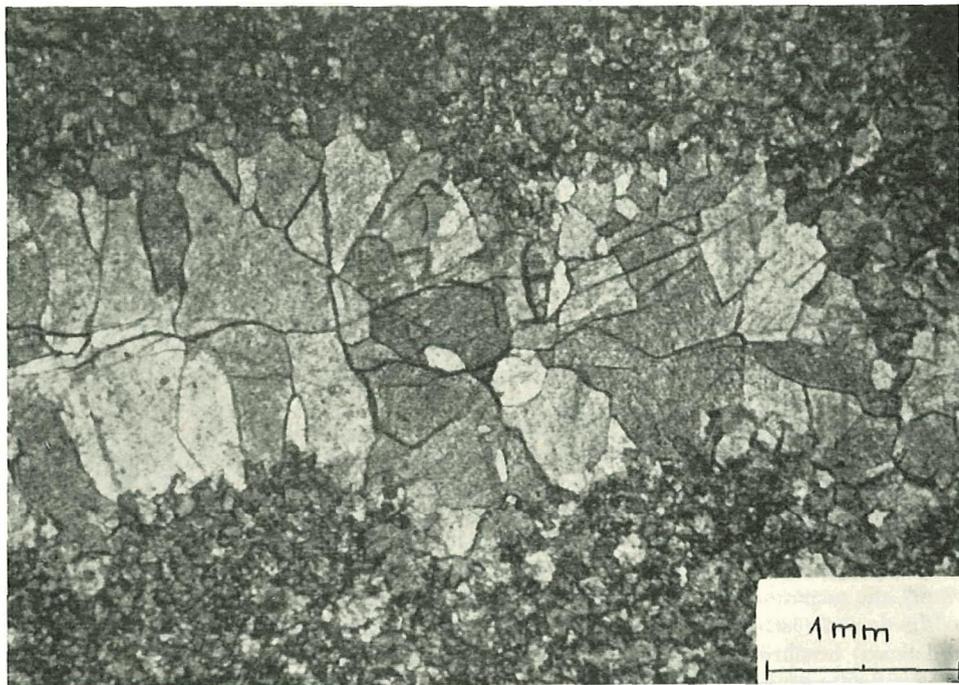


Fig. 8 Dünnschliff eines weissen Dolomitspatbandes. Livignorveg am Spöl.

lässt sich dieser
itischer und ver-
n und Schalen-
ist das ein Zei-
gen der Dolomi-

ornvarietät bildet
il krümeliges Aus-
podenschalen be-

h im hangenden
rk geklüftet und
g.
vorhanden oder
s Tälchens, zwi-
linsenartig auf-
as besonders an
en Band tekto-
leitet sind (vgl.

Dolomite reprä-



oweg am Spöl

Im Dünnschliff wird diese Vermutung bestätigt, wobei allerdings die Fuge oft sehr unscharf, gewunden oder überhaupt nicht vorhanden ist. Genetisch handelt es sich bei diesem Phänomen sicher um eine Dolomitierungserscheinung. Die Spathbildung erfolgte von der Fuge aus nach aussen, d. h. in die fein- bis mittelkristalline dolomitische Grundmasse. Die Fugen dürften alte, meist schichtparallele Schieferungsflächen darstellen, die von der Dolomitierung kräftig ausgenützt wurden.

Ab und zu lassen sich in den **spätigen** Bändern **vereinzelte Kalkrelikte** nachweisen, während in der Grundmasse nur sporadisch Quarznester auftreten können. In ihr konnte zum Teil eine primäre onkolithische Struktur erkannt werden.

Es könnte sich hier um zwei **Dolomitierungsgenerationen** handeln. Die erste erfolgte während oder nach der Diagenese und ergriff das betreffende Gestein gesamthaft (S-Dolomit). Die zweite erfolgte nach der tektonischen Beanspruchung des Gesteines von den Schieferungsflächen aus, unter Verdrängung des feinkörnigen Dolomites der Grundmasse (T-Dolomit).

d) Zusammenfassung und Vergleiche

Über die wechselvollen, schwankenden, **transgressiven** Glieder des Buntsandsteines gewinnt allmählich die kalkige Sedimentation die **Überhand**. Sandige **Einstreuungen** stellen sich nur noch sporadisch ein (= Unter-Anis). Geringe Tiefe, klares und bewegtes Wasser charakterisieren das Faziesbild, dass sich bei Subtraktion der Dolomitierung gleichmässig monoton bis zur kurzen Regressionsphase an der Anis-Ladin-Wende fortsetzt. Die während oder nach der Diagenese erfolgte Dolomitierung der Kalke setzte sich ziemlich willkürlich durch, im grossen ganzen zwei Zonen bevorzugend.

Ein deutlicher primärer Faziesunterschied zwischen der kalkigen und der dolomitischen Entwicklung, d. h. vor der Dolomitierung, konnte nirgends festgestellt werden. In beiden Gruppen haben wir die gleichen Gesteinstypen, so die Oolithe, Pseudo-Oolithe mit Schalenrümern und gebänderte Gesteine. Die Tonbeläge sind ja auch nicht auf das Ober-Anis allein beschränkt, sondern können ebenso in der kalkreichen Entwicklung auftreten.

Betrachten wir nun kurz die Ausbildung des gesamten Anis in den **benachbarten** Gebieten der **Engadiner** Dolomiten:

Piz Lad (KATZ, 1948). Das **Anis** wird vor allem von einer 50–60 m mächtigen Serie von gut gebankten, **schwarz-grauen** und grau-braunen Dolomiten mit Tonhäuten repräsentiert. Darüber folgt eine 20 m **mächtige rauhwackenartige** Zone, die von einer hohen, rauchgrauen **Wand** abgeschlossen wird. Letztere besteht aus einer feinen **Wechsellaagerung** von Anhydrit und Dolomit und kann an gewissen Stellen zu mächtigen **Gips**lagern **anschwellen**. Hier macht sich **also** die **Regression** an der Anis-Ladin-Wende **früher** bemerkbar.

Piz Turettas: HESS (1953) schreibt von einer rein dolomitischen **Ausbildung**, die **über** dem Buntsandstein, mit einer ausgesprochen tektonischen Breccie an der **Basis**, folgt. Die basalen Kalkschiefer **dürften** demnach ausgequetscht sein. Es ist eine ca. 50–60 m mächtige Serie von **dunkelgrauen, häufig gelblich-braun** anwitternden, schlecht **gebankten** Dolomiten, deren **Schichtflächen** bisweilen braune Tonputzen tragen. Auf dem **Gipfelgrat** ist das Anis vorwiegend durch schwarze **Kalkschiefer** vertreten (50–60 m), die gegen oben von Dolomiten verdrängt werden.

In den **südöstlichen Unterengadiner** Dolomiten (zwischen **Ofenpass**, Santa **Maria** und **Scarl**) beschreibt **INHELDER** (1952) das Anis als ein ziemlich einheitlich ausgebildetes, 50–60 m mächtiges Niveau. Es tritt in Form von **weissen, rötlichen bis violetten** oder **schwarzen, plattigen** Kalken und **Kalkschiefern** auf, die häufig tonige **Zwischen-**

lagen tragen. Ferner beschreibt INHELDER auch eine sandig-dolomitische Zone im Dach des Anis, die er aber, da sie rasch in die Basis des **Ladin** übergeht, nicht besonders ausscheidet.

Im Scarltal ist das Anis bereits viel mächtiger. **BÜRGI** (1934) gliedert das Anis von unten nach oben folgendermassen:

1. Basisschichten, hellgelbe, bräunlich und schwärzlich anwitternde Dolomite und Kalke, 8–25 m.
2. Schwarzer Muschelkalk, 30–40 m.
3. Rosa Muschelkalk, 50–70 m.

Die Gesamtmächtigkeit dürfte demnach im Durchschnitt 100–110 m betragen.

Am Rimsspitz erreicht das Anis nach SPITZ und DYHRENFURTH seine grösste Mächtigkeit (ca. 140 m). Hier tritt unter dem mächtigen Kalkschiefer-Komplex (ca. 70 m) eine Serie von karrig anwitternden, innen meist schwarzen Eisendolomiten auf. Sie sind häufig mit Schiefen und **Kieselhäuten** gekröseartig durchwachsen und können auch in **schwarze Kalke** übergehen (ca. 40 m). Unter diesem Dolomitmiveau folgt eine wechselvolle Serie von rötlichen Kalkschiefern, schwarzen Crinoidenkalken und dunklen Dolomiten (30 m). Es handelt sich hier um die **Schlinig-Fazies**.

Wenn wir nun alle diese Profile unter Subtraktion der Dolomitisierung vergleichen, so gelangen wir zu einem ziemlich einheitlichen Bild (ausser am Piz Lad und zum Teil am Schlinigpass). Im ganzen Gebiet der Engadiner Dolomiten («**Scarl-Decke**» s. 1.) herrschte während der Aniszeit die gleiche kalkige Sedimentation. Sie stellt eine typische Inundationsphase zwischen der wechselvollen, schwankenden Transgression des **Buntsandsteines** und der schwach regressiven Ausbildung der **Anis-Ladin-Grenze** dar.

Wie schon auf p. 386 erwähnt wurde, dürfte die **Buntsandstein-Anis-Grenze** nicht synchron verlaufen. Die **Anis-Ladin-Wende** hingegen dürfte mehr oder weniger überall gleichzeitig erfolgt sein; lediglich am Piz Lad setzte die Regressionsphase früher und stärker ein.

Ladin

a) Allgemeines

Der paläontologische Nachweis der ladinischen Stufe wurde erstmals von SPITZ und DYHRENFURTH (p. 46) auf Grund der zahlreich auftretenden Diploporen geführt.

Das **Ladin** stellt wohl die einheitlichste und aushaltendste Stufe der Trias in den Engadiner Dolomiten dar.

Während die Grenze zum Anis durch die mittlere **Rauhwaacke**, die auch die Grenze **Anisian/Ladinian** darstellen dürfte, ziemlich klar gegeben ist, bereitet die Abgrenzung zum Carn **grössere Schwierigkeiten**. Über dem rauchgrauen Arlbergdolomit (vgl. p. 380) folgt, stets eng mit ihm verbunden, eine 30–60 m mächtige Serie von **gutgebankten** (5–20 cm) plattigen, hellgelben bis weissen, innen dichten Dolomiten mit rotbraunen **Tonhäuten**. Darüber liegen, in wechselnder Mächtigkeit (bis 50 m?) **Zellenkalke** und **Zellendolomite**, die ihrerseits von den typischen oberen Rauhwaacken abgeschlossen werden. Diese Rauhwaacken bilden in den **Engadiner Dolomiten** den grossen Abscherungshorizont.

b) Die Frage der Obergrenze

Diese Serie (zwischen **Arlbergdolomit** und oberer **Rauhwaacke**) wurde bis heute als untercarnisch betrachtet. SPITZ und DYHRENFURTH sowie **Hess** verwendeten den Namen «**Raibler-Schichten**». Wir konnten in diesen Dolomiten und vor allem in den sie überlagernden **Zellenkalcken** und Zellendolomiten Diploporen ladinischen Alters finden.

Die Hauptfundstelle befindet sich auf dem Hügel des P. 2304 (Koord. 815 000/169 800).

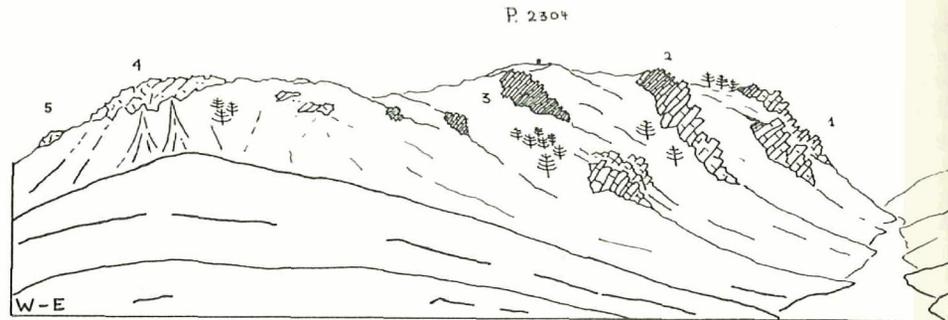


Fig. 9 – Diploporen-Fundstelle bei Fop da Buffalora. (P. 2304)

1. Rauchgrauer, gut gebankter, kristalliner Arlbergdolomit.
2. Plattige (20 cm) hell anwitternde Dolomite mit zahlreichen Diploporennestern (Nr. 209). Schichtflächen mit vereinzelt Tönhäutchen.
3. Allmählich aus 2, sich entwickelnd, weiss-rötliche, dichte Dolomite (10–20 cm) mit roten Tönhäuten «untercarische Dolomite».
4. Zellendolomite und Zellenkalke. GNU-beige, porös-zellig anwitternd, zum Teil brecciös wirkend. Zahlreiche herauswitternde Diploporen (Nr. 211).
5. Gelbe, brecciöse, zerreibbare Rauhwacke.

Es stellt sich nun die Frage, ob es sich hier effektiv um ein normales Profil handelt, oder ob eine gestörte Serie vorliegt. Unmittelbar nördlich dieser Hügelkette streicht nämlich der **Ofen-Schera-Bruch** (WNW–ESE), der eventuell eine **Störung des Profiles** verursacht haben könnte (vgl. **Tafel V** und **Fig. 23**).

Folgende Tatsachen sprechen aber für ein **normales Profil**:

- a) Die in allen **Profilen** auftretende typische **Gesteinsabfolge**, wie wir sie hier vor uns haben (vgl. **Tafel IV**).
- b) Der **ganze Hügel** wird, **ausser** im S, von einem **zusammenhängenden** Gürtel ans typischen «**Raibler-Dolomiten**» umfasst; **grössere N-S streichende** Brüche, die den **Arlbergdolomit** hinaufsetzen könnten, sind **also** ausgeschlossen.
- c) **Jenseits** des **Ofen-Schera-Bruches** steht verkehrt liegendes Anis an. Auf gleicher Höhe mit **unserem Aufschluss** wäre **höchstens** Buntsandstein zu **erwarten**. **Der** Bruch steht zudem noch **saiger** (vgl. p. 434).
- d) **Zellenkalke** und **Zellendolomite** treten im gesamten Gebiet nur über den «**Raibler-Dolomiten**» auf. Eine Ausnahme bildet das **Ladin** am Spöl (vgl. p. 402 und p. 404/405).
- e) Der **Aufschluss** ist sicher anstehend.

Befremdend wirkt **lediglich** die **eigentümlich** gräuliche Farbe, was aber nicht als **Kriterium** gelten kann. Die **Zellendolomite** wirken sonst eher heller. Aufgearbeitetes Material ist **ebenfalls auszuschliessen**, da die Diploporen **sich** sowohl in den **scheinbaren «Komponenten»** wie auch im «**Zementationsmittel**» befinden.

Herr Dr. E. GASCHE (Basel) hatte die **Freundlichkeit**, **mir** nebst **vielen** anderen **Diploporenschliffen**, auch diese Funde (**Fig. 9**, aus 2. und 4.) zu bestimmen (vgl. p. 404).

«Die Diploporen der **Gesteine** von Fop da **Buffalora**, P. 2304, **Schliffe** Nr. 209 und 211, sind infolge der starken Umkristallisation der Algenskelette nicht so gut **erhalten** wie jene von **Punt la Drossa**, so dass ihre **Bestimmung** eine gewisse Unsicherheit zur Folge hat. Ich ziehe es daher vor, sie als

Diploporon cf. annulata SCHAFFH. var. *debilis* (GUEMBEI) PIA

zu bezeichnen.

Die Zellendolomite (Schliff 211) unmittelbar unter der karnischen Rauhwacke gehören somit ebenfalls den Ladinien an wie die ‚hellen, dichten Dolomite mit roten Tönhäuten‘ (Schliffe 209 und 116), welche die ‚rauchgrauen Dolomite‘ überlagern.

Der ganze Schichtenkomplex zwischen dem ladinischen Basiskonglomerat und der karnischen Rauhwacke wäre somit ins Ladinien zu stellen; dabei mag es auf Grund der petrographischen Ausbildung der Gesteine berechtigt erscheinen, zwischen einem unteren und einem oberen Ladinien zu unterscheiden; die Grenze wäre allenfalls zwischen den ‚rauchgrauen Dolomiten‘ und den ‚hellen, dichten Dolomiten mit roten Tönhäuten‘ zu ziehen.

Hinsichtlich der Benennung der vorliegenden Dasycladaceae folge ich PIA (1920, S. 79) und halte mich nicht an den Vorschlag von HERAK (1957, S. 52), nach welchem sie *Dipl. nnn.* SCHAFFH. subspec. *dolomitica* (PIA) HERAK heißen sollte; denn mit seiner Begründung der Unterteilung der Art *Diploporon annulata* in zwei Unterarten (*annulata* und *dolomitica*) anstelle der drei von PIA unterschiedenen Varietäten (*septentrionalis*, *dolomitica* und *debilis*) gehe ich vorderhand nicht einig. Auf PIAs und HERAKs Auffassungen werde ich anlässlich der Bearbeitung der Unterengadiner Diploporon zu sprechen kommen.»

Auf Grund dieser Funde möchten wir diese bisher als untercarnisch angesehene Serie vorläufig in die ladinische Stufe stellen. Die Ladinian-Carnian-Grenze ist demnach höher, wahrscheinlich an die Basis der Rauhwacken zu setzen. Es sind aber noch mehr Profile, und auch mehr Profile in den gesamten Engadiner Dolomiten nötig, um eine sichere und endgültige Grenzziehung zu gewährleisten.

Durch diese neue Einteilung entstehen nämlich gewisse Widersprüche. SPITZ und DYHRENFURTH beschreiben (p. 49) fossilführende Kalke aus der carnischen Stufe. Aus den Lokalitäten (Praivé am Ofenpass; Piz Terza bei Zernez, siehe Fossilzeichen auf der geol. Karte) und auch aus dem Texte geht hervor, dass diese Kalke über der Rauhwacke liegen.

Aus einer anderen Stelle des Textes (p. 53, unten) muss man hingegen annehmen, dass diese Kalke unter die Rauhwacke zu liegen kommen. Zweifellos handelt es sich hier um ein Missverständnis im Text.

Unter den vielen Fossilien beschreiben die zwei Autoren auch *Gonodon mellingi* HAUER (Praivé, Ofenpass) und *Myophorin fissidentata* WOHRMANN (Piz Terza, Zernez). Dieselben zwei Arten beschreibt auch FRAUENFELDER (1916, p. 308) in den dolomitischen Übergangsschichten der Ladin-Carn-Grenze in den Tessiner Kalkalpen. Diese Übergangsschichten sind ähnlich denen der Engadiner Dolomiten ausgebildet. Durch paläontologische Vergleiche kommt er zum Schluss, dass die Ladinian-Carnian-Grenze in den Engadiner Dolomiten etwas tiefer, noch im grauen «Wettersteindolomit» oder unter der Rauhwacke liegen müsse. Möglicherweise ist FRAUENFELDER das Opfer des Missverständnisses im Texte von SPITZ und DYHRENFURTH geworden, indem er annahm, dass die Kalke unter den Rauhwacken liegen.

Die zwei grossen Fundorte von carnischer Fauna in den Engadiner Dolomiten (Praivé und Piz Terza) liegen aber eindeutig über der Rauhwacke, was sie als Grenzhorizont zwischen Ladin und Carn nur noch deutlicher werden lässt. Ferner haben vergleichende Profilaufnahmen ergeben, dass diese fossilführenden Kalke immer im Hangenden der Rauhwacken auftreten. Weiter oben folgen dann über diesen Kalken die typischen grünen Sandsteine und die bunten Tonschiefererien der carnischen Stufe.

Hess (1953, p. 71) beschreibt zwischen den typischen «Raibler-Dolomiten» und den Rauhwacken schwarze, auch rötliche, glattbrechende und weissgeaderte Kalkdolomite, die völlig tonfrei und zum Teil brecciös sind.

BOESCH und INHELDER andererseits erwähnen zwischen dem Arlbergdolomit und der Rauhwacke typische «Raibler»- und Zellendolomite.



stern (Nr. 209).

) mit roten Ton-

teil brecciös wir-

Profil handelt,
Kette streicht
ng des Profiles

ie hier vor uns

Gürtel aus ty-
rücke, die den

. Auf gleicher
erwarten. Der

den «Raibler-
und p. 404/405)

aber nicht als
aufgearbeitetes
n den schein-

zielen anderen
1 (vgl. p. 404).

3 und 211, sind
jene von Punt
he es daher vor,

Es dürfte sich nun effektiv um zwei durch die Rauhacken getrennte **Kalkhorizonte** handeln. Der obere mit seiner schönen Fauna eindeutig **carnische Kalkhorizont** dürfte überall, oft mit grünen Sandsteinen und bunten Tonschiefer-Lagen, anzutreffen sein. Der untere «Kalk»-Horizont ist im N als Zellendolomit, in unserem Gebiet als Zellendolomit und Zellenkalk und im SE als Kalkdolomit ausgebildet. Die **carnische Regression** dürfte demnach im N früher eingesetzt haben (?).

Die Höherlegung der **Ladinian-Carnian-Grenze** hat nun folgende Konsequenzen:

1. Mächtigkeitszunahme des **Ladin** um ca. 80 m (Durchschnitt in unserem Gebiet).
2. Die zeitliche Grenze ist jetzt identisch mit der faziellen. Sie fällt mit der Rauhacke, dem typischen **Regressionsindiz**, zusammen. Die «**untercarnischen Dolomiten** wollen wir jetzt «**oberladinische Grenzdolomite**» nennen.
3. Die vulkanische Tätigkeit hat zum **grössten** Teil in der ladinischen Zeit **stattgefunden**, wie dies ja auch im Südtirol der Fall ist.
4. Es ist im Gelände viel leichter, eine Grenze zwischen die oberladinischen **Grenzdolomite** und das Carn zu legen, als eine solche zwischen die «**Wettersteindolomite**» und die sogenannten «**untercarnischen Dolomiten**». Diese Schwierigkeit fällt jetzt weg.

In der **Kartierung** wurde dieses auffallende und überall auftretende Schichtglied (d. h. die oberladinischen Grenzdolomite), da es sich als tektonischer Leithorizont vorzüglich eignet, speziell ausgeschieden. In den geologischen Profilen ist die **Mächtigkeit** dieser Serie durchwegs mit 50 m angegeben worden.

Wir teilen das **Ladin** nun folgendermassen ein:

Carn	- Obere Rauhacke. An der Basis Abscherung . Oft wegerodiert.
Ober-Ladin	- Zellenkalk und Zellendolomite (30-50 m?). Oberladinische Grenzdolomite mit Diabas- und Tuffitlagen (30-60 m).
Arlbergdolomit (Unter-Ladin)	- Oberer Arlberg. Gut gebankte, rauchgraue Diploporendolomite (70 m). - Unterer Arlberg. Massige Dolomitbank (25-35 m) mit Konglomerat an der Basis (ca. 5 m).

c) *Der Arlbergdolomit (Unter-Ladin)*

Der Arlbergdolomit bildet stets eine charakteristische Felsstufe aus rauchgrauen, kristallinen Dolomiten.

Im grossen ganzen lässt er sich im gesamten Bereich der Engadiner Dolomiten in einen unteren, schlecht gebankten, massigen Komplex mit der ((mittleren **Rauhacke**) an der Basis und in einen oberen, gut gebankten, diploporenführenden Komplex einteilen.

Der untere Arlbergdolomit, Basiskonglomerat

An der Basis des **Arlbergdolomites** tritt in wechselnder Ausbildung und Mächtigkeit (2-10 m) das Basiskonglomerat des **Ladin** auf. Morphologisch tritt es durch ein weiches, oft verschüttetes Felsband eher zurück und dient oft als sekundärer **Abscherungshorizont**.

Das Konglomerat setzt in den wenigsten Fällen scharf über den anisischen Dolomiten ein, sondern eher allmählich, aber immer innerhalb von fünf Metern.

Am Munt la **Schera** sowie bei Punt la Drossa **trifft** man vor allem Primärbreccien an, die seitlich von einem Konglomerat abgelöst werden.

Während erstere den ganzen unteren Arlbergdolomit durchsetzen, ist letzteres auf die untersten 2-3 m konzentriert.

Die bis faustgrossen, eckigen oder auch gut gerundeten Einzelgerölle bestehen meistens aus hellen, sandig-puderig anzufühlenden Dolomiten und dunklen, kristallinen

Cm
5
4
3
2
1
0

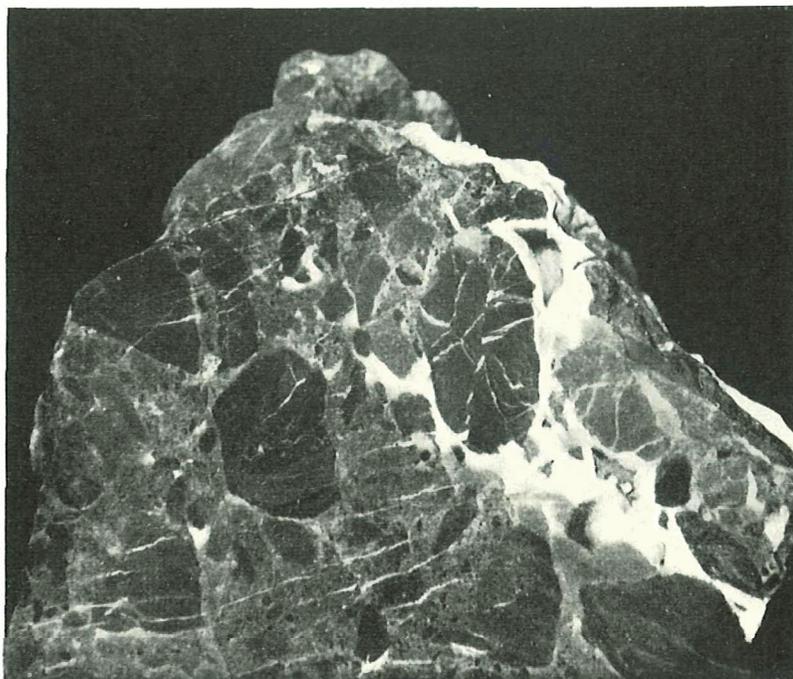


Fig. 10 Basiskonglomerat des Ladin (Anschliff). Munt la Schera NE-Hang.

Dolomiten. Das Bindemittel besteht vorwiegend aus einem fein- bis **mittelkristallinen** Dolomit mit zahlreichen **Kalkrelikten**.

Im Dünnschliff ist die **Abtrennung** zwischen Geröll und Bindemittel (wie ein **Handstück** aus dem Punt la Drossa-Profil zeigt) oft recht schwer. Die Dolomitisierung hat sich sowohl im Geröll wie auch in der **Einbettungsmatrix** durchgesetzt und die **Geröllumrisse** (teils noch sichtbar durch ein feines Eisenhydroxyd-Häutchen) verwischt.

Fig. 11 zeigt ein solches sandig-puderig anzuführendes Geröll im Dünnschliff (die **Geröllgrenze** liegt **ausserhalb** der Bildebene). Die schönen Dolomit-Rhomboeder zeigen einen zonaren oder auch einen runden Pigmentring. Möglicherweise handelt es sich, nebst den autigenen **Anwachsflächen**, um eine primäre oolithische oder **arenitische** Struktur. Kalzit tritt nur noch reliktsch auf. Die Anordnung der **Kalzitrelikte** lässt noch vage **erkennen**, dass es sich um vor der Dolomitisierung entstandene Adern handelt. Quarz ist relativ wenig vorhanden, vorwiegend als vereinzelte, runde, höchstens 0,15 mm grosse Körnchen auftretend.

Gegen W macht sich eine **Vergrösserung** der Einzelgerölle bis zu Kopfgrösse bemerkbar. In der Felswand des Lav Lad auf 2350 m vermeint man bei guter **Abendbeleuchtung** einen grossen, dunklen Block (1 m³) zu bemerken. Von nahem lässt sich aber die Umgrenzung nicht nachweisen; es dürfte sich hier, wie auch allgemein an der Basis des **Ladin**, um ein Brandungskonglomerat (?) handeln.

Eine eigenartige Erscheinung weist die **Basisbank am Munt Buffalora** auf. Neben und über den **Konglomeratlagen** schalten sich graue, weiss gesprenkelte Dolomite ein. Die Sprengelung wird durch **bohnengrosse** Dolomitspat-Ausfüllungen bewirkt. Oft

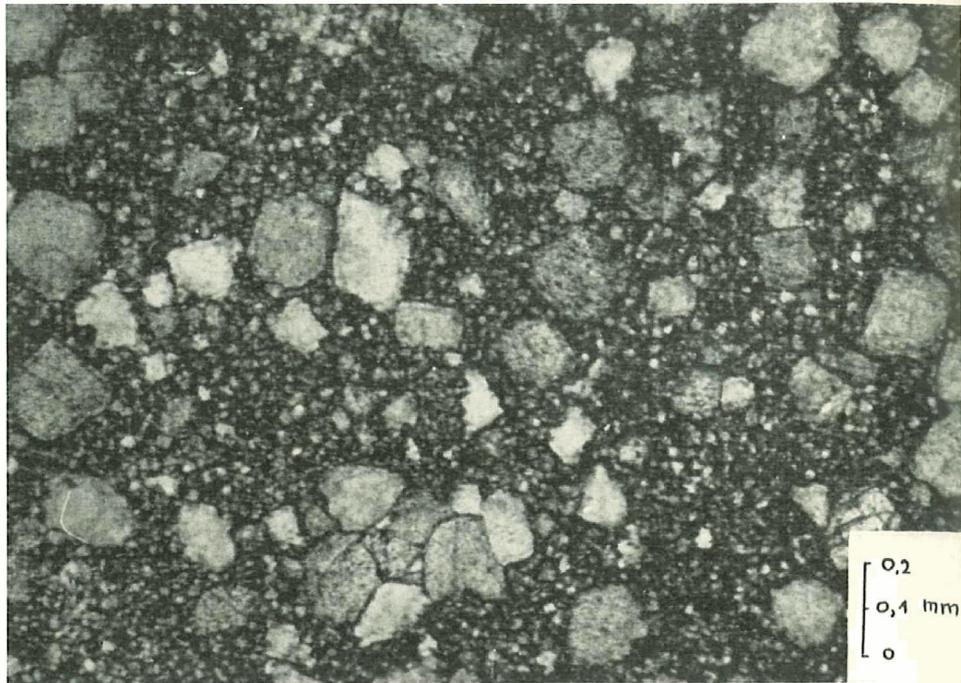


Fig. 11 Basiskonglomerat des Ladin, Dünnschliff durch ein Einzelgeröll. Punt la Drossa.

sind sie parallel der Schichtung mehr oder weniger **langgezogen** und **können** adernartig die **Gerölle** des **Konglomerates** durchschlagen. Besonders bei den **langausgezogenen** Gebilden handelt es sich um sehr ähnliche Dolomitierungs-Erscheinungen, wie wir sie im oberen **Anis** besprochen haben (vgl. p. 395/396). Ob die **bohnenartigen** «Einschlüsse» primäre Hohlräume darstellen könnten, ist **sehr** fraglich.

Auf Fig. 12 vermeint man **nämlich** in diesen «Hohlräumen» ein geopetales Gefüge zu erkennen. Ebenso oft tritt aber bei gleicher Lagerung der umgekehrte Fall auf: das graue Sediment oben, die **weissen** Dolomitspate **unten**; oder auch: ersteres **schwebt wolkenartig mit** Dolomitspaten in der Mitte der **dunkelgrau-schwarzen Grundmasse**. Diese **Strukturtypen** sprechen gegen primäre Hohlräume.

U. d. M. Schwarze Grundmasse: Feinkristalliner, mosaikartiger Dolomit, der ohne scharfe **Grenze** in die fein- bis mittelkristalline **Korngrösse** des grauen Sedimentes übergeht. In diesen lassen sich **vereinzelte Onkoide** erkennen. Auch hier **verdrängen** die Dolomitspate die feinkörnigere Varietät, Viel Eisenhydroxyd in Fugen und Spalten.

Am **Spöl-Profil** schaltet sich an der Basis des **Ladin** ein schmales, **tektonisch** ausgequetschtes Band (ca. 1 m) von **rauhem, brecciösem Zellendolomit** ein, der tektonisch entstanden sein kann.

Der untere **Arlbergdolomit** leitet, mit seiner in unserem Gebiet nicht besonders deutlichen **Regressionsphase** an der Basis, die **Inundationsphase** des oberen **Arlbergdolomites** ein. **Charakteristisch** für diese **Übergangszeit** ist das **häufige** Auftreten von **Primärbreccien** (**Thixotropiebreccien**), die dem oberen **Arlbergdolomit** sehr **häufig**



mt la Drossa.

nen adernartig
ngausgezogenen
gen, wie wir sie
gen «Einschlüs-

petales Gefüge
e Fall auf: das
steres schwebt
n Grundmasse.

er ohne scharfe
rgeht. In diesen
die feinkörnigere

ektonisch aus-
der tektonisch

cht besonders
eren Arlberg-
Auftreten von
t sehr häufig

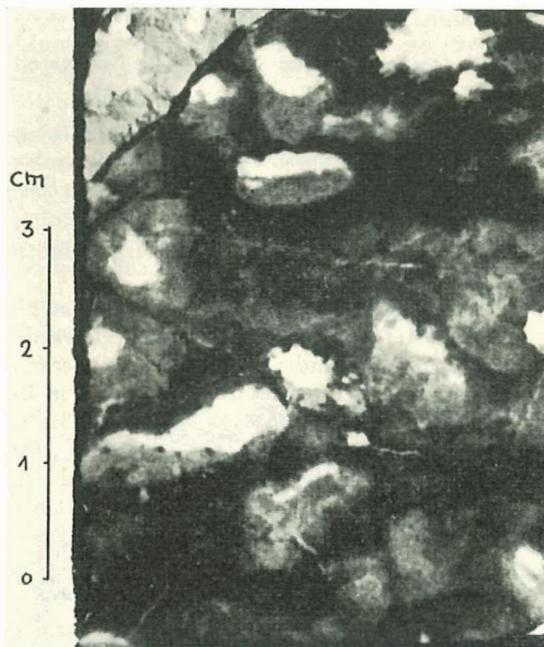


Fig. 12 Anschliff eines gesprenkelten Dolomites. Basisbank des Ladin, Munt Buffalora.

fehlen. Die Bildung der Primärbreccien könnte durch das allmähliche **Absinken** des Meerbodens erklärt werden, ein **Absinken**, das mit Erdbeben und Rutschungen verbunden wäre.

Irgendwelche Fossilien konnten in diesem Horizont nicht gefunden werden. Recht häufig treten hingegen Oolithe und Pseudo-Oolithe auf, was auf eine Fortsetzung der Anis-Fazies **schliessen** lässt.

Gegen SE treten die Primärbreccien eher zurück; es schaltet sich der schon von HESS (p. 70) beschriebene (wurmstichige **Dolomit**) ein (Piz Daint).

Der Dolomit des Unter-Ladin ist durchwegs, wie die vielen **Kalkrelikte** im Dünnschliff zeigen, durch **Dolomitisierung** der primären Kalksedimente entstanden.

Der obere Arlbergdolomit

Aus dem unteren Arlbergdolomit entwickelt sich allmählich, ohne irgendwelchen lithologischen Wechsel, der obere Arlbergdolomit. Die **Bankung** wird gegen oben immer deutlicher; es schalten sich auch immer häufiger plattige Zwischenlagen ein, die allmählich zu den oberladinischen **Grenzdolomiten** überleiten. Unser oberer Arlbergdolomit entspricht dem oberen **Ladin** von **BOESCH** und **INHEDER**.

Der obere Arlbergdolomit ist vor allem durch sein ruhiges, im gesamten Bereich der Engadiner Dolomiten gleichförmiges Faziesbild charakterisiert. In allen Lagen und in allen **Profilen** finden wir eine Unmenge von **Diploporennestern** und **-bänkchen**, die zwar rasch auskeilen, aber nach ein paar Metern von anderen Nestern abgelöst werden. Im Arlbergdolomit des Punt la Drossa-Profiles konnten wir zum Beispiel bis 15 **Diploporen-«Horizonte»** zählen.

Herr DR. E. GASCHÉ sandte mir folgenden Bericht:

«Die Schiffe der Diploporengesteine von Punt la Drossa, die Nummern 104-116 (inkl.) führen:
Diplopore annulata SCHAFFHAUTL var. debilis (GUEMBEL) PIA.

Die Bestimmung kann als gesichert gelten, wenn auch der Erhaltungszustand der Fossilien oft zu wünschen übrig lässt. *Diplopore annulata debilis* ist ein Leitfossil für das ganze Ladinien (Das Gestein zu Schliff 116¹⁾ ist also zweifellos ladinisch; gerade auch in ihm lässt sich *D. annulata debilis* sicher nachweisen.»

Während der gesamten Sedimentationszeit des Arlbergdolomites dürften die Diploporen fleckenweise Algenrasen gebildet haben

Das mikroskopische Bild der Diploporendolomite ist immer gleichbleibend. Das Gestein ist immer umkristallisiert, respektive dolomitisiert worden. Die oft schlecht erhaltenen Diploporen sind in einer Grundmasse eingebettet, deren Struktur oft mit der von CAYEUX als Übergangsstadium der «structure grumelleuse» in die «structure pseudo-oolithique» bezeichneten verglichen werden kann (CAYEUX, 1035, Tafel XVIII, Fig. 68, 69).

Eigentliche Oolithe treten im Vergleich zum Anis schon viel seltener auf. Stark verbreitet sind hingegen Mikrokoprolithe, ferner Gastropoden, Ostracoden, Bryozoen und vereinzelte Foraminiferen.

Die ganze Fazies spricht für gut durchlüftetes, klares, nicht stark bewegtes Wasser. Da die Diploporen assimilierende und sessile Grünalgen sind, dürfte die Tiefe des Meeres 50 bis maximal 100 m nicht überstiegen haben.

Die Gesteinsausbildung ist sonst, wo keine Diploporen auftreten, ebenfalls sehr einheitlich. Es handelt sich durchwegs um fein- bis mittelkristalline, oft schön gebänderte Dolomite mit Pflaster- oder Mosaikstruktur.

Kalzit tritt nur in Adern oder reliktsch in der Grundmasse auf. Die Dolomitisierung hat mancherorts die primäre Struktur vollständig verwischt (vgl p. 420, Fig. 18).

Herr T. CLERC, dipl. Ing., chem. ETH, hatte die Freundlichkeit, eine quantitative chemische Analyse einer typischen ladinischen Gesteinsprobe vorzunehmen. Diese ergab in Gewichtsprozenten:

CaO :	31,14%	Oxalat
MgO:	16,32%	Phosphat
CO ₂	46,85%	Glühverlust
Sesquioxyde:	1,29%	Oxyde
SiO ₂ :	0,91%	Oxyd
	<u>96,51%</u>	

Die Titrationsmethode ergab an der gleichen Gesteinsprobe das Verhältnis von Kalk: Dolomit = 1:0,84. Wir haben also einen ziemlich reinen Dolomit vor uns, der im Dünnschliff eine schwache, krümelige Struktur (structure grumelleuse) aufweist.

Hess erwähnt aus dem Arlbergdolomit des Piz Turettas einen «schlackenartigen», dunkelgrauen, brecciösen, löcherigen Dolomit. Der gleiche Horizont wird auch am Piz Daint von SPITZ und in der Starlex-Gruppe von INHELDER signalisiert. «Er scheint somit in den E-Teilen der Scarl-Decke durchgehend aufzutreten und eine schwache, mittelladinische Regression anzudeuten, (HESS, 1953, p. 70).

In der La Schera-Buffera-Gruppe ist dieser Horizont nicht ausgebildet. Hingegen konnten wir wenigstens einen ähnlichen Horizont am Spöl-Profil, ca. 30 m unter den

¹⁾ Das Handstück (Nr. 116) stammt aus den oberladinischen Grenzdolomiten etwa 3 m über der Grenze zum Arlbergdolomit.

ersten oberladinischen Grenzdolomiten finden. Es handelt sich hier um eine ca. 10 m mächtige Serie von dunkelgrauen, porösen, zerreibbaren «sandigen Dolomiten»). Die **ursprüngliche** Bankung ist nur schwach sichtbar und die Serie **wirkt** als eine **einzig**e Bank. In ihr schaltet sich (nur auf der rechten Spölseite) ein 10 cm dickes Bänkchen von stark rostigem, innen hellgrauem, siltigem Tonschiefer ein.

U. d. M. Es zeigt sich eine sehr feine quarzitisch-serizitische «**sperrige**» Grundmasse. Umrise primärer **Strukturen** (meist **runde** und ovale Gebilde) sind zahlreich vorhanden. Ihr ursprünglicher **Mineralinhalt** ist aber weggelöst und durch das quarzitisch-serizitische Material ersetzt worden. Ferner treten zahlreiche mehr oder weniger runde und eckige Quarzkörner auf, die sicher **detritischer** Herkunft sind. Viele **Erzklümpchen** (meistens Hämatit und Limonit).

Nicht alle **Strukturkomponenten** scheinen wie der Quarz als detritisches Material in die Grundmasse eingeschwemmt worden zu sein. Viele erinnern an Lapilli und auch



Fig. 13 Gastropodenquerschnitt mit Gcopctal-Gefüge. Gastropodeiibank des oberen Arlbergdolomites, Munt la Sclicra.

die Grundmasse, obschon sie **lagig** angeordnet ist, zeigt mit ihrem «sperrigen» **Gefüge** doch Ähnlichkeiten mit gewissen **Tuffit-Horizonten** in den oberladinischen Dolomiten.

Vulkanisches Material im obersten Arlbergdolomit wäre nicht neu, denn schon **SPITZ** und **DYHRENFURTH** beschreiben (p. 54/55) einen **Schieferporphyr** im obersten «**Wettersteindolomit**» des **Fallerkopf-Gipfels** und ferner, in fraglicher **Horizontierung**, am Südwestgrat des Piz Vallatscha und am Piz Turettas.

Die **Gastropodenbank** des obersten **Arlbergdolomites** (HESS, 1953, p. 70) lässt sich auch in unserem Gebiet praktisch in jedem Profil nachweisen. Sie ist aber im Gegensatz zum Piz **Daint** durchwegs **dolomitisch** entwickelt. Im **Dünnschliff** lässt sich oft eine typische «**structure grumeleuse**» erkennen. Das Korn ist auch bereits feiner. Die Gastropoden sind **umkristallisiert** und lassen sich nicht näher bestimmen. Sie sind aber nicht allein auf den obersten **Arlbergdolomit** beschränkt, sondern treten, oft mit Diploporen vergesellschaftet, überall auf. In stratigraphischer Hinsicht sind die Gastropoden praktisch wertlos, **hingegen** sind sie zur Feststellung von invers liegenden Schichten sehr nützlich, da ihre Schalen oft als Sandfang gedient haben (vgl. Fig. 13).

Der Arlbergdolomit zeigt im ganzen Bereich der **Engadiner Dolomiten**, im Vergleich zu den anderen **Triasgliedern**, die geringsten **Faziesschwankungen** auf.

Genau wie im Anis ist aber auch hier eine deutliche, parallel mit ihm verlaufende Mächtigkeitsabnahme von N nach S und von NW nach SE festzustellen.

d) Das **Ober-Ladin**

(Oberladinische Grenzdolomite mit Diabas- und Tuffitlagen; Zellendolomite und Zellenkalke).

Die oberladinischen Grenzdolomite stellen ein charakteristisches **Schichtglied** dar, das sich durch seine helle, fast weisse **Anwitterungsfarbe** deutlich vom rauchgrauen Arlbergdolomit abhebt, aber stets mit ihm eng verbunden ist. Die Grenze zwischen diesen zwei **Gesteinskomplexen** kann scharf, mancherorts aber auch sehr undeutlich sein. Sie fällt scharf aus, wenn sich nebst dem Wechsel der **Bankung**, des **Korns** und der **Farbe** auch die so typischen rot-braunen **Tonhäute** einstellen.

Es handelt sich durchwegs um gut **gebankte** (5–10 cm), plattige, dichte bis kryptokristalline, helle, grau-beige bis weisse Dolomite. Die **Schichtflächen** sind glatt oder auch **unruhig** und **durchwegs** von **Tonhäuten** überzogen.

Mannigfaltig **können** hingegen auch die **Übergänge** sein. Am Bergrücken des P. 2642 südwestlich von Munt **Buffalora** vollzieht sich der Farb- und Gesteinswechsel allmählich über 20 m. Ebenso stellen sich die **Tonhäute** sehr spät ein. **Hier**, wie auch am Munt **Buffalora**, schalten sich im oberen Arlbergdolomit sehr helle, **kristalline** Dolomite ein, die, **falls** sie nicht relativ dick gebankt und gegen oben von **rauchgrauen** Dolomiten abgelöst würden, ebensogut oberladinische Grenzdolomite darstellen könnten.

Auf der rechten Spölseite folgt auf dem rauchgrauen Arlbergdolomit mit Rippelmarken eine ca. 15–20 m mächtige Serie von gut **gebankten**, hellgrauen, dichten **Dolomiten**. Sie zeigen oft eine «**structure grumeleuse**», ferner Pseudo-Oolithe, **Mikrokoprolithe** und vereinzelte Diploporen. Darüber:

12 m sehr **regelmässig** gebankte (**10–20 cm**), dichte, graue Dolomite, ebenfalls mit «**structure grumeleuse**»,

1 m **dunkelgraue bis schwarze, plattige, dichte** Dolomite,

1 m helle, **weissliche, «marmorartige»** Dolomite (**Bankung 5–15 cm**),

1 m **rötlich-graue, dichte, plattige** Dolomite (**5–10 cm**).

Der Farbe und den fehlenden **Tonhäuten** nach wäre diese **Serie** noch dem Arlbergdolomit einzureihen. Der Gesteinstyp und die plattige Ausbildung weisen hingegen auf oberladinische Grenzdolomite hin. Auf der linken Spölseite ist die Grenze **Unter-** zu **Ober-Ladin** tektonisch gestört.

Die Mächtigkeit der oberladinischen Dolomite schwankt von Profil zu Profil ziemlich stark. Einerseits greifen die Zellendolomite verschiedentlich tief und **unregelmässig** in sie hinein und andererseits scheinen sich Arlbergdolomite und oberladinische Grenzdolomite seitlich vertreten zu können. So erreichen sie in einer kleinen Runse im Val Chavagl (vgl. p. 426) eine Mächtigkeit von 60 m.

In den oberladinischen Grenzdolomiten befinden sich die von SPITZ und DYHRENFURTH beschriebenen Ergüsse von Diabas und **Quarzporphyr** (Piz Turettas) sowie die **Tuffite** von Praspöl, Piz Turettas und Monte Solena. Vergleiche auch BOESCH (1937, p. 36), INHELDER (1953, p. 40) und HESS (1953, p. 73).

Wir konnten zahlreiche weitere Tuffitlagen finden, die sich alle etwa im gleichen Niveau halten: Punt Praspöl, rechte und linke Spölseite, Piz La Schera (Diabas), genau gegenüber dem bekannten **Tuffit-Vorkommen** von Praspöl; Punt la Drossa, im Profil 200 m oberhalb der Brücke und am Munt Buffalora auf 2575 m, ca. 400 m nordöstlich von Grenzstein 10. Sie sind ca. 3040 m über der Grenze Arlbergdolomit/oberladinische Grenzdolomite anzutreffen.

Die **Tuffitlagen** treten als kleine, höchstens 20 cm dicke, grün-graue Schieferpartien, konkordant zwischen zwei Dolomitbänken auf. Wie der Name aussagt, sind sie stark mit karbonatischem und detritischem Material vermischt. Man darf wohl annehmen, dass das von der Yulkantätigkeit stammende Aschenmaterial einen **grossen** Anteil an dem **Tonhäutchen** und Tonbänkchen der oberladinischen Grenzdolomite darstellt.

Im **Handstück** ist das Gestein (Punt la Drossa) dunkelgrün, dicht, relativ hart und von **vereinzelt** erbsgrossen, dunkelgrünen, rundlichen Einsprenglingen durchsetzt. Bei flüchtiger Betrachtung wirkt das Gestein wie ein Serpentin.

U. d. M. Diabastuff.

Grundmasse: Sperriges Gefüge von Chlorit und Serizit. Quarz und Karbonat, nur in Nestern, stark zurücktretend. Sehr viel Erz (ca. 20%), **vorwiegend** treten Klümpchen von Limonit und feine Rutilnadeln auf. In dieser Grundmasse findet man haufenweise längliche, flatschenförmige, ovale und kugelige Gebilde, die sekundär von sphärolitischem Chlorit (**Pennin**) und zurücktretend von Quarz ausgefüllt worden sind. Der primäre **Mineralinhalt** dieser **lapilliartigen** Gebilde lässt sich **nur** an einem solchen ovalen Lapillifeststellen. Er zeigt deutlich einen **Augitzwilling** auf. Ferner ist noch ein primärer Quarz sichtbar, der hufeisenförmig magmatisch korrodiert wurde. Praktisch kein Karbonat.

Während die tuffogene Natur dieses Gesteines klar ist, handelt es sich beim folgenden um ein Handstück aus einem **Diabaslagergang** (?).

Fundort: Piz la Schera, Koord. 808 850/170 850.

U. d. M. Diabas

Die leicht ophitische **Struktur** dieses Gesteines **wird** aus einem innigen, sperrigen Gefüge von Augit- und Plagioklaskristallen gebildet. Die Augite, es dürfte sich **um** basaltische Augite handeln, sind idiomorph **und** zeigen oft die typische **Sanduhrform**. Sie treten als dicke Säulchen oder als lange Leisten auf. Viele Individuen sind stark zersetzt und chloritisiert worden. Die **tafeligen** Plagioklase scheinen gegenüber den Augiten etwas zurückzutreten. Sie sind in der Reihe Albit bis **Labrador-Bytownit** einzuordnen, wobei der Albit oft autigen ist.

Das Gestein ist stark ehloritisiert worden. Sehr viel Erz, vor **allem** Limonit, Pyrit und Rutil. Die **Zwischenklemmasse** besteht aus Augit und Chlorit.

Auch hier treten ovale und rundliche Gebilde (Gasblasen) auf, die von sphärolitischem Chlorit ausgefüllt sind.

Dieses Gestein ist zweifellos ein Diabas (vgl. Fig. 14). Leider ist die Schichtgruppe, in der sich der Lagergang befindet, stark gestört und verschüttet, so dass Aussagen über die Mächtigkeit (am Fundort: 10 cm) und die **Kontaktwirkung** nicht möglich sind.

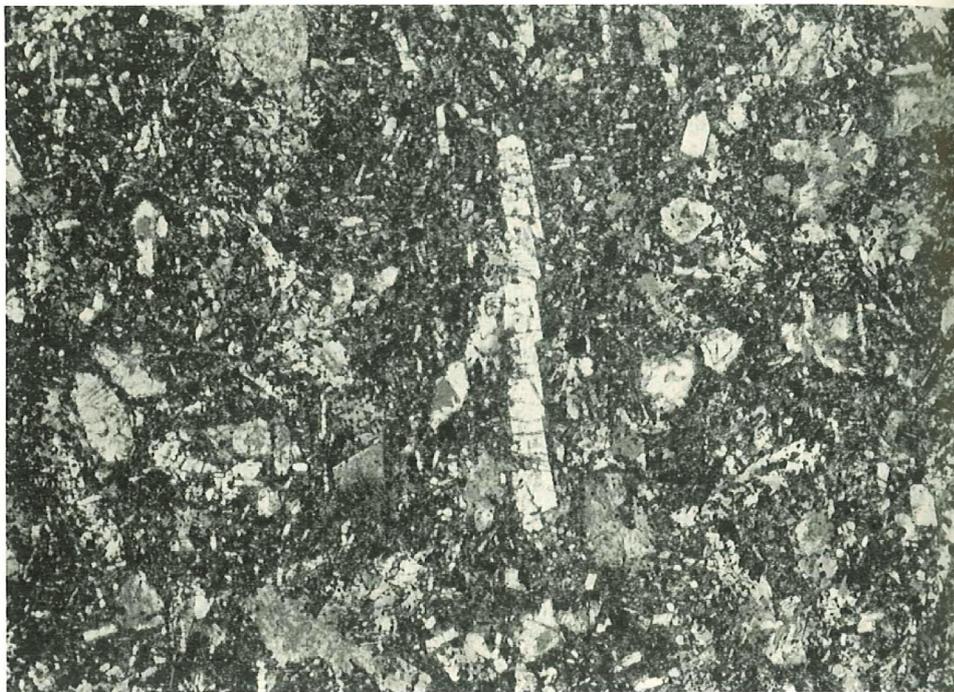


Fig. 14 Diabas. Piz la Schera. Vergrößerung: 42X

Die **oberladinischen** Grenzdolomite werden hier durch einen Bruch abgeschnitten, der die **Arlbergdolomite** der NW-Platte auf gleiche Höhe emporhebt (vgl. Tafel V und p. 426).

Eine eingehende **petrographische** Untersuchung des Vulkanismus im Bereich **der Engadiner** Dolomiten wäre **sehr** erwünscht.

Über den **oberladinischen Grenzdolomiten** folgen, allmählich sich aus ihnen entwickelnd, die **Zellendolomite** und die **Zellenkalke**. Eine Abgrenzung lässt sich nur sehr schwer durchführen. Die **Zellendolomite** sind meistens etwas dunkler und löcheriger und treten vor allem im NW auf, während **Zellenkalke** vor allem im SE anzutreffen sind,

Der **Zellenkalk** ist im allgemeinen ein **ausserordentlich** hartes und splitteriges, hellgraues Gestein, das zellig-löcherig oder nur **rillig anwittern** kann. Gegen oben wird das Gestein bröckeliger und **gelber** und leitet langsam zur richtigen **zerreibbaren Rauhwacke** über. Die Übergänge zu ihr sind aber nur **selten** anzutreffen, weil die höheren Schichten meistens **wegerodiert** oder durch Schutt getrennt sind.

Den **allmählichen** Übergang von **oberladinischen** Grenzdolomiten zu **Zellenkalcken** sieht man **besonders** schön am kleinen **Profil** nördlich **Il Jalet** (vgl. **Fig. 15**). Die Grenze **Arlbergdolomit** zu **Ober-Ladin** ist tektonisch **gestört**. Westlich der kleinen Runse, die die **Störungslinie** markiert, stehen **ca. 15 m** typische, gut **gebankte**, helle, **oberladinische** Grenzdolomite mit Tonhäuten an. Es folgt eine Serie von unten gut gebankten (10–30 cm), harten, **splitterigen, karrigen**, zellig-anwitternden, **kalkigen Dolomiten** (oa. **15 m**). Im Bruch sind sie grau-beige, mit dichtem bis **feinkristallinem** Korn. Die Verwitterung



greift
schwi
schen

U.
Kalk
gesam
kreuz
strukt
undul
meiste
Kalzi

E
Scher
mit u
lager
es sic
aus d
Über
konn
E
dolo
oberl
Zone
Eros
beso

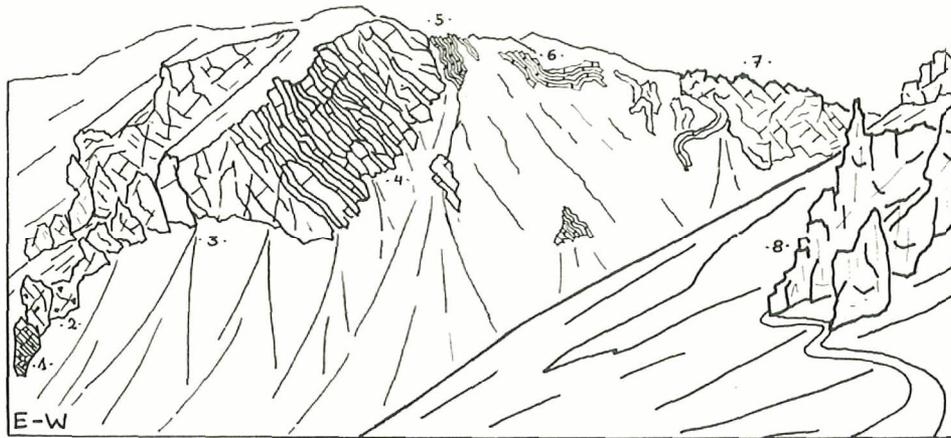


Fig. 15 Ladin-Profil am Murtaröl

- | | |
|---|---|
| 1. Stark geklüftete Anisdolomite | 5. Oberladinische Grenzdolomite |
| 2. Basisbank des Ladin | 6. Zellige , splinterige, kalkige Dolomite |
| 3. Unterer Arlbergdolomit | 7. Zellenkalke |
| 4. Oberer Arlbergdolomit | 8. Hauptdolomit des Jalet |

greift durch Spalten, Löcher und Drusen bereits tief in das Gestein ein. Allmählich verschwindet die **Bankung**; das Gestein wird etwas heller und leitet zu den massigen typischen Zellenkaiken über.

U. d. M. In diesem Zellenkalk lassen sich zwei Strukturen erkennen: der kryptokristalline Kalk (vereinzelt auch Dolomit) bildet gern kleine Klümpchen (**structure grumeleuse**) und **zeigt** gesamthaft **betrachtet** das Bild eines Diploporeu-Gesteines auf. Diese primäre Struktur wird kreuz und quer von Leisten und **Adern** aus einer fein- bis mittelkristallinen, pflasterartigen Kalkstruktur durchzogen und breccienartig auseinander gerissen. Hier finden **&** auch zahlreiche **undulös** auslöschende Quarzkristalle. Die Grenze zwischen diesen zwei **Strukturtypen** verläuft meistens scharf. Oft sitzen die feinen Kalkkörnchen deutlich als Einschlüsse mitten in den gröberen Kalzitkristallen, eine charakteristische Trübung derselben veranlassend.

Eine primäre kalkige Ausbildung passt eigentlich nicht sehr gut **in** das allgemeine Schema der Zellenkalk- und **Rauhwackenbildung**, die eine Sedimentation vom Dolomit und Anhydrit voraussetzt. Am wahrscheinlichsten ist hier wohl eine feine **Wechsel**lagerung oder ein Gemenge von Dolomit und Kalk vorauszusetzen. Andererseits könnte es sich aber auch um Entdolomitierungs-Erscheinungen unter dem **Einfluss** von SO₂ aus dem hangenden Carn handeln. Der Dolomit **wird** dabei durch Kalk ersetzt, da ein Überschuss an Ca- **aus** dem Anhydrit vorhanden ist. Sichere Zeichen für diesen Prozess konnten **wir** allerdings nicht finden.

Ebenso oft wie die Zellenkalke trifft man in unserem Gebiet die oft brecciosen **Zellen**dolomite an. Die zellige **Anwitterung** ist sicher, **wie** auch bei den Rauhwacken, eine rein oberflächennahe Bildung. Da sie in unserem Gebiet, ausser dem Nor der **Quatervals**-Zone im S, das jüngste stratigraphische Glied darstellen, stehen sie auch meistens der Erosion am nächsten und sind dadurch der chemischen und mechanischen Verwitterung besonders stark ausgesetzt.

abgeschnitten,
gl. Tafel V und

m Bereich der
aus ihnen **ent**-
t sich nur sehr
löcheriger und
zutreffen sind.
litteriges, hell-
oben wird das
en Rauhwacke
ren Schichten

1 Zellenkalke
5). Die Grenze
en Runse, die
oberladinische
bankten (10-
iten (ca. 15 m).
Verwitterung

Dazu dürften nicht nur **primär** sedimentäre, sondern auch tektonische Faktoren zur Bildung der Zellendolomite und vor allem der Zellenkalke beigetragen haben.

Wie im Abschnitt «Tektonik» noch gezeigt wird, sind die verkehrten Schuppen der Botsch-Buffalora-Zone auf Rauhdecken, Zellendolomite und Zellenkalke geglitten und haben diese, sie vor sich her schiebend, im Val Chavagl angehäuft. Aber nicht nur hier, sondern auch an anderen Orten dienen die obersten Ladinglieder als lokale Schmierhorizonte.

Das Gestein wurde dabei, je nachdem ob Dolomit oder Kalk, geklüftet, zerbrochen, **kakiritisiert** oder plastisch-breiiig deformiert. Die Verwitterung konnte nachträglich tief in das Gestein eindringen, wobei Umsatz, Neubildungen, Zu- oder Wegfuhr von Mineralien stattfanden. Dieser Prozess verschweiste das Gestein zu harten, splittelligen Bänken und Paketen.

Wir möchten aber nicht die in unserem Gebiet auftretenden Zellendolomite und **Zellenkalke** als tektonische Bildung auffassen, sondern vielmehr damit zeigen, dass bei solchen Bildungen alle **möglichen** Prozesse (Sedimentationsmilieu, Tektonik und **Verwitterung**) zu berücksichtigen sind.

Rauhdecken und Zellen-«Karbonate» sind **auch** in unserem Gebiet Gesteine, deren Bildung sich über ihr volles **geologisches** Alter erstreckt und heute noch nicht abgeschlossen ist.

e) *Zusammenfassung und Vergleiche*

Wir möchten hier noch kurz auf die Auebildung des **Ladin** in den benachbarten Gebieten der Engadiner Dolomiten eingehen.

Am Piz Lad (KATZ, 1948) beträgt die grösste Mächtigkeit des Arlbergdolomites 60–70 m. An seiner Basis tritt eine Breccie auf (3 m). Die Komponenten sind eckig, das Bindemittel kalkig oder sandig-gipsig. Darüber folgen, stellenweise mit Tonzwischenlagen, 3040 m graue, grob **gebankte**, etwas kalkige Dolomite. Darauf liegen 6–10 m helle, zuckerkörnige, **dünngebankte** Dolomite mit gelb-braunen Tonhäuten auf den Schichtflächen und abschliessend 5 m undeutlich gebankte, rauchgraue Dolomite ohne Tonhäute.

Über dem Arlbergdolomit folgen etwa 20 m gut gebankte, gelblich-braune Dolomite mit braun-lila gefärbten Tonhäuten und 8 m gröber gebankte, grau-braune Dolomite fast ohne Tonhäute (=oberladinische Grenzdolomite). Darüber folgt der obere **Rauhdeckenhorizont**, der vor allem durch einen Diabasporphyrit-Lagergang (20 m) charakterisiert ist. Diabasporphyrit tritt bei Murtér auch in den hellen Dolomiten, knapp über dem Arlbergdolomit, auf. Neben den gelb-braunen Rauhdecken wird dieser Komplex an seiner Basis noch durch weissliche Dolomite und poröse Kalkschiefer aufgebaut.

Am Piz Turettas (Hess, 1953) besteht der Arlbergdolomit aus einer einheitlich wirkenden, ca. 70 m mächtigen Serie von deutlich **gebankten**, rauchgrauen Dolomiten. Die Grenze zum Anis bildet eine 3–4 m mächtige, graue Rauhwaacke. Der Arlbergdolomit wird durch folgende charakteristische Leithorizonte segmentiert:

durch einen wurmstichigen Dolomit (unten),
durch einen schlackenartigen Dolomit (etwa in der Mitte) und
durch eine Gastropodenbank (zuoberst).

Über dem Arlbergdolomit folgen:

Rauchgraue, sich sandig anfühlende Dolomite mit schwärzlichen, weichen Tonzwischenlagen.
Helle, gelblich anwitternde Dolomite mit braunen Tonhäuten.

Schwarze, auch rötliche, glattbrechende **Kalkdolomite**, völlig tonfrei, zum Teil brecciös. Graue und **gelbe Rauhdecken**.

Die Gesamtmächtigkeit dieser Serie beträgt ca. 60 m (ohne Rauhdecken). In dieser Serie liegen die bekannten **Diabaslagergänge** des Turettas-Grates.

In den **südöstlichen Unterengadiner Dolomiten** erreicht der Arlbergdolomit bereits eine Mächtigkeit von ca. 150 m. **INHELDER** (1952) unterteilt den Arlbergdolomit in einen unteren (ca. 60 m), kaum bis schwach gebankten, massigen, **dunkelgrauen** bis **gelblichgrauen** und in einen oberen (ca. 90 m), prachtvoll gebankten, braun-gelb bis **orange**-farbigen, diploporenreichen Komplex. In allen **Profilen** treten ferner im unteren Komplex ein wurmstichiger Dolomit und an der Basis des oberen Komplexes eine tektonische Dolomitbreccie von schlackenartigem Aussehen auf. An der Basis des **Arlbergdolomites** befindet sich meistens eine bis 3 m mächtige Breccienlage.

Dem Arlbergdolomit folgt eine ca. **20–30 m** (?) mächtige Serie von plattigen, **schneeweissen** Dolomiten mit **Tonzwischenlagen**, die von einem Rauhdeckenhorizont (10–15 m) abgeschlossen wird. Dieser **Rauhdeckenhorizont** wird durch eine graue Rauhdecke (unten), die gegen oben von hellen Dolomiten **abgelöst** wird, weiter unterteilt; eine gelb-braune Rauhdecke **schliesst** diesen Horizont ab. Vereinzelt treten auch **Quarzporphyre** in den oberladinischen Grenzdolomiten auf.

Im **Scarltal** erreicht der Arlbergdolomit eine durchschnittliche Mächtigkeit von **160 m** (**BÜRGI**, 1934). Er lässt sich sehr gut in einen unteren (75 m) dunkelgrauen bis **schwarzen**, grob gebankten und in einen oberen, hellen, massigen, ausserordentlich **schön** gebankten Komplex unterteilen. Auch hier tritt an der Basis des **Arlbergdolomites** eine 3–5 m mächtige, **sandige**, kalkige oft rauhdeckenähnliche Breccie auf. Eine gleiche Entwicklung zeigt auch der Arlbergdolomit am Rimsspitz.

Auch im Scarltal ist der **Übergang** von den Arlbergdolomiten zu den **oberladinischen** Grenzdolomiten ein allmählicher. Die oberladinischen Grenzdolomite sind grau bis fast schneeweiss, **dünnpaltig** mit dicken braun-gelben **Tonfetzen** auf den **Schichtflächen** (15–25 m). Neben diesen hellen Dolomiten kommen auch schwarze Kalke, braune Dolomite sowie Breccien mit **kalkigem** und dolomitischem Bindemittel vor.

Der darüber folgende Rauhdeckenhorizont erreicht eine Mächtigkeit von 25–70 m. Eruptive **Einlagerungen** sind im Scarltal bis heute noch nicht gefunden worden.

Der **Arlbergdolomit** weist, im Vergleich zu allen anderen **Schichtgruppen**, wohl die geringsten **Faziesschwankungen** auf. Von den Mächtigkeitsdifferenzen abgesehen, ist seine Ausbildung immer die gleiche. An seiner Basis tritt überall die «mittlere **Rauhdecke**» auf, die teils als Breccie, teils als Konglomerat oder auch als Rauhdecke ausgebildet ist.

Die Zweiteilung des Arlbergdolomites in einen unteren, grob **gebankten**, oft **brecciösen** und in einen oberen, gut gebankten, helleren, **diploporenreichen** Komplex lässt sich, ausser am Piz Turettas und zum Teil auch am Piz Lad, überall durchführen. Ferner zeigen gewisse Profile Anklänge an ein «mittleres Arlberg-Niveau», welches der **Mittel-Ladinien-Gruppe** des Ducan entsprechen **könnte**.

Von einer Benennung des unteren Komplexes als «**Arlbergkalk**» muss, da es sich ja **nirgends** um eine **kalkige**, gut **gebankte** Schichtgruppe handelt, abgesehen werden.

Der Übergang von den obersten Arlbergdolomiten in die oberladinischen Grenzdolomite ist wohl deutlich (meistens innerhalb von ein paar Metern), aber nirgends scharf ausgebildet.

Das Ober-Ladin zeigt schon grössere Faziesdifferenzen auf, was bei der sich anbahnenden Regression nicht weiter **verwunderlich** ist. Die **oberladinischen** Grenzdolomite treten aber überall noch in absolut gleicher Ausbildung auf.

Differenzierter ausgebildet **sind hingegen** die Schichtglieder zwischen den **oberladinischen Grenzdolomiten** und den Rauhacken.

Eruptive **Einlagerungen**, Tuffe und **Tuffite** im Ober-Ladin scheinen bei zunehmender Entfernung vom Piz Turettas und Piz Lad immer spärlicher **aufzutreten**.

Carn und Nor

Carnische Schichtglieder sind in **unserem** Gebiet, **ausser vereinzelt**en Rauhackenblöcken, nirgends anzutreffen. Die höheren Glieder **dürften** durchwegs mit dem Hauptdolomit **über** den Rauhacken **abgeschert** worden sein.

Norisch **Sedimente** sind am **Il Jalet**, südlich der **Gallo-Linie** und ein kleines, **nicht** völlig gesichertes **Erosionsrelikt** am **Grenzstein 10** (P. 2498), aufgeschlossen.

Der Jalet wird von typischem **Hauptdolomit** aufgebaut, wie er vor allem nördlich der Ofenpass-Furche **anzutreffen** ist. Die Gesteinstypen sind eingehend von **Sprz, LEUPOLD, BOESCH** und **INHEDER** **beschrieben** worden.

Der **Hauptdolomit-Klotz** des Grenzsteines 10 ist **rauchgrau**, im Bruch **kristallin** und etwas heller als der in der Umgebung anstehende Arlbergdolomit. Es könnte sich aber ebenso **gut**, wie auch **Sprz** auf **p. 128** erwähnt, um **Arlbergdolomit** handeln (vgl. auch **p. 430/431**).

An der Gallo-Linie treten **norische** Sedimente der Quattervals-Zone **auf**, die mit **deutlicher** tektonischer Diskordanz den **oberladinischen Grenzdolomiten** **aufliegen**. **Nach freundlicher mündlicher Mitteilung** von A. SOMM sind sie den Quattervals-Schichten (zum Teil mit Pra-Grata-Schichten an der **Basis**) **zuzuordnen**. Sie **stellen eine auffallende Schichtfolge von dicken** (bis zu 1 m), **kalkigen**, oft auch **dolomitischen Bänken** dar, die mit dünnen, **plattigen**, schwarzen, **bituminösen Kalkbänken** wechseln lagern. Die intensiv **rötliche** bis **schwarze Verwitterungsfarbe** ist **für** dieses **Schichtglied** sehr charakteristisch.

Eine dieser hellen, dolomitischen Banke ist von schwarzen, kleinen, runden Gebilden **durchsetzt**, die sich in **diesem** Falle (**makroskopisch** besser als **mikroskopisch**) als **Ooidrelikte** **identifizieren** lassen. Das **Gestein** ist durch einen mittel- bis **grobkristallinen Mosaikdolomit** vollständig **umkristallisiert** worden. Die **Ooidrelikte** werden auch hier durch einen **Pigmentring** innerhalb eines **Dolomitkristalles** markiert. Diese Oolithe bilden in der **Quattervals-Gruppe** nach A. SOMM einen charakteristischen **Gesteinstyp**.

Da das Nor der Quattervals-Zone von meinen **Terrainnachbarn**, A. SOMM und B. **SCHNEIDER**, eingehend **untersucht** wird, erübrigen sich hier weitere **Ausführungen**.

III. Zusammenfassung

Am Aufbau der Berge zwischen Ofenpass-Höhe und Spöl sind sämtliche Schichten vom **Verrucano** bis zum Carn und Teile des Nor beteiligt.

Im **Verrucano** lässt sich eine Geröllgrößenabnahme von SE nach NW nachweisen; ebenso erfolgt eine starke Mächtigkeitsabnahme in der gleichen Richtung.

Der Buntsandstein zeigt starke **fazielle** Schwankungen auf. Die von **BOESCH** durchgeführte Dreiteilung **kann** an verschiedenen Profilen, besonders im Munt **la Schera**-Gebiet, nachgewiesen werden. Gegen E und SE verwischt sich diese Gliederung aber zusehends. Ebenso scheint auch die Mächtigkeit in der gleichen Richtung abzunehmen.

Der Name «Campder-Niveau» für die schwankende Schichtfolge zwischen Buntsandstein und Anis wird abgelehnt. Der gesamte Buntsandstein- und «Campiler»-Komplex in den Engadiner Dolomiten dürfte nämlich den echten Campiler-Schichten des Südtirols entsprechen.

Die Grenze Buntsandstein-Anis wird, etwas tiefer als bei BOESCH, beim ersten Auftreten der dichten, reinen, rötlich-blauen Kalke gezogen. Die unteren **Rauhacken**, die keinen bestimmten Horizont einnehmen, kommen dadurch an vereinzelt Orten (Munt Buffalora) ins **Unter-Anis** zu stehen.

Der Buntsandstein stellt eine langandauernde, wechselvolle Transgressions-Zeit dar, die von der **grossen** Inundationsphase der mittleren Trias abgelöst wird.

Diese Inundationsphase wird durch eine schwache Regression (mittlere Rauhacke) unterteilt. Während im **Ladin** eine ruhige, **gleichmässige** Sedimentation in klarem, gut **durchlüftetem** und durchlichtetem Wasser stattfand, dürfte für das Anis **bewegteres** Wasser und **Landnähe** charakteristisch sein.

Die primären **Kalksedimente** der mittleren Trias wurden im Laufe der Zeit **umkristallisiert** und metasomatisch durch Dolomit ersetzt. Dabei **wurde** der **Arlbergdolomit** im gesamten Bereich der Engadiner Dolomiten vollständig, das Anis hingegen nur zum Teil (in unserem Sektor überwiegend) dolomitisiert. Die Dolomitisierung erfolgte dabei mehr oder weniger willkürlich und ist deshalb als Faziesindiz mit **grösster** Vorsicht zu **gebrauchen**. Bei Subtraktion der **Dolomitisierung** erhalten wir für die mittlere Trias, von **der Mächtigkeitsabnahme** abgesehen, ein ziemlich einheitliches Faziesbld, das dem eines **Schelfmeeres** entspricht.

Auf Grund **neuer Fossilfunde** wurden die bisher als untercarnisch betrachteten Schichtglieder im Liegenden der oberen Rauhacke (Raibler-Schichten nach SPITZ und HESS), dem **Ladinian** zugeordnet und als «Ober-Ladin» bezeichnet. Die Vulkantätigkeit fällt damit zum **grössten** Teil in die **ladinische** Zeit.

Die für die oberladinischen Grenzdolomite (= **Raiblerdolomite** von HESS) typischen Tonbeläge dürften eher der vulkanischen Tätigkeit als der sich anbahnenden carnischen Regression zur Last gelegt werden. Zwischen den oberladinischen Grenzdolomiten und den carnischen **Rauhacken** schalten sich tonfreie, harte, splinterige Zellendolomite, Zellenkalke und im SE sogar reine Kalkdolomite ein.

Die Mächtigkeit der mittleren Trias nimmt von S nach N und von SE nach NW deutlich zu.

So beträgt die **Gesamtmächtigkeit** der mittleren Trias (**exkl. Ober-Ladin**) im Durchschnitt: **Piz Lad** 190 m, **Piz Turettas** 150 m, **Munt la Schera** 210 m, **Piz d'Astras-Gruppe** 230 m, im Scarltal bereits 260 m und im N gar 300 m. Von «allen» Seiten nimmt also die Mächtigkeit der mittleren Trias gegen den Piz Turettas ab.

Gerade am Piz Turettas aber weist der Verrucano seine grösste Mächtigkeit auf. Wir müssen also zur Verrucano-Zeit **im** Gebiet des Piz Dora-Piz Turettas eine Senke annehmen, in der sich das Verrucano-Material «anhäufen» konnte.

Zur mittleren Trias-Zeit hingegen dürfen wir im gleichen Gebiet eine Hochzone annehmen, da das **Ladin** und das Anis hier **am** schwächtesten sind und auch stärkere regressive Züge aufweisen.

Während der Buntsandstein-Transgression hat sich also im SE eine Reliefumkehr vollzogen. Andererseits muss man auch eine gewisse tektonische Reduktion der mittelladinischen Schichtglieder durch die **Aufwölbung** der Münstertaler **Verrucano-Kuppel** berücksichtigen.

IV. Vergleich mit anderen Ausbildungen der ostalpinen mittleren Trias

Nördliche Errdecke (STOECKLIN, 1949)

Der Übergang vom Buntsandstein zum Muschelkalk scheint sehr **ähnlich** desjenigen der Engadiner Dolomiten auszufallen. In den **Übergangsschichten** («Campiler-Niveau») scheinen Repetitionen der **Buntsandsteinfazies** häufiger aufzutreten. Untere **Rauh- wacke** fehlt praktisch, dafür kommt es zur Bildung von Zellendolomit. – Überraschend ähnlich ist die gute Zweiteilung des Anis (25–30 m) in eine untere, kalkig-dolomitische (**Brachiopodenkalke**) und in eine obere, rein dolomitische Abteilung.

An der Basis des **«Wettersteindolomites»** tritt stellenweise eine Breccie auf, deren Komponenten einen Durchmesser bis zu 1 m erreichen können. Der **«Wetterstein- dolomit»** (45 m) wird in einen unteren und in einen oberen eingeteilt. Die untere Schicht- gruppe ist rauchgrau, schwach gebankt, oft oolithisch und weist viele **Korallenrasen** auf. Die obere, praktisch **ungebankte** Schichtgruppe wittert hellgrau an; im Anschlag ist der Dolomit **hell** bis bläulich-grau und dicht.

Die Raiblerdolomite – identisch mit unseren oberladinischen Grenzdolomiten – gehen auch hier, in gleicher Ausbildung, allmählich ans dem **«Wetterstein»** hervor. Rauh- wacken und vulkanisches Material fehlen hingegen im unteren Carn vollständig. Über **den Raiblerdolomiten** schalten sich sofort die bunten Raiblerschichten ein.

Im grossen ganzen können die einzelnen Horizonte mit unseren parallelisiert werden; von einer **engen Verwandtschaft** kann man aber nicht sprechen. Vor allem sind die **Mäch- tigkeiten**-Unterschiede **gross**. Hier erreicht die mittlere Trias (ohne Raiblerdolomite) eine Mächtigkeit von 75 m, während sie in den Engadiner Dolomiten durchschnittlich 210 m beträgt.

Ortler (KAPPELER, 1938)

Die untere und mittlere Trias der Ortler-Zone zeigt starke Anklänge an unterost- alpine Profile.

Auch hier sind Anis und Ladin sehr schwächling ausgefallen. Das Anis wird durch bräunlich **anwitternde**, zum Teil sandige Dolomite mit **welligen** Schichtflächen, die **hie** und da von rötlichen Tonbelägen überzogen sind, vertreten (20–30 m).

Eine Basisbreccie des Ladin ist nicht vorhanden. Der **«Wettersteinkomplex»**, dessen Mächtigkeit 60 m nirgends übersteigt, besteht aus hellen, rauchgrauen, dickbankigen, feinen Dolomiten. In der V. Casana und in der V. Federia lässt sich der **«Wetterstein»** dreiteilen. Der mittlere Horizont zeigt mit seinen hellen, feingebankten Dolomiten, deren Schichtflächen von dunklen Tonbelägen überzogen sind, **grosse** Ähnlichkeiten mit dem mittleren Horizont des Arbergdolomites am Piz Lad. Der obere Horizont ist dunkler und etwas gröber gebankt als der untere. Gegen E vermergelt der **«Wetterstein- dolomit»** deutlich.

Über dem **«Wettersteindolomit»**, zum Teil daraus hervorgehend, liegt eine Serie (35 m), die eine Wechsellagerung von schwarzen, gelblichen und rötlichen Tonschiefern mit gelben bis **weisslichen** Dolomitbänkchen darstellt. Rauh- wacke tritt nur unterge- ordnet auf. Die Raiblerschichten sind also in der Ortler-Zone viel toniger ausgebildet.

Auch hier kann man, besonders wenn man die Mächtigkeiten betrachtet, von einer engen Verwandtschaft mit der Fazies in den Engadiner Dolomiten eigentlich nicht sprechen.

Allerdings muss man auch bedenken, dass innerhalb der Engadiner Dolomiten die Mächtigkeitsabnahme der mittleren Trias von N (300 m) nach S (150 m) beträchtlich ist, und auch die Fazies scheint sich teilweise gegen S an diejenige des Ortlers anzuschliessen.

Eine primäre südliche Angliederung der Ortler-Zone an die Engadiner Dolomiten erscheint demnach recht plausibel.

Jaggl (**Cima del Termine**) (HAMMER, 1911; HESS)¹

Die Ausbildung des Verrucano, Buntsandsteines und der **Übergangsschichten** zum Anis schliesst sich völlig den entsprechenden Schichtgliedern in den Engadiner Dolomiten an.

Ebenso trifft man grosse lithologische Ähnlichkeit im Anis (50 m), das aus Knollenkalken, Encrinitedolomiten und rötlichen Kalkschiefern besteht. Das Anis wird von **Rauhacken** mit etwas Gips und lichten, porösen Dolomiten abgeschlossen.

Über dem Anis folgt eine 400 m mächtige Serie von hell- und dunkelgrauen, **dickbankigen** Dolomiten (Diploporendolomit). Dieser Diploporendolomit (**Ladin**) wird seinerseits von einer mehr als 100 m mächtigen oberen Rauhacke überlagert.

Die Mächtigkeit des Ladin-Dolomites weist bereits starke Anklänge an diejenige in den nördlichen Kalkalpen auf.

HESS kommt, anlässlich vergleichender Begehungen am Jaggl (1951/1952), zu folgenden überraschenden Ergebnissen. Nach seinen Schätzungen beträgt die Mächtigkeit des eigentlichen Ladin («Wetterstein») am Jaggl nur ca. 150 bis 160 m. Ferner kann er aus der HAMMERSCHEN Karte nirgends eine Mächtigkeit des Diploporendolomites, die 280 m übersteigen würde, herauslesen. In diesen 280 m Dolomit sind nicht nur ladinische, sondern auch ca. 100 m untercarnische Dolomite (Raiblerdolomite), enthalten. Letztere hat HAMMER seinem Diploporendolomit zugeordnet. Für den eigentlichen «Wettersteindolomit» bleiben demnach nur ca. 180 m übrig, was mit seinen Mächtigkeitsangaben ziemlich gut übereinstimmt. Diese geringere Mächtigkeit des «Wettersteindolomites» schliesst sich nun eindeutig an diejenige des **Arlbergdolomites** in den nördlichen Engadiner Dolomiten an.

HESS spricht zusammenfassend von einer noch viel engeren faziellen Beziehung zwischen Jaggl und Engadiner Dolomiten. Die enge verwandtschaftliche Beziehung dieser zwei Gebiete postulierte aber auch HAMMER, der den Jaggl zum **Faziesbezirk** der Unterengadiner Dolomiten und der **Münstertaler** Alpen rechnet.

Ducangruppe (EUGSTER, 1923)

Der Buntsandstein ist sehr ähnlich demjenigen der Engadiner Dolomiten ausgebildet. Allerdings ist der Pflanzenquarzit hier immer im Dach des Buntsandsteines anzutreffen.

Die ausgezeichnet entwickelte, gut gegliederte, mittlere Trias zeigt vor allem in der Mächtigkeit grosse Unterschiede. Die gute Dreiteilung des Anis (ca. 130 m) sowie sein Fossilreichtum zeigen bereits gewisse Abweichungen von unserem Normalprofil. Das **Ladin** erreicht eine respektable Mächtigkeit von 500 m und wird in **Arlbergkalk** (170–200 m), **Mittel-Ladinien-Gruppe** (30–60 m) und **Arlbergdolomit** (200–220 m), unterteilt.

¹ HESS WALTER (1962), «Über den Jaggl (Cima del Termine) am Reschenpass (Passo di Resio), Südtirol, und seine Deutung». *Eclogae geol. Helv.* 55,2.

An der Basis des **Ladin** tritt die mittlere Rauhwanke auf (25 m). Ihre **regressive** Ausbildung fällt viel deutlicher aus als diejenige in den Engadiner Dolomiten, wo vor allem Breccien oder Konglomerate auftreten. Der **Arlbergkalk** ist dunkelblau, grau anwitternd, gut gebankt, unten **dünnbankig** bis plattig, meist koralligen. Ein dem **Arlbergkalk** ähnlicher Horizont ist in den Engadiner Dolomiten nirgends anzutreffen.

Die Mittel-Ladinien-Gruppe besteht aus schwarzen Dolomiten, die **Crinoidenstielglieder** und Gastropoden enthalten. Ferner kann auch eine braun-gelbe, dolomitische Korallenbank auftreten. Charakteristisch für diese **Schichtgruppe** ist das Auftreten einer **weissen**, dolomitischen Breccie. Der Mittel-Ladinien-Gruppe **könnte** unser «**schlackenartiger Dolomit**» entsprechen.

Der **Arlbergdolomit** ist ein monoton ausgebildeter Komplex aus hellgrauen, **körnigen** Dolomiten. Er lasst sich, genau wie in den Engadiner Dolomiten, nur schwer vom Hauptdolomit unterscheiden. Häufig treten auch Primärbreccien auf. Die Ausbildung des **Arlbergdolomites** ist in der Ducan und in den Engadiner Dolomiten praktisch **die** gleiche. Zwischen **Arlbergdolomit** und oberer Rauhwanke schalten sich noch die **unter-carnischen** Prosantoschichten (120 m) und die **Alteinschichten** (80–90 m) ein¹.

Die Prosantoschichten bestehen aus schwarzen, **glasklingenden** Kalkschiefern und plattigen Kalken. **Eisenoxydhaltige**, rötliche Tone treten stellenweise als mächtige, **lagerförmige Einlagerungen** auf. Im Muchettagebiet sind sie als schwarze, **dünnbankige** oder plattige Dolomite ausgebildet.

Die **Alteinschichten** bestehen aus dunkelblauen, hell anwitternden, meist **dickbankigen** Kalken, die **gegen oben** in hellgraue, meist **dickbankige** Dolomite übergehen. Darüber folgt der **carnische Gips- und Rauhwankehorizont**. Vulkanisches Material fehlt in der **Ducan-Gruppe**.

Äquivalente der Prosanto- und der **Alteinschichten** lassen sich in den Engadiner Dolomiten nicht nachweisen. Dies gilt vor allem für die Prosantoschichten. Oft werden die obersten Schichtglieder des **Arlbergdolomites** in den Engadiner Dolomiten als «**Alteinschichten**» bezeichnet, was uns aber zu gesucht erscheint.

Die mittlere Trias der Ducan-Gruppe scheint sich trotzdem gut an die mächtige, mitteltiadische Ausbildung im N oder NW der Engadiner Dolomiten **anzuschliessen**.

Nördliche Kalkalpen (Rhätikon, Lechtal) (SCHAFFER, 1951) und Lombardei (E. TRUENPY, 1930)

Ein Vergleich mit Profilen aus den nördlichen **Kalkalpen** zeigt schon erheblichere Faziesdifferenzen auf.

Das **Anis** ist bereits deutlich «**eumarin**», aber immer noch gut mit dem **Anis** in den Engadiner Dolomiten und demjenigen in der Ducan-Gruppe vergleichbar.

Im Rhätikon besteht das **Anis** aus schwarzen, splitterig brechenden Kalken mit Hornsteinknollen. Die Schichtflächen zeigen oft wurmartige Fährten. In allen Lagen treten stellenweise auch schwarze Dolomitbänke auf. Im Dach dieser Serie trifft man oft **Crinoidenkalk**, die dem Trochitendolomit des Ducan entsprechen dürften. Auffallend ist vor allem die grosse lithologische Ähnlichkeit mit dem **Anis-Profil** am Rimsspitz. Gegen E (**Arlberg**) lässt sich im **Anis** eine Dreiteilung durchführen.

¹ Das carnische Alter der Prosanto- und Alteinschichten scheint nicht eindeutig festzustehen. EUGSTER (p. 34) erwähnt nämlich aus den diploporenführenden Alteinschichten südöstlich des Ducanpasses: *Diplopora annulata* (? var. *debilis*). Ein ladinisches Alter dieser Schichtgruppen wäre also nicht auszuschliessen (vgl. auch LEUPOLD, 1934).

Eine Regression an der Anis-Ladin-Wende fehlt in den nördlichen Kalkalpen. Die Basis des **Ladin** bilden die Daonellenschichten. Darüber folgen, ebenfalls als grosser Faziesunterschied, die Partnachsichten (bis 300 m), die gegen NW das ganze **Ladin** vertreten **können**. Über den Partnachsichten folgen am Arlberg die Arlbergschichten (ca. 400 m). Es sind graue, gut geschichtete Kalke mit **Mergelzwischenlagen**, die gegen oben durch Dolomite ersetzt werden.

Bei Lech schalten sich Melaphyrlaven und Tuffe in die Arlbergschichten ein. Es sind die einzigen Zeugen vulkanischer Tätigkeit in den nördlichen Kalkalpen zur Ladin-Zeit, **während im Südtirol vulkanisches Material im Ladin** die Regel bildet.

Unser **Arlbergdolomit** sowie der **Arlbergkalk** und **-dolomit** des Ducan, sind den entsprechenden Arlbergschicht-Gliedern, wie sie etwa im **Flexenpass-Profil** (Arlberg) **entwickelt** sind, sehr **ähnlich** und gut vergleichbar.

Vom **Arlberg** gegen E gehen **die** Arlbergschichten allmählich in die hellen, kaum geschichteten Wettersteinkalke und **-dolomite** über. Unsere Ladin-Fazies steht dieser mächtigen Entwicklung absolut fremd gegenüber. Ebenso fremd wirkt die Ladin-Fazies in den Bergamasker Alpen. Hier finden wir in den Wengenerschichten und im Esinokalk **Äquivalente** zu den Partnachsichten und zum Wettersteinkalk.

Überraschend ähnlich ist hingegen die Ausbildung des Anis mit derjenigen in der Ducan-Gruppe.

Überhaupt zeigt das Anis im gesamten Alpengebiet eine ausserordentlich anhaltende Fazies auf. So trifft man zum Beispiel die **«calcaires vermiculés»** sowohl im **Briançonnais**, in den Engadiner Dolomiten, in den Kalkalpen sowie im Tessin und in der Lombardei.

Folgerungen

Wie aus dem bisher Gesagten hervorgeht, nimmt die Fazies der Scarl-Decke nach wie vor eine vermittelnde Stellung zwischen der Ducan- und der Ortler-Fazies ein, was am **wahrscheinlichsten** auf eine primäre N-S Anordnung – Ducan-Scarl-Ortler – **schliessen** lässt.

Bei einer solchen Anordnung ergibt sich die grosse Schwierigkeit, dass der **Ortler** den unterostalpinen **Profilen** am nächsten steht; zudem müssten wir zwischen Ducan und unterostalpinem Sedimentationsraum eine riesige Flexur annehmen.

Die gleiche Schwierigkeit tritt auch bei folgender Einreihung auf: Ortler-Ducan-Scarl. Diese Anordnung ergibt sich, wenn wir das Silvretta-Kristallin mit dem **Münstertaler-Kristallin** als Basis der Engadiner Dolomiten verbinden würden.

STAUB (1937), BOESCH (1937) und HESS (1953) postulierten folgende primäre **N-S** Anordnung: **Ortler-Scarl-Ducan**. Bei dieser Anordnung **schliessen** sich an die **mitteltriadischen** Sedimente der Engadiner Dolomiten im S die mächtigen Sedimentmassen des Ducan und des Lechtales, im N hingegen die schwächere Entwicklung des Ortlers an. Diesen Umstand erklären diese Autoren, nebst lokalen Faziesdifferenzen, durch einen kleinen **Teiltrog** im Raume der nördlichen Scarl-Decke, der gegen S durch eine Schwellenzone vom oberostalpinen Sedimentationsraum abgetrennt wäre.

LEUPOLD (1934) reiht die Scarl-Decke in einen frontalen Rückenausschnitt der Campo-Decke ein. Auch liegt die Scarl-Decke primär nördlich der Braulio- und **Ortler-Zone**. Durch **Rückfaltung** hat sie sich dann auf die südlicheren Rückenelemente geschoben.

Bei einer solchen primären Anordnung – Scarl-Ortler-Ducan – ergeben sich ähnliche Schwierigkeiten wie bei der ersten Möglichkeit.

Als Fazit dieser kurzen Gegenüberstellung ergibt sich, dass jede dieser Faziesraum-Anordnungen zu Schwierigkeiten führt. Wir müssen überall mit grösseren oder kleineren Flexuren zwischen den verschiedenen Sedimentationsräumen rechnen.

Von unserem Gebiet aus können wir nicht einmal einer Anordnung den Vorzug geben.

V. Zusammenfassung über die Dolomitisierung

Die Dünnschliffuntersuchung ergab, dass der überwiegende Teil des in unserem Gebiet auftretenden Dolomites «metasomatisch» entstanden sein muss.



Fig. 16 Primärdolomit (?) Piz Daint, S-Seite.

a) Pse
b) Dol
c) Kal

Als
mit) w
(vgl. p
Au
mit pa
Dünns
gering
tokrist
den Do
dung,
Seh
viellei
hier u
wobei
Rolle g
Für
wurde
an Ool
En
die Do
tische»
sonder
Schich

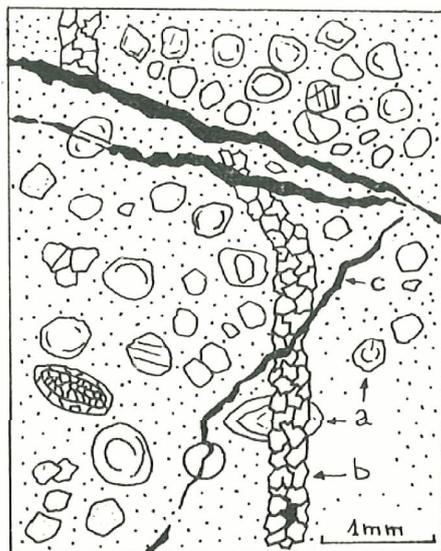


Fig. 17

- a) Pseudo-Oolithe und Oolithe, eingebettet in einer kryptokristallinen Dolomitmatrix.
 b) Dolomitader mit vereinzelt Kalkrelikten.
 c) Kalkader, zum Teil mit eindringenden Dolomitrhomboedern, oder ganz von Dolomit aufgelöst.

Als einziger, mehr oder weniger sicherer Primärdolomit (frühdiagenetischer Dolomit) wurde das Vorkommen am Piz **Daint** in der Dolomitserie des Unter-Anis bezeichnet (vgl. p. 391).

Auffallend an diesem Gestein (vgl. Fig. 16) ist die prachtvolle Feinschichtung, teils mit **paradiagenetischen** Kräuselungen, und das ausserordentlich feine Dolomitkorn. Im Dünnschliff lässt sich nicht viel Genaueres aussagen. Die Feinschichtung scheint auf geringen Korngrößen-Unterschieden zu beruhen. Das Korn selbst ist dicht bis kryptokristallin. Kalzit tritt (in gleich **grossen** Partikelchen wie der Dolomit) diffus zwischen den **Dolomitkörnern** auf. Ferner begleitet er auch gern randlich, als spätere **Ausscheidung**, die vereinzelt Quarzadern.

Sehr feines Korn weisen aber auch die oberladinischen Grenzdolomite auf, die man vielleicht auch als Primärdolomite bezeichnen könnte. **Möglicherweise** handelt es sich hier um eine Dolomitierung von Kalkpartikelchen während ihrer Sedimentation, wobei die Vulkantätigkeit (**Mg**-Herkunft) zu dieser Zeit eine nicht zu unterschätzende Rolle gespielt haben mag.

Für die **«metasomatische»** Bildung der Anisdolomite und der Arlbergdolomite wurden im Text zahlreiche Beispiele aufgeführt. Die Dolomitierung ist besonders gut an Oolithgesteinen und an solchen mit Hohlräumen und **ähnlichen** Gebilden ersichtlich.

Enorme Schwierigkeiten bereitet hingegen die Festlegung des Zeitpunktes, zu dem die Dolomitierung stattgefunden hat. **Wir** müssen annehmen, dass der **«metasomatische»** Ersatz von Kalk durch Dolomit nicht an einem einzigen Zeitpunkt erfolgte, sondern in vielen Etappen, vor, während oder nach der Diagenese der betreffenden Schichten, vor sich ging. Diese fortschreitende Dolomitierung kann man besonders

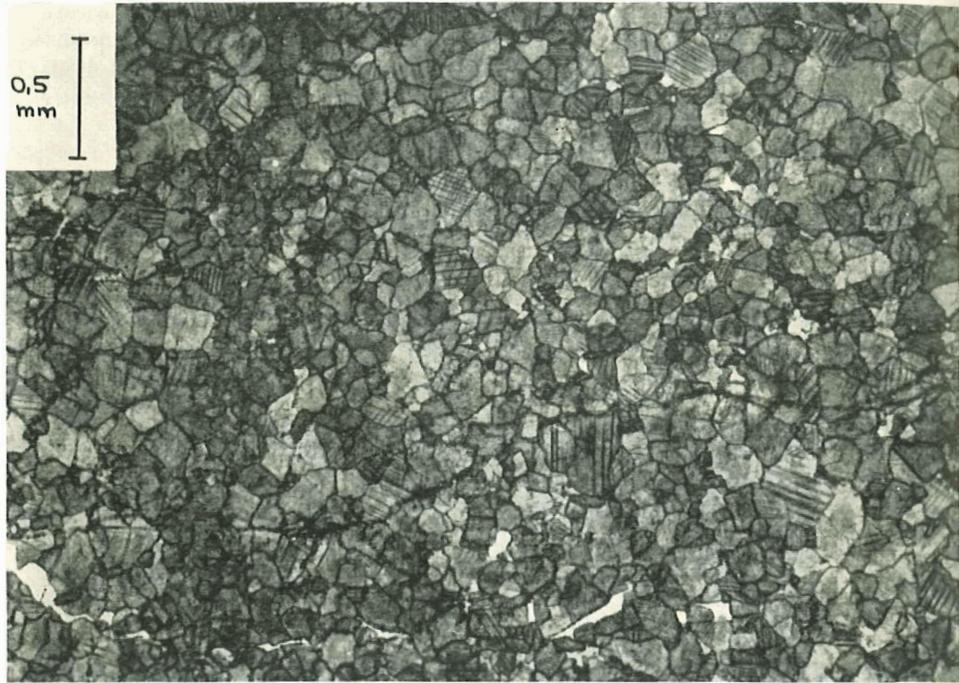


Fig. 18 Dünnschliff eines Arlbergdolomites mit Pflasterstruktur. Murtaröl (Piz Daint)

schön an den zahlreichen, vollständig oder halbdolomitisierten Kalkadern, die die Gesteine durchziehen, beobachten.

Zu Fig. 17:

1. Nach der Sedimentation der Ooide erfolgte eine erste Umkristallisation und Dolomitisierung. Es entstanden die typischen Ooidrelikte (a).
2. Das Gestein wird durch eine primär kalkige Ader (b) durchsetzt. Sie durchschlägt deutlich die bereits umkristallisierten Ooide. Ihrerseits wird sie dolomitiert und verzahnt sich zugleich mit der Grundmasse.
3. Erneut wird das Gestein von Kalkadern (c) durchsetzt, die deutlich die Dolomitader durchschneiden und versetzen. Bereits werden auch diese jüngsten Adern an manchen Stellen von der Dolomitisierung erfasst und verwischt.

Dieses Beispiel zeigt, wie labil das Kalk-Dolomit-Gleichgewicht sein kann, und wie leicht der «metasomatische» Ersatz von Kalk durch Dolomit erfolgen kann.

Wir wissen aber nicht, in was für zeitlichen Abständen und zu was für Zeitpunkten die zwei Adernsysteme angelegt wurden. Sie könnten ja sehr gut vor allem die älteren, paradiagenetischen Schrumpfungs- oder Setzungsrisse darstellen, die von der ersten Dolomitierungs-Phase noch erfasst wurden.

Beispiele, die eine so schöne, mannigfaltige Abfolge zeigen, sind leider sehr selten. Das ist aber weiter nicht verwunderlich, wenn wir, wie eingangs erwähnt wurde, die Dolomitisierung als **einen** Prozess auffassen, der immer wieder reaktiviert wurde, so dass die primären Strukturen schlussendlich vollständig verwischt werden konnten.

Die meisten «**metasomatisch**» dolomitisierten Gesteine, die vielleicht mehrere Umkristallisationsphasen hinter sich haben, zeigen im Dünnschliff immer das gleiche, etwas trostlose Bild.

Fig. 18 zeigt einen solchen vollständig dolomitisierten und umkristallisierten, primären Kalk. Der Dolomit ist fein- bis **grobkristallin**; die einzelnen Kristalle sind bald ringförmig, bald zonar pigmentiert. Es dürfte sich auch hier wegen der Pigmentringe um dolomitisierte Ooide handeln. Links im Bild lässt sich noch, durch das feinere Korn markiert, eine alte **Kalkader** (von oben nach unten) erkennen.

Die auf p. 395/396 beschriebene flammenartige **Dolomitierungs-Struktur** dürfte eine T-Dolomitierung darstellen.

Abschliessend kann folgendes ausgesagt werden: Die «**metasomatische**» **Dolomiti-**sierung hat in unserem Gebiet etwa 90% der primär kalkigen, mittleren Trias ergriffen.

Durchwegs dolomitisiert ist der **Arlbergdolomit** und das Ober-Anis, während **sich** im Unter-Anis die Dolomitierung nur in einer mittleren Zone durchsetzen konnte.



sil (Piz Daint)

lern, die die Ge-

ation und **Dolo-**

ie durchschlägt
olomitisiert und

ch die **Dolomit-**
gsten Adern an

n kann, und **wie**
kann.

Für Zeitpunkten
lem die älteren,
von der ersten

der sehr selten.

hnt wurde, die
viert wurde, so
werden konnten.

C. TEKTONIK

I. Allgemeines

Im Jahre 1904 wurde zum **erstenmal durch TERMIER** die **Deckenlehre** auf die Engadiner Dolomiten angewandt und so dieser **neuen** revolutionären Idee auch in diesem Alpenabschnitt zum **Durchbruch** verholfen. Er unterscheidet zwischen **Silvrettamasse** und Tonalepass drei **übereinanderliegende, ostalpine** Decken, die gegen den **äusseren Alpenrand** geschoben worden sind, d. h. von unten nach oben: Oder-Decke, die **normal** stratigraphisch dem **Veltliner-Kristallin** aufruht, die Umbrail- und die **Chazfora-Decke**. Die Umbrail-Decke, die Engadiner Dolomiten aufbauend, wurde ihrerseits durch die **Chazfora-Decke** überlagert und **überschiebt** mit dem **Braulio-Kristallin** die **Ortler-Decke**. Ihre nördliche Fortsetzung bildet die **Silvrettamasse**.

AMPFERER und HAMMER (1911) sehen dagegen in den Ortler-Sedimenten eine **gegen S geöffnete Mulde**. Das **Veltliner-Kristallin** würde also, als **Braulio-Kristallin** im **Hangenden** der Oder-Sedimente, die Mulde umfassen. Das **ganze** Gebiet der Engadiner Dolomiten wurde mehr oder weniger als autochthon **aufgefasst**. Die **Gebirgsstrukturen** in der **Umbrail-Gegend** wurden auf **Rückfaltungen** im südalpinen Sinne **erklärt**, während **diejenigen** südlich und **nördlich** der Ofenlinie **durch** den **Vormarsch** der **Öztalermasse** **gegen W** zu einem **grossen Faltenbogen** vereinigt worden sind. SPITZ und DYHRENFURTH bauten in ihrer Monographie der Engadiner Dolomiten (1914) die **Rückfaltungs- und Faltenbogentheorie** weiter aus. Die Engadiner Dolomiten und **auch primär** die südliche **Ortler-Zone** werden als **südliches, wurzelnahe Rückland** der **Silvretta** aufgefasst.

Als erste stellen ZYNDEL und TRÜMPY (1912) die Engadiner Dolomiten und die **Ortler-Sedimente** ins Unterostalpin, das **Silvretta-Kristallin** hingegen ins **Oberostalpin**. Die Engadiner Dolomiten **wären demnach** von der Silvretta-Decke überfahren worden. STAUB (1915) schliesst sich dieser **Auffassung an**, reiht aber den **Ortler** und die **Engadiner Dolomiten**, als Ausschnitt aus dem **Rückenteil** der Campo-Decke, in ein etwas **höheres Niveau** des **ostalpinen Deckensystems ein**. Faziell und tektonisch kommen sie **zwischen** Ober- und Unterostalpin im neu **postulierten Mittelostalpin** zu stehen. Im «**Bau der Alpen**» (1929) wird die mittelostalpine Campo-Decke in drei **grosse Untereinheiten** eingeteilt: **Languard-, Ortler- und Umbrail-Decke**. Die **Auffassung** von SPITZ und DYHRENFURTH wird, nachdem **STAUB** sie **teilweise** aufgegriffen hatte, **fallengelassen**. Die **kristallinen Klippen** auf den Engadiner **Dolomiten (Chazfora-Decke TERMIERS)** werden der **oberostalpinen Öztal-Decke** angeteilt. Die **Faziesräume** ordnen sich **folgendermassen an**: Bernina-Ortler-Umbrail-Oberostalpin.

HEGWAIN (1927) trennte an der Basis der Umbrail-Decken westalpin streichenden Flügel der Engadiner Dolomiten als eine weitere Decke, die **Quattervals-Decke**, ab. LEUPOLD (1934) bestätigt die Trennung **Quattervals-Umbrail-Decke**, gliedert aber die Umbrail-Decke in eine **Umbrail-Schuppe** ss. und eine **Münstertaler-Decke** ein, da das **Münstertaler-Kristallin** deren Basis bildet. Die **mittelostalpine** Natur der **Münstertaler-Decke** ist unbestritten. Sie stammt **allerdings** aus einem **frontaleren Rückenausschnitt** der Campo-Decke als die **Braulio- und Ortler-Zone**. **Durch** Rückfaltung hat sie sich auf die südlicheren **Rückelemente** geschoben.

1936 **schlug STAUB**, um **Missverständnisse** zu vermeiden, den Namen «**Scarl-Decke**» statt **Münstertaler-Decke** vor. SPITZ und DYHRENFURTH haben nämlich die **kristallinen Klippen** auf dem **Triasgebirge** der **Münstertaler-Alpen** als Münstertaler-Decke **bezeich-**

net (Chazfora-Decke **TERMIERS**). Wir haben also für ein tektonisches Element drei Namen: Umbrail-Decke (**HEGWEIN**), Münstertaler-Decke (**LEUPOLD**) und Scarl-Decke (**STAUB**), wobei heute nur noch der letzte gebräuchlich ist. Zugleich stellte **STAUB** die Scarl-Decke ins Oberostalpin. Als Stirnteil der Silvretta wird sie von ihr und teilweise von der Ötztal-Decke überfahren. Zur gleichen Anordnung kommt auch **BOESCH** (1937), während **WENK** (1934) die Ansicht einer primären Anordnung von N nach S – Silvrettamassiv-Untereengadiner Dolomiten-Ötztalmassiv – verfocht.

EUGSTER (1959) fasst nach genauen Untersuchungen, besonders im Lischanagebiet im Sinne **TERMIERS** die Scarl-, Quattervals- und Umbrail-Decke zu einem einheitlichen Element zusammen. Seine Foppa-Falcun-Tantermozza-Mulde und **Pisoc-Ivraina-Terza-Falte** lassen sich scheinbar vom Piz Lischana bis in die Quattervals-Gruppe verfolgen. Das abweichende streichen in der Quattervals-Trias, das **HEGWEIN** zu deren Trennung von der Umbrail-Decke führte, ist auf eine Depression der Deckenachse zwischen der kristallinen Kuppel der Unterlage des Munt la **Schera** und der **Basis-Scherfläche** der Quattervals-Trias zurückzuführen.

In unserer Arbeit wird der Ausdruck Scarl- und Quattervals-Decke, wo es sich nicht vermeiden lässt und um keine Verwirrung zu stiften, weitergeführt, wobei wir uns aber der **Ansicht EUGSTERS anschliessen**.

TOLLMANN (1959) stellt in seiner grosszügigen Synthese der Ostalpen das **Kristallin der Silvretta-, Ötztal- und Campo-Decke** sowie das Mesozoikum der Engadiner Dolomiten & ins **Mittelostalpin**, identisch einerseits mit dem **Altkristallin** beiderseits des **Tauernfensters**, anderseits mit dem metamorphen, zentralalpinen Mesozoikum. Dieses **Mittelostalpin** wird von den nördlichen Kalkalpen als Oberostalpin in seiner ganzen Länge **überschoben**. Demnach beträgt die **Überschiebungswerte** 160–180 km.

SPITZ und **DYHRENFURTH** haben die **Engadiner Dolomiten** in zwei tektonische Stockwerke eingeteilt. Der «Oberbau» (mit Hauptdolomit, Rhät und Jura) ruht diskordant seiner Unterlage, dem «**Unterbau**», auf. Der Unterbau, der mit dem **Münstertaler-Kristallin** die Basis der Engadiner Dolomiten bildet, wird von den zwei Autoren in fünf Faltenbündel gegliedert.

LEUPOLD (1934) erweiterte die **zwei** Stockwerke um ein drittes, den «**Mittelbau**». Zugleich führt er für den Unterbau die Bezeichnung «**basale Triasserie**» ein. Weniger gebräuchlich ist die Terminologie von **STAUB** (1937), nämlich: **Sesvennaschuppe** (Unterbau), **Terzaschuppe** (Mittelbau) und **Lischanaschuppe** (Oberbau).

Mit den Ergebnissen von **LEUPOLD** im Münstertal koordinierend, kommt **BOESCH** (1937) entlang der Ofenpass-Linie zur folgenden Unterteilung der Scarl-Decke:

- | | |
|-----|---|
| IV | Oberbau mit verschiedenen Einzelschuppen |
| III | Vallatscha-Teildecke |
| II | Munt della Bescha-Teildecke |
| I | Basale Triasserie s.l. (umfasst sämtliche Gesteine vom Verrucano bis zum Rhät). |

INHELDER (1952) gliedert die Scarl-Decke nordöstlich des Ofenpasses in Oberbau, Mittelbau und basale Triasserie ein. Der Mittelbau besteht aus einzelnen Triasschuppen (Buntsandstein bis Raibler) und liegt diskordant dem Unterbau auf. Der Mittelbau kann dabei als paraautochthones Element des Unterbaues aufgefasst werden. Von NW nach SE unterscheidet **INHELDER** eine **Vallatscha-Astras-Schuppe**, eine **Murtera-Schuppe** und eine **Starlex-Schuppe**. Die Munt della Bescha-Teildecke von **BOESCH** und **LEUPOLD** fasst er als eine Schuppe der basalen Triasserie auf.

SPITZ und **DYHRENFURTH** haben die Begriffe ober- und Unterbau auch über den Rahmen der nachmaligen Scarl-Decke **hinaus** angewandt. So umfasst der Unterbau mit

seinem fünften Faltenbündel die ganze **Quattervals-Decke**, während der Oberbau auch auf die Gipfelschuppen der **Murtaröl-Umbrail-Gruppe** ausgedehnt wurde.

Hess (1953) führt, in Anlehnung an **SPITZ** und **DYHRENFURTH**, den Begriff Oberbau in den südöstlichen **Engadiner Dolomiten** (zum Teil «Umbrail-Decke») wieder ein. Die **Trennfläche** zwischen Quattervals-Umbrail-Decke und **Scarl-Decke** bezeichnet er als «Galle-Linien. **BOESE** (1896, p. 584) hat als erster diese «Verwerfung» bei Punt dal Gall beschrieben.

Hess zerlegt die **Scarl-Decke** in Ober-, **Mittel-** und Unterbau. Wir werden uns im folgenden dieser Terminologie bedienen.

Unser **Untersuchungsgebiet** befindet sich am Südrand der «**Scarl-Decke**» und in der Quattervals-Zone, südlich der Gallo-Linie. Es wird überwiegend vom Unterbau eingenommen, der ja auch den **grössten** Teil der «**Scarl-Decke**» aufbaut. Dazu sind zu rechnen: die **grossen Kristallin-Verrucano-Massen** des **Scarl-** und **Münstertales** mit ihren unter- und **mitteltriadischen Sedimenthüllen**, die **Ofenpass-Einwalmung** (**SPITZ** und **DYHRENFURTH**, p. 109) sowie unser Arbeitsgebiet, die Hochzone des Munt la Schera, die Buffalora-Gegend und der Piz Daint.

II. Tektonische Einzelbeschreibung

Einleitung und Ergebnisse

Das untersuchte Gebiet weist einen in sich abgeschlossenen, tektonischen und morphologischen Charakter auf. Im Norden wird es durch die **Ofenpass-Einwalmung**, im Süden und im Westen durch die Gallo-Linie und im Osten durch die **Verrucano-Kuppel** der **Münstertaler Alpen** begrenzt.

Nachfolgend werden zuerst die Strukturen des Unterbaues beschrieben, **darauf** die Gallo-Linie und die Bruchsysteme. Im letzten Abschnitt wird das untersuchte Gebiet im Zusammenhang mit den benachbarten Strukturen der Engadiner Dolomiten besprochen.

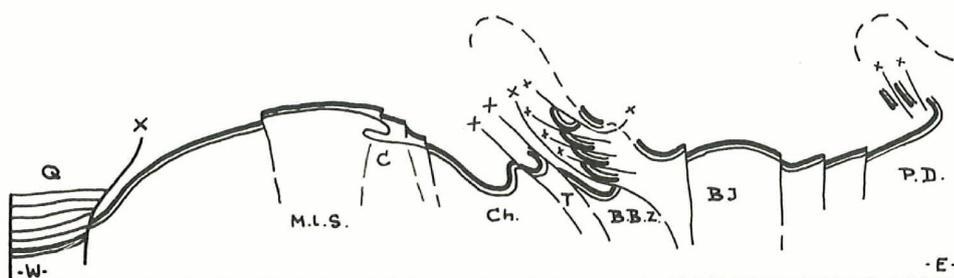


Fig. 19 Schematische Skizze der primären Strukturen

- | | |
|---------------------------------|------------------------------------|
| Q: Quattervals-Zone | T: Tagliata-Mulde |
| MLS: Munt la Schera-Antiklinale | BBZ: Botsch-Buffalora-Zone |
| C: Chavagl-Falte | BJ: Buffalora-Jufplaun-Antiklinale |
| Ch: Chaschabella-Mulde | PD: Pie Daint-Falte |

Die Untersuchung ergab einen primären, einfachen NNW-SSE bis N-S (im N) streichenden W-vergenten Falten- und **Muldenbau**. An diesen Strukturen beteiligen sich jeweils sämtliche aufgeschlossenen, **stratigraphischen** Glieder (Verrucano bis und mit Ober-Ladin).

Diese primären Strukturen sind durch spätere Phasen wohl erheblich gestört, aber nicht zu stark **überprägt** worden. Einer solchen sekundären Phase, die erhebliche Störungen bewirkte, gehören die **grossen** WNW-ESE streichenden Kulminations- und **Depressionszonen** der Engadiner Dolomiten an (Val **Mora/Gallo-Depression**; Münstertaler-Verrucano-Kuppel, Munt la Schera-Kuppel, Ofenpass-Einwalmung) (vgl. EUGSTER, 1962). In einer jüngsten Phase erfolge der **«Anschub»** der Quattervals-Zone an die **«Scarl-Decke»**. BOESCH (1937) führt die sekundären Strukturen (Ofenpass-Einwalmung usw.) in ihrer Genese auf den NE-Schub der Quattervals/Umbrail-Decke zurück (**Umbrailphase**). Diese NE-Vergenz äussert sich innerhalb unseres Untersuchungsgebietes nur lokal, entlang der Störungsfläche durch NW-SE streichende Faltenachsen. Eine **Überprägung** der primären Strukturen durch diese jüngste Phase konnte nirgends festgestellt werden. EUGSTER (1959) zeigt deutlich, dass die **«Quattervals»**- und **«Scarl-Decke»** sehr eng verknüpft sind und eine einzige Decke darstellen dürften.

Am besten beginnen wir mit der Beschreibung der einzelnen Falten und **Mulden** im S und verfolgen sie gegen N, wobei die Unterteilung in einzelne Abschnitte mehr aus **darstellerischen** als aus tektonischen Gründen erfolgte. Der Zusammenhang der **einzelnen** Elemente ist im S äusserst klar. Gegen N werden trennende Linien immer stärker durch die jüngeren Phasen **überprägt** und die Zusammenhänge dadurch verschleiert, was die zum Teil abweichenden und unklaren Deutungen der Tektonik in der Val Chavagl erklärt.

Munt la Schera-Kuppe und Chaschabella-Mulde

Der durch die junge **Aufwölbung** verursachte kuppelartige Bau des Munt la Schera stellt die unmittelbare Fortsetzung einer NNW-SSE bis N-S streichenden Antiklinale dar, die im N durch die Ofenpassdepression abgeschnitten wird. Gegen SSE lässt sich die Munt la Schera-Antiklinale bis zum Munt la Tagliata verfolgen, wo sie allmählich abklingt.

Im Abschnitt Munt la Tagliata, oberes Val del Orsa und Döss **dal Termel** verflachen sich auch die anderen primären Strukturen und werden durch die jüngere **Aufwölbung** der südlichen Münstertaler **Alpen** abgelöst. So **bilden** hier die Quattervals-Zone und die Serraglio-Scholle nicht das augenscheinlich gewaltsame Ende der primären Elemente, sondern verdecken lediglich ihr langsames Abflauen.

Am mittelsteilen W-Schenkel der Munt la **Schera-Antiklinale** stossen die **flach**-liegenden, norischen Sedimente der Quattervals-Zone an und bilden eine scharfe, tektonische Linie (Gallo-Linie).

Der E-Schenkel der Munt-la-Schera-Antiklinale **wird** durch die Chaschabella-Mulde, mit der sie aufs engste verbunden ist, abgelöst. Im weiteren werden diese zwei Elemente zusammen besprochen und als Munt la **Schera-Falte** bezeichnet.

Die **Antiklinale** ist im Abschnitt zwischen der Val del Orsa und der Val **Chaschabella** nirgends mehr aufgeschlossen. Der E-Schenkel der Chaschabella-Mulde steht steil am NW-Hang des Val del **Orsa**, bereits senkrecht beim letzten **«a»** von Munt la Tagliata und überkippt in der Val **della** Tagliata (Überdruck). Gegen die Val Chaschabella wird die **Überkippfung** immer flacher, richtet sich aber wieder auf, um gegen den Munt Chavagl in eine normale Lage zurückzukehren (vgl p. 429/430 und Fig. 22).

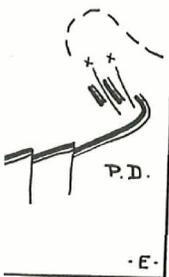
der Oberbau auch
irde
den Begriff Ober-
cke») wieder ein-
cke bezeichnet er
ng» bei Punt dal

ir werden uns im

Decke» und in der
m Unterbau ein-
it. Dazu sind zu
tertales mit ihren
nung (SPITZ und
int la Schera, die

ischen und mor-
inwalmung, im
rrucano-Kuppel

eben, darauf die
ersuchte Gebiet
Dolomiten be-



Zone
-Antiklinale

Der W-Antiklinal-Schenkel vergrößert sich gegen N stark. Zugleich wird er von zahlreichen NNE-SSW streichenden Brüchen immer wieder in die Höhe getrieben, wobei jeweils der westliche Schenkel gegenüber dem östlichen gehoben wird. Die Kontaktverhältnisse an der Gallo-Linie bleiben dabei immer die gleichen.

Am markantesten ist dieser W-Antiklinal-Flügel dank der nachträglichen Aufwölbung am W- und NW-Hang des Munt la Schera ausgebildet. Wellenförmig verbogen fällt er gegen Punt Praspöl hinunter (vgl. Tafel VI, Profil 8). Den oben erwähnten, zahlreichen Brüchen verdanken wir ein paar ausgezeichnet aufgeschlossene und gut zugängliche Profile durch die untere und mittlere Trias. Wohl das schönste ist das vielerwähnte Profil beim Grenzhaus Punt la Drossa, und ein weiteres, welches letzterem nicht viel nachsteht, ist am Spölweg zwischen Punt la Drossa und Punt dal Gall aufgeschlossen.

Alle diese Brüche, besonders die an der Ofenstrasse, sind schon von früheren Autoren eingehend besprochen worden (SPITZ und DYHRENFURTH, 1914, LEUPOLD, 1934, BOESCH, 1937). Ein kleiner Bruch auf der W-Seite des Piz la Schera sei noch erwähnt, da er weder auf der geologischen Karte noch auf Blatt Zernez eingezeichnet ist. Er liegt genau den Diabastuffen von Praspöl gegenüber. Arlbergdolomit kommt auf gleiche Höhe mit oberladinischen Grenzdolomiten zu stehen, in welchen wir einen Diabaslagengang einzeichnen konnten (vgl. p. 407 und Tafel V).

Die Achse der Munt la Schera-Antiklinale steigt, abgesehen von kleinen Depressionen, stetig von S nach N an. Es ist dann vor allem eine E-W streichende, vertikal regeorientierte Blattverschiebung (die zentrale Schera-Linie), welche die Achse sekundär bis zum Plateau des Munt la Schera hebt. Die Achse der Chaschabella-Mulde steigt hingegen viel langsamer, kulminiert etwa bei P. 2306 und zieht dann immer steiler N-fallend in die Val Chavagl.

Durch die Emporstauchung des Munt la Schera einerseits und durch die Depression im Val Chavagl andererseits, wird der Mittelschenkel der Munt la Schera-Falte durch Staffelbrüche in vier «Schollen» zerlegt (vgl. Profil 10, Tafel VI).

Besonders schön sind diese Schollen in einer kleinen Runse (beim «g» von Val Chavagl) am NE-Hang des Munt la Schera aufgeschlossen. Den Ausgang der Runse in die Val Chavagl bildet eine kleine Wand von Zellenkalken, die von zahlreichen Scherflächen durchzogen sind. Gegen oben schalten sich allmählich dünnbankige, oberladinische Grenzdolomite ein, die unter die Zellenkalke tauchen. Diese Serie, ebenso wie ihr Kontakt mit der nächsthöheren, sind schlecht aufgeschlossen. Eine kleine Wand von grauem Arlbergdolomit bildet den nächsten Aufschluss (2160 m). Es folgen dünngebankte, oberladinische Grenzdolomite mit blutroten Tonhäuten. Der Kontakt zur nächsthöheren Scholle ist durch eine schöne, steil NE einfallende Bruchfläche aufgeschlossen. Die eben erwähnten oberladinischen Grenzdolomite sind nach oben mitgeschleppt worden. Es folgen ca. 40 m rauchgraue, dickgebankte, flachliegende Arlbergdolomite, darauf mindestens 60 m oberladinische Grenzdolomite und abschliessend Zellenkalke, die von Anisdolomiten der höchsten Scholle an einer etwa 10–20° gegen W bis SW einfallenden Fläche leicht überschoben werden. Wir nennen diese Aufschiebungs-linie die östliche Schera-Linie (vgl. Fig. 20 und tekt. Karte, Tafel V).

Die Kontaktflächen sind im Streichen nicht weiter verfolgbar, da sie entweder durch Sackungen verstellt oder durch Schutt und Legföhrenbestände überdeckt werden.

Der E-Muldenschenkel stellt sich nun gegen das Val Chavagl, hier wegen des unmittelbaren Kontaktes mit der Botsch-Buffalora-Zone (vgl. p. 434) immer steiler. In der hinteren Val Chavagl sehen wir nun den von Zellenkalken und Zellendolomiten gebildeten Kern der Chaschabella-Mulde, Gegen den Chavagl-Gipfel legen sich die Schichten, zu einer Antiklinale ausholend, immer flacher (vgl. Fig. 24).

An diesem eindrucklichen Aufschluss endet aber auch, wenigstens augenfällig, die



Fig. 20 Die östliche Schera-Linie (NE-Hang. Munt la Schera). Überschiebung von dunklen Anisdolomiten auf helle Zellendolomite und Zellenkalk.

Chaschabella-Mulde. Eine grosse **Störungslinie** zieht, steil ENE fallend, durch den **Tal-**boden der Val Chavagl, ihren Lauf immer wieder durch Scherflächen im Zellenkalk markierend. Wir nennen diese wichtige Störungslinie «**Chavagl-Linie**».

Morphologisch tritt sie vor allem nördlich des **Chavagl-Gipfels**, die **Botsch-Bufferlora-**Zone von der Chaschabella-Mulde trennend, prächtig in Erscheinung. Dem Val Chavagl ist ein separates Kapitel im Anschluss an die noch zu besprechenden Strukturen gewidmet.

Im Verlaufe der Besprechungen ist vielleicht der Eindruck erweckt worden, dass sich die Strukturen mühelos und geradlinig durch das Gelände verfolgen lassen. Doch sind es nicht nur die **wirr** sich kreuzenden Bruchsysteme, die eine lückenlose Verfolgung der Strukturen erschweren, sondern auch vielfach Blattverschiebungen, die sich erst bei der **genauen Kartierung herauskristallisieren**. Speziell in unserem Gebiet kommt noch die schwache **Profilierung** des Geländes hinzu, was sich durch ausgedehnte **Gehänge-****schnitt-** und Moränenüberkleisterung manifestiert.

Sämtliche Blattverschiebungen sind der primären Schubphase zuzuschreiben. Sie streichen mehr oder weniger der Schubrichtung parallel entlang, wobei jeweils der nördliche Abschnitt gegen W (im **Gegen-Uhrzeigersinn**) verschoben wurde. Durch die später erfolgte **Aufwölbung** des Untergrundes, besonders am Munt la Schera, wurde vor allem die vertikale Komponente regeneriert.

Eine solche Blattverschiebung, wir nennen sie die «**südliche Schera-Linie**», zieht

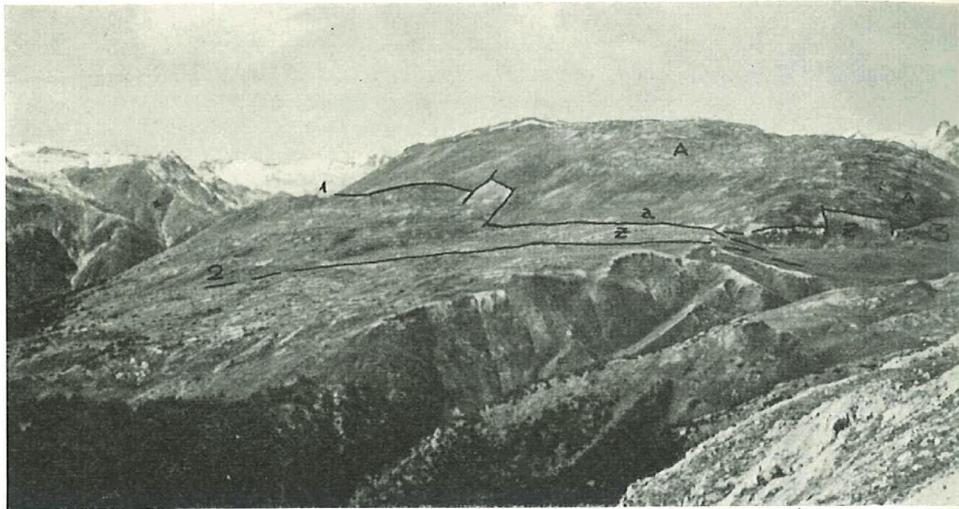


Fig. 21 Der S-Abhang des Munt la Schera (Blick aus SE)

- | | |
|--------------------------|--------------------------------|
| 1. Zentrale Schera-Linie | Z: Zellenkalke, Zellendolomite |
| 2. Südliche Schera-Linie | A: Arlbergdolomit |
| 3. Östliche Schorn-Linie | a: Anis |

etwa von P. 2367 gegen die S-Flanke des Munt Chavagl. Die vertikale Komponente beträgt bei P. 2367 höchstens 20 m. Die horizontale, relative Verschiebung der nördlichen Scholle gegen W beträgt ca. 100–200 m. Ebenso scheint sich die Munt la **Schera-Antiklinale**, die etwa 300 m südwestlich von P. 2367 kulminiert, verschoben zu haben. In der unmittelbar nördlichen Platte ist die Kulmination sehr verflacht und ihr Verlauf nicht genau festzusetzen. Blickt man nun von S gegen das Munt la **Schera-Gipfelplateau** hinauf, so sieht man die Gewölbeachse genau unter P. 2586,7 herausstechen. Die relative Achsenverschiebung würde demnach etwa 500 m betragen, wobei allerdings nicht mehr festgestellt werden kann, ob die Antiklinale des P. 2586,7 (d. h. diejenige nördlich der zentralen Schera-Linie), identisch mit der der primären Munt la **Schera-Antiklinale** ist, oder ob sie durch die **Aufwölbung** des Untergrundes verursacht worden ist.

Dazwischen liegt aber die schon auf p. 426 erwähnte zentrale Schera-Linie. Ihr Verlauf ist in der geologischen Karte genau eingezeichnet. Am schönsten präsentiert sie sich auf dem Weg von Alp la Schera nach Munt la Schera. Oberer Buntsandstein der Munt la **Schera-Platte** wurde auf die Höhe des **Arlbergdolomites** der südlicheren Platte empor gestaucht; gegen W kann man sie bis 150 m südlich von **Punt Periv** verfolgen, wobei sie zusehends an Intensität abnimmt. Gegen E wird sie von zahlreichen N-S verlaufenden Brüchen abwechselungsweise hinauf oder hinunter versetzt (vgl. Tafel V und Fig. 21).

Ein interessanter Aufschluss **befindet** sich auf 2420 m genau in der Mitte der Luftlinie von P. 2367 nach P. 2386. **Hier** werden **Zellenkalke** deutlich von Anisdolomiten überlagert und es liegt nahe, dass wir diesen Kontakt mit der Aufschiebungsfläche an der Basis der obersten Scholie am NE-Hang des Munt la Schera verbinden müssen (vgl. p. 426 und Tafel V).

Zwischen diesen zwei Lokalitäten ist die östliche Schera-Linie, wie wir diese **Störung** genannt haben, nirgends mehr aufgeschlossen. Morphologisch hingegen markiert sie,

durch vereinzelte Zellenkalkklötze noch akzentuiert, den E-Absatz der Munt la Schera-Kuppel doch sehr deutlich (vgl. Fig. 21).

Die östliche Schera-Linie ist nun nichts anderes als die rechtwinklig zu einer **Blattverschiebung** verlaufende Linie, an der eine **Aufschuppung** und eine überkippte Falte entstanden ist (vgl. Abb. 25 und p. 436). Sie wäre demnach der primären Schubphase zuzuordnen; die **Antiklinalen** der P. 2586,7 und P. 2549 dürften hingegen erst später durch die **Aufwölbung** des Untergrundes entstanden sein.

Diese Scherfläche (d. h. die östliche Schera-Linie) sowie die Staffelbrüche und die Emporstauchung des Munt la Schera, veranlassten **BOESCH** (1937, p. 71/72 und Fig. 10) von einer durch die Umbrailephase bewirkten Einwicklungsantiklinale, mit steil gegen NE ansteigenden Scherflächen, zu sprechen. Gerade in diesem Abschnitt aber **fallen** sämtliche Bruch- und Scherflächen, ausser der oben erwähnten, steil nach NE bis E und nicht nach SW ein (vgl. Profil 10).

Wie schon eingangs erwähnt wurde, konnte nur lokal, unmittelbar an der Gallo-Linie, eine **Überprägung** durch die Umbrailephase festgestellt werden. Die **Überprägung** der primären Strukturen im N-Sektor (gegen S nimmt sie stark ab) erfolgte aber **früher** durch die **Aufwölbung** des Untergrundes, was sich vor allem in vertikaler Richtung auswirkte.

Der Sattel **zwischen** Munt la Schera und Munt Chavagl ist durch Moränen und **Gehängeschutt** überdeckt; gleichwohl dürfte sich hier die südliche Schera-Linie, wohl als **schwächerer** Ast, von der zentralen Schera-Linie abspalten.

Das Gipfelplateau des Munt la Schera besteht aus zwei Plattformen. Die südlichere **trägt** den höchsten Punkt (P. 2586,7), der aus Basiskonglomerat des **Ladin** aufgebaut ist. Zehn Meter nördlich davon stehen bereite oberanisische Dolomite an, die sich von der Gipfelregion ins Lav Lad, wo sie kleine N-S streichende **Faltentonnen** bilden, bis ins Profil von Punt la Drossa verfolgen lassen.

Die nördliche Plattform trägt die P. 2532 und P. 2549 und ist, gegenüber der südlichen, deutlich sichtbar um etwa 100 m abgesackt. Auf der geologischen Karte ist dieser «Bruch» genau eingezeichnet. Die vermutete Verbindung mit dem Ofen-Schera-Bruch (SPITZ und DYHRENFURTH, p. 113 und geol. Karte) entspricht hingegen höchstens den primären, aber nicht den heute durch **Sackungen** veränderten Verhältnissen (vgl. p. 436).

Bei P. 2532 **findet** man im festen **Ladinfels** ca. 10 m lange und 0,5 m breite **Sackungsanrisse**. Der kleine Hügel des P. 2549 **wird** aus oberladinischen Grenzdolomiten und Zellenkalken aufgebaut.

In den Anisdolomiten auf der N-Seite des Munt la Schera streichen sämtliche **Faltenachsen** E-W, eine Streichrichtung, die sicher nur durch diese Sackung hervorgerufen wurde.

Die **Tagliata-Mulde**

Die Tagliata-Mulde **schliesst** sich unmittelbar östlich der Chaschabella-Mulde an. An **beiden** kann man die Zunahme der Schubintensität gegen N sehr schön beobachten (vgl. auch p. 425). Der Schub kam dabei von ENE bis NE, die **grosse**, überkippte Antiklinale der Buffalorakette, sowie die der Tagliata schauen mit ihren **Stirnflächen** zweifellos gegen WSW (vgl. auch LEUPOLD, 1934, p. 1048).

Die Achsenebene der Tagliata-Mulde steht anfänglich fast senkrecht (Profil 2). Gegen N legt sie sich dann zusehends flacher. Beim Grenzstein 7 haben wir eine, gegen WSW, offene, liegende Synklinale. Durch eine Achsendepression verschwindet sie unter die Schuttbedeckung. Südlich P. 2437 wird sie von der Botsch-Buffalora-Zone **überschoben**. Zugleich dürfte sie, genau wie die Chaschabella-Mulde, in eine normale Lage



ellendolomite
t

komponente be-
g der nördlichen
la Schera-Anti-
n zu haben. In
und ihr Verlauf
a-Gipfelplateau
en. Die relative
ings nicht mehr
ge nördlich der
-Antiklinale ist,
ist.
-Linie. Ihr Ver-
sentierte sie sich
ein der Munt la
a Platte empor
erfolgen, wobei
S verlaufenden
7 und Fig. 21).
Mitte der Luft-
Anisdolomiten
bungsfäche an
inden müssen

diese Störung
markiert sie,

zurückkehren und allmählich verflachen. Diese Umkehr in die normale Lage ist **darauf** zurückzuführen, dass der Schub nur südlich der Buffalora-Linie gleichmässig auf **sämtliche** Strukturelemente eingewirkt hat. Nördlich dieser Blattverschiebung gibt nämlich die Buffalora-Falte dem Druck nach. Sie überkippt endgültig **und ihr verkehrter** Mittelschenkel verschuppt sich. Die Schubkraft wirkt nun vor allem auf die **Botsch-Buffalora-Zone** ein.

Die ersten Aufschlüsse der Tagliata-Mulde findet man auf dem flachen Absatz SW vom Grenzstein 10 (P. 2498). Zellendolomite bilden den Kern der Mulde, die mit ihrem W-Schenkel auf steilstehenden Anisdolomiten der Chaschabella-Mulde sitzt. Der E-Schenkel der Tagliata-Mulde ist hier erst im Entstehen begriffen.

Durch die Val della Tagliata (**Überdruck**) zieht eine weitere Blattverschiebung, die den nördlichen Abschnitt höchstens um 50 m gegen **W** verschiebt. Eine vertikale Komponente scheint nicht vorhanden zu sein.

Auffallend ist **hingegen** die verschiedene Gestaltung der **beiden** Talseiten. Während auf der linken (südlich&) Talseite der E-Chaschabella-Schenkel in seiner ganzen Mächtigkeit aufgeschlossen ist, hat man Mühe, ihn nördlich der Linie zu finden. Er wird lediglich (auf 2200 m) durch einen arg zerrütteten Klotz von Arlbergdolomit repräsentiert. Erst gegen die Ova Chaschabella zu kommen allmählich Arlbergdolomite und auch oberladinische Grendolomite zum Vorschein.

Direkt umgekehrt verhält sich die Tagliata-Mulde. Auf der südlichen Talseite ist sie, im **Gegensatz** zur nördlichen, eher kläglich ausgebildet. Der ganze Bergrücken (P. 2462) **zwischen** dem **grossen** Knick der Ova Chaschabella und dem Val della Tagliata wird **hingegen** durch den E-Schenkel dieser Mulde aufgebaut (**Profile 3, 4 und 5 und Fig. 22**). Die Aufrichtung dieses Schenkels erfolgte also abrupt.

Die Mächtigkeit des **Arlbergdolomites** ist auf diesem **Bergrücken** ausserordentlich **gross** (130 m). Auf der E-Flanke sind schwächere **Anisdolomite** bereits in inverser Lagerung aufgeschlossen, und beim Grenzstein 7 erschliesst **uns** der Bach stark **geklüftete**, flach ENE einfallende, unteranisische Kalke.

A. SPITZ (p. 128) erwähnt **«nördlich** von Val Tagliata über dem Wettersteindolomit rötlich violette Kalke, welche ganz wie Muschelkalk aussehen; da aber jede Spur eines hangenden **Wettersteinflügels** darüber fehlt, sie vielmehr von Raiblerschichten überlagert werden, dürften sie doch zu diesen **gehören**».

Dieser Aufschluss dürfte der von Grenzstein 7 sein. Ein hangender Arlbergdolomit-Flügel ist auch gar nicht zu erwarten, da ja die Kalke invers liegen. Die sie überlagernden, oberladinischen Schichten gehören bereits zu denen der **Botsch-Buffalora-Zone**, die die ganze hintere Val Chaschabella und den flachen Boden mit dem Grenzstein 9 überdecken.

Die geologische Karte gibt in diesem Abschnitt die Verhältnisse nicht ganz richtig wieder. Der Arlbergdolomit des P. M 6 2 (Tagliata-Mulde) wird mit dem Arlbergdolomit des E-Schenkels der Chaschabella-Mulde südlich der Val della Tagliata verbunden¹.

Wir haben schon oben gezeigt, wie sich die Munt la Schera-Falte gegen die Val del Orsa zu verflacht. Ebenso die Tagliata-Mulde, deren E-Schenkel sich mit der Buffalora-Serie normal verbindet. Diese Verbindung erfolgt an einem eigenartigen, die Buffalora-Kette schräg fortsetzenden SW-NE streichenden Bergkamm. Dieses Abknicken der **Buffalora-Kette** wird durch ein leichtes Abschnen der **Streichrichtung** hervorgerufen, so dass es zum Zusammenschluss kommen **kann**.

Auf der geologischen Karte ist beim Grenzstein 10 ein Hauptdolomit-Klotz eingezeichnet. Dazu schreibt A. SPITZ (p. 128): **«Den** Dolomit auf P. 2500 habe ich wegen

¹ Die neue italienische Karte wird in diesem Abschnitt den Tatsachen nicht gerecht,

seiner **flachen** Lagerung auf den Raiblern als Hauptdolomit aufgefasst, möglich wäre es aber auch, dass hier eine Wettersteindolomit-Deckscholle der Buffalora-Falte liegt». In Anlehnung an SPITZ wurde dieser Dolomitklotz, da keine Fossilien gefunden wurden, in der Kartierung auch als Hauptdolomit eingezeichnet.

Weiter gegen SE setzt der Orsa-Bruch die Serien der Buffalora-Kette etwa um 150m hinunter. Arlbergdolomite und oberladinische Grenzdolomite bedecken in ruhiger Lagerung das grosse Plateau, das den P. 2279 trägt. Gegen **Döss dal Termel** verfließt diese Platte in die junge Aufwölbung der Münstertaler Verrucano-Kuppel (**Profil 1**).

Am **N-Fuss** der **Cima del Serraglio** schaltet sich noch **Hauptdolomit** der «Scarli-Decken ein, der von **Hauptdolomit** der Serraglio-Scholle **überlagert** wird (HESS, 1953, p. 92, p. 119).

Die Botech-Buffalora-Zone

Diese Zone ist von A. SPITZ (1914, p. 126), LEUPOLD (1934, p. 1056) und dann vor allem von BOESCH, der sie «**Schuppenzone** der Val del **Botsch**» genannt hat, (1937, p. 59) eingehend beschrieben worden.

Es ist eine grosse gegen W vorgetriebene **Deckfalte**. Ihr verkehrter Mittelschenkel **ist in vier** aufeinanderliegende Schuppen zerlegt worden. In Anlehnung an BOESCH unterteilen **wir** die Deckfalte in:

- VI. Normaler Schenkel
- V. Chavagl-Schuppe (neu dazugekommen)
- IV. Obere Schuppe
- III. Mittlere Schuppe
- II. Untere Schuppe
- I. Basale **Triasserie** s. str.

Die Stirnelemente der Deckfalte beschreiben einen Bogen. Die rechte Chavagl-Seite und die Buffalora-Kette bilden mit ihren NNW-SSE streichenden Strukturen den **S-Flügel** der Deckfalte, während der N-Flügel sich in den Talern Fuorn, Botsch und **Stabelchod** erstreckt. Hier streichen die **Stirnbiegungen** der verkehrten Schuppen **NNE-SSW** bis **NE-SW**. Die **Scheitellinie** der Deckfalte dürfte zwischen Munt la **Schera** und **Ova dal Fuorn** liegen. Sie ist vollständig wegerodiert worden.

Die Profile 2, 3 und 4 zeigen, wie sich die Schichten der basalen **Triasserie** s. str. gegen NNW zu immer steiler stellen. Das generelle Umbiegen der Schichten sieht man **besonders schön** von **Jufplaun** aus (vgl. SPITZ und DYHRENFURTH, Abb. 28). Im Detail allerdings verunmöglichen die zahlreichen Brüche und **Sackungen** eine lückenlose Verfolgung der Umbiegung. Beim «**Bu**» von Buffalora legt sich der Verrucano erstmals über den Buntsandstein (vgl. Profil 4, hintere Kulisse).

Die endgültige **Überkippung** und **Verschuppung** erfolgte **bruchartig** an der Buffalora-Linie. Jenseits dieser Blattverschiebung ist der verkehrte Mittelschenkel bereits **verschuppt**.

Entlang diesen **Störungslinien** drangen Eisenerzlösungen ein, die im 14. Jahrhundert intensiv abgebaut wurden (BOESCH, 1934, 1936, 1937; STAHEL, 1961).

Zwischen der Buffalora- und der zentralen **Schera-Linie** sind die Schuppen **II, IV** (ev. auch **III**) sowie der normale Schenkel (VI) aufgeschlossen. Nördlich der zentralen Schera-Linie bis zur **Ova dal Fuorn** und über sie hinaus sind hingegen sämtliche **Teilelemente** anzutreffen.

Die Felsabstürze gegen die Val **Chaschabella** zwischen P. 2437 und dem Munt **Buffalora** (2510 m, ca. 500 m nordwestlich des P. 2627) werden vom Arlbergdolomit der

Schuppe II gebildet. Das darunter liegende Ober-Ladin ist am Fusse des P. 2437 gut aufgeschlossen. Die hangenden Anisdolomite **sind** nur am Munt Buffalora selbst anzu-treffen. Gegen P. 2437 wären sie **genau auf dem Bergrücken zu erwarten**. Sie treten aber nur morphologisch durch den **walfischartigen** Rücken dieses Bergkammes hervor (vgl. Fig. 22).

Die obere Schuppe (IV) ist scharf nördlich der **Buffalora-Linie** durch Verrucano, NE (**50° einfallenden**) Buntsandstein und stark zerrüttete Anisdolomite aufgeschlossen. Ob die **unteranisischen** Kalke beim Absatz des P. 2453 (Überdruck) zu dieser Schuppe (IV) oder **zum normalen** Schenkel (VI) gehören, konnte nicht festgestellt werden. Sie gehören wohl eher zur Schuppe IV, obgleich sie topographisch höher als die **Anisdolomite** liegen. Schuppe IV scheint hier eine kleine Antiklinale zu bilden, was die höhere Lage der Kalke erklären **könnte** (vgl. Profil 5).

Gegen die Val Brüna legt sich Schuppe IV immer flacher. Beim «da» von Fop da Buffalora sind stark sandige **Kalke** des Unter-Anis aufgeschlossen. Graded **bedding** und ripple marks zeigen eindeutig auf eine inverse Lagerung hin. Im kleinen Tälchen **zwischen Murtera da Chantan** (Überdruck) und der Val Brüna **erschliesst** der Bach zwischen 2240 m und 2300 m ein Profil durch diese flachliegende Serie (v. u. n. o. zerrüttete Anisdolomite, bläuliche, stark sandige Kalke, braune Sandsteine und zu **oberst** violette, tonig-sandige Schiefer des Verrucano). Von hier zieht Schuppe IV in die Val Brüna hinein und wird durch die tiefe **Bacherosion** prächtig aufgeschlossen.

Der **normale** Schenkel (VI) ist schwächig und sehr schlecht aufgeschlossen. Es **treten** nur **vereinzelte** Fetzen von Buntsandstein, Anis und **Ladin** auf. Der isolierte **Arlbergdolomit**-Klotz beim Munt da **Buffalora** dürfte noch zum **normalen** Schenkel **gehören**. Der Kontakt zwischen Schuppe **II** und IV ist entweder durch den normalen Schenkel oder durch Schutt verdeckt. Auf der geologisch-tektonischen Karte (Tafel V) sind die einzelnen Relikte des **normalen** Schenkels zusammenhängend und bewusst zu **gross** eingezeichnet worden, obgleich vereinzelte Aufschlüsse auf die Existenz der mittleren Schuppe (**III**) hinweisen. Die starke **Schuttbedeckung** des sanften NE-Abhanges des

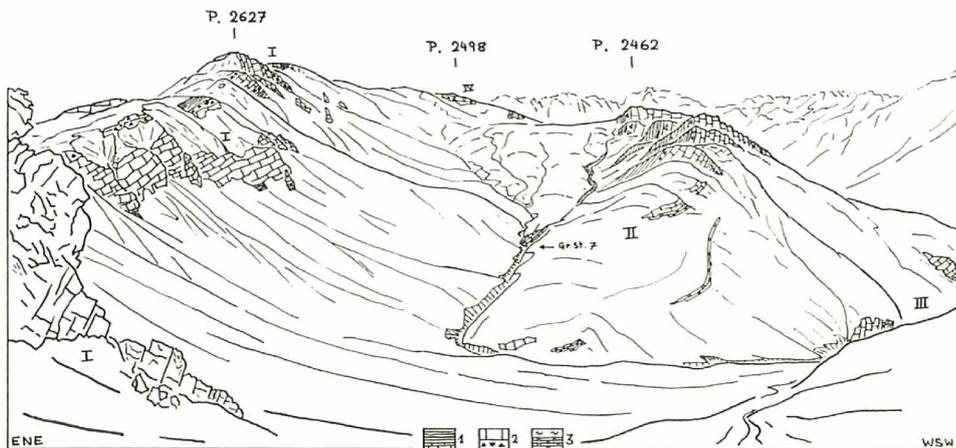


Fig. 22 Die obere Val Chaschabella

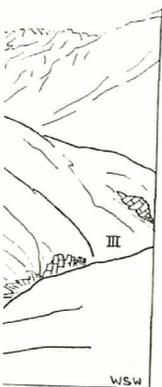
- | | | | |
|-----|-----------------------------------|----|----------------------------------|
| I | Botsch-Buffalora-Zone | 1: | Aniskalke und -dolomite |
| II | E-Schenkel der Tagliata-Mulde | 2: | Arlbergdolomit mit Basisbank |
| III | E-Schenkel der Chaschabella-Mulde | 3: | Oberladinische Grenzdolomite und |
| IV | Hauptdolomit des P. 2498 | | Zellenkalke |

des P. 2437 gut
lora selbst anzu-
t. Sie treten aber
mes hervor (vgl.

urch Verrucano,
aufgeschlossen.
dieser Schuppe
ellt werden. Sie
als die Anisdolo-
was die höhere

la» von Fop da
led bedding und
en Tälchen zwi-
der Bach zwi-
n. o. zerrüttete
oberst violette,
Val Brüna hin-

ossen. Es treten
olierte Arlberg-
tenkel gehören.
nalen Schenkel
ufel V) sind die
st zu gross ein-
der mittleren
-Abhanges des



nk
ite und

Munt da Buffalora verhindert jedoch hier jegliche genauere **Aussage** über die Schuppen **III** und **VI**. Ebenso wurde in den Profilen dieses Abschnittes auf die Wiedergabe der mittleren Schuppe verzichtet.

Im kleinen Sattel zwischen P. 2437 und Munt Chavagl kreuzt die zentrale Schera-Linie die **Trennfläche** zwischen Chaschabella- und Tagliata-Mulde sowie die einzelnen **Überschiebungsflächen** innerhalb der Botsch-Bdalora-Zone. Ihrerseits **wird** sie dann durch den Ofen-Schera-Bruch abgeschnitten. Die zentrale Schera-Linie dürfte in diesem Abschnitt eine ähnliche Rolle wie die Buffalora-Linie spielen. Am Munt Chavagl schalten sich nämlich noch die Schuppen **III** und **V** ein.

Die obere Val del Botsch, von der Gabelung der zwei grösseren Taläste an, wird durch Schuppe IV beherrscht. Den Boden **beider** Tälchen nehmen schwarz-graue Anisdolomite ein. Darüber folgen **geklüftete** unteranisische Kalke. Der trennende Rücken trägt untere **Rauhwaacke** und rostig-braune Sandsteine. Im östlichen Tobel sind weiter gegen oben Buntsandstein und auf der rechten Hangseite Verrucano aufgeschlossen. Die **Aniskalke** lassen sich im Talboden bis auf 2360 m verfolgen, wo sie von stark **verfalteten**; oberladinischen Grenzdolomiten überschoben sind. Letztere **werden** ihrerseits am E-Abriss der Val Brüna konkordant von Arlbergdolomit überlagert. Der Munt Chavagl-Gipfel wird von Arlbergdolomit gebildet, der anscheinend diskordant auf arg verquetschten, hellen, oberladinischen Grenzdolomiten ruht. Zwischen **diesen zwei Arlbergdolomiten** schaltet sich nun eine schmale, zum Teil in die hellen, **oberladinischen** Grenzdolomite eingebrochene Zone von grau-schwarzen Dolomiten mit dicken roten Tonhäuten ein. **Zweifelloso handelt** es sich hier um oberanisische Dolomite (vgl. Profil 11, K. 4).

LEUPOLD (1934, p. 1056/57) beschreibt die **Ladinkappe** des Munt Chavagl als eine Klippe der Untertrias des Oberbaues. Wir sind der Meinung, dass es **sich** hier um eine weitere, höchste Schuppe (zu den drei von **BOESCH**) des verkehrten **Mittelschenkels** handelt. Wir nennen sie Chavagl-Schuppe. Obgleich die Kontakte zwischen den einzelnen **lithostratigraphischen** Gliedern stark gestört sind, ist die gesamte inverse Lagerung und der **Muldenbau** dieser Schuppe unverkennbar (vgl. **Profile** 8 und 11). Nachträgliche **Sackungen** sind **für** die zum Teil sich wirt kreuzenden **Streichrichtungen** verantwortlich. Der Arlbergdolomit des Gipfels streicht genau N-S (E-einfallend), leicht von der **Streichrichtung** des P. 2437 (NNW-SSE) abweichend, passt sich aber bereits dem Munt **la Schera-Gipfelstreich** an. Der tiefer liegende Arlbergdolomit im Val Brüna fällt steil gegen NW, schwenkt aber in seiner Fortsetzung am E-Hang des Munt Chavagl in ein WNW-Fallen um. Unter dem Chavagl-Gipfel verzahnen sich oberladinische **Grenzdolomite** und **Zellenkalke** der Chavagl-Schuppe mit solchen der Chaschabella-Antiklinale.

Die Schuppen **II**, **III** und **IV** sind am schönsten auf der rechten Talseite der Val Chavagl aufgeschlossen (vgl. p. 437). Wir treffen sie innerhalb unseres Arbeitsgebietes an der Ova **dal Fuorn** zwischen Val Chavagl und Val Brüna wieder. **SPITZ**, **LEUPOLD** und dann vor allem **BOESCH** haben die Verhältnisse genau dargestellt. **Über** die Fortsetzung der **Botsch-Buffalora-Zone** nördlich der Ofenpass-Linie möchten wir ebenfalls auf **BOESCH** (1937, p. 59) verweisen.

Wir haben bereits auf p. 427 die Chavagl-Linie erwähnt. **LEUPOLD** (1934) schreibt auf p. 1056, dass sich die verkehrte Schichtreihe (= Botsch-Buffalora-Zone) an bedeutender, vertikaler Scherfläche gegen den Chavagl-Gipfel aufgeschoben habe, **während BOESCH** (1937, p. 73) sich im entgegengesetzten Sinn **äussert**: «Die Serie des Chavagl-Gipfels ist gegen die Schuppenzone **der Val del Botsch** angeschoben worden und hat diese steil aufgerichtet»).

An der Chavagl-Linie haben sich nun mindestens zwei Phasen ausgewirkt. Erstens der **Anschub** der Botsch-Buffalora-Zone an die Elemente des Munt la Schera und zwei-



Fig. 23 Dei Ofen-Schera-Bruch an der Murtera da Chan-tau (P. 2304) und am Il Jalet. (Blick gegen E) ↓ Ofenpass-Höhe.

tens die **vertikale Emporstauchung** der letzteren, wobei die **Botsch-Bufferalora-Zone** an der Chavagl-Linie relativ abgeglitten **erscheint**. Ein Schub gegen die **Botsch-Bufferalora-Zone** konnte hingegen **nicht** festgestellt werden. Die steile **Stellung** der Schichten nördlich des Chavagl-Gipfels ist vielmehr durch die **Aufschiebung** auf die erstmals sichtbare **Chaschabella-Antiklinale** zu erklären (vgl. Profile 8, 9 und 10).

Schuppe IV wird in der Val Brüna durch einen **Bruch** – den Ofen-Schera-Bruch – abgeschnitten. Er streicht parallel zur Wenpass-Depression und ist **möglicherweise** erst durch sie verursacht worden (vgl. p. 436). **Morphologisch** lässt er sich sehr schön, **jeweils** direkt südlich der P. 2316, 2304, 2392 (Il Jalet) und 1870 (an der Ofenstrasse) verfolgen (vgl. Fig. 23).

Sein Verlauf ist auf der geologischen Karte insofern nicht richtig eingezeichnet, da er mit der **Chavagl-Linie** (nördlich des Munt Chavagl) und mit dem Bruch des Munt la Schera-Plateaus verbunden wird.

Die Intersektion zeigt, dass er, vor allem am **Ofenpass**, saiger stehen **muss**. Bei P. 2316 fällt er steil gegen N ein, flaut dann rasch ab und wird **möglicherweise** sekundär durch die **Chavagl-Linie** abgelöst, die bei **Il Fuorn Verrucano** gegen Raibler-Rauh-wacke versetzt.

Während der N-Abschnitt bei der Murtera da Chantan (**Überdruck**) leicht hinauf-gesetzt wurde, ist er am **Ofenpass** und bei **Il Fuorn** deutlich abgesetzt. Inwieweit am Ofen-Schera-Bruch eine **horizontale** Bewegung stattgefunden hat, **lässt** sich leider nicht feststellen.

Östlich der Val Brüna stehen wir bereits im **Rückland** der **Botsch-Bufferalora-Deck-falte**. Die **langgezogene, terrassenartige** Gestalt der Murtera da Chantan verdankt ihr Entstehen dem Ofen-Schwa-Bruch. Eine leicht SSE fallende Scherfläche läuft ziemlich **genau** auf 2200 m dem **Nordabhang** entlang. Sie bringt an drei Stellen **oberladinische Grenz dolomite** das P. 2304 mit normal **dazugehörenden Anisdolomiten** in **Berührung**. Die **Verhältnisse** um und nördlich des P. 2116, **sind** am besten aus der **vordersten** Kulisse des Profiles 11 ersichtlich (vgl. auch LEUPOLD, 1934, p. 1057).

Der
tere un
beschr
Gleich
aus in
Die
herrse
abgelö
zuläss
Buffal
Münst
tes Al
Di
wurde
Be
müsse

Die V

W
der V
schen
tal ei
gende
D
Profi
streich
NNW
und
Fort
Falte
liege
ersch
I
schli
1937
Die
flach
Zwis
volle
sich
Mun
I
bilde
in F
wer
I
Ant
dolc



m 11 Jalet. (Blick

Buffalora-Zone an
Botsch-Buffalora-
Schichten **nörd-**
stwärts sichtbare

Schera-Bruch -
gleicherweise erst
schön, jeweils
(Grasse) verfolgen

angezeichnet, da
des Munt la

en muss. Bei P.
weise sekundär
Raibler-Rauh-

) leicht hinauf-
. Inwieweit am
sich leider nicht

Buffalora-Deck-
n verdankt ihr
läuft ziemlich
oberladinische
in Berührung
vordersten Ku-

Der **Ofenbach erschliesst** beim Wegerhaus **Stradin** ein **schönes Profil** durch die untere und mittlere Trias. Die untersten Glieder des **Anis** und Teile des Buntsandsteines **beschreiben** eine **kleine**, gegen ESE blickende Antiklinale (vgl. **BOESCH**, 1934, Tafel IV) Gleich gerichtete **Antiklinalstirnen**, die **Unter-Anis** umfassen, kann man von der Strasse **aus** in der kleinen **Felsstufe** auf 2160 m **nördlich** des P. 2316 beobachten.

Die **Buffalora-Ebene** wird restlos durch eine einfache **Verrucano-Aufwölbung** beherrscht, die bei Jufplau durch die **jüngere Aufwölbung** des **Münstertaler Verrucanos** abgelöst wird. Die Verbindung dieser Strukturen zu einem **Faltenbogen** ist **also** nicht **zulässig**. **Trotzdem verläuft** jede für sich leicht **bogenförmig**. Während die langgezogene Buffalora-Kuppel den primären **W-Schub bogenförmig** widerspiegelt, passt sich die **Münstertaler Antiklinale** dem steifen Hindernis der **Buffalora-Kuppel** durch ein leichtes **Abschwenken an** (vgl. Tafel V).

Die Verhältnisse im **Abschnitt** zwischen Alpe del Gallo, **Mots** und **Döss dal Termel** wurden schon auf p. 425 und p. 431 gezeigt.

Bevor wir uns nun dem Piz Daint **als** östlichstem Gebietsabschnitt zuwenden, müssen wir noch einen **Blick** in die Val Chavagl werfen.

Die Val Chavagl

Wie aus den Profilen und dem bisher Gesagten hervorgeht, wird die **rechte Talseite** der Val Chavagl aus der Botsch-Buffalora-Zone, die linke hingegen aus dem **Mittelschenkel** der Munt la Schera-Falte aufgebaut. Dazu kommt noch im ersten linken Seitental eine gegen ESE vorgetriebene, vor allem Anis und Buntsandstein umfassende, liegende Falte, die wir Chavagl-Falte nennen wollen.

Die Verhältnisse sind auf Profil 11, K. 4, Tafel V und Fig. 24 dargestellt worden. Auf Profil 11 steht die Achse der **Chavagl-Falte** senkrecht zur Bildebene (WNW-ESE streichend), die Staffelbrüche und die östliche Schera-Linie hingegen dürften etwa NNW-SSE ziehen. In der Projektion scheinen sie als flachliegende **Überschiebungen** und sind mit den Brüchen auf der hintersten Kulisse (K. 4) zu verbinden. In ihrer Fortsetzung gegen N kommen sie, ausser der östlichen Schera-Linie, mit der Chavagl-Falte nicht in Berührung, da diese zwei Elemente eher hintereinander als nebeneinander liegen. Nachträgliche Störungen und vor allem die **grosse Sackung** am Munt la Schera erschweren den Einblick in die Verbandsverhältnisse.

Das ausgezeichnete Profil, das uns ein kleiner Bach durch die Chavagl-Falte **erschliesst**, ist schon früher genau beschrieben worden (**LEUPOLD**, 1934, p. 1056; **BOESCH**, 1937, p. 21). Der Buntsandstein des liegenden Schenkels ist stark reduziert worden. Die Anisdolomite stellen sich im oben erwähnten Tälchen steil auf und werden vom flach liegenden, oberen Buntsandstein des verkehrten Mittelschenkels überschoben. Zwischen den Anis- und Arlbergdolomiten schaltet sich noch eine Serie von hellen, vollständig **tektonisierten**, dolomitischen Kalken und «**Zellenkalken**» ein. Es dürfte sich hier um die oberanische **Kalkzone** handeln, die wir auch in der Gipfelserie des Munt la Schera finden können.

Der verkehrte Mittelschenkel wird **ausschliesslich** durch den Buntsandstein gebildet, der uns hier in besonders **schöner** Dreiteilung vorliegt. Der von **BOESCH** (1937) in Fig. 1 eingezeichnete Verrucano dürfte noch dem unteren Buntsandstein zugerechnet werden.

Der untere und mittlere Buntsandstein des hangenden Schenkels ist reduziert. Die **Antiklinalstirn** ist nur im Unter-Anis zu beobachten, während Ober-Anis und **Arlbergdolomit** in ruhiger Lagerung die nördliche Plattform des Munt la Schera aufbauen.

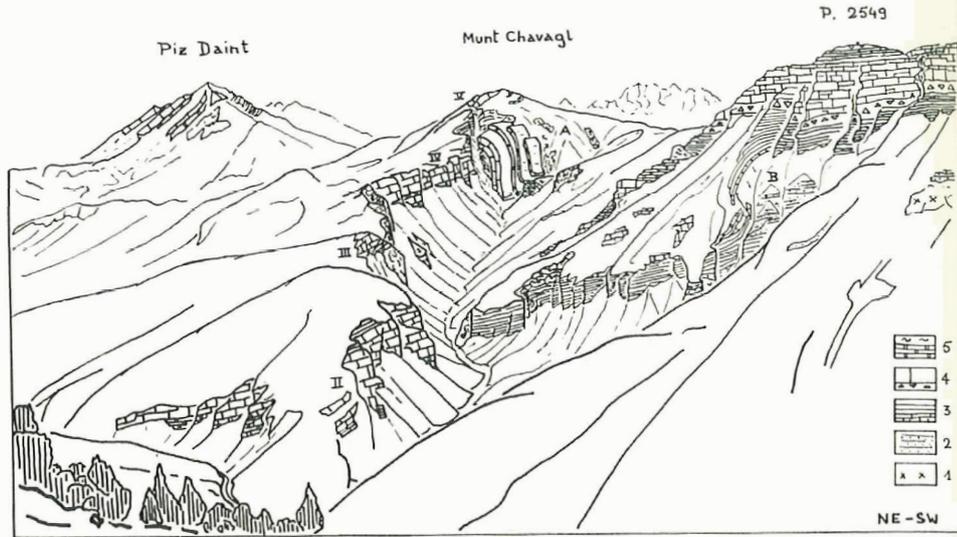


Fig. 24 Die Val Chavagl

- | | | |
|------------------|-------------------|---|
| 1. Verrucano | 4. Arlbergdolomit | 11-V Schuppen der Botach-Buffalora-Zone |
| 2. Buntsandstein | 5. Ober-Ladin | A Chaschabella-Mulde |
| 3. Anis | | B Chavagl-Falte |

Die Falte dürfte gegen S rasch abklingen. Zudem wird sie durch den Erosionsrand im N schief angeschnitten, so dass heute nur die rückwärtigen Partien erschlossen sind, während der frontale Teil bereits abgetragen wurde.

Da sich nun die östliche Schera-Linie scheinbar mit der Überschiebung der Chavagl-Falte verbindet, möchten wir auch diese Falte den primären Strukturen zuordnen, wobei ihre entgegengesetzte Schubrichtung dem Blattverschiebungs-Mechanismus zugeschrieben wird (vgl. Fig. 25 und p. 429). Der Bruch auf dem Munt la Schera-Plateau dürfte demnach eine nicht mehr sichtbare Blattverschiebung darstellen, die möglicherweise einen alten «Ofen-Schera-Bruch» abgelöst hatte.

Durch die Ofenpass-Depression, die Aufwölbung des Munt la Schera und die zahlreichen Sackungen wurden aber diese möglichen primären Zusammenhänge vollständig verwischt, so dass wir heute nur noch auf Vermutungen angewiesen sind.

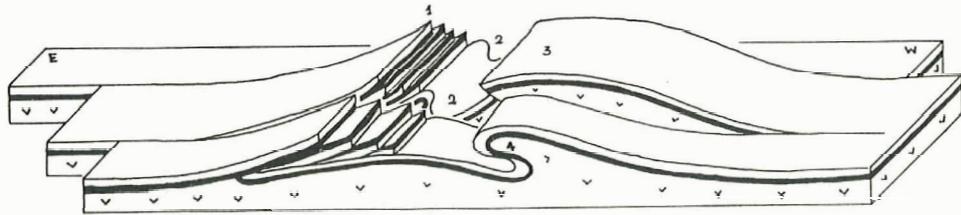


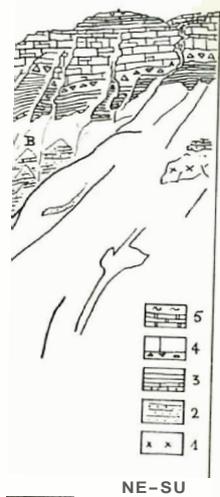
Fig. 25 Schematische Skizze zur Entstehung der Chavagl-Falte verbunden mit den Blattverschiebungen

- | | |
|--------------------------|-------------------------------|
| 1. Botsch-Buffalora-Zone | 3. Munt la Schera-Antiklinale |
| 2. Chaschabella-Mulde | 4. Chavagl-Falte |

gl
ESE blie
Steigt
vollstän
linken Ta
Il Fuorn
Ofenbach
Bein
geschlos
dolomite
150 m.
fläche m
dieser I
Der g
la Scher
nördlich
Wechsel
bella-Mu
In de
förmig ü
direkte
reicht bi
Grenzdo
gestörte
die bizar
kalk der
ein schn
punkt a
unter de
Anisdolo
von ober
bungslin
Auss
Zellenka
sie angr
die einz
Schupp
Rauhwa
heute in

Der Piz
Der
sind ein
und Et
Beobac
Der
noch d
verkeh

P. 2549

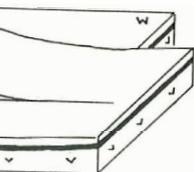


er Botsch-
one
a-Mulde
lte

den Erosionsrand
n erschlossen sind,

bung der Chavagl-
ren zuordnen, wo-
Mechanismus zu-
la Schera-Pla teau
len, die möglicher-

hera und die zahl-
hänge vollständig
iind.



alte

nale

Zur gleichen «Reaktionsphase» würden auch die auf p. 435 erwähnten, kleinen, gegen ESE blickenden, Unter-Anis umfassende Antiklinalen gehören.

Steigt man nun das Haupttal hinauf, so treffen wir beim «C» von Val Chavagl einen vollständig tektonisierten Zellenkalk an, der zur Schuppe II gehört, die hier auf der linken Talseite allerdings nicht aufgeschlossen, an Verrucano grenzt. Tal auswärts gegen II Fuorn ist die Chavagl-Linie durch Gehängeschutt überdeckt. Erst auf der rechten Ofenbachseite wird ihr Verlauf immer wieder durch starke Quellen markiert.

Beim kurzen, schluchtartigen Verlauf des Tales ist die Chavagl-Linie prächtig aufgeschlossen. Sie trennt an scharfer, steil E-fallender Fläche Zellenkalke und Zellendolomite der Schuppe II von Anisdolomiten des liegenden Chavagl-Faltenschenkels. 150 m weiter oben, ebenfalls am linken Talhang, ist sie durch eine riesige Harnischfläche mit Rutschstreifen aufgeschlossen (vgl. LEUPOLD, 1934, p. 1056). Gerade nach dieser Harnischfläche zieht gegen P. 2549 eine schon auf p. 426 erwähnte Runse hinauf.

Der ganze weitere linke Talhang bis zum Sattel zwischen Munt Chavagl und Munt la Scher? ist von Zellenkalk und Zellendolomit-Fragmenten übersät. Lediglich 250 m nördlich des P. 2386 findet man in einer kleinen Runse helle, feingebankte Dolomite in Wechsellagerung mit rötlichen Tonschiefern, die bereits zum W-Schenkel der Chaschabella-Mulde gehören (vgl. Profil 9).

In den Felsabstürzen der anderen (rechten) Talseite erkennen wir die drei staffelförmig übereinanderliegenden Schuppen II, III und IV der Botsch-Bufferalora-Zone. Eine direkte Übereinanderlagerung dieser drei Schuppen ist nirgends zu sehen. Schuppe II reicht bis zur obenerwähnten Talverengung, wo wir deutlich über helle, oberladinische Grenz dolomite grauen, schalig abbröckelnden Arlbergdolomit erkennen können. An gestörtem Kontakt wird er noch von rotbraun anwitternden Anisdolomiten überlagert, die bizarre Türmchen aufbauen. Diese Anisdolomite werden von mächtigem Zellenkalk der Schuppe III überschoben, die noch durch oberladinische Grenz dolomite und ein schwächtiges Arlbergdolomit-Band repräsentiert wird. Etwa vom Vermessungspunkt an (TK 1:10 000, 2260 m) beherrscht Schuppe IV die Felsabstürze bis knapp unter den Chavagl-Gipfel hinauf. Zur Hauptsache sind Arlbergdolomite und, weiter oben, Anisdolomite mit sandigen Kalken auf dem Dach vertreten. Ein schmales, helles Band von oberladinischen Grenz dolomiten an der Basis markiert zugleich die Überschiebungslinie auf Schuppe III.

Ausser am Chavagl-Gipfel selbst, sind es in der ganzen Val Chavagl immer nur Zellenkalke, Zellendolomite und Rauh wacken der Botsch-Bufferalora-Zone, die bis zu den sie angrenzenden Strukturen hinreichen. Das spricht dafür, dass auch vor der Erosion die einzelnen Schuppen nicht viel weiter nach vorne (d. h. gegen W) reichten. Da das Schuppenpaket auf Rauh wacke gegliedert ist, hat die Schuppenfront eine Welle von Rauh wacken, Zellendolomiten und Zellenkalcken vor sich hergepresst. Wir finden sie heute in der Val Chavagl angehäuft vor.

Der Piz Daint

Der Bau des Piz Daint sowie die Verhältnisse des benachbarten Ofenpassgebietes sind eingehend von SPITZ (1914), LEUPOLD (1934), BOESCH (1937), INHELDER (1952) und EUGSTER (1962) beschrieben worden. Wir beschränken uns deshalb auf ergänzende Beobachtungen und möchten auch auf Fig. 26 und auf Profil II hinweisen.

Der Piz Daint bildet eine genau gegen W vorgetriebene Falte, von der uns heute nur noch die Synklinale, mit carnischer Rauh wacke als Kern, und vereinzelt Pakete des verkehrten Mittelschenkels erhalten geblieben sind. Letztere sind später, was für ihre

Piz Daint

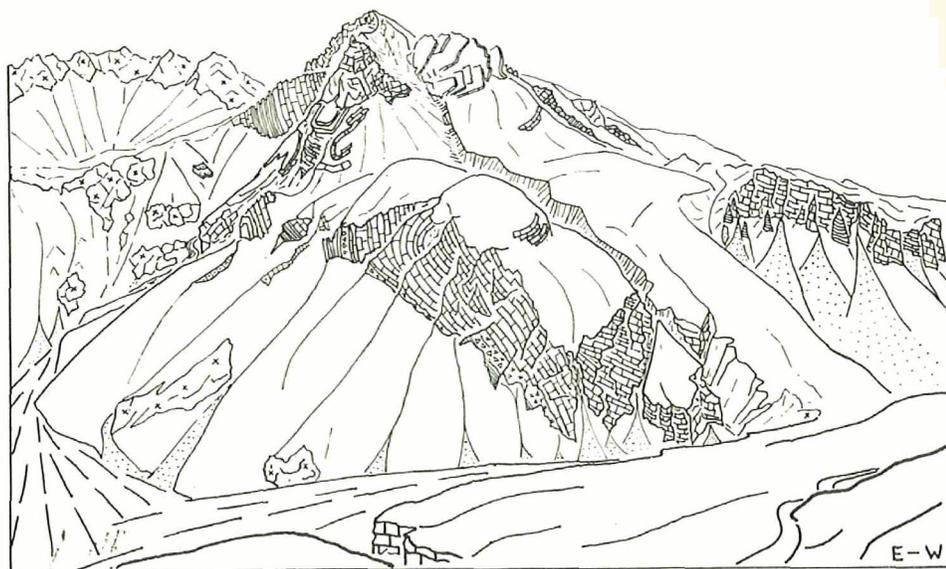


Fig. 26 Die Nordflanke des Piz Daint
(Legende siehe Fig. 24)

vielfach abweichende **Streichrichtung** spricht, durch Sackungen stark verstellt worden. Am schönsten sieht man die synklinale Umbiegung am Fusse des NE-Grates, der den P. 2820 trägt. Von hier ziehen die hellen, oberladinischen Grenzdolomite als **Synklinal**kern unter P. 2820 in die **grosse Rinne** der E-Wand, wo sie tektonisch stark angehäuft sind. Sie sind, wie schon **A. SPRIZ** feststellte, fensterartig aufgeschlossen. P. 2820 trägt über mächtigem inversem Arlbergdolomit eine Kappe aus Basiskonglomerat. Der **NE-Grat** wird zwischen P. 2820 und dem **Hauptgipfel** (P. 2969) von drei kleinen Zacken gebildet. Die nördlichste ist aus Arlbergdolomit, die restlichen zwei aus Anis und Buntsandstein in verkehrter Lagerung aufgebaut.

Die N-Flanke des Piz Daint wird durch einen riesigen E-fallenden Arlbergdolomit-Klotz beherrscht. Dieser und der nächst westliche sind durch **Schuttrinnen** vollständig isoliert. **Hess** (1953, p. 114 und Tafel IV) vermutet in ihnen Schuppen des Mittelbaues. In Wirklichkeit sind es Reste des verkehrten **Mittelschenkels** der Piz Daint-Falte. Von der **Passhöhe** aus kann man gut die darunterliegenden oberladinischen Grenzdolomite, Zellenkalk und Rauhwacken erkennen.

Die junge **Aufwölbung** des **Münstertaler Verrucano**, direkt im S, ist wohl an der argen Zerstückelung des Piz Daint durch zahlreiche Brüche schuld. An der E- und SE-Flanke dieses Berges sieht man sehr deutlich, wie die **Synklinalstruktur** gegen S an Bruch- und Scherflächen immer höher geschleppt wurde. Das Streichen der Schichten passt sich ebenfalls der Aufwölbung an, die hier **wohl** am deutlichsten in einer späteren Phase erfolgte.

In den **oberladinischen** Grenzdolomiten und Zellenkalken des **schönen Ladin-Profiles** (Fig. 17) auf der S-Seite des Tälchens, **zwischen** Il Jalct und Murtaröl, streichen sämtliche Faltenachsen **N-S** und NE-SW. Etwa 250 m weiter südlich (über der Doline)

bemerkt man **oberladinische** Grenzdolomite, die eine gegen SW offene Synklinale bilden. Auch hier, in engstem Raume, **erschliessen** sich zahlreiche, zum Teil stark abweichende, Schubrichtungen.

Die zahlreichen Brüche des Murtaröl sind auf Profil 11 dargestellt worden. Zu erwähnen ist vor allem der schön aufgeschlossene **«Murtaröl-Bruch»** mit einer **Sprung-**höhe von 300 m (vgl. LEUPOLD, 1934, p. 1060/61, EUGSTER 1962).

Die Plattform des Murtaröl ist von Moränen überdeckt. Auf ihr liegen grosse Klötze von Arlbergdolomit, Reste eines Bergsturzes, die wir auch auf der Strasse nach den Raibleraufschlüssen feststellen können. Der Murtaröl **wird** im E von einer tiefen Rinne durchschnitten. Sie markiert zugleich einen weiteren Bruch, der gegen den Piz Daint hinauf die isolierten **Überreste** des verkehrten Mittelschenkels von der Synklinale im E trennt.

INHEDER (1952, p. 66) fasst die Munt della Bescha-Teildecke von **BOESCH** und **LEUPOLD** als eine Schuppe des Unterbaues auf. Sie wird vorwiegend aus Hauptdolomit, etwas Rhät und einem kleinen Fleckchen **Kristallin** aufgebaut. Der Jalet besteht aus Hauptdolomit und etwas eingespiessten, blauen Rhätalken dieser Schuppe. Was wir am Kontakt der oberen mit der unteren und mittleren Trias heute sehen, ist vor allem die vertikale Bewegung am **Ofen-Schera-** und am Jalet-Bruch. Nirgends finden wir südlich des Ofenpasses eine **Überschiebungsfläche**, wie sie vielleicht im Stile **Oberbau/Unterbau** zu erwarten wäre.

Am SE-Hang des Jalet trifft man auf dem Weg nach Döss **dal Termel** schneeweisse **Dolomite**, die gegen oben allmählich in den Hauptdolomit übergehen. Es könnte sich hier bereits um obercarnische Dolomite handeln. Gegen S erscheint uns der II Jalet wie mit einem Messer von der **Murtaröl-Platte** abgeschnitten. Am **SW-Hang** genau auf 2200 m fallen Hauptdolomit und darunterliegende, oberladinische Grenzdolomite **isoklinal** gegen N ein und werden durch eine steil NE einfallende Scherfläche getrennt. Der NW-Hang ist von Gehängeschutt und Bergsturzmateriale überdeckt.

Die Gallo-Linie

Einleitend möchten wir auf die ausführliche Darstellung durch **HESS** (1954, p. 110/111 und 115) hinweisen. Da unsere Beobachtungen mit den seinen zum **grössten** Teil übereinstimmen, konnten Wiederholungen nicht ganz vermieden werden.

Als Gallo-Linie möchten wir jene Linie zwischen Val della **Fögliä** (Spöl) und Val Vau definieren, an der die Quattervals-Umbrail-Decke neben oder über der Scarl-Decke liegt. Gegen WNW ändern sich die Verhältnisse insofern, als die Scarl-Decke mit der **Terza-**Falte auf die Quattervals-Decke zu liegen kommt.

Erst durch **HEGWEIN** (1926) wurde man auf diese Linie aufmerksam. **STAUB** (1937) und **BOESCH** (1937) diskutieren ihre Rolle eingehender; sie wurde zur **Deckentrennung** zweiter Ordnung zwischen der mittelostalpinen Quattervals-Umbrail-Decke und der oberostalpinen Scarl-Decke. Letztere wurde in einer späteren Phase (Umbrailphase) durch die Umbrail-Quattervals-Decke in unserem Sektor und im Münstertal **überschoben** (**LEUPOLD**, 1934; **BOESCH**, 1937) und im Engadin eingewickelt (**HEGWEIN**, 1926).

HESS postuliert die Gallo-Linie als eine **Anschub-** und Prallzone, entlang welcher er einerseits im SW-Flügel der Scarl-Decke nirgends einen Muldenbau und andererseits in der Quattervals-Decke keine **Umbiegung** beobachten konnte.

In neuester Zeit wird die Funktion der Gallo-Linie als **Deckentrennung** vor allem durch **EUGSTER** (1959, 1962) und **CADISCH** (1961) abgelehnt (vgl. p. 423).



verstellt worden.
E-Grates, der den
ite als Synklinal-
n stark angehäuft
en. P. 2820 trägt
omerat. Der NE-
Leinen Zacken ge-
Anis und Bunt-

Arlbergdolomit-
nnen vollständig
des Mittelbaues.
Daint-Falte. Von
a Grenzdolomite,

vohl an der argen
der E- und SE-
ktur gegen S an
en der Schichten
in einer späteren

önen Ladin-Pro-
rtaröl, streichen
über der Doline)

Zwischen Val della Föglia und Val Vau sind die tektonischen Verhältnisse **ziemlich** einfach und klar. Wir **erkennen** zwei **Antiklinalzonen**, die Münstertaler **Verrucano-Kuppel** und die **Munt la Schera-Kuppel**, die sich bei Döss **dal Termel** seitlich **ablösen**. An diesem **langgezogenen SW-Flügel** der **Scarl-Decke** **stossen** nun die folgenden, verschiedenen Elemente an: **Quatervals-Decke**, **Serraglio-Scholle** und im E die **verschiedenen** Elemente der **Umbrail-Decke**.

An zwei Stellen – bei **Punt dal Gall** und bei **Plan da l'Asen** – **können wir** innerhalb unseres **Gebietes** **eine deutliche, diskordante Überlagerung** der **Scarl-Decke** durch die **Quatervals-Zone** beobachten. Auf der geologisch-tektonischen Kartenskizze (Tafel V) **fallen** uns diese zwei Lokalitäten sofort **durch ihr zungenartiges Ausbrechen** aus dem sonst geraden Verlauf der **Gallo-Linie** auf. **Dieses zungenartige Ausbrechen** ist nicht nur auf die **Intersektion zurückzuführen**, sondern auch auf **die wahrscheinlich** flachere **Neigung** der **Störungsfläche** an diesen zwei Lokalitäten. Die Neigung dieser Fläche kann eigentlich nur hier genauer angegeben werden (ca. 45°). Wir **dürfen annehmen**, da sonst an der Gallo-Linie wohl eine Diskordanz, **aber** nirgends eine **Überlagerung** der **Quatervals-Zone** auf dem Unterbau **festgestellt** werden konnte, dass es sich um zwei kleine Schuppen handeln **könnte**, die sich beim **Anschub** und **Anprall** der **Quatervals-Zone** an **den** Unterbau von ihrer Stammmasse losgelöst haben.

Allerdings konnte eine **sichere Abgrenzung** dieser Schuppen **im Süden**, d. h. innerhalb der **Quatervals-Zone**, nicht **nachgewiesen** werden, so dass diese zwei **«Schuppen»** auch zwei **Erosionsrelikte** der **Quatervals-Zone** rechts des **Spöls** darstellen **könnten**.

Im Gegensatz zur Gallo-Linie, die durch eine **breite Schutt- und Zerrüttungszone** **markiert** wird, **ist** die **Kontaktfläche** der **«Punt dal Gall-Schuppe»** relativ gut **aufgeschlossen**.

Die **grosse, flachliegende, norische** Sedimentplatte hat an ihrer Front, sie **leicht vor** sich **herschiebend, oberladinischen Grenzdolomit** in kleine Falten gelegt. Am **Spölweg**, am S-Ausgang der kleinen Schlucht, ca. 200 m vor dem Kontakt, **streichen** die **Faltenachsen** noch normal **NNE** (mit **WNW-Vergenz**). Je näher **nun** der Kontakt herantritt, **umsomehr** schwenken sie **über N** in eine **NW-Richtung** um. Dimes **schöne** Umschwenken des **Faltenachsenstreichens** zeigt nicht nur auf den **NW** (oder **SE**) gerichteten Schub, **sondern**, was viel wichtiger ist, wie **ausserordentlich** klein die **Überprägung** tatsächlich ist. Eine **Überprägung** trifft man aber nur unmittelbar **am** Kontakt **mit** den **«Schuppen»** selbst an, was für ihre selbständige Bewegung sprechen **dürfte**. **Während** das Nor praktisch nicht beansprucht **wurde**, findet man in den **oberladinischen Grenzdolomiten**, besonders im **rückwärtigen** Teil der schuppe, sehr **schöne Überschiebungsbreccien**.

In einer kleinen Runse (ca. 400 m **nördlich** von **Punt dal Gall**) bilden **massig-wirkende, hellgraue, poröse, «indifferent»** Dolomite eine erste kleine **Wandstufe**. Verfolgt man sie in ihrem **Streichen (hangaufwärts)**, so **bemerkt** man, dass es eigentlich **«verschweisste» oberladinische Grenzdolomit-Bänkchen** sind. Diese Dolomite konnten anscheinend dem Druck nicht ausweichen; sie wurden **geklüftet** und zerbrochen und später durch die Verwitterung, wenigstens oberflächlich zu **«indifferenten»** Dolomiten **verschweisst**. Ein **ähnliches** Gestein treffen wir **am** Weg unten als **schrangrossen Klotz**, der sich **rechtwinklig** an die **oberladinischen Grenzdolomiten** anlehnt. 10 m weiter **nördlich** bemerken wir eine mannshohe Bank von grauem **Arlbergdolomit**, der **keilförmig** in die **hellen oberladinischen Grenzdolomite** eingebrochen ist.

Die **«Plan da l'Asen-Schuppe»** **ist** im W deutlich durch eine **auffällige Schuttrunse**, die lediglich einen **Bruch** verdeckt, begrenzt. In der Val Ghaschabella bilden **Quatervals-Schichten** eine erste **Talverengung**. Die zahlreichen **Fältelungen** streichen **NW-SE** und **zeigen** eine deutliche **NE-Vergenz**. Die **Kontaktfläche** **ist** nur in einer kleinen Runse auf der rechten **Talseite**, **über** dem ersten aus **Arlbergdolomit** gebildeten **Talriegel**, auf-

geschlossen. Stark zerbrochene, oberladinische Grenzdolomite **werden** von schwarzen, bituminösen Kalken der Quattervals-schichten überlagert, mehr durch den **Farbunterschied** als durch die Diskordanz auffallend.

Zwischen den **beiden** «Schuppen» zieht die Gallo-Linie genau durch den Talboden. Beim kurzen, schluchtartigen Verlauf der **Aqua del Gallo** (ca. 1 km östlich von Punt dal Gall), greift noch ein kleiner, stark gestörter Arlbergdolomit-Klotz auf die linke **Bachseite** über. Durch eine etwa 10 m breite Schuttzone wird er von den **Quattervals-Schichten** getrennt.

Gegen NW verlässt die Gallo-Linie südlich des P. 1839 und bei Punt Periv unser Arbeitsgebiet. Ca. 350 m nach Punt Periv auf dem Wege nach Punt Praspöl steht **Basiskonglomerat** des **Ladin** an, darunter reduziertes Anis und am Spöl unten Buntsandstein, alles steil W-fallend. Über dem Basiskonglomerat des **Ladin** folgen ca. 20–30 m Schutt, und darüber erhebt sich eine 30 m hohe Wand aus vollständig tektonisiertem, von zahlreichen Scherflächen durchzogenem Dolomit, der allmählich in sicheren steil **SW-fallenden** Hauptdolomit überzugehen scheint. Wir haben also eine totale Reduktion des Carn und praktisch des ganzen **Ladin**.

Gegen ESE, am Munt la Tagliata, ist die Gallo-Linie durch Moränen und Schutt vollständig bedeckt, ebenso in der Val del Orsa. **Hess** erwähnt einen ((strapazierten **Hauptdolomit**)), der bereits zur Scarl-Decke gehören könnte. Allerdings liegen hier viele **Ladin-klotze** herum, die Reste eines kleinen Bergsturzes darstellen. Er wäre 300 m weiter nördlich zu beheimaten, wo sich eine steile Felswand aus **Arlbergdolomit** erhebt. Sie **stellt** bereits den E-Schenkel der Chaschabella-Mulde dar. Wir gehen mit **Hess** einig, dass längs der Gallo-Linie im SW-Flügel der «**Scarl-Decke**» kein Muldenbau unmittelbar erkennbar ist. Ebenso konnten wir in der Quattervals-Zone keine **Umbiegung** feststellen, sondern ganz **im** Gegenteil erschliesst uns der Weg zwischen Alpe del Gallo und Plan da l'Asen am SW-Hang des Munt la Tagliata eine schöne NE–SW streichende **Antiklinale**. Ihre Achse streicht also parallel zur Bewegungsrichtung der **Quattervals-Zone**. Diese sicher «transportierte» Struktur wird lediglich durch kleinere Brüche gestört.

Ebenso hat die Umbrail-Phase auf die primären Strukturen des **Unterbaues**, die hier besonders nah an die Gallo-Linie herantreten, überhaupt nicht eingewirkt (vgl. Profile 1, 2 und 3). Die teilweise **Überprägung** der primären Strukturen nimmt von S nach N zu; sie kann also niemals durch die Umbrail-Phase verursacht worden sein. Weiter müssen wir annehmen, dass die **ausschliesslich** obertriadischen Sedimente der Quattervals-Zone während der Umbrail-Phase über den carnischen Rauhwacken abgeschert wurden. Diese norischen Sedimente **können** also niemals einen grossen Druck auf den Unterbau der Scarl-Decke verursacht haben, sonst wären sie, statt auf ihn einzuwirken, über unser Gebiet nach N verfrachtet worden.

Die Gallo-Zone kann man sich nur im Zusammenhang mit den parallel zu ihr verlaufenden, gossen Kulminations- und Depressions-Zonen der Unterengadiner Dolomiten vorstellen. Sie ist eine Depressions-Zone mit steilem NE-Schenkel (= **SW-Flügel** der Scarl-Decke), und flachem, durch **grosse** Brüche abgesetztem SW-Schenkel. Dieses Bild würde der Gallo-Zone in einem frühen Stadium entsprechen. Bis zur Umbrail-Phase mag eine längere Erosionszeit gelegen haben (BOESCH, 1937, p. 82). Danach wurde die «**Quattervals-Decke**» über die Rauhwacken abgeschert und gegen den «**SW-Flügel** der **Scarl-Decke**» geschoben. Dabei musste sie sich den diversen Unebenheiten des Untergrundes anpassen, was sich durch einen raschen Wechsel der Streichrichtung auswirkte.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die Gallo-Zone primär eine **Depressions-Zone** ist. Sie entstand zur gleichen Zeit wie die **Ofenpass-Einwalmung**, die Münster-

taler- und die Munt la Schera-Kuppel. Erst in der jüngsten Phase wurde sie zur «Anschub-Zone»; grössere Gleitflächen fehlen deshalb vollständig. Die Gallo-Linie dürfte, vereinfacht ausgedrückt, einen normalen, nachträglich verbogenen «Bruch» darstellen. Die primären Strukturen des Unterbaues und die «transportierte» Struktur der Quattervals-Zone am Munt la Tagliata wurden durch den Anschub in keiner Weise gestört oder überprägt.

Anhang:

Die Bruchsysteme

In diesem Abschnitt wird lediglich **versucht**, die **grossen, tektonischen** Linien und **Brüche** in ein System einzureihen. Die zahlreichen kleineren Störungen sind aus der geologisch-tektonischen Karte ersichtlich (Tafel V). Wir können drei Systeme **auseinanderhalten**:

1. WSW-ENE streichende **Blattverschiebungen**
 2. **WNW-ESE, parallel** der Ofenpass-Depression streichende Brüche
 3. **SW-NE** streichende **Brüche**
1. Sie entstanden beim Vortrieb der Botsch-Buffalora-Deckfalte und sind als die **ältesten Störungslinien zu betrachten**. Sie wurden später, vor allem die **zentrale Schera-Linie, durch die Aufwölbung im Untergrunde regeneriert und überprägt**.
 2. **Der einzig markante** ist der Ofen-Schwa-Bruch. Es ist möglich, dass er primär als **Blattverschiebung** angelegt worden ist. Durch die Ofenpass-Depression wurde er aber stark **vertikal überprägt** und **gegen NW** durch die **Chavagl-Linie** abgelöst. Letztere wurde ebenfalls, vor allem durch die **Aufstauchung des Munt la Schera, bruchartig regeneriert**. Weitere, **kleinere Brüche** findet man beim P. 2116 und nördlich des P. 2316. Sie versetzen die Serien **treppenartig** gegen die **Ofenpass-Depression** ab.
 3. Zu diesem System rechnen wir im W die zahlreichen **Brüche** an der **Ofenpassstrasse** bei **Punt la Drossa**. Als markantester Vertreter seien der **La Drossa-Bruch** (250 m **Sprunghöhe**) und der **Periv-Bruch** (bis 350 m **Sprunghöhe**) erwähnt. Letzterer scheint NE des P. 2023 sehr rasch **abzuklingen**. Im E, **ebenfalls** von der **Ofenstrasse** aus, **kann man** den **Orsa-, Jalet- und Murtaröl-Bruch** beobachten.
Bei allen diesen **Brüchen** ist jeweils der NW-Schenkel gehoben worden.

III. Zusammenfassung

Während in einem engbegrenzten Gebiet die zeitliche Folge der einzelnen **Bewegungsphasen** relativ einfach festzustellen ist, **stösst** man beim Einfügen in den grossen Rahmen auf enorme Schwierigkeiten und Widersprüche.

Die erste Schwierigkeit begegnet uns im Vergleich zu den südlich, westlich und nordwestlich gelegenen Gebieten im unterschiedlichen Alter der Sedimente. Hier **Unter- und Mitteltrias**, dort nur **Obertrias**. Im ganzen Gebiet der **Engadiner Dolomiten** ist die **Obertrias** als **Oberbau** über den **carnischen Rauhwacken** abgeschert worden.

Wir wollen hier nur auf die Zusammenhänge innerhalb der «**Scarl-Decke**» eingehen, denn das gegenseitige Verhalten zwischen Quattervals-, Scarl- und Silvretta-Decke kann nicht von unserem Gebiet aus beurteilt werden.

Die erste grosse NW und W gerichtete Schubphase erfasste vor allem den «Unterbau» und legte ihn in Falten und Schuppen, während der «Oberbau» disharmonisch mitgefaltet sein dürfte. Diese Schubphase **könnte** vor der **Überschiebung** des Ganzen erfolgt sein, doch fehlen uns für diese Annahme konkrete **Beweise**.

Zu diesen primären Strukturen gehören in unserem Gebiet: Munt la Schera-Antiklinale, Chaschabella-Mulde, Tagliata-Mulde, Botsch-Bufferalora-Zone, **Bufferalora-Aufwölbung** und die Piz **Daint-Falte**. Der Schub kam dabei von E. Während diese **Schubrichtung** für den Piz **Daint** und für grosse Teile der Munt la Schera-Antiklinale und Chaschabella-Mulde deutlich zu sehen ist, müssen wir für die Botsch-Bufferalora-Zone eine Aufspaltung der Schubrichtung in zwei Komponente vornehmen, deren eine gegen WSW (Bufferalora) und deren andere gegen WNW (Val **dal** Botsch) gerichtet sind. Wir erhalten also einen Bogen. Einen Halbbogen beschreibt ebenfalls die **Chaschabella-Mulde**.

SPITZ und **DYHRENFURTH** verbanden **bekanntlich** den W-alpin und den E-alpin **streichenden** Flügel der **Engadiner Dolomiten** zu einem grossen Bogen und reichten auch dieses Gebirgsdreieck in das System der rhätischen Bögen ein. Diese **Bogentheorie** hat sich nun, wenn auch in einem viel bescheideneren Rahmen, für den Unterbau in den zentralen Engadiner Dolomiten bewahrheitet.

Beim Vortrieb dieser Falten und Mulden entstanden die WSW-ENE streichenden **Blattverschiebungen**, wie die Tagliata-, die Bufferalora-, die südliche- und die zentrale Schera-Linie. Querschlägig zu ihnen entsteht im N die östliche Schera-Linie, eine Seherfläche, die die Munt la Schera-Antiklinale weiter aufstaut.

Dieser allgemeine W-Schub in unserem Sektor könnte eine Vorstufe¹ zur **Hauptphase** (mit WNW bis NW-Vergenz) darstellen. Letztere ergriff vor allem die Gebiete nördlich der Ofenpass-Linie und legte sie in Schuppen und **Falten**. Die SW-NE bis SSW-NNE streichenden Strukturen **des** Unterbaues in den SE **Unterengadiner Dolomiten** (zwischen Scarl, Ofenpass und **Sta. Maria**) zeigen einen gleichen **Faltungsstil** wie der unsere.

Die Chavagl-Falte dürfte der **«Hauptphase»**, die unser Gebiet nur randlich im N berührte, zugeschrieben werden. Durch ihre ESE-Vergenz kann sie nur im Zusammenhange mit einer grossen Blattverschiebung und deren Mechanismus erklärt werden. Diese Blattverschiebung vermuten wir heute im nachträglich vertikal stark **überprägten** Ofen-Schera-Bruch. Die östliche Schera-Linie setzt sich in der Chavagl-Falte fort und ist dort identisch mit deren internen **Überschiebungslinie**.

Zahlreich sind die über das ganze Gebiet regellos verteilten und in allen Strukturen anzutreffenden SW-NE bis SSW-NNE streichenden Faltenachsen. Sie sind auf die endgültige Abscherung des «autochthonen» Hauptdolomites und (oder) durch die über alles hinweggleitenden höchsten oberostalpinen Decken zurückzuführen. Sie sind also in der gleichen Phase angelegt worden, **in** der auch, nördlich der **Ofenpass-Linie**, die endgültige Verfrachtung des Hauptdolomites gegen NW erfolgte und der Mittelbau und die **kristallinen Klippen** und **Halbklippen** entstanden sind.

Alle diese Strukturen werden von den grossen NW-SE verlaufenden **Kulminations-** und Depressions-Zonen der **Engadiner Dolomiten** quer durchschnitten und erheblich gestört. Die markanteste **Aufwölbung** ist wohl die Münstertaler Verrucano-Kuppel, die sich gegen NW in der **«diapirartig»** emporgetriebenen Kuppel des Munt la Schera fortsetzt. Parallel zu ihr verlaufen zwei Depressions-Zonen; im N die **Ofenpass-Einwal-**

¹ Es ist natürlich hypothetisch von einer Vorstufe zu sprechen, wenn man keine konkreten Beweise dafür hat. Ebenso **gut** könnte die **«Vorstufe»** der Hauptphase zugeordnet werden oder gar eine Nachphase darstellen. Eine Vorstufe scheint einfach den Gegebenheiten am besten zu entsprechen.

mung und im S die Mora-Gallo-Depression. Die **Überprägung** der primären Strukturen ist besonders **schön** am Piz **Daint** zu sehen, wo dessen Synklinale gegen **S** an Brüchen und Scherflächen **sukzessive** emporgestaucht wurde. Die zentrale Schera-Linie, der Ofen-Schera-«Bruch» und die Chavagl-Linie erfahren eine vertikale **Überprägung**. Die Botsch-Buffalora-Zone erscheint uns zwischen den **beiden** letzteren **Störungslinien** grabenartig abgesackt.

Die Mora-Gallo-Depression wurde längs ihrer Achse durch die jüngste NE-gerichtete Schubphase, die Umbrail-Phase, erheblich gestört. Die norischen Sedimente der **Quaternals-Zone** wurden, quasi als breiter, flacher SW-Flügel der Mora-Gallo-Depression, gegen ihren eigenen, steil gestellten NE-Flügel (= **SW-Flügel** der «**Scarl-Decke**») angeschoben. Diese Anschubfläche bezeichnete **Hess** als Gallo-Linie.

Da die **Quaternals-Zone** sicher zum grössten Teil über die **carnischen Rauhacken hinweggeglitten** ist, kann sie niemals stark **auf** den Unterbau der «**Scarl-Decke**» eingewirkt haben. Innerhalb unseres Gebietes **werden** nur lokal SW-NE streichende Faltenachsen durch zwei kleine «Schuppen» der **Quaternals-Zone** in NW-SE streichende überprägt.

Es sei aber auch eine weitere Möglichkeit erwähnt¹. Die norischen Sedimente, südlich der Gallo-Linie, sind auf dem Munt **la Schera**, dem Munt **Buffalora** und auf dem Piz **Turettas** zu beheimaten. Durch die **Aufwölbung** des Untergrundes glitten sie in die ausgedehnte **Gallo-Mora-Depression** hinein, wobei **sie** im **S** auf den dort liegenden **Fraele-Lias** **aufführen**. So können die **SW-vergenten** Strukturen in der Quaternals-Gruppe und die **Überlagerung** der **Quaternals-Zone** auf den **Fraele-Lias** sehr einleuchtend **erklärt werden**. Bei dieser Interpretation müssen wir aber doch noch eine letzte NE-gerichtete Bewegung annehmen, da die Vergenz der **Fältelungen** entlang der **Gallo-Linie** NE gerichtet ist.

Die Umbrail-Phase beanspruchte vor **allem** die obertriadischen Sedimentmassen südlich der Gallo-Linie zwischen **Ortler** und **Engadin**, die sich, besonders in der **Quaternals-Gruppe**, den Strukturen des Untergrundes anpassen mussten.

Nördlich der Gallo-Linie sind von dieser letzten Phase keine Anzeichen vorhanden. Die Umgestaltung des Gebirges kam jedoch **zu** keinem Stillstand, was die zahlreichen SW-NE und SSW-NNE verlaufenden Brüche zeigen. Sie können oft erhebliche Sprunghöhen (bis 400 m) erreichen, sind aber, obgleich **sie** zu den schönsten und deutlichsten Erscheinungen in unserem Gebiet gehören, nicht über grössere Strecken zu verfolgen. Sie flauen rasch ab und werden oft von einem parallel verlaufenden Sprung abgelöst. Sie sind, wenigstens die meisten von **ihnen**, jünger als die Umbrail-Phase und nicht durch sie verursacht worden, wie **Hess** (1953, p. 131) vermutet. Gleich alt oder auch älter als die Umbrail-Phase dürfte der Orsa-Bruch sein.

Die anderen dagegen, so der La Drossa-, der Periv- und der Murtaröl-Bruch sind sicher jünger. Deutlich setzt sich der **Periv-Bruch** in der Quaternals-Zone fort.

Man muss eine erneute **Mobilisierung** des Untergrundes annehmen, die zum Teil alte Störungslinien auffrischte. So stechen zum Beispiel die zentrale Schera-Linie und dann vor allem der Ofen-Schera-Bruch morphologisch so klar hervor, dass wir an ihnen allerjüngste **Bewegungen annehmen** dürfen.

¹ Freundliche mündliche Anregung von Herrn Prof. Dr. R. **TRÜMPY**.

D. MORPHOLOGIE

Die stumpfen, glazial geformten Höhenzüge der Munt la Schera–Munt **Buffalora-**Gruppe bilden einen bestechenden morphologischen Gegensatz zu den sie umrahmenden, über der **Schliffgrenze** liegenden, zackigen Gipfelreihen. Der Gegensatz steigert sich noch durch den relativ gering wirkenden Höhenunterschied dieser **zwei** gegensätzlichen, morphologischen Formen, wenn wir sie im Verhältnis zu ihrer Höhe über der Talsohle vergleichen. Während sich die Gipfel nördlich der Ofenpass-Furche 1000–1100 m über den Talboden erheben, erreichen unsere Gipfel beinahe 800 m.

Damit ist auch die Eishöhe der Vergletscherung ziemlich genau festgelegt, die **min-**destens 2700 m betragen haben muss. Moränenmaterial wurde auf folgenden Höhen gefunden: Munt la **Schera** (2587 m), Buffalora-Kette (2631 m) und P. 2641 (Piz **Daint**).

BÖESCH (1937, Tafel IV) unterscheidet innerhalb unseres Gebietes folgende ältere, glaziale Entwicklungsstufen:

Champsech-Stadium	(IV Gschnitz)	} nach R. HANTKE: Spätwürm Hochwürm
, Champlösch-Stadium	(V Bühl)	
Muottas da Grimmels-Stadium	(VI Würm)	
, Munt la Schera -Stadium	(VII Riss)	

Das Moränenmaterial besteht überwiegend, mancherorts sogar ausschliesslich, aus der grünen Verrucano-Varietät. Dazu kommen noch Buntsandstein, grüne **Verrucano-**Blöcke mit Quarzporphyr-Einschlüssen und noch vereinzelt Paragneise und helle Münstertaler-Granite.

Die Moränen sind oft verrutscht, abgesackt oder verschwemmt worden. Die **Ab-**trennung zu Gehängeschutt oder **Sackungsmaterial** ist in den tieferen Lagen, wo **Ver-**rucano ansteht, aussichtslos. Die Unterscheidung der verschiedenen oben aufgeführten Stadien **anhand** ihres **Moränenmaterials** ist **wegen** der Uniformität der Erratika sehr schwierig, **wenn** sie nicht überhaupt unmöglich ist.

Die verschiedenen Stadien lassen sich innerhalb unseres Gebietes **lediglich** durch die terrassenartige Coupierung des Geländes verfolgen. Viele dieser Terrassen aber verdanken **ihr** Entstehen den tektonischen Vorgängen. Erst später wurden sie durch die glaziale **Schürfung** akzentuiert. Nicht jede Stufe in der Landschaft stellt also ein Glazialstadium dar.

Eine solche prae-glaziale Stufe bildet **zum** Beispiel die zentrale Schera-Linie zwischen P. 2283 und P. 2386, ebenso der Ofen-Schera-Bruch bei Murtera da Chantan und zum Teil auch die Gallo-Linie.

Die Eisströme passten sich natürlich diesen Stufen an und weiteten sie oft zu **Tal-**trogrändern aus.

Die Anpassung von Eis und Wasser an tektonischen Schwächezonen zeigt sich besonders schön an der Gallo-Linie. Entlang dieser, so am Munt **la** Tagliata, an den Stirnen der zwei «Schuppen» bei Plan da **l'Asen** sowie zwischen P. 1839 und P. 2017 (Murtarous) fanden die alten **Flusssysteme** und die Gletscher eine Zone vor, in der sie sich ohne **grosse** Mühe eingraben und ihr Material ablagern konnten.

Es ist deshalb nicht verwunderlich, dass die Gallo-Linie in diesen Sektoren nur morphologisch sichtbar ist. Nur dort, wo sich **das** **Flusssystem** in jüngster Zeit **quer** zur Gallo-Linie **durchgefressen** hat, so der Spöl unterhalb **Punt dal Gall** sowie die Ova **Chascha-**

bella, ist sie überhaupt aufgeschlossen. Die **Ova dal Orsa** hingegen ist mit ihrer rückgreifenden Erosion noch nicht an der **Gallo-Linie** angelangt.

Die alten **Talläufe** sind auf der morphologischen Karte von **BOESCH** eingezeichnet worden (vgl. auch **HEGWEIN**, **Geologische Karte der Quaternals-Gruppe**; **SPITZ** und **DYHRENFURTH**, 1914, p. 83/84).

R. HANTKE sowie die früheren Autoren lassen das Eis des **Inntal-Gletschers** im Hochglazial über den **Ofenpass** gegen das **Vintschgau** fließen. Als Hauptgründe werden die **ausserordentlich** mächtige **Eismasse** des **Inntal-Gletschers** angegeben (bis 1200 m), die jeden aktiven **Vorstoss** gegen das **Inntal** zur Umkehr gezwungen haben **muss**, ferner das allmähliche Abfallen der **Schliffgrenze** von E (**Pis Sursassa**, nahezu 2700 m) nach W und die **Rundhöckerstrukturen** am Ofenpass.

Dieser Annahme stellten **SPITZ** und **DYHRENFURTH** (p. 81) und **BOESCH** (1937, p. 93) folgende sehr berechnete Tatsachen entgegen: das **Moränenmaterial** in unserem Sektor **kann** nur aus dem Gebiet des **Piz Dora** und des **Piz Turettas** kommen; typische **Engadiner Erratika** (**Julier-Granite**, **Serpentine** etc.) **fehlen** in den höheren Stadien **vollständig**; sie **stellen sich** erst im **Laschadura-Stadium** (nach **BOESCH**, Stadium III **Daun**) ein.

Auch das Abfallen der **Schliffgrenze** von E nach W kann uns nicht ganz überzeugen. Denn die folgenden Berge sind im E morphologisch eindeutig glazial **überprägt** worden: **Munt la Schera** (2587), **Buffalora-Kette** (2631), **P. 2641** am **Pis Daint** und die **Cima di Serraglio** (2684). Die lokale **Vereisung** jedes dieser Gipfel in der **Daun-Zeit** **dürfte** nicht für eine so **allgemeine** und starke **Verflachung** dieser **Gipfelregionen** ausgereicht haben, sondern sie **müssen** vielmehr schon **früher glazial überprägt** worden sein.

Es lag nicht im Rahmen dieser Arbeit, eine **genaue** Untersuchung des Quartärs vorzunehmen. Eine solche **Untersuchung würde**, besonders für die **höchsten** glazialen Stadien — denn die tieferen und das **Alluvium** hat **BOESCH** ja **sehr** eingehend beschrieben — eine **grosse** Arbeit für sich ergeben. Trotzdem möchten wir kurz die eiszeitliche Entwicklung **darstellen**, wie sie uns am **plausibelsten** erscheint.

Im **Hochwürm**, zur Zeit der **grössten Vereisung**, **muss** der **Inntal-Gletscher** dank seiner **grossen Eismächtigkeit** einen starken Arm über den **Ofenpass** gegen das **Vintschgau** gesandt haben. Dadurch staute er die gegen das **Inntal** **fließenden**, lokalen Gletscher unseres Gebietes **zurück** und zwang ihnen seine **Bewegungsrichtung** auf. Beim **Rückzug** des **Inntal-Gletschers** erlangten die lokalen Gletscher ihre **Selbständigkeit** wieder und folgten dem abziehenden **Ofenpassarm** des **Inntal-Gletschers**. Dabei **feigten** sie die **Engadiner Erratiker** weg und lagerten ihr **eigenes**, d. h. das **Verrucano-Material** ab. Nach **PENCK** kann ja ein **Rückzugsstadium** zugleich einem **Vorstoss** entsprechen. Dieses **Moränenmaterial** finden wir heute auf der **Buffalora-Kette** und auf dem **Munt la Schera-Plateau** wieder (**Munt la Schera-Stadium** = **Hochwürm**).

BOESCH (1937, p. 92) scheidet als nächst **jüngere** (und tiefere) Phase das **Muottas da Grimmels-Stadium** (VI) aus. Da aber die diesem **Stadium** zugeschriebenen **Hochflächen** und Stufen meistens **primär** tektonischer Natur sind (zentrale **Schera-Linie**), neigen wir eher zur **Auffassung**, dass **dieses** Stadium **kein** selbständiges ist, sondern dem **jüngeren** und mächtigeren **Champlönch-Stadium** zugerechnet werden sollte.

Ein **mächtiger**, breiter **Eisstrom** floss in diesem **Spätwürm-Stadium** vom **Val Mora** her (**Piz Turettas-Gletscher**) über **Mots** (P. 2443 und P. 2364) und **Juf Plaun**, einen prächtigen **alten** **Taitrog** bildend, einerseits in das **Ofenbergtal** hinein, andererseits um den **Munt la Schera** herum. Dieser Gletscher lieferte sämtliches **Moränenmaterial** (vorwiegend **Verrucano**), das sich **zwischen** 2200 und 2400 m befindet.

Ob die **grosse** Moräne auf der **Alp la Schera** (2091 m) in dieses oder in ein jüngeres Stadium einzureihen ist, kann nicht ausgesagt werden. **Dieses Moränenmaterial unter-**

scheidet sich vom übrigen Moränenmaterial vor allem durch die hier auftretenden **grossen** Verrucano-Blöcke, die sicher aus dem grossen Verrucano-Aufbruch (bedingt durch die zentrale Schera-Linie, ca. 200 m südlich der Alp la Schera) stammen müssen.

Im Daun, im letzten Vergletscherungs-Stadium also, bildeten sich auf den Gipfeln kleine Eiskappen, die nach **allen** Seiten hin kleine Gletscher sandten, die aber die **Haupt-**täler nicht mehr erreicht haben dürften.

Sehr schön erhalten sind diese letzten Vergletscherungen am Tanter Pizza (2681 m) und am Piz Dora. An anderen Stellen konnten keine Spuren dieser letzten **glazialen** Entwicklung festgestellt werden.

Der kleine **Lokalgletscher** am Tanter Pizza sandte einen schwachen Arm gegen Döss **dal Termel** und einen stärkeren ins **Muliniersch** hinab. Die Moränenwälle des schwächeren Armes sind etwa bis zum Absatz auf 2600 m verfolgbar. Seine **Erosionskraft** zeigt sich aber auch etwas tiefer in einer **wannenförmigen** Mulde **zwischen** 2480 m und 2560 m.

Der stärkere Arm ist im **Muliniersch** durch Wall- und Seitenmoränen prächtig markiert. Die Seitenmoränen finden sich etwa am «Grat» zwischen dem **Muliniersch** und der **grossen** Rinne in der E-Wand des Piz Daint. Diese Seitenmoränen schliessen also ein **Übergreifen** des Gletscherarmes auf das Murtaröl-Plateau aus. Er bewegt sich vielmehr direkt gegen das Münstertal hinab.

Ein weiterer kleiner **Gletscherarm** floss beim Piz Dora im ausgeweiteten Tälchen westlich des Pizzet (P. 2381). Seine Wallmoräne bildet den auffallenden Boden des P. 2214.

An der steilen Hangstufe (an der S-Flanke des Münstertales), zwischen 2200 und 1900 m lassen sich Moränenmaterial, Gehängeschutt und Sackungsmaterial des anstehenden Verrucano nicht mehr gegenseitig unterscheiden.

SPITZ und DYHRENFURTH vermuten, da die Erosion auf der E-Flanke des Ofenpasses viel stärker als auf der W-Flanke ist, dass die Wasserscheide des Ofenpasses früher weiter östlich gelegen sein müsse. Diese starke, tief einschneidende, fluviale Erosion dürfte sicher die gewaltige **Sackung** des Verrucano zwischen Tschierv und Valchava verursacht haben. Nach LEUPOLD (1934, p. 1061) sind die oberen Sackungsmassen von Daunmoränen bedeckt; die Sackung und die rückgreifende Erosion der Rom sind demnach interglazial.

Auffallend ist auch der riesige Schuttkegel der Multetta, ebenso der allerdings viel kleinere Schuttkegel zwischen **Ils** Bügels und P. 1870 an der Ofenstrasse. Beide haben sich an der Verrucano-Sackungsmasse bei Tschierv aufgestaut (vgl. LEUPOLD). Die Wasserscheide-Verschiebung gegen W ging also postglazial weiter.

Die jüngeren Stadien und die Talgeschichte sind von **BOESCH** sehr eingehend geschildert worden. Ebenso verdanken wir SPITZ und DYHRENFURTH eine Menge von interessanten Beobachtungen und Anregungen. Obgleich diese zwei hervorragenden Geologen in ihrer Bescheidenheit ausdrücklich betonen, dass ihrem Quartär-Studium eher gelegentliche Beobachtungen als planmässige Untersuchung zugrunde liegen, ist ihnen doch nichts Wesentliches entgangen. Auch hier haben sie bahnbrechend gewirkt.

Die zahlreichen, sehr schönen Solifluktions-Erscheinungen wurden von G. FURRER in seiner eigens diese Erscheinungen behandelnden Dissertation ausschöpfend dargestellt.

Abschliessend möchten wir noch auf die zahlreichen in unserem Gebiet auftretenden Sackungen und auf die **allerjüngsten** Bewegungen hinweisen.

Die deutlichste und grösste Sackung, **ausser** derjenigen im Münstertal, ist die der nördlichen **Munt la Schera-Plattform**. Der Abrissrand dürfte dabei, wie schon auf p. 429 und p. 436 **erwähnt** wurde, eine alte, nicht mehr nachweisbare Störungslinie benützt haben.

Zahlreiche kleinere und **grössere** Sackungen, die anstehendes oder **Moränenmaterial** ergreifen und heute noch in Bewegung sind (krummgewachsene Baumstämme), findet man am God la Drossa, God **dal** Fuorn (besonders am Ausgang des Val **Chavagls** auf der linken **Talflanke**), am God Val Brüna, an der Murtera da Chantan sowie am God la **Schera** (nördlich der zentralen Schera-Linie), **wo** deutlich Verrucano-Moränenmaterial durch Abrutschen auf junge verfestigte Terrassenschotter des Spöls (etwa zu vergleichen mit der «**Nagelfluh**» von **Cinuos-Chel**) zu liegen kommt.

Dass sich diese Sackungen ständig in einer labilen Gleichgewichtslage befinden, haben vor allem **die** niederschlagsreichen Sommermonate des Jahres **1960** gezeigt. Zahlreiche Sackungen, auch ältere, verfestigte, wurden an frischen Abrissrändern mobilisiert und in Bewegung gesetzt.

Bergstürze kommen seltener vor. Der grösste, am N-Hang des Piz **Daint**, und ein kleinerer im **oberen Val del Orsa** sind auf p. **439** und p. **441** erwähnt worden. Dazu kommt noch ein kleinerer Bergsturz beim letzten «a» von Val Brüna an der Murtera da Chantan.

Aber nicht nur oberflächlich ist alles noch im Gange, sondern auch der Untergrund ist noch **nicht** zur Ruhe gekommen. Alte **Störungslinien**, so die zentrale Schera-Linie und der Ofen-Schera-Bruch, zeigen sich morphologisch so klar und deutlich, dass man an ihnen **allerjüngste** Bewegungen vermutet.

Literaturverzeichnis

- AMPFERER, O., & Hammer, W.** (1911): Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom **Allgäu** zum Gardasee. Jb. k. k. geol. R.-A. 61, 3/4, 531-710 (Wien).
- AMPFERER, O.** (1914): Über den Bau der westlichen **Lechtaler** Alpen. Jb. k. k. geol. R.-A. 64, 1/2, 307-326 (Wien).
- (1928): Die Relieffüberschiebung des **Karwendelgebirges**. Jb. geolog. B.-A. 78, 1/2, 241-256 (Wien).
- (1929): Einige Beispiele von **Kerbwirkung** und Relieffüberschiebung aus den Südtiroler Dolomiten. Jb. geolog. B.-A. 79, 1/2, 241-256 (Wien).
- (1932): Zur Grosstektonik von Vorarlberg. Jb. geolog. B.-A. 82, 31-64 (Wien).
- ARBENZ, P.** (1934): Exkursion Nr. 92 B. II Fuorn (**Ofenpass**)-**Punt** Praspöl-Murtèrsattel-Val Cluozza-Zemez. Geol. Führer Schweiz, 14, 1064 (Basel).
- ARTHABER, G. von** (1906): Lethaea geognostica, II. Teil, Mesozoikum, Bd. 1. Die alpine Trias des **Mediterrangebietes**.
- BOESCH, H.**, (1934): Beitrag zur Kenntnis der Stratigraphie der Unterengadiner Dolomiten. Diplomarbeit Univ. Zürich (**Manuskript**).
- (1936): Der Bergbau am Ofenpass, nördlich der Passhöhe. Jber. natf. Ges. **Graub.**, LXXIV., NF, 109-122.
- (1937): Geologie der zentralen Unterengadiner Dolomiten zwischen Ofenpass und Val **Laschadura** (Graubünden). Diss. Univ. Zürich.
- BOTTERON, G.**, (1961): Etude **géologique de la région du Mont d'Or (Préalpes romandes)**. Eclogae geol. Helv., 54, 1, 29-106.
- BÜRGL, J.**, (1934): Beitrag zur Triasstratigraphie des Scarltales. Diplomarbeit Univ. Zürich (Manuskript).
- BURKARD, G.**, (1953): Geologische Beschreibung der Piz-S-Chalambert-Gruppe (Unterengadiner Dolomiten) Diss. Univ. Bern.
- BÖSE, E.**, (1896): **Zur** Kenntnis der Schichtenfolge im Engadin. Z. dtsch. geol. Ges. 48, 557-631.
- BRÜCKNER, W.**, (1941): Über die Entstehung der **Rauhacken** und Zellendolomite. Eclogae geol. Helv., 34, 1, 117-134 (Basel).
- CADISCH, J., & STAUB, R.**, (1921): Zur Tektonik des **Unterengadiner** Fensters. Eclogae geol. Helv., 16, 2, 223-285.

- CADISCH, J.**, (1934): Exkursion Nr. 95. Umgebung von **Schuls** (Unterengadiner Fenster). Geol. Führer Schweiz 14, 1085–1089 (Basel).
 - (1953): Geologie der Schweizer Alpen. **WEPF & Co.**, Basel.
 - (1961): Geologie des Grenzgebietes zwischen West- und Ostalpen. Verh. geol. B.-A., Heft 2, 115–124.
- CAYEUX, L.**, (1935): Les **Roches sédimentaires** de France. **Roches carbonatés**, Masson et Cie, Paris.
- DEBELMAS, J.**, (1952): Les **brèches** du Trias supérieur dans le **Massif** de Gaudent. Trav. Lab. **Géol.** de Grenoble.
- DE SITTER, L. U.**, (1956): Structural geology. **McGraw Hill**, New York.
- DUNBAR, C. O. & RODGERS, J.**, (1958): **Principles** of Stratigraphy. Wiley, New York.
- EUGSTER, H.**, (1923a): Geologie der Ducangruppe (Gebirge zwischen **Albula** und **Landwasser**). Beitr. geol. Karte Schweiz (N.F.) 49, 3 (Bem).
 - (1923b): Der **Ostrand** des Unterengadiner Fensters. Eclogae geol. Helv. **18, 2**, 249–252 (**Basel**).
 - (1959): Beitrag zur Tektonik der Engadiner Dolomiten. Eclogae geol. Helv., **52, 2**, 555–562.
 - (1962): Exkursion Ofenpass. Geologischer Führer der Schweiz (Manuskript).
- EVANDS, O.F.**, (1949): Ripple marks as an **aid** in **determining** depositional environment and **rock** sequence. **Journal** Sed. Petrology 19, 82–86.
- FRAUENFELDER, A.**, (1916): Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen. Eclogae geol. Helv., **14, 2**, 247–367 (Lausanne).
- FRICKER, P.**, (1960): Geologie der Gebirge zwischen Val Ferret und Combe de l'**A** (Wallis). Eclogae geol. Helv., **53, 1**, 33–132.
- FÜRER, G.**, (1954): **Solifluktsformen im** Schweizerischen Nationalpark. Untersuchung und Interpretation auf morphologischer Grundlage. Diss. Univ. Zürich.
- GENCE, E. jun.**, (1958): Ein Beitrag zur Stratigraphie der südlichen Klippendecke im Gebiet **Spillgerten-Seehorn** (Berner Oberland). Eclogae geol. Helv., **51, 1**, 151–211.
- HAMMER, W.**, (1907): Beiträge zur Geologie der Sesvennagruppe, **I. Über** Verrucano und Trias im **Schliniger- und Avignatal**. Verh. k. k. geol. **R.-A.** 369–378 (**Wien**).
 - (1908): Beiträge zur Geologie der Sesvennagruppe, **II. Der** Westrand der Ötztalermasse. Verh. k. k. geol. **R.-A.** 98–107 (Wien).
 - (1911): Die Schichtenfolge und der Bau des Jaggl im oberen Vintschgau. Jb. **61, 1**, 1–40 (Wien).
 - (1931): Zur Umgrenzung der **Ötztaleralpen** als Schubdecke. Verh. geol. B.-A. 175–188 (Wien).
- HEGWEIN, W.**, (1927): Beitrag zur Geologie der **Quattervalsgruppe im** Schweizerischen Nationalpark (Graubünden). Diss. Univ. Bern (Manuskript deponiert in der Stadtbibliothek Bem).
- HEIERLI, H.**, (1955): Geologische Untersuchungen in der **Albulazone** zwischen Crap Alv und Ciuoschel (Graubünden). Beitr. geol. Karte d. Schweiz (N.F.) 101. Lief.
- HEIM, ALB.**, (1922): Geologie der Schweiz, **2, 2 (Leipzig)**.
- HESS, W.**, (1949): Geologische Untersuchungen in den westlichen **Münstertaler** Alpen zwischen Ofenpass und Valie di **Fraële**. Diplomarbeit ETH, Zürich (Manuskript).
 - (1953): Beiträge zur Geologie der südöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen dem oberen Münstertal und der Vaile di **Fraële** (Graubünden). Eclogae geol. Helv., **46, 1**, 39–142.
- HÜGI, TH.**, (1945): Gesteinsbildend wichtige Karbonate und **deren** **Nachweis** mittels Färbmethoden. **Schweiz. Min. Petr. Mitt.** **25, 1**.
- INHELDER, H.**, (1948): Geologische Untersuchungen **im** oberen **Scarlital**. Diplomarbeit Univ. Zürich (Manuskript).
 - (1952): Zur Geologie der südöstlichen **Unterengadiner** Dolomiten zwischen S-charl, Ofenpasshöhe, Sta. Maria und **Müstair** (Graubünden). Diss. Univ. Zürich.
- KAPPELER, U.**, (1938): Zur Geologie der **Ortlergruppe** und zur Stratigraphie der Ortlerzone zwischen Sulden und dem Engadin. Diss. Univ. Zürich.
- KATZ, H.**, (1948): Geologische Untersuchungen am Piz Lad bei Sta. **Maria** im Münstertal. Diplomarbeit ETH. Zürich (Manuskript).
- KLÄY, L.**, (1957): Geologie der Stammerspitze. Untersuchungen im Gebiete zwischen Val Sinestra, Val Fenga und **Samnaun** (Unterengadin). Eclogae geol. Helv., **50, 2**, 323–467.
- KRUMBEIN, W. C. & SLOSS, L. L.**, (1951): Stratigraphy and Sedimentation. Freeman, **San Francisco**.
- LEUCHS, K.**, (1932): Feinschichten, **Gleitfaltung**, Algenrasen und **Trümmerlagen im** Wettersteinkalk. Chemie der Erde. Band 7.

- LEUPOLD, W., (1934a): Gemeinsame Einleitung zu den Exkursionen, 92, 93 und 94 (**Unterengadiner Dolomiten**). Geol. Führer Schweiz, 14, 10113 (Basel).
- (1934b): Exkursion 92 A: **Zernez-Ofenpass-Sta. Maria im Münstertal**. Geol. Führer Schweiz, 14, 1050 (Basel).
- (1934c): Exkursion 93: **Sta. Maria-Umbrailpass-Stilfserjoch**. Geol. Führer Schweiz, 14, 1076 (Basel).
- & EUGSTER, H., (1934): Exkursion 94: **Cierfs-Scarl-Schuls**. Geol. Führer Schweiz, 14, 1076 (Basel).
- LEUTENEGGER, W. O., (1928): **Geologische Untersuchungen im mittleren nordöstlichen Rhätikon**. Diss. Univ. Zürich.
- LINCK, G., (1937): **Bildung des Dolomits und Dolomitisierung**. Chemie der Erde, 11. Borntraeger, Berlin.
- LOBBECK, A. K., (1939): **Geomorphology**. McGraw Hill, New York and London.
- MERKI, P., (1961): Der obere Muschelkalk im östlichen Schweizer Jura. *Eclogae geol. Helv.*, 54, 1, 137-220 (Basel).
- MOORHOUSE, W. W., (1959): **The study of rocks in thin section**. Harper, New York.
- NEHER, J., & ROHRER, E., (1958): **Dolomitbildung unter Mitwirkung von Bakterien**. *Eclogae geol. Helv.* 51, 2, 213-215.
- NIGGLI, P., (1952): **Gesteine und Minerallagerstätten, II. Exogene Gesteine und Minerallagerstätten**. Birkhäuser, Basel.
- PAVONI, N., (1961): **Faltung durch Horizontalverschiebung**. *Eclogae geol. Helv.*, 54, 2, 515-533 (Basel).
- PEŃCK, A., & BRÜCKNER, E., (1909): **Die Alpen im Eiszeitalter, 2**. Tauchnitz Leipzig.
- PETTIDORN, F. J., (1957): **Sedimentary rocks**. New York.
- PU, J. von, (1920): **Die Siphoneae verticillatae vom Karbon bis zur Kreide**. *Abh. Zool.-Bot. Ges., Wien*, Bd. XI, Heft 2.
- (1930): **Grundbegriffe der Stratigraphie**.
- POZZI, R., (1957): **La Geologia della bassa valle di Fraele (Alpi Retiche)**. *Eclogae geol. Helv.*, 50, 1, 99-140.
- e GIORCELLI, A., (1960): **Memoria illustrativa della carta geologica della regione compresa fra Livigno e il passo dello Stelvio (Alpi Retiche)**. *Boll. Serv. Geol. d'Italia*, 81, 1, Roma.
- RICHTER, M., (1930): **Der ostalpine Deckenbogen. Eine neue Synthese zum alpinen Deckenbau**. *Jb. geol. B.-A.* 80, 497-540 (Wien).
- RUCHIN, L. B., (1958): **Grundzüge der Lithologie**. Berlin.
- SANDER, B., (1936): **Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge. (Rhythmische Kalke und Dolomite aus der Trias)**. *Min.-Petr. Mitt.* 48, 27-139, 141-209.
- SCHAEFFER, F. X., (1951): **Geologie von Österreich**, Deuticke, Wien.
- SCHILLER, W., (1903): **Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin, I. Lischannagruppe**. *Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br.* 14, 107-180.
- (1906): **Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin, II. Piz-Lad-Gruppe**. *Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br.* 16, 108-163.
- SCHLAGINTWEIT, O., (1908): **Geologische Untersuchungen in den Bergen zwischen Livigno, Bormio und St. Maria im Münstertal**. *Z. dtsh. geol. Ges.* 60, 213, 198-272 (München).
- SCHMIDEGG, O., (1933): **Neue Ergebnisse in den südlichen Ötztaler Alpen**. *Verh. geol. B.-A.* 83-95 (Wien).
- SPITZ, A., (1911): **Gedanken über tektonische Lücken**. *Verh. k. k. geol. R.-A.* 285-303 (Wien).
- und DYHRENFURTH, G., (1914): **Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Seanfs und dem Stilfserjoch**. *Beitr. geol. Karte Schweiz (N.F.)* 44 (Bern).
- STAHEL, A., (1961): **Petrographische Untersuchungen der permotriadischen Gesteine der Gegend von Buffalora am Ofenpass (Graubünden) unter Berücksichtigung der Vererzungserscheinungen**. *Diplomarbeit ETH, Zürich* (Manuskript).
- STAUB, R., (1916): **Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen**. *Beitr. geol. Karte Schweiz (N.F.)* 46.1 (Bern).
- (1917): **Über Faziesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen**. *Beitr. geol. Karte Schweiz (N.F.)* 46, 3 (Bern).

- (1924): Der Bau der Alpen. Beitr. geol. Karte Schweiz (N.F.) 52 (Bem).
- (1934a): Grundzüge und Probleme alpiner **Morphologie**. **Denkschr. schweiz. naturf. Ges.** 69, 1 (Zürich).
- (1934b): Übersicht über die Geologie Graubündens. **Geol. Führer Schweiz**, 3 (Basel).
- (1937): Geologische **Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler**. **Denkschr. schweiz. naturf. Ges.** 72 (Zürich).
- (1949): Betrachtungen über den Bau der **Südalpen**. **Eclogae geol. Helv.** 42, 2, 215-408 (Basel).
- (1961): Neuere geologische Studien zwischen Bünden und dem **Veltlin**. I. Teil: Zur Gliederung der ostalpinen Schubmassen zwischen Engadin und **Ortler (Manuskript)**.
- STÖCKLIN, J.**, (1949): Zur Geologie der nördlichen **Errgruppe zwischen Val d'Err und Weissenstein** (Graubünden). Diss. **Univ. Zürich**.
- STUDER, B.**, (1851): Geologie der Schweiz, 1 (Bem).
- THEODOROVITCH, G.I.**, (1958): **Sur la genèse de la dolomite sédimentaire**. **Eclogae geol. Helv.**, 51, 3, 767-774.
- THEOBALD, G.**, (1863): Geologische Beschreibung der **nordöstlichen Gebirge von Graubünden**. (Blatt X und XV der Dufour-Karte). (Marlof, Neuenburg).
- TOLLMANN, A.**, (1959): Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentral-alpinen Mesozoikums. **Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud.**, Wien, 10.
- (1960a): Neue Ergebnisse über den Deckenbau der Ostalpen auf Grund **fazieller** und tektonischer **Untersuchungen**. **Geol. Rundschau**, Bd. 50, 506-516.
- (1960b): Stellungnahme zur **Diskussion** und zu den Bemerkungen von P. Beck-Mannagetta. **Geol. Rundschau**, Bd. 50, 524-528.
- TORRICELLI, G.**, (1956): Geologie der Piz Lad-Piz Ajüz-Gmppe (Unterengadin). **Jb. Naturf. Ges. Graubündens**, 85.
- TREVISAN, L.**, (1938): Il fascio di **fratture** tra l'Adige e la «**Linea delle Giudicarie**» e i suoi rapporti col massiccio **intrusivo dell' Adamello**. **Studi Trentini Sci. Natur.** 19, 2, 1-13 (**Trento**).
- TRÜMPY, D.**, (1912): Zur Tektonik der untern ostalpinen Decken Graubündens. **Vjschr. natnrf. Ges. Zürich**, 58, 1-9.
- TRÜMPY, E.**, (1930): Beitrag zur Geologie der **Grignagruppe** am Comersee (Lombardei). **Eclogae geol. Helv.**, 23, 2, 379-487.
- TRÜMPY, R.**, (1960): Paleotectonic evolution of the central and **western Alps**. **Bull. geol. Soc. America** 71.
- VERDAM, J.**, (1928): Geologische Untersuchungen im nördlichen **Rhätikon**. Diss. **Univ. Zürich**.
- WENK, E.**, (1934a): Beiträge zur **Petrographie** und Geologie des **Silvrettakristallins**. **Schweiz. min. petr. Mitt.** 14, 196-278 (Zürich).
- (1934b): Der Gneiszug **Pra Putèr-Nauders** im Unterengadin und das Verhältnis der **Umbraildecke** zur **Silvretta/Ötztaldecke**. **Eclogae geol. Helv.**, 27, 1, 135-146 (Basel).
- WIRZ, A.**, (1945): Die Triasfauna der Tessiner Kalkalpen. XV. Beiträge zur Kenntnis des Ladinikums im Gebiete des Monte San Giorgio. **Schweiz. Pal. Abh.** Bd. 65 (Basel).
- WÖHRMANN, S. von**, (1893): Die **Raibler** Schichten. **Jb. k. k. geol. R.-A.** 43, 3/4, 617-768 (Wien).
- ZOEPPRITZ, K.**, (1906): Geologische Untersuchungen im Oberengadin **zwischen Albulapass und Livigno**. **Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br.** 16, 164-231.
- ZYNDEL, F.**, (1912): Über den **Gebirgsbau Mittelbündens**. **Beitr. geol. Karte d. Schweiz. (N.F.)** 41. Lief.

Geologische Karten

- Geologische Karte der Schweiz 1:100 000. Blatt XV (G. Theobald, 1864), Blatt XX (G. Theobald, 1865).
- Geologische Spezialkarten, herausgegeben von der Schweiz. Geol. Kommission:
- Nr. 58 **Unterengadin** 1:50 000 (U. **GRUBENMANN**, CH. **TARNUZZER**, 1910).
- Nr. 72 **Engadiner Dolomiten** 1:50 000 (A. **SPITZ** und G. **DYHRENFURTH**, 1915).
- Nr. 78 Tektonische Karte der südöstlichen **Schweizeralpen** 1:250 000 (R. **STAUB**, 1916).
- Nr. 105 A und B, Tektonische Karte der Alpen mit Profilen 1:1 000 000 (R. **STAUB**, 1924).
- Nr. 118 Geologische Karte der **Berninagruppe** 1:50 000 und tektonische Karte der südlichen **rhätischen Alpen** 1:250 000 (R. **STAUB**, 1946).

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000

Nr. 14 Blatt **Ardez** (J. CADISCH, P. BEARTH, F. SPAENHAUER, 1941).

Nr. 20 Blatt Zernez (H. H. BOESCH, J. CADISCH, W. HEGWEIN, F. SPAENHAUER, E. WENK, 1948).

Geologische Karte der **Lischannagruppe** 1:50 000 (in lit. W. SCHILLER, 1904).

Geologische Karte der Piz Lad-Gruppe 1:50 000 (in lit. W. SCHILLER, 1906).

Geologische Karte der Gebirge zwischen Albulapass und Livigno 1:50 000 (in lit. K. ZOEPPRITZ, 1906)

Geologische **Übersicht** des Gebietes zwischen Livigno und Santa Maria im Münstertal 1:100 000 (in lit. O. SCHLAGINTWEIT, 1908).

Geologische Karte des **Jaggl** 1:25 000 (in lit. W. HAMMER, 1911b).

Geologische Karte der **Quaternalsgruppe** im Schweiz. Nationalpark (W. HEGWEIN, herausgegeben von der schweiz. naturf. Ges., 1934).

Carta geologica della regione compresa fra Livigno e il passo dello Stelvio 1:35 000 (R. POZZI, Inst. Geol. Univ. di Milano).

Topographische Karten

1:10 000 Gemeinde Zernez: Blätter: **5184d, 5186b, 5186d, 5193c.**

1:50 000 Topographischer Atlas der Schweiz: Blätter 424: Zernez, 425: Scarl, 428: Scans, 429:

Sta. Maria, 429 bis: **Stilfserjoch. Überdruck** Ofenpass.

– Neue **Landeskarte** der Schweiz: 249: Tarasp, 259: Ofenpäss, 518 bis: **Glorenza-W.**, 269: **Ber-**
ninapass.

1:100 000 Neue Landeskarte der Schweiz: 39: Fluelapass.