

- 52 SOMM, *Zur Geologie ... westlichen Quaternals-Gruppe im schweizerischen Nationalpark (Graubünden)*. 160 Seiten. 12 Tafeln. 1965. Preis 21 Fr.
- p.169 53-54 ~~BRONN, *Beiträge zur Kenntnis der Gattung Helicoconis Enderlein 1903 (Neuroptera Coniopterygidae) nebst Diagnose zweier neuer Arten aus dem schweizerischen Nationalpark*~~ 40 Seiten. 54 Abbildungen. HORST UND ULRIKE ASPÖCK, *Boriomyia helvetica nov. spec. (Insecta, Neuropt., Hemerobiidae) aus dem Unterengadin*. 12 Seiten. 2 Abbildungen. 1965. Preis 8 Fr.
- p.209 55 JACQUES AUBERT, *Les Plécoptères du Parc National suisse*. 52 pages. 19 figures et 10 tableaux. 1965. Prix 10 fr.
- p.273 56 WERNER LÜDI, *Lokalklimatische Untersuchungen am Fuornbach (Ova dal Fuorn) und am Spöl im schweizerischen Nationalpark*. 65 Seiten. 32 Abbildungen. 17 Tabellen. 1966. Preis 12 Fr.
- Heft 52-56 bilden Band 10.

Ergebnisse der wissenschaftlichen **Untersuchungen M** 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 X

52.

Zur Geologie  
der westlichen Quaternals-Gruppe  
im schweizerischen Nationalpark  
(Graubünden)

Von

**Alex Somm**

Buchackern TG

Druck **Lüdin** AG Licstal 1965

## Inhaltsverzeichnis

Vorwort

### Zusammenfassung

	Seite
A. Einleitung . . . . .	10
I. Geographisch-Geologischer Überblick . . . . .	10
a) Geographischer <b>Überblick</b> und Terrainabgrenzung . . . . .	10
b) Geologische <b>Übersicht</b> und Gliederung . . . . .	10
II. Allgemeiner historischer Rückblick und Problemstellung . . . . .	12
III. Begriffserläuterungen zur Stratigraphie . . . . .	15
a) Terminologie von stratigraphischen Einheiten . . . . .	15
b) Zur <b>Korngrößenbezeichnung</b> und zur Terminologie der Karbonatgesteine . . . . .	15
B. Das Silvretta-Kristallin . . . . .	17
I. Einleitung . . . . .	17
II. Gesteine und Tektonik . . . . .	18
III. Die nordwestliche <b>Randlinie</b> in der Quaternals-Gruppe . . . . .	18
a) Der Kontakt in der Val <b>Mela</b> . . . . .	19
b) Die räumliche Lage der Kontaktfläche . . . . .	20
C. Die Schuppenzone der Val Mela. . . . .	20
I. Einheiten . . . . .	20
II. Die Basalen Schuppen . . . . .	21
a) Lithologie . . . . .	21
b) Tektonik . . . . .	23
III. Die Rauhwacke. . . . .	24
a) Lithologie . . . . .	24
b) Tektonik . . . . .	25
IV. Die verkehrte <b>Schichtfolge</b> . . . . .	25
a) Lithologie . . . . .	25
b) Tektonik . . . . .	28
V. Die Normale Schichtfolge . . . . .	29
a) Allgemeines . . . . .	29
b) Lithologie . . . . .	29
c) Tektonik . . . . .	32
1. Die Basale Mulde . . . . .	32
2. Die Torta-Schuppe . . . . .	34
D. Die <b>Fraele-Zone</b> . . . . .	35
I. Allgemeines . . . . .	35
II. Die tektonische Begrenzung in der Quaternals-Gruppe . . . . .	37
E. Stratigraphie der « <b>Obertrias</b> der <b>Engadiner Dolomiten</b> » . . . . .	38
I. Die Schichtreihe . . . . .	38
a) Carn . . . . .	38
1. Zur Abgrenzung des Carn. . . . .	38
2. Carn der Quaternals-Decke . . . . .	40
3. Carn der Fnlcun-Mulde und <b>Terza-Schuppe</b> . . . . .	43
4. <b>Zusammenfassung</b> und Vergleiche . . . . .	48

	Seite
b) Nor und Rhät . . . . .	50
1. Historisches . . . . .	50
2. Problemstellung und Gang der Untersuchung . . . . .	52
3. Die norische Schichtreihe der <b>Quaternals-Decke</b> und <b>Terza-Schuppe</b> . . . . .	53
4. Zum Fossilinhalt des Obenor und zur Grenze <b>Nor-Rhät</b> . . . . .	70
5. <b>Rhät</b> . . . . .	75
II. Sedimentpetrographische Beobachtungen im Nor . . . . .	76
a) Dolomitisation und Dolomit . . . . .	76
1. Beschreibung von <b>Dolomitisationserscheinungen</b> . . . . .	77
2. Beschreibung von speziellen <b>Dolomittypen</b> . . . . .	81
3. Zum Problem der <b>Dolomitbildung</b> . . . . .	85
b) <b>Silexbildungen</b> . . . . .	93
1. Beschreibung von <b>Silexbildungen</b> . . . . .	93
c) Weitere Mineralbildungen . . . . .	96
III. Zur Fazies von Nor und <b>Rhät</b> . . . . .	98
a) Die Makrofazies der norischen Schichtreihe . . . . .	98
1. Kalk und Dolomit . . . . .	98
2. Tonschiefer und Mergel. . . . .	98
3. Kieselsäure . . . . .	98
4. Breccien . . . . .	99
5. Schichtflächenmarken . . . . .	99
b) Die Mikrofazies der norischen <b>Schichtreihe</b> . . . . .	99
1. Spezielle Mikrostrukturen der Karbonatgesteine . . . . .	99
2. Zur allgemeinen Mikrofazies . . . . .	100
c) Die <b>Ablagerungsbedingungen</b> der <b>norisch-rhätischen</b> Sedimente . . . . .	102
1. Vergleichsmöglichkeiten . . . . .	102
2. Deutungsversuch . . . . .	102
d) Allgemeine <b>fazielle</b> Vergleiche . . . . .	104
1. <b>Engadiner</b> Dolomiten und Ortler . . . . .	104
2. <b>Weitere</b> Gebiete Graubündens. . . . .	106
3. Ost- und <b>Südalpen</b> im allgemeinen . . . . .	106
F. Tektonik der « <b>Obertrias</b> der <b>Engadiner</b> Dolomiten» . . . . .	107
I. Tektonische <b>Gliederung</b> und Ergebnisse . . . . .	107
II. Historischer Überblick. . . . .	108
III. Tektonische <b>Einzelbeschreibung</b> . . . . .	108
a) <b>Quaternals-Decke</b> . . . . .	108
1. <b>Umfang</b> der Quaternals-Decke . . . . .	108
2. <b>Bau</b> der <b>Quaternals-Decke</b> . . . . .	109
b) <b>Terza-Schuppe</b> . . . . .	118
1. <b>Umfang</b> der Terza-Schuppe . . . . .	118
2. <b>Bau</b> der Terza-Schuppe . . . . .	119
c) <b>Falcun-Mulde</b> . . . . .	122
1. <b>Umfang</b> der <b>Falcun-Mulde</b> . . . . .	122
2. <b>Bau</b> der <b>Falcun-Mulde</b> . . . . .	123
IV. Der tektonische Baustil und seine Deutung. . . . .	125
a) Allgemeines . . . . .	125
1. <b>Das</b> Verhältnis der Quaternals-Decke zur Terra-Schuppe . . . . .	125
2. <b>Das</b> Verhältnis von Quaternals-Decke und Terza-Schuppe zur <b>Falcun-Mulde</b> . . . . .	125
b) Deutung des tektonischen Baustils . . . . .	125
1. <b>Ältere</b> Phase . . . . .	126
2. <b>Jüngere</b> Phase . . . . .	126
3. <b>Zusammenfassung</b> . . . . .	127

Seite	Seite
50	G. Regionale tektonische Zusammenhänge . . . . . 129
50	I. Das Scarl-Quattervals-System . . . . . 129
52	a) <b>Allgemeines</b> . . . . . 129
e. 53	b) <b>Quattervals-Decke</b> . . . . . 130
70	1. Fortsetzung <b>der Quattervals-Decke</b> . . . . . 130
75	2. <b>Die Esan-Störung</b> . . . . . 130
76	3. Das <b>Obere Stockwerk der Quattervals-Decke</b> . . . . . 131
76	c) <b>Terza-Schuppe</b> . . . . . 131
77	d) Falcun-Mulde und nordwestliche <b>Randlinie</b> . . . . . 131
81	II. <b>Die Fracle-Zone</b> . . . . . 132
85	III. <b>Die tektonische Einordnung der Einheiten der Val Mela-Schuppen-Zone</b> . . . . . 133
93	a) Historischer Rückblick . . . . . 133
93	b) Kritische Bemerkungen . . . . . 135
96	1. Dolomit von S-chanf . . . . . 135
98	2. Rauhwaacke und <b>Verkehrte</b> Schichtfolge . . . . . 136
98	3. Normale Schichtfolge . . . . . 136
98	IV. Das Silvretta-Kristallin und die nordwestliche Randlinie . . . . . 137
98	V. Zur zeitlichen Einstufung der <b>Bewegungsphasen</b> . . . . . 138
99	H. Zur Morphologie . . . . . 138
99	a) <b>Glazialbildungen</b> . . . . . 138
99	b) Schotterbildungen . . . . . 138
100	c) Blockströme und Schutt . . . . . 139
102	d) Sackungen . . . . . 139
102	e) Quellen . . . . . 139
102	<b>Literaturverzeichnis</b>
104	Kartenverzeichnis
104	<b>Figurenverzeichnis</b>
106	Fig. 1 <b>Strukturkurvenkarte der Kontaktfläche</b> zwischen Silvretta-Kristallin und Sedimen- ten der westlichen Quattervals-Gruppe . . . . . 19
107	Fig. 2 Profil durch den unteren Teil der Val-Mela-Schuppenzone . . . . . 21
107	Fig. 3 Profil durch den oberen Teil der <b>Val-Mela-Schuppenzone</b> . . . . . 26
108	Fig. 4 Versuch einer schematisierten geometrischen Darstellung der räumlich-tektonischen Verhältnisse im Gebiet der Val Mela-Val <b>Verda</b> . . . . . 33
108	Fig. 5 Stratigraphisches <b>Profil</b> des Cam der Quattervals-Decke . . . . . 41
108	Fig. 6 Schem. Darst. der <b>heteropen</b> Fazies im <b>Nor</b> der Quattervals-Decke u. Terza-Schuppe . . . . . 54
108	Fig. 7 Sammelpf. <b>der norisch-rhät.</b> Schichtreihe d. Terza-Schuppe u. d. Quattervals-Decke . . . . . 82
109	Fig. 8 Fossilien aus den Quattervals-Schichten . . . . . 62
118	Fig. 9 Foraminiferen aus dem Nor . . . . . 64
118	Fig. 10 Fossilien des <b>Obernor</b> . . . . . 71
119	Fig. 11 Räumliche Gefügerelationen nach <b>NIGGLI</b> . . . . . 76
122	Fig. 12 Kalk-Dolomit-Breccie aus den unteren Quattervals-Schichten bei Punt <b>dal Gall</b> . . . . . 79
122	Fig. 13 Dünnschliffe . . . . . 84
123	Fig. 14 Dünnschliffe . . . . . 86
125	Fig. 15 <b>C-Achsen-Diagr.</b> von palisadenart. Dolomitkristallen einer <b>strom.</b> Weissspatlage . . . . . 89
125	Fig. 16 Knöpfchen-Silex aus den Quattervals-Schichten . . . . . 94
125	Fig. 17 Schema zur tektonischen Gliederung der <b>«Obertrias der Engadiner Dolomiten»</b> . . . . . 107
n-Mulde 125	Fig. 18 Ansicht des Grates Piz <b>d'Esan-Piz</b> Tantermozza von P. 2601 aus . . . . . 110
125	Fig. 19 Die <b>Ostseite</b> der nördlichen Gappa Mala von der Spi da Val Sassa aus . . . . . 116
126	Fig. 20 <b>Die Ostseite</b> d. mittl. Abschnittes d. Spi da Tantermozza von d. Crappa <b>Mala</b> aus . . . . . 117
126	Fig. 21 Schem. Darst. der tekton. Verhältnisse auf der Ostseite der <b>nördl.</b> Spi da Val Sassa . . . . . 118
127	Fig. 22 Die <b>Westseite</b> der nördlichen Crappa <b>Mala</b> von der Spi da Tantermozza aus . . . . . 119

## Vorwort

Auf Anregung der Herren Prof. Dr. A. **GANSSE**R und Dr. R. **TRÜMPY** nahm ich im Sommer 1958 die vorliegende Arbeit auf. Die **Feldaufnahmen** wurden in den Sommermonaten der Jahre 1958–1961 durchgeführt, wobei die regnerische Witterung des Jahres 1960 eine Verzögerung mit sich brachte. In der Zwischenzeit wertete ich das Material am geologischen Institut der **ETH** und der Universität Zürich aus. Mit der Niederschrift **begann** ich im Sommer 1962.

Als topographische Grundlage für die **Kartierung** diente die Vergrößerung im Massstab 1:25 000 eines Ausschnittes der Landeskarte (LK) der Schweiz im Massstab 1:50 000 (Blatt 259, **Ofenpass**). Die angeführten **Namen**, Höhenkoten und Koordinaten beziehen sich auf diese Unterlagen, soweit **keine** besondere Anmerkung vorliegt.

An dieser Stelle möchte ich meinen **herzlichen** Dank allen Personen aussprechen, welche mich während meines Studiums sowohl in fachlicher als auch in menschlicher Beziehung gefördert haben.

Mein besonderer Dank gilt meinem verehrten Lehrer Herrn Prof. Dr. R. **TRÜMPY**. Auf gemeinsamen Exkursionen, die uns **auch über** das engere Arbeitsgebiet hinaus führten, und in vielen Diskussionen förderte er immer von neuem meine Ausbildung und die vorliegende Untersuchung. Für sein **grosses** Interesse und für zahlreiche, wertvolle Anregungen und Hinweise bin ich ihm zu **grossem** Dank verpflichtet.

Mein Dank gilt aber auch Herrn Prof. Dr. A. **GANSSE**R, welcher an dieser Arbeit stets reges Interesse bekundete, und mit welchem ich mehrere gemeinsame, **schöne** Exkursionen im untersuchten Gebiet unternahm.

Danken möchte ich auch speziell der Eidgenössischen Nationalparkkommission, welche mir gestattete, das ganze Parkgebiet zu durchstreifen, und mir den Druck einer früheren Arbeit (1962) ermöglichte.

Für ihr wohlwollendes Entgegenkommen **M** Laufe der Untersuchung möchte ich Herrn Prof. Dr. R. **STAUB** †, Herrn Prof. Dr. W. **LEUPOLD**, Herrn Prof. Dr. E. **KUHN-SCHNYDER** und Herrn Prof. Dr. E. **DAL VESCO** meinen Dank aussprechen.

Herrn Prof. Dr. J. **RODGERS**, Herrn Dr. R.M. **FOOSE** und Herrn Dr. D. **WISE** verdanke ich viele Anregungen während unseren gemeinsamen Diskussionen und **Terrainbegehungen** im untersuchten Gebiet. **Herr** Dr. E. **FLÜGEL** war mir freundlicherweise beim Bestimmen eines Fossils behilflich. Ihm, wie auch Herrn Dr. R. **HANTKE**, Herrn Dr. R. **HERB**, Herrn Dr. H. **KÜBLER** und Herrn J. **NEHER** bin ich für verschiedene Hinweise verpflichtet.

Gerne erinnere ich mich der schönen Tage, welche ich mit meinen **Terrainnachbarn** Dr. K. **KARAGOUNIS**, B. **SCHNEIDER** und R. **STEIGER** im **Engadin** verbracht habe. Für die Gastfreundschaft und für manche schönen Stunden möchte ich den Einwohnern dieses Tales danken, insbesondere der Familie **CAVIEZEL** in Cinuoschel, der Familie **MISCHOL** in Zernez sowie den Park- und Grenzwächtern.

Ganz besonderer Dank gilt **schliesslich** meinen Eltern, die mir mein Studium in grosszügiger Weise ermöglicht haben. Ihnen sei diese Arbeit gewidmet.

## Zusammenfassung

Die westliche Quattervals-Gruppe ist aus folgenden 4 **Hauptelementen** aufgebaut: **Silvretta-Kristallin**, Schuppen-Zone der Val Mela, Fraele-Zone (Ortler-System) und die gipfelbildende «Obertrias der Engadiner Dolomiten» (Scarl-Quattervals-System). Letztere kann in 3 tektonische Einheiten gegliedert werden: Quattervals-Decke (im S), Terza-Schuppe (im N), **Falcun-Mulde** (im N).

Im **Silvretta-Kristallin** wurde ausschliesslich der Kontakt zu den **mesozoischen** Sedimenten untersucht (**sogenannte** «nordwestliche Randlinie», SPITZ und DYHRENFURTH 1914). Die **Kontaktfläche** streicht im allgemeinen NE-SW und fällt senkrecht oder steil gegen SE unter die Sedimente ein. Der allgemeine Verlauf ist durch eine **flexurartige** Verbiegung (Val Cluozza) und eine zirka E-W streichende **Aufwölbung** (Val Verda) gestört. Es ergiht sich eine gewisse **räumlich-tektonische** Beziehung zwischen der **Verda-Aufwölbung** und der über dem Kristallin liegenden Val Mela-Schuppen-Zone.

Die nordwestliche **Randlinie** scheint ein Teilstück der sogenannten «**Engadiner-Linie**» zu sein, einer Störngszone, die sich im **Kartenbild** vom Malojapass bis nach Nauders bemerkbar macht. Schleppungserscheinungen in der Falcun-Mulde **längs** der nordwestlichen **Randlinie** deuten **dar** auf hin, dass sich in dieser **Störngszone** eine Blattverschiebung abgespielt hat, bei welcher scheinbar das Kristallin **gegenüber** den Sedimenten relativ gegen **SW** bewegt wurde.

**Über dem** Silvretta-Kristallin folgt die **Schuppen-Zone der Val Mela** in der **Gegend** zwischen **Cinuos-chel** und der Val Verda. Die Schuppen-Zone **kann** in 4 Teilelemente gegliedert werden (von unten nach oben): Basale Schuppen, Rauhwacke, Verkehrte Schichtfolge und Normale Schichtfolge. Es **wird** die **Stratigraphie** und die mutmassliche **Fortsetzung** der Einheiten diskutiert.

Die Basalen Schuppen (M. zirka 50 m) bestehen aus Scherben von Anis (?), Carn (Rauhwacke), Triasdolomit im allgemeinen und Nor. Die **verquetschte** Zone ist der südwestlichste **Ausläufer** der Falcun-Mulde. Möglicherweise ist der Dolomit von S-chanf ihre weitere Fortsetzung.

Die Rauhwacke (Carn, M. 100–120 m) **lässt** sich gegen NE bis in die Val Tantermozza, gegen SW bis in die Ebene von S-chanf verfolgen. Sie stellt nach unserem Befund die längs der nordwestlichen Randlinie in die Falcun-Mulde eingewinkelte **carnische** Basis der Terza-Schuppe dar.

Die Verkehrte Schichtfolge (M. 30–40 m) besteht aus Buntsandstein, Anis und Resten von **Ladin**. Sie ist nur in der Val Mela aufgeschlossen und **umhüllt** als liegende, gegen E abtauchende **Synklinale** die Rauhwacke. Wir erachten die Serie trotz dem grösstenteils fehlenden **Ladin** als **Unter/Mitteltrias** der Rauhwacke und damit der Terza-Schuppe. Die fazielle Ausbildung spricht für diese Annahme.

Die Normale Schichtfolge (M. **max.** 120 m) ist aufgebaut aus «**Verrucano**» bis **Oberladin (Zellenkalk)**. Der rote «**Verrucano**» gleicht auffällig dem «**Verrucano**» der westlichen Ortler-Zone in der Val Trupchun (Varusch). Der Buntsandstein ist relativ karbonatreich. Anis fehlt meist tektonisch. Das **Ladin** ist in typischer Scarl-Fazies entwickelt (**Arlbergdolomit** und oberladinische Grenzdolomite). Die Normale Schichtfolge keilt gegen NE auf der Höhe der Val Verda zwischen der Rauhwacke und der Quattervals-Decke aus. Gegen SW passt sich ihre basale **Scherfläche** flach **muldenförmig** dem Abfall des Südschenkels der **Verda-Aufwölbung** an und schneidet die Verkehrte Schichtfolge ab. In ihrem Dache ist **eine** einfache Verschuppung des **Ladin** **festzustellen**. Die südwestlichsten Aufschlüsse der Serie liegen in der Val Flin (Cinuos-chel), wo sie gegen S bruchartig durch die hangende Fraele-Zone abgeschnitten wird. Nach unserer Ansicht lässt sich die Normale Schichtfolge den Kristallin-Trias-Serien an der Basis der Fraele-Zone in der Val Trupchun gleichsetzen (Varusch-Serie nach STAUB 1962) und gehört damit zum Ortler-System. **Faziell** vermittelt sie einen Übergang zwischen Ortler- und Scarl-Trias.

Die **Fraele-Zone** ist vom Ortler her über die Val Trupchun **bis** in die Val Mela zu verfolgen, wo sie zwischen der Normalen Schichtfolge und der Quattervals-Decke auskeilt. Sie besteht aus **Rhät-** und Liaskalken und **-Kalkschiefern**, Radiolarit, Aptychenkalk, **couches rouges** (Kreide) sowie nach STEIGER (1962) Sandkalken vernütlich paleozänen Alters. Die jüngeren Schichten ab Radiolarit sind in den sogenannten Trupchun-Keilen enthalten, welche den Kern einer grossen, südgeschlossenen, liegenden Mulde (Fraele-Mulde) bilden. Die westliche Fortsetzung der **Fraele-**

Zone dürfte kaum, wie bisher angenommen, im Blaisun-Lias des **Albulagebietes** zu suchen sein (vergleiche **KARAGOUNIS** und **SOMM**, 1962). Im untersuchten Gebiet zeigt die Fraele-Zone einen tektonischen Kontakt **zum** Liegenden. Bezeichnenderweise fehlt zwischen ihr und den betreffenden Einheiten (**Varusch-Serie** und Normale **Schichtfolge**) stets die Obertrias des **Ortler-Systems**. Man darf annehmen, dass diese vor der **Stockwerk-Überschiebung** der Fraele-Zone von der **Unter-/Mitteltrias** Unterlage des **Ortler-Systems** **abgeschert** und nach N oder NW verfrachtet wurde. Es wird die Theorie diskutiert, wonach diese **fehlende Obertrias** nachträglich wieder gegen S oder SE auf die **Fraele-Zone** aufgeschoben wurde, und in der **Quattervals-Decke** und Terza-Schuppe vorliegt.

Die 3 tektonischen Einheiten der **gipfelbildenden «Obertrias der Engadiner Dolomiten»** sind aus **carnischen** bis rhätischen Schichten **aufgebaut**. Sowohl in fazieller wie auch in tektonischer Hinsicht sind die 3 Einheiten eng verwandt; **Σ** haben sie daher unter dem Oberbegriff **Scarl-Quattervals-System** zusammengefasst (zirka i. S. «**Umbrail-Decke**» **TERMIER**, 1905)

In **stratigraphisch-lithologischer** Hinsicht wurden insbesondere Quattervals-Decke und Terza-Schuppe untersucht.

Das **Carn beider Einheiten** ist sehr **ähnlich** ausgebildet. Es wird die Abgrenzung der Formation diskutiert. An der Basis tritt eine **Evaporitserie** auf (**Rauhwanke**, Gips). Darüber folgen Dolomit und Tonschiefer und im oberen Teil mergelige, **sandsteinführende Einlagerungen**. Die obersten Dolomite sind häufig **brecciös**, ohne dass **man** konsequent von einer **norischen** Basalbreccie sprechen möchte. Die **Gesamtmächtigkeit beträgt** 150–200 m. Das **Ablagerungsmilieu** scheint eine seichte, epirogenetisch stark schwankende Plattform gewesen zu sein. **Landnähe** wird durch **Pflanzenreste** und Arkosen im oberen Teil der **Profile** angedeutet.

Die **norische** Formation (M. zirka 1200 m) **beider** tektonischen Einheiten konnte mittels eines **Leithorizontes** (obere Mergel) in **ein** Unter- und **Obenor** gegliedert werden. In der **Quattervals-Decke** umfasst das **Untenor** einen **dolomitischen (unternorischer Dolomit)** und einen kalkigen Anteil (Quattervals-Schichten, M. zirka 400 m). Das **Obenor** dieser Einheit beginnt mit **gutgehauenen** Kalken (Diavel-Schichten, M. bis 200 m). Darüber folgt ein **schmächtiger** Dolomit (obenorischer Dolomit, M. zirka 50 m) und **als** höchstes **Schichtglied** wiederum eine Kalkserie (Plattenkalk, M. 100–150 m), welche im obersten Teil Tonschiefer-Einlagerungen führt. Diese Unterteilung des Nor konnte auf die Tena-Schuppe übertragen werden. Es erwies sich, dass in dieser Einheit der unternorische Dolomit weitgehend aus tektonischen Gründen fehlt und dass die Schichtreihe unterhalb dem Plattenkalk zum Teil als Dolomit ausgebildet ist. Als Resultat ergibt sich, dass die **Faziesdifferenz** zwischen **Quattervals-Decke** und Terza-Schuppe auf **zunehmender Dolomitisation** gegen N (Terza-Schuppe) beruht.

Das **Rhät beider** Einheiten ist übereinstimmend ausgebildet: fossilreiche Kössener-Schichten und darüber korallogene Kalke. Die Grenze **Norian-Rhätian** wird **anhand** von Fossilfunden im Obenor diskutiert. Möglicherweise gehört der Tonschiefer führende Anteil des Plattenkalks **zum** Teil ins **Rhätian**.

In einem speziellen Abschnitt befassen wir uns mit **sedimentpetrographischen Beobachtungen** im Nor, insbesondere mit Dolomitbildung. Es werden Dolomitisationserscheinungen und spezielle Dolomittypen beschrieben. Die meisten Dolomite sind deutlich **sekundär** (diagenetisch) gebildet worden. Primärdolomit wird in einigen Typen vermutet. Räumliche, tektonisch gesteuerte Dolomitisation (T-Dolomit) scheint vor allem im unternorischen Dolomit recht häufig zu sein. Es werden **Kriterien** zur Unterscheidung der verschiedenen Dolomittypen erörtert und die Frage nach der Herkunft des Mg **berührt**. Als Schlussfolgerung ergibt sich: Dolomit als Faziestyp kam im vorliegenden **Fall** keinen **Aufschluss über** erkennbare fazielle Veränderungen im **Primärsediment** geben und ist daher als **Leitgestein** mit Vorsicht zu gebrauchen.

Andere **sedimentpetrographische** Beobachtungen werden angeführt über **Silexbildungen**, Eisenverbindungen, **Sulfatminerale** (**Coclestin** und Baryt) sowie Fluoritvorkommen.

In einem weiteren Abschnitt werden **Makro- und Mikrofazies** der **norisch-rhätischen Schichtreihe** diskutiert. Die **Karbonatgesteine** werden mit rezenten Ablagerungen der **Bahamas-Plattform** und mit fossilen **«Bahamit»-Formationen** des Paläozoikums von **W-Kanada** verglichen. Die unternorischen Sedimente scheinen in **untiefem, lagunärem** Milieu abgelagert worden zu sein. **Im** Sediment lagen **reduzierende Verhältnisse vor** (**unzerstörte** Feinschichtung, Fischleichen, **Gasblasenbildung**, Silex). Es **wechseln** in der **Feinschichtung calcilitische** und schlecht sortierte **calcarenitische** Lagen ab, was auf eine periodische **Aufarbeitung** des **Kalkfaulschlammes** **hinweist**



(Stürme?). Die Makrofauna war vermutlich spärlich; die **Mikrofauna verhältnismässig** reich, aber artenarm. Die oberen Mergel sind wahrscheinlich der Ausdruck einer terrestrischen **Zufuhr** in die Lagunen. Sie sind reich an **Mikrofossilien**. Die tieferen Schichten des Obenor (Diavel-Schichten resp. obenorischer Dolomit) wurden in extrem seichtem, bewegtem Wasser abgelagert. Zum **Teil** herrschten Watt-artige Verhältnisse vor (Trockenrisse, Saurierfährten). Die **Mikrofazies** zeigt besser sortierte, teils oolithische Calcarenite. Im Plattenkalk findet man **wiederum** eine Mischung zwischen lagunär-stillen und turbulent-flachen Wasserverhältnissen vor. Die seitliche Ausdehnung der Mikrofazies-Bereiche wurde nicht untersucht. Im oberen Plattenkalk macht sich der terrestrische **Einfluss** wiederum stärker bemerkbar. Die Makrofauna des Obenor ist relativ individuenreich, aber artenarm. Es handelt sich um Gastropoden und meist kleinwüchsige, **fein-**schalige Muscheln (Pteria, Bakevella, Mytiliden). Die Mikrofauna ist teilweise geradezu **gesteins-**bildend, jedoch auch artenarm. Im Rhät schliesslich entfaltet sich bei zunehmend terrestrischem **Einfluss** eine reichhaltige Makrofauna. Es setzen korallogene Kalke ein.

Die Schichtreihe **wird** mit derjenigen anderer **ostalpinen** Gebiete verglichen.

Der tektonische Baustil des Scarl-Quattewals-Systems ist das Ergebnis **zweier** tektonischer Phasen. Die von **HEGWEN** (1927) angenommene komplizierte Schuppenbildung in der **Quattewals-Decke** können wir **anhand** der neuen stratigraphischen und tektonischen Ergebnisse nicht bestätigen.

In der älteren **Phase** diente die Basis des Carn (Evaporitserie) als wichtiger Gleithorizont, auf welchem die Obertrias **und** jüngerer von der Unterlage abgeschoben wurde. Der Schub erfolgte in nördlicher Richtung (N bis NW). In dieser Phase kam es **zur Überschiebung** der Falgun-Mulde durch das Carn der Terza-Schuppe, möglicherweise via Faltenstadium. Daneben bildeten sich in höheren Stockwerken der Obertrias weitere Gleitbretter aus. Ein **Abscherungsniveau** lag an der Grenze Carn-Nor. Auf diesem wurde das Nor und jüngerer des **Terza-Carn** abgeschert. Die so entstandene tektonische Lücke über dem Carn wurde von S bis SE her von einem weiteren **Gleitbrett** überfahren, das auf dem Niveau der Quattewals-Schichten nach N glitt. Dies ist das sogenannte «**Quattewals-Terza-Stockwerk**» der **älteren** Phase. Es **umfasst** den norisch-rhätischen Anteil der heute vorliegenden Terza-Schuppe (ab **Quattewals-Schichten**) und das Obere Stockwerk der heute vorliegenden Quattewals-Decke (wenig unternorischer Dolomit, vorwiegend ab Quattewals-Schichten). Der zu diesem **Gleitbrett** gehörende unternorische Dolomit blieb im südlichen Gebiet als verschupptes Paket mit carnischen Resten an der Basis zurück. Es handelt sich um das Untere Stockwerk der heute vorliegenden **Quattewals-Decke**. Es **wird** die Möglichkeit diskutiert, wonach die Schuppenzone des Corno dei Cavalli (**Kristallin-Obertrias**) einen an der Basis des «**Quattewals-Terza-Stockwerkes**» mitgeschürften Rest der ehemaligen Unterlage des Scarl-Quattewals-Systems darstellt (entsprechend den Ausführungen im Abschnitt über die Fraele-Zone **könnte** man von einem Rest des «**Scarl-Quattewals-Ortler**»-Systems sprechen). Im «**Quattewals-Terza-Stockwerk**» wurden aber noch weitere Gleitbretter in höheren Niveaus gebildet. Dazu gehört hauptsächlich eine relativ selbständige Gleitbewegung des Obenor auf den oberen Mergel und dementsprechend die Anlage einer disharmonischen Tektonik zwischen **Quattewals-Schichten** und Obenor.

In der jüngeren Phase erfolgte ein Schub in südlicher Richtung (S bis SW). Die Terza-Schuppe wurde in ihrer heutigen Form mit einer aus dem Carn aufsteigenden listrischen Fläche auf die Quattewals-Decke geschoben. Im «**Quattewals-Terza-Stockwerk**» erfolgte die Rückschuppung vermutlich über ein Faltenstadium (verkehrte norische Basis-Schuppe). Der Rückstoss äusserte sich im Oberen Stockwerk der Quattewals-Decke mit südgerichteten Verschuppungen und Flexuren. Auf der Linie E-W **wirkte** dieser Stress in verschiedenen Niveaus verschieden stark, so dass man zum Teil relative **Drehbewegung** der einzelnen Schollen nach S und oben feststellen kann. Die Bildung der Quattewals-Decke als solche, das heisst die **Überschiebung** des gesamten Elementes (Unteres und Oberes Stockwerk) auf die Fraele-Zone dürfte ebenfalls in dieser Phase geschehen sein. Die Fraele-Mulde müsste demnach als südgeschlossene Synklinale eine Bildung der älteren Phase sein.

Bei der Diskussion der Fortsetzung des Scarl-Quattewals-Systems stellen wir fest, dass die Bildung der Terza-Schuppe in ihrer heutigen Form nur südlich des Ofenpasses nachgewiesen ist und daher vielleicht mit der **Aufwölbung** der **Gallo-Linie** (Hess 1953) in zeitlich-tektonischem **Zusammenhang** steht.

Die **Einwicklung** des **Terza-Carn** in die **Falcun-Mulde** scheint mit Bewegungen an der nord-westlichen **Randlinie** zusammenzuhängen.

Dadurch, dass in den **Trupchun-Keilen** wahrscheinlich noch **Paleozän** mitgefaltet ist, kann eine prä-tertiäre Phase für den **Grossteil der Tektonik** ausgeschlossen werden. Die **jüngsten** Bewegungen scheinen diejenigen längs der **«Engadiner-Linie»** gewesen zu sein.

## A. EINLEITUNG

### I. Geographisch-geologischer Überblick

#### a) Geographischer Überblick und Terrainabgrenzung

Die **Quattervals-Gruppe**<sup>1</sup> haut die südwestliche Ecke der **Engadiner Dolomiten** auf. Die **Gebirgsgruppe** ist im **Nordwesten** durch das **Engadin**, im **Norden** und im **Osten** durch den **Spöl** und im **Süden** durch die Linie **Val Trupchun–Val Saliente** begrenzt. Diese **teilweise geologisch** bedingten Eintiefungen um die **wilde Gipfelregion** scheiden sich in vier Punkten: **S-chanf** im südlichen, **Zernez** im nördlichen **Engadin**; **Livigno** im südlichen, **Punt dal Gall** im nördlichen **Spöltal**.

Das in der **vorliegenden Arbeit** beschriebene Gebiet liegt im **westlichen** Teil der **Quattervals-Gruppe**, vorwiegend im Gebiet des Schweizerischen Nationalparks. Die **Grenzlinie** im **E** wird durch die Fureche **Val Cluozza–Val Sassa** markiert, diejenige im **NW** durch den **Inn** zwischen der **Val Flin** bei **Cinuoschel** und **Zernez**. Die südliche Verbindung zwischen der **Val Flin** und der **Val Sassa** folgt, vom **Engadin** bis **Val Müschauns**, der ausgeprägten Überschiebung von gipfelbildender **Obertrias** auf den jüngeren **Sedimenten** der **Val Trupchun**. Im östlich der **Val Cluozza** anschliessenden Teil der **Quattervals-Gruppe** wird eine Neuaufnahme durch meinen Terrainkameraden **B. SCHNEIDER** durchgeführt. Die **Val Trupchun** ist in einer Diplomarbeit von **R. STEIGER** (1962) aufgenommen worden. Gleichzeitig war ein weiterer Schüler des Zürcher Instituts, **K. KARAGOUNIS**, im **Ofenpassgebiet** zwischen **Spöl** und **Ofenstrasse** tätig.

#### b) Geologische Übersicht und Gliederung

(Vergleiche **LK 1:50 000, Blatt 259**. Für geologische Übersicht vergleiche **Karten** von: **SPITZ** und **DYHRENFURTH** 1915, 1:50 000; **HEGWEIN** 1926, 1:25 000; Geologischer Atlas **Schweiz** 1:25 000, **Blatt Zernez**; Profile und **Karten PTT-Führer** Ofen–Umbrail.)

Geht man von **S-chanf** im **Engadin** talabwärts nach **Zernez**, so gewinnt man bereits einen guten **Überblick** über die geologischen **Elemente**, welche am Aufbau der westlichen **Quattervals-Gruppe**, auf der rechten Talseite, beteiligt sind.

Vorerst gelangt man aus der **breiten**, vorwiegend mit einer **Rauhwacken-** und **Gipsunterlage** versehenen Talsohle bei **S-chanf** an einen **mächtigen Dolomitklotz**, der auf der **linken Talseite** ansteht: den **Dolomit** von **S-chanf**. Von hier aus hat man einen **gross-**

<sup>1</sup>) Wir folgen hier der **Schreibweise** der **LK** (TA und geol. Lit.: **Quaternals**)

**r**artigen Ausblick auf den Südabfall der Quattervals-Gruppe in der Val Trupchun. Die unteren, steilen und durchfurchten Grashänge des Lias der Fraele-Zone, welche sich nach E bis in den Ortler fortsetzt, werden stellenweise von einem Band von **hell-weisslichen** und blutroten Felsstufen unterbrochen. Es sind dies jüngere Radiolarit- und Kreide-Vorkommen, welche den Kern der sogenannten Fraele-Mulde bilden. Unterhalb dieser Fraele-Zone ist in der Val **Trupchun** noch eine komplexe Zone mit kristallinen, **triadischen** und jüngeren Gesteinen aufgeschlossen. Oberhalb dem Lias, knapp über den Malm-Kreide-Serien, folgt längs einer scharfen, morphologisch nachgezeichneten Grenze eine **Überschiebung** durch obertriadische Sedimente. Der Hauptgipfel dieses **überschobenen** Elementes ist der weithin im Oberengadin sichtbare Piz **d'Esan**. Die **obertriadischen** Dolomit- und Kalkschichten dieses obersten Bauelementes nehmen weitaus den grössten Anteil am Aufbau der Quattervals-Gruppe ein. Sie sind es, welche zur Prägung des **Begriffes** der «**Engadiner Dolomiten**» geführt haben. Ihre sowohl morphologische als auch geologische Fortsetzung sind einerseits die parallel zum Engadin verlaufenden **Untereingadiner** Dolomiten, und andererseits die Gebirgskette des Piz del Ferro – Piz Murtaröl – Piz Umbrail, welche in ESE-Richtung gegen den Ortler zieht.

Bei der Weiterfahrt **innabwärts** durchquert man den Dolomit von **S-chanf** bei Chapella und stellt fest, dass sich die **Überschiebung** auf der Fraele-Zone gegen Norden fortsetzt. Langsam senkt sich die Scherfläche gegen den Talboden des Engadins, die Fraele-Zone keilt allmählich aus, und es scheint, als **würde** es der Obertrias der Engadiner Dolomiten gelingen, die Talsohle zu erreichen.

Bei **Cinuos-chel** stösst man auf ein **neues** Element, **welches** den Dolomit von **S-chanf** ablöst: das **Silvretta-Kristallin**. Von W her streicht der Südrand dieser gewaltigen Scholle ins Engadin, überquert den Inn und setzt sich auf der rechten Talseite als morphologische Unterlage der Quattervals-Gruppe fort bis zur Mündung der Cluoza-**schlucht** in den Spöl östlich Zernez. Von dort an nach NE baut das Kristallin auf der rechten Talseite des Engadins das Massiv der **Nunagruppe** auf.

Beim Dörfchen Brail erhält man einen Einblick in die steile Runse der Val Mela, welche vom **Nordgrat** des Piz **d'Esan** in den **Inn** führt. Hier ist ein schönes Profil aufgeschlossen. Man erkennt, dass sich zwischen dem Silvretta-Kristallin und der auskeilenden Fraele-Zone ein **weiteres** Element befindet: die Schuppenzone der Val Mela. In dieser Runse erblickt man also übereinander das Silvretta-Kristallin, die Schuppenzone der Val Mela, die inzwischen stark **ausgedünnte** Fraele-Zone und zuoberst das überschobene, obertriadische, gipfelbildende Stockwerk.

Zwischen Brail und Zernez, gerade nördlich der Val Mela, keilen alle die zwischen dem Kristallin und der gipfelbildenden Obertrias eingeschalteten Zonen aus. Einzig die basalen Teile der Schuppenzone der Val Mela scheinen sich direkt in die Basis des obersten Elementes fortzusetzen. So zeigt **uns** der Blick in die Val Tantermozza, beim Viadukt der RhB, über dem Kristallin nur noch die komplexen Strukturen in der gewaltigen Masse der Obertrias, deren **Abklärung** ein **Hauptproblem** dieser Arbeit darstellt.

Es lohnt sich noch, von Zernez aus gegen den Ofenpass aufzusteigen. Beim Queren der Val Laschadura tritt man wieder aus dem Silvretta-Kristallin heraus, in welchem man sich seit Cinuos-chel befunden hat, und gelangt direkt in die Obertrias der Engadiner Dolomiten. Inzwischen konnte man – von einem tieferen Punkt der Strasse aus – einen Blick in die Val Cluoza erhaschen. Dieses nach Norden in den Spöl entwässernde Haupttal der Quattervals-Gruppe liegt ganz in obertriadischen Sedimenten. Nur die Mündung durchbricht **schluchtartig** das Silvretta-Kristallin. Zuhinterst im Tal erblickt man den stolzen Piz Quattervals selbst. Die vier von ihm ausgehenden Täler sind die Val Sassa–Val Cluoza, die Valietta (ein Nebental der Val Cluoza), die Val Tantermozza und im Süden die Val Müschauns, welche gegen die Val Trupchun entwässert.

Aus diesen kurzen, absichtlich rein deskriptiv gehaltenen Erläuterungen geht hervor, dass sich am Aufbau der westlichen **Quaternals-Gruppe** vier **geologische** Hauptelemente unterscheiden lassen:

- |  |  |
|--|--|
| 1. Die gipfelbildende « <b>Obertrias</b><br>der Engadiner Dolomiten» | } Sedimente der westlichen<br><b>Quaternals-Gruppe</b> |
| 2. Die Fraele-Zone   |  |
| 3. Die Schuppenzone der Val Mela                                     |  |
| 4. Das Silvretta-Kristallin  |  |

Die gegenseitige tektonische **Lage dieser Elemente** ist stark umstritten, so dass mit diesem, lediglich der **Beschreibung** dienendem **Schema** nichts über ihre relative Stellung ausgesagt werden soll.

Das weitaus wichtigste **Abscherungsniveau** in den Engadiner Dolomiten liegt an der Basis des Carn. Daher ist es ohne weiteres möglich, in der Quaternals-Gruppe von einem **gipfelbildenden** Element der «**Obertrias** der **Engadiner Dolomiten**» zu sprechen. Begriffe wie Ober- und Unterbau sind dabei absichtlich umgangen worden, da sie in der bisherigen Literatur aufs verschiedenste gehandhabt worden sind. Die weitere tektonische Gliederung dieses Elementes ist folgende:

1. Quaternals-Decke (im S)
2. Terza-Schuppe (im N)
3. Falcun-Mulde (im N)

Alle drei Teilelemente sind aus **carnischen**, norischen und rhätischen Schichten aufgebaut.

## II. Allgemeiner historischer Rückblick und Problemstellung

Im folgenden möchten wir keine lückenlose Aufzählung aller bisherigen Arbeiten in den Engadiner Dolomiten wiedergeben, um so mehr als in den nachfolgenden Abschnitten immer wieder auf die Literatur zurückgegriffen wird.

Die moderne *stratigraphische* Gliederung der Sedimente nach ostalpinem Vorbilde wurde erstmals durch G. THEOBALD (1864—1866) versucht. Seine etwas schematisch ausgefallenen Schichtstufen beruhen auf **lithologischen** Vergleichen mit dem **Rhätikon**. Spätere **Fossilfunde** durch andere Geologen bestätigten aber bis auf wenige Ausnahmen die **Pionierleistung THEOBALDS**.

In der nachfolgenden Zeit erschienen Beiträge von W. GÜMBEL (1887—1892), E. BÖSE (1896) sowie schöne **Detailarbeiten** durch W. SCHILLER (1903—1906) und K. ZÖPPRITZ (1906). Im Ortlergebiet war W. HAMMER (1908) tätig.

Im Jahre 1914 schlossen A. SPITZ und G. DYHRENFURTH ihre Untersuchungen in den Engadiner Dolomiten ab und **legten** ihre Resultate in einer Monographie und einer schönen Karte im Massstab 1:50 000 nieder. Dieses **grossartige** Werk kann nicht genug **gewürdigt** werden, stellt es doch noch heute mit seinen unzähligen Beobachtungen die Grundlage aller weiteren Untersuchungen dar.

Seither wurde die Stratigraphie weiterhin ergänzt durch Detailaufnahmen in einzelnen Teilgebieten der Engadiner Dolomiten. Für uns besonders wichtig ist die Arbeit von W. HEGWEIN (1927), denn sie betrifft die Quaternals-Gruppe. In **bezug** auf die Stratigraphie übernahm HEGWEIN weitgehend die Ansichten von SPITZ und DYHRENFURTH.

Die mächtigen Kalkschichten in der Obertrias der Quattervals-Decke stellte er wie diese ins Rhät («Rhät in Quattervals-Fazies»). In den benachbarten Gebieten waren es vorwiegend Schüler R. STAUBS, welche weitere Beiträge lieferten. W. HESS (1953) gelangte als erster dazu, das sogenannte «Rhät in Quattervals-Fazies» als norisches **Schichtglied** zu bezeichnen. In neuester Zeit (1957–1960) wurde diese, bereits durch **Fossilfunde** von HESS untermauerte Ansicht weiterhin bestätigt durch Untersuchungen der Mailänder Schule (vergleiche POZZI und GIORCELLI 1960). Diese betreffen die südlichen Engadiner Dolomiten zwischen Quattervals-Gruppe und Ortler.

In *tektonischer* Hinsicht ist der Aufbau der **Engadiner Dolomiten** und ihre räumliche Stellung im Alpengebäude seit jeher stark umstritten. Obwohl die Deckenlehre durch das **Engadin** ihren Weg in die Ostalpen fand, so ist doch ein interner, grossräumiger Deckenbau der Engadiner Dolomiten auch heute noch keineswegs erwiesen.

Als erster Vertreter einer **grosszügigen** Deckenlehre besuchte R. **TERMIER** die Engadiner Dolomiten und legte seine Ansichten in den Jahren 1904–1905 erstmals nieder. Sein Deckenschema blieb weiterhin die Grundlage aller nachfolgenden Arbeiten, dem er hatte mit klarem Auge die Grundeinheiten bereits erkannt. Vom Ortler ausgehend unterscheidet **TERMIER** drei von S nach N überschobene Decken:

1. Ortler-Decke (unten)
2. Umbrail-Decke
3. Kristalline Klippen des Piz Chazfora (oben)

Jede dieser Decken weist im E eine **kristalline** Basis auf. Im W dagegen, im Gebiet der Quattervals-Gruppe, liegt die Umbrail-Decke i. S. **TERMIERS** ohne Kristallin auf den Sedimenten der **Ortler-Decke**. Das **Silvretta-Kristallin** verbindet **TERMIER** mit dem Braulio-Kristallin zur kristallinen Basis seiner Umbrail-Decke und damit der Engadiner Dolomiten schlechthin.

H. **SCHARDT** (1908), nach ihm F. ZYNDEL (1912) und D. **TRÜMPY** (1912) versuchten, im Gegensatz zu **TERMIER**, die Engadiner Dolomiten als Fenster unter der **Silvretta-Decke** zu deuten.

Die Österreicher W. **HAMMER** und O. **AMPFERER** traten im Jahre 1911 dagegen für eine autochthone Stellung der Sedimente auf dem Silvretta-Kristallin ein. Auch SPITZ und **DYHRENFURTH** fassen in ihrer Monographie das **Silvretta-Kristallin** als Unterlage der teilweise abgeglittenen Engadiner Dolomiten auf. Die tektonische Struktur der Sedimente ist aber nach diesen zwei Autoren nicht mit einem Deckenhau im Stile **TERMIERS** zu erklären, sondern stellt das Resultat eines **E-W** gerichteten Schubes dar. Daher tritt auch **hogenförmiges** Umschwenken der Streichrichtung auf (Rhätische Bögen), beispielsweise im Quattervals-Gebiet, wo sich die Unterengadiner Dolomiten über einen gegen W gerichteten Bogen mit der südlichen Kette der Engadiner Dolomiten verbinden. Die internen Strukturen sind nach SPITZ und **DYHRENFURTH** relativ autochthone Falten oder kleinere **Überschiebungen**.

Etwas später bereits negiert W. **HEGWEIN** den von SPITZ und **DYHRENFURTH** postulierten Bogen in der Quattervals-Gruppe. Auf Grund von Faziesdifferenzen im Rhät spaltet er von der Umbrail-Decke **TERMIERS** den südlichen Teil ab, bezeichnet diesen als Quattervals-Decke und ordnet sie als höhere Digitation der Ortler-Decke zu. Die Quattervals-Decke ist nach **HEGWEIN** eine intern stark verschuppte Einheit, welche im Gebiet des Piz **Murtèr** (Val Cluozza) mit der über sie gefahrenen Umbrail-Decke verkeilt ist. Die **Silvretta-Decke** liegt noch höher, und verursachte bei einem Vorstoss **Einwicklungen** in den Stirnpartien der Umbrail-Decke.

W. **LEUPOLD** übernimmt im Geologischen Führer von 1934 die Zweiteilung **HEGWEINS**, bezeichnet aber die Umbrail-Decke als Münstertaler Decke, so dass von der

einstigen Umbrail-Decke **TERMIERS** nur noch eine Schuppe am Piz **Umbrail** übrig bleibt. Gleichzeitig macht **LEUPOLD** wiederum auf die Möglichkeit grosser **Rückfalten** und **-überschiebungen** gegen **S** aufmerksam. Solche waren schon von **HAMMER (1908)** und **STAUB (1916)** angenommen worden. Nach **LEUPOLD** wären die nach **S** schauenden Strukturen in einer späteren Phase als **Ganzes** nach **NW** verfrachtet worden (transportierte Tektonik).

Im Jahre 1937 analysierte **R. STAUB** eingehend alle bis zu diesem Zeitpunkt erschienenen Gliederungsversuche. Er selber hatte sich schon früher mehrmals mit diesen Problemen befasst, besonders in seinem «**Bau der Alpen\***. In seiner Synthese von 1937 übernimmt auch er prinzipiell die Auffassungen **HEGWEINS**, stellt sie jedoch in einen anderen Rahmen. Nach **STAUB** lässt sich die Quattervals-Decke vom Braulio-Kristallin herleiten und ist damit die westliche Vertretung der Umbrail-Decke und nicht eine höhere Digitation des Ortler-Systems, wie dies **HEGWEIN** postulierte. Die Umbrail-Decke **HEGWEINS** (= Münstertaler Decke nach **LEUPOLD**) wird neu als Scarl-Decke bezeichnet. Diese stellt die vom **Silvretta-Kristallin** überfahrene Sediment-Stirn des Oberostalpins dar, indes Ortler-Decke und Umbrail-Quattervals-Decke zum **Mittelostalpin** gehören und in diesem Sinne als **Sedimentbedeckung** des Campo-Kristallins aufzufassen sind.

**W. HESS (1953)**, der die östliche Fortsetzung der Quattervals-Decke untersuchte, ordnete diese, ähnlich wie **HEGWEIN**, wieder dem Ortler-System zu. Dieses System ist längs der sogenannten Gallo-Linie gegen die Scarl-Decke angeprallt und wurde noch von einer höheren, nur in Klippen erhaltenen **Schubmasse** überfahren.

Eine für uns wichtige Arbeit **publizierte** im Jahre 1959 **H. EUGSTER**. Er macht auf den Zusammenhang **zwischen** dem **kristallinen** Untergrund und der Tektonik des **Sedimentmantels** aufmerksam. Dabei verfolgt er die Stirnelemente der Scadiden-Einheit vom **Unterengadin** bis in die nördlichen Teile der Quattervals-Gruppe, in die ehemalige Umbrail-Decke **HEGWEINS** hinein (Terza-Schuppe und Falcun-Mulde). Diese **Stirnelemente** betrachtet er als nördlichere Schuppen der Quattervals-Decke, so dass also Quattervals-Decke und Scarl-Decke einer Einheit angehören. Somit gelangt **EUGSTER** auf einem neuen Weg zur alten Auffassung **TERMIERS**.

Kurz vor seinem Tode befasste sich **R. STAW (1962)** noch einmal mit den Problemen der Engadiner Dolomiten. Nach einer eingehenden Diskussion über die **Abgrenzung** der Quattervals-Decke gelangt er zu einem neuen Deckenschema. Als höchste Einheit, welche die Sedimente der **Engadiner** Dolomiten überfahren hat, fasst er weiterhin die Silvretta-Decke auf. Darunter unterscheidet er drei Decken: zuoberst Quattervals-Decke, darunter Scarl-Decke und an der Basis die Ortler-Decke. Dabei hat jede der **zwei** hangenden Einheiten jeweils die liegende Decke auf weite Strecken überfahren. Die zwei oberen Digitationen fasst er zusammen mit dem **Umbrail-Kristallin** an der Basis als «**Umbrail-Decke neuer Prägung**». Der Umfang dieser Decke entspricht der **TERMIERSchen** Deutung; einzig die Deutung der internen Struktur mit Quattervals-Decke oben und Scarl-Decke unten steht im Gegensatz zur Auffassung **TERMIERS** und **EUGSTERS**. Diese «**Umbrail-Decke neuer Prägung**» stellt die von der Silvretta-Decke überfahrene Stirn des Oberostalpins vor. **Trotzdem** besteht ein Zusammenhang dieser subsilvrettiden Scholle mit der Grosina-Decke des oberen **Veltlins**, also mit dem **Campo-Kristallin**, so dass die «**Umbrail-Decke neuer Prägung**» als **höheres** Rückenelement der mittelostalpinen **Grosseinheit** der Campo-Decke aufgefasst werden muss. Damit vermittelt sie den **Übergang** zwischen Mittel- und Oberostalpin.

Aus diesen kurzen Darlegungen gehen die **Hauptprobleme** der **vorliegenden** Arbeit über die westliche Quattervals-Gruppe deutlich hervor:

1. Die Stratigraphie der Obertrias nach W. HEGWEIN muss auf der Grundlage der neueren Erkenntnisse von W. HESS, R. POZZI etc. einer Revision unterzogen werden. Dies betrifft besonders die Grenze Nor-Rhät.
2. Können in der Obertrias der westlichen Quattervals-Gruppe Faziesunterschiede festgestellt werden, die eine grosse tektonische Auftrennung derselben rechtfertigen?
3. Anhand der stratigraphischen Resultate soll der interne Bau der Gebirgsgruppe abgeklärt werden. Dabei stellen sich vor allem die Fragen, ob man einen Deckenbau vor sich hat, und inwiefern dieser von grosstektonischer Bedeutung ist.

### III. Begriffserläuterungen zur Stratigraphie

#### a) Terminologie von stratigraphischen Einheiten

Formationen, deren Abgrenzung lithologisch erfolgt, die jedoch vermutlich grösstenteils einer Stufe entsprechen, bezeichnen wir mit dem **Stufennamen** abzüglich der Endung **-ian** (z. B. Carn, Nor). Eine andere Formationsbezeichnung ist leider nicht verfügbar – das Carn des untersuchten Gebietes gleicht nur entfernt den Raiblerschichten der Typuslokalität. Auch der **Begriff** Hauptdolomit lässt sich nicht auf die vorwiegend kalkigen Bildungen **M** Nor der Quattervals-Gruppe übertragen. Die **lithostratigraphische** Verwendung von Stufennamen ist im alpinen Gebiet (leider) allgemein üblich. Eine **Überschneidung** der Adjektive (carnisch, norisch etc.) ist unvermeidlich. Die Bedeutung geht von Fall zu Fall aus dem Text hervor. Bei der Armut von Leitfossilien tritt die Anwendung von Stufennamen (auch in Adjektiven) in der vorliegenden Arbeit stark in den Hintergrund.

Schichtkomplexe **innerhalb** der Formationen bezeichnen wir mit lokalen (z. B. Diavel-Schichten) oder aus anderen Gebieten übernommenen Termini (z. B. Arlberg-Dolomit), oder aber wir gebrauchen **lithostratigraphische** Begriffe (z. B. obere Mergel). In jedem Fall **wird** die Beziehung zur chronostratigraphischen Stufe beziehungsweise Teilstufe soweit als möglich abgeklärt.

#### b) Zur Korngrössenbezeichnung und zur Terminologie der Karbonatgesteine

Die meisten sedimentpetrographischen Begriffe werden im betreffenden Abschnitt (p. 76) erläutert. Den Profil- und **Schliffbesprechungen** möchten wir lediglich einige **Begriffserläuterungen** vorausschicken, unter anderem die Definition der **Korngrössenbezeichnungen**. Im allgemeinen waren wir bestrebt, durch Umschreibungen die Ausbildung der Gesteine darzustellen, um damit terminologischen Schwierigkeiten auszuweichen.

Die Kristallinität der Gesteine ist für Feld-, makro- und mikroskopische Bezeichnung massgebend. Sie beruht bei Karbonatgesteinen häufig auf sekundären **Einwirkungen** (Umkristallisation, Dolomitisation). Die Korngrössenbezeichnung der Kristallinität führen wir nach einer modifizierten Skala des **ATTERBERG-Systems** durch (Tabelle 1).

Subjektiver als die Bezeichnung der Kristallinität ist im allgemeinen die meist im mikroskopischen Bereich angewendete Bezeichnung für die **Primärausbildung** der Karbonatgesteine. Diese ist aber häufig für die Faziesanalyse relevant. Die terminologischen Probleme sind von **RODGERS** (1954) eingehend diskutiert worden. Im vorliegenden Material, besonders der Obertrias, wenden wir eine Nomenklatur an, die stark an diejenige der klastischen Sedimente anlehnt. Wir verwenden für die **Korngrössen-Definition** (Tabelle 2) wiederum die Skala von **ATTERBERG** (Bezeichnung nach **GRABAU**).

mm	Bezeichnung	Bemerkungen
2 0,7 0,2 0,07	sehr grob	makrokristallin Makroskopisch erkennbares Korn
	grob	
	mittel	
	fein	
0,02 0,007	grob	mikrokristallin Schliffdicke (zirka 0,03 mm) Mikroskopisch erkennbares Korn
	fein	
0,002	dicht	Unterhalb 0,002 mm ist Kristallinität schwer nachweisbar

Tabelle 1

mm	Bezeichnung
2	Calcirudit, Dolorudit
	grob
0,7	Calcarenit, Dolarenit
	mittel
0,2	fein
	grob
0,07	Calcilutit, Dololutit
	fein

Tabelle 2

Unter Calcilutit (**Kalkpelit**) verstehen wir eine reine **Korngrößenklasse**, ohne dabei eine klastische Entstehung vorauszusetzen (**«Kalkschlamm»**). Ebenso ist der Begriff Dololutit kein Hinweis **darauf**, dass es sich primär um einen **Dolomitschlamm** handelte; es könnte sich ebenso gut um einen nachträglich dolomitierten Calcilutit handeln.

Der Begriff **Calcarenit** dagegen **schliesst** die Genese als **Kalksand** ein (**Dolarenit** ist im vorliegenden Fall wie Dololutit kein Hinweis **auf Primärdolomit**.) Die nähere Bezeichnung der **Calcarenite** in bezug auf klastisches Material geschieht im Text oder nach PETTJOHN (1957). Dabei verstehen wir unter **«Pellet»** (Onkoid) rundliche Gebilde unsicherer Entstehung. Der Begriff schliesst auch organische Bildungen wie Mikrokolonien nicht aus.

Der Begriff **Schillkalk** respektive **-dolomit** bezieht sich auf Anhäufung von meist **zerbrochenem** Schalenmaterial. **Infolge** der Sortierungsgesetze kann es natürlich vorkommen, dass **z. B. Mikrofossilien** weitgehend **unzerbrochen** bleiben. **Halbschillkalke** zeigen verstreute, oft **weniger** zerbrochene **Schalenreste** in einer calci-(dolo)lutitischen Grundmasse (vergleiche MERKI 1961).



### Spezielle Begriffe

Die «**structure grumeleuse**» fassen wir im Sinne von CAYEUX (1935) als **Umkristallisationsstruktur** auf. Eine weitere, spezielle Struktur ist die in der Obertrias **häufig** auftretende «**wolkige Struktur**» (**neuer Begriff**), auf die wir speziell eingehen werden (p. 99).

### Schichtungsphänomene, «**texturelle**» Begriffe

Schichtung im mm- bis cm-Bereich ohne Absonderungserscheinungen (Schichtfugen) nennen wir **Feinschichtung** (Adjektiv: feingeschichtet oder laminiert). Schichtung verbunden mit ausgeprägter Parallelabsonderung **nennen** wir Schichtung oder **Bankung** (z. B. schiefrig-gebant, **dünnegebant**, etc.). Die genauere Bankdicke geht im allgemeinen aus dem Text hervor.

In **bezug** auf eine Bank (Einheit) unterscheiden wir nach SANDER (1936) und NIGGLI (1952) folgende Hauptbegriffe für sedimentäre Parallelgefüge:

homogen	{	spezielle Texturen wie z. B. geregelte Sandsteine (graded <b>bedding</b> ).
		Inhomogenitätsflächen fehlen
inhomogen	{	feingeschichtet, oft rhythmisch, oft mit ausgeprägten
		Inhomogenitätsflächen

«**Geopetalgefüge**» ist ein spezieller Begriff nach SANDER (1936). Er drückt primäre Schichtungs- und Gefügekriterien aus, welche die Lagerung des Gesteins zur Zeit der Sedimentation erkennen lassen (z. B. graded bedding, fossile «Wasserwaagen»).

## B. DAS SILVRETTA-KRISTALLIN

### I. Einleitung

Wie aus der geologischen Übersicht am Anfang dieser Arbeit hervorgeht, setzt der **Südrand** des Silvretta-Kristallins beim Dörfchen **Cinuos-chel** über den Inn auf die Ostseite des Engadins. Zwischen Cinuos-chel und der Mündung des Cluozza-Baches in den Spöl bildet das Kristallin den nordwestlichen Sockel der Quattervals-Gruppe. Sowohl SPITZ und DYHRENFURTH (1914) als auch HEGWEIN (1927) haben diesen Abschnitt kartiert und beschrieben. Eine **Neuaufnahme** des gesamten **Silvretta-Kristallins** auf schweizerischem Gebiet **wurde** später von der Basler Petrographenschule durchgeführt (A. **STRECKEISEN** 1928, P. BEARTH 1932, F. SPAENHAUER 1932, Ed. WENK 1934). Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde das **Kristallin** nicht neu kartiert. Die hier angeführten Beobachtungen betreffen lediglich den Kontakt des **Kristallins** mit den Sedimenten (sogenannte «**nordwestliche Randlinie**»). **Gefügekundliche** Untersuchungen im Kristallin sind dabei nicht durchgeführt worden; sie könnten jedoch bei Berücksichtigung der weiteren Umgebung wichtige Resultate ergeben.

## II. Gesteine und Tektonik

Dieser Abschnitt ist eine der Literatur entnommene Zusammenstellung. Im übrigen sei auf die oben erwähnten Arbeiten verwiesen.

Bei der **Kartierung** wurde von den **Basler Petrographen** folgende Gesteine aus-  
geschieden:

1. «**Orthogneis**». Hauptsächlich zwei Varietäten: **feinkörnig-aplitische** und **grobflaserige** Augengneise. In der **Quatervals-Gruppe** treten **nur** Augengneise auf, hauptsächlich im Gebiet zwischen Cinuoschel und der Val Mela (Pignait, God Cumün).

2. Paragneis im allgemeinen. Die Paragneise sind sehr variabel und bilden **Übergänge** zu den Mischgneisen. Eine Zone von Paragneis zieht in der Quatervals-Gruppe von der Val Raschitsch über die Vallainas in die **Cluozza-Schlucht**. Im übrigen treten mehrere schmale Streifen von Paragneis im Amphibolit beim Talausgang der Val Tantermozza auf.

3. Mischgneise. Im Quatervals-Gebiet treten sogenannte **Mischgneise** mit vorwiegendem «**Orthomaterial**» auf. Mehrere **Züge** solcher Gesteine sind im Gebiet zwischen der Val Raschitsch und der Val Cluozza anstehend, unter anderem **am** Kontakt zu den Sedimenten in der Cluozza-Schlucht.

4. Amphibolit. Diese Gesteine sind für das **Silvretta-Kristallin** charakteristisch. Sie bauen eine mächtige Zone zwischen der Val Mela und der Val Raschitsch auf. Besonders schön sind sie bei der Ausweichstelle **Carolina** zu sehen. Eine granatführende Varietät ist in der Val **Verda** prächtig aufgeschlossen. Der Kontakt zu den «**Orthogneisen**» der Val Mela ist im nördlichen Talausgang beim **Tunnel** der Rhätischen Bahn sichtbar. Eine weitere, schwächere **Amphibolitzone** zieht durch die **Vallainas** südlich Zernez.

5. Diabase. Südlich von Zernez **werden** die Paragneise von einem kurzen **Diabasgang durchbrochen** (bei **Ruinas**).

Ausser den seltenen **Karbonatgesteinen** und den sogenannten Mischgneisen **ohne wesentlichen** Anteil an Orthomaterial, sind **M** Quatervals-Gebiet alle **Hauptgesteins-Gruppen** des **Silvretta-Kristallins** vertreten.

In bezug auf den tektonischen Bau unterscheidet E. **WENK** prä- und postdiabasische Tektonik. Da die Diabasintrusion als permisch bis mesozoisch angesehen wird, kann man nach diesem Autor von **voralpinen** und alpinen Bewegungen sprechen. Für den **voralpinen** Bau des **Silvretta-Kristallins** ist **Schlingentektonik** mit steilstehenden Achsen sehr charakteristisch. Schuppenbau ist ebenfalls nachgewiesen. Das **Kristallin** war jedenfalls schon vor der **Diabasintrusion** polymetamorph. Die Platznahme der «**Orthogneise**» erfolgte **syntektonisch**.

Die alpinen Bewegungen (postdiabasisch) haben nach **WENK** keine Metamorphose, sondern destruktive **Zertrümmerung** der Gesteine verursacht. Solche Mylonitzonen sind charakteristisch für die **postdiabasischen** Bewegungsflächen. Ein **weiteres** Kennzeichen für die jüngere Tektonik ist die sekundäre Schieferung der sonst massigen **Diabasgänge** oder deren **Versetzung**. In der **Nunagruppe**, also nahe dem Kontakt mit den Engadiner Dolomiten, stellte **WENK** anhand dieser Kriterien einen alpinen **Schuppenbau** fest.

## III. Die nordwestliche Randlinie in der Quatervals-Gruppe

Mit diesem Begriff bezeichneten **SPITZ** und **DYHRENFURTH** (1914) die **Ausbisslinie** des Kontaktes der **Silvretta-Scholle** mit den Sedimenten der Engadiner Dolomiten. Ver-

schiedentlich **wird** auch die Bezeichnung Stragliavita-Linie verwendet (nach dem Stragliavita-Pass östlich des Piz Nuna).

Der Kontakt ist zum grössten Teil von Schutt und Moräne verdeckt. Morphologisch tritt er jedoch im allgemeinen recht deutlich in Erscheinung durch einen etwas flacheren Geländestreifen. Gut aufgeschlossene Kontaktverhältnisse liegen in den Schluchten der Val Cluozza und der Val Tantermozza, vor allem aber in der Val Mela vor.

#### a) Der Kontakt in der Val Mela

Zwischen Cinuoschel und der Val Yela ist das Silvretta-Kristallin aus vorwiegend **grobflaserigen** Augengneisen aufgebaut. In den Felsen von Pignait beobachtet **man in** diesen Gesteinen einige helle, weisse bis bläuliche, **quarzgefüllte** Klüfte. Die scharf begrenzten Klüfte werden **bis** etwa 10 cm breit. Sie streichen NNE-SSW und **weisen** ein **durchschnittliches Fallen** von zirka  $60^\circ$  **gegen ESE** auf. Damit verlaufen sie fast parallel der Kontaktfläche in diesem Abschnitt. Das begleitende Gestein weist keine Spuren von Mylonitisierung auf.

In der Val Mela dagegen sind die dem Kontakt am nächsten stehenden Augengneise mylonitisiert. Die Mylonitgneiszone ist nur einige Meter mächtig und geht nach **unten** allmählich in die grobflaserigen Augengneise **über**. Ein Scherflächensystem, **welches** um eine ENE-WSW streichende Achse rotiert, durchsetzt die **Mylonitgneise** (vergleiche Fig. 2, Silvretta-Kristallin [Nr. 1]). HECWEIN (1927, p. 131) spricht von einer

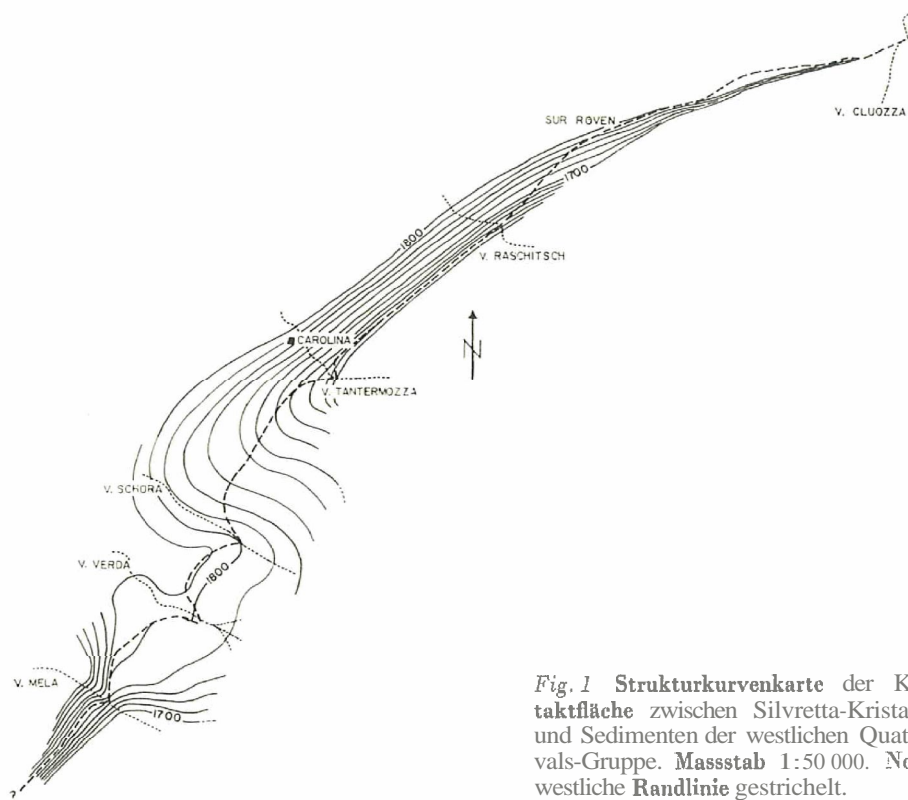


Fig. 1 Strukturkurvenkarte der Kontaktfläche zwischen Silvretta-Kristallin und Sedimenten der westlichen Quaternary-Gruppe. Massstab 1:50 000. Nordwestliche Randlinie gestrichelt.

**Schleppung im Kristallin.** Die genauere Bedeutung dieser Scherflächen ist **vorläufig** unbestimmt, sie hängen jedoch offensichtlich mit Bewegungen am Kontakt zusammen.

Die Kontaktfläche in der Val Mela fällt nach der Konstruktion mit etwa 30–40° gegen SE ein. Der unmittelbare Kontakt zu den Sedimenten ist nicht aufgeschlossen.

#### b) Die räumliche Lage der Kontaktfläche

**Zwischen** der Val **Cluozza** und der Val **Mela** streicht die Kontaktfläche im allgemeinen NE–SW und fällt gegen SE unter die Sedimente der Quattervals-Gruppe ein. Aus der **Strukturkurvenkarte** (Fig. 1) ergeben sich jedoch **zwei** Abweichungen von diesem allgemeinen Streichen.

1. In der Val **Cluozza** streicht die Mähe ENE–WSW und steht praktisch saiger. Derart durchquert sie gegen NE den **Falcun**, um in der **Spöl-Schlucht** in den normalen Verlauf einzuschwenken und sich, immer noch in sehr steiler Stellung, gegen den **Stragliavita-Pass** fortzusetzen.

2. Im Abschnitt zwischen der Val Mela und der Val Tantermozza scheint die **Kontaktfläche** aufgewölbt zu sein. Die **Kulminationsachse** dieses Gewölbes streicht E–W bis **SE–NW** und taucht, entsprechend dem Einfallen der Kontaktfläche, gegen E–SE ab.

Aus der **Isohypsenkarte** geht **nicht** hervor, wie diese Strukturen auf der **Kontaktfläche** **genau** gebaut sind, denn die Figur stellt ein **grösstenteils** interpoliertes Kurvenbild dar. Trotzdem muss der allgemeine Verlauf der Grenzfläche an diesen Stellen **gestört** sein, sei es in der Form eines Gewölbes, sei es **bruch-** bis flexurartig. **Wir** nennen die nördlichere Struktur **Cluozza-Flexur**, die südlichere **Verda-Aufwölbung** (nach der Val **Verda, östlich Brail**).

Schon **SPITZ** und **DYHRENFURTH** (1914, p. 157) und **HEGWEIN** (1927, p. 131,132) bemerkten Divergenzen im Streichen der **nordwestlichen Randlinie**, ohne jedoch näher **darauf** einzugehen.

In der westlichen Quattervals-Gruppe zeigen sich gewisse tektonische Beziehungen zwischen diesen Strukturen der Kontaktfläche des **Kristallins** und dem Verhalten der hangenden Sedimente, insbesondere der Schuppenzone der Val Mela (vergleiche **Fig. 4**).

## C. DIE SCHUPPENZONE DER VAL MELA

### I. Einheiten

Von der Val Mela an nach **S** schaltet sich **zwischen Silvretta-Kristallin** und **Fraele-Zone** eine komplexe Schuppenzone von triadischen Sedimenten ein. In der Val Mela am schönsten aufgeschlossen, gliedert sie sich dort wie **folgt** (von unten nach oben):

1. Basale Schuppen
2. Rauhacke
3. Verkehrte Schichtfolge
4. Normale Schichtfolge

Die geologischen Verhältnisse sind in den Figuren 2, 3 und 4 sowie den Profilen 9–11 dargestellt.

en ist vorläufig  
takt zusammen.  
wa 30–40° gegen  
geschlossen.

e im allgemeinen  
ppe ein. Aus der  
von diesem all-

iraktisch saiger.  
in den normalen  
gegen den Stra-

cheint die Kon-  
s streicht E–W  
gegen E–SE ab.  
f der Kontakt-  
liertes Kurven-  
1 Stellen gestört  
Wir nennen die  
g (nach der Val

27, p. 131, 132)  
, ohne jedoch

ie Beziehungen  
i Verhalten der  
rgleiche Fig. 4).

ELA

lin und Fraele-  
er Val Mela am  
h oben):

Profilen 9–11

Die Basalen Schuppen und die **Rauhacke** lassen sich **nach N** und **nach S weiter-** verfolgen. Dagegen steht die **Verkehrte Schichtfolge** praktisch nur in der Val Mela an. Die **Normale Schichtfolge** begleitet die **Fraele-Zone** als deren **Basis** von der Val Mela an nach Süden bis in die Val **Flin**.

Im allgemeinen sind die **Aufschlussverhältnisse** in der Val Mela gut, obwohl **Mur-**gänge von Jahr zu Jahr **Änderungen** herbeiführen können.

## II. Die Basalen Schuppen

Die zur Diskussion stehenden **Schichtglieder** sind auf etwa **1800 m Höhe** in der Val Mela **aufgeschlossen**. Es handelt sich dabei um eine **tektonisch verquetschte Zone**, bei der die einzelnen **Schichtglieder** oft nur **linsenförmig** erhalten sind.

### a) Lithologie

Die folgenden Nummern **beziehen** sich auf Fig. 2.

- 1) Myloutitgneis der **Silvretta** mit Scherflächensystem
- 2) Basale «**Rauhacke**»

Es handelt sich um maximal **1 m mächtige**, sporadisch im **Schutt** der rechten **Talseite** zutage tretende, **massige Felsstufen**. Das Gestein ist **brecciös**, sandig anzufühlen und zeigt eine **zellige, rauhackeartige** Struktur. Die **Anwitterungs-** und **Bruchfarbe** ist

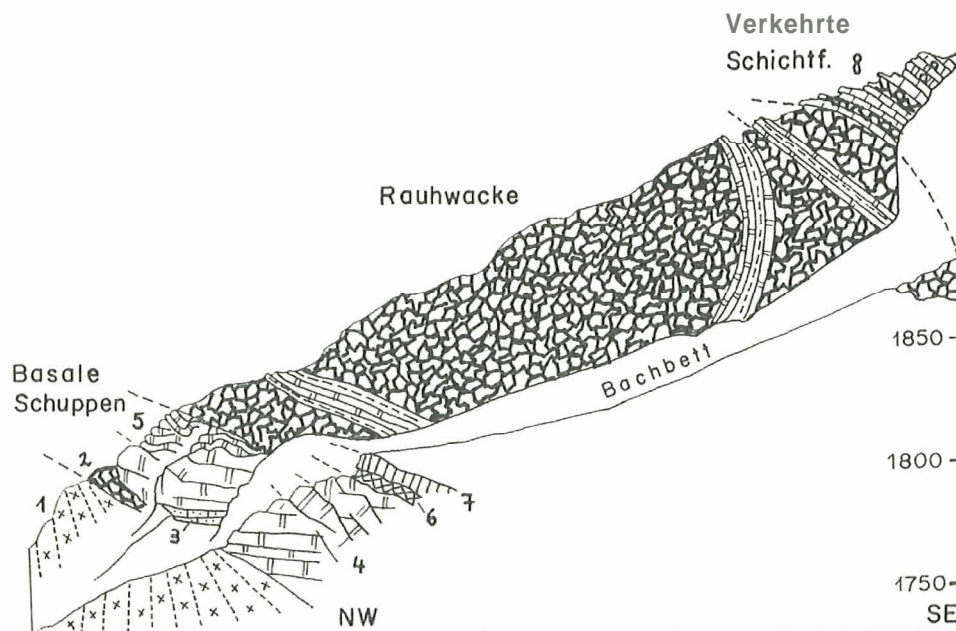


Fig. 2 Profil durch den unteren Teil der Val-Mela-Schuppenzone. Erklärung der Nummern vergleiche Text p. 21–26.

gelbbraun. Die Komponenten sind eckig, bis etwa **faustgross**. Man findet graue und beige Kalke, braune, sandige Kalke und **dunkle**, fein **lamellierte** Kalkschiefer. Das von der **Zellenstruktur erfasste** sandige **Bindemittel** reagiert heftig auf Salzsäure. Ein **Stück** desselben wurde in HCL kons. aufgelöst, der Rückstand gewaschen und im **Körnerpräparat** studiert. Dabei war uns **freundlicherweise** Herr J. NEHER (Zürich) bei der **Bestimmung** der Körner behilflich. Es ergab sich folgende **Vergesellschaftung**:

- Quarz: a) idiomorph-zweispitzig;  
b) gerundet mit Einschlüssen (Turmalin, Rutil, Pyrit);  
Feldspat: Teils idiomorph, teils leicht gerundet. Einschlüsse wie im Quarz. Mikroklin (selten) und Albit bestimmbar.  
Chlorit: Fein geschuppt, mit Einschlüssen.

Die **artenarme** Vergesellschaftung **scheint** teilweise authigen, **teilweise allothigen** zu sein. Ein Vergleich mit der mächtigen **earnischen Rauhacke** der Val Mela zeigt **grosse Übereinstimmung**.

Diese basale «**Rauhacke**» ist ein typisches **Begleitgestein** der **nordwestlichen Randlinie** im **Quattervals-Gebiet** und tritt auch in der Val **Tantermozza** auf. In der **Cluozza-Schlucht** stehen tektonisch **angehäufte Rauhacken** des basalen **Carn** der **Falcun-Mulde** neben der steilen **Kontaktfläche** an. Dieses Carn kann man gegen SW bis in die Val **Raschtsch** verfolgen, wo es mit **E-W** streichender Achse steil gegen S **abtaucht**. Die **petrographische** Beschaffenheit der basalen «**Rauhacke**» der Val Mela und der Val **Tantermozza** spricht dafür, **dass** es sich bei dieser **ebenfalls** um ausgewalzte, längs dem Kontakt **auf tretende Reste** von Carn der **Falcun-Mulde** handelt.

Die von **HEGWEIN** kartierte Verschuppung der basalen «**Rauhacke**» mit dem **Silvretta-Kristallin** in der Val Mela konnten wir **nicht** beobachten.

### 3) Sandiger Kalk

Von diesem sind nur drei **dünne, plattige Bänke** auf der rechten **Talseite** aufgeschlossen. Sie bilden **das** Liegende der von **h e n** tektonisch getrennten Dolomite (4).

Gestein:

Der graue, von helleren, bräunlichen **Schlieren** **durchzogene** sandige Kalk ist im Bruch **dunkelgrau, mikrokristallin**.

Dünnschliff:

Gut sortierter Calcarenit, dem etwa 15% gerundeter Quarz beigemischt ist. Die Korngrösse des Quarzes schwankt zwischen 0,05 und 0,5 **mm**. **Akzessorisch** idiomorpher Pyrit.

**Solche** sandige Calcarenite sind charakteristische **Gesteine** im Anis; sie bilden in der **stratigraphischen** Kolonne das **Übergangsglied** **zwischen** der mechanisch-klastischender unteren und der **karbonatischen Sedimentation** der mittleren Trias.

### 4) Dolomit

Er stellt das **auffallendste Glied** der **Basalen Schuppen** in der Val Mela dar. Auf der linken **Talseite** bildet er eine etwa 35 m **hohe** Wand, **M** Bach eine Bachstufe.

Gestein:

Mausgrauer, mikro- bis makrokristalliner Dolomit; **tektonisch zerbrochen**, so dass er in **winzig kleine, scharfkantige Brocken** zerfällt. Der Fels wirkt grösstenteils **massig, einzig** auf der linken Talseite ist **Bankung** zu erkennen (zirka 1 m starke **Bänke**). Viele, von **scharf begrenzten tektonischen** Mikrobrecien begleitete **Scherflächen** durchziehen das Gestein.

**SPITZ** und **DYERENFURTH** sowie **HEGWEIN** **fassten** in **ihrer** Karte **diesen** Dolomit als **norisch** auf. Das **Auftreten** der Linsen von Anis an der Basis lasst aber auch eine

Deutung des Dolomit als **Ladin** zu, besonders **weil** derart tektonisierte Dolomite sich nicht mehr unterscheiden lassen. Es ist wohl besser, dieses Schichtglied als Triasdolomit im allgemeinen zu bezeichnen.

#### 5) Kalkige Dolomite

Aus Fig. 2 geht hervor, dass der graue Dolomit auf der nördlichen Talseite immer mehr auskeilt und von plattigen, verfalteten Dolomiten überlagert **wird**.

Gestein:

Auffallend rot-gelb **anwitternde**, im Bruch tiefschwarze, stinkende, mikrokristalline, kalkige Dolomite. Tektonisch stark zerbrochen, oft durch eisenreiche Lösungen, welche die schreiende Rotfärbung verursachen, **sekundär** verkittet.

Diese plattigen, stinkenden Dolomite lassen sich ohne weiteres mit obertriadischen Gesteinen der Quattervals-Gruppe vergleichen. Wir fassen sie, wie auch **HEGWERN**, als norisch auf.

#### 6) Dolomit-Mylonit

Über dem grauen Dolomit tritt im Bach eine interessante, etwa 80 cm mächtige **Mylonitzone** auf. Interessant vor allem deshalb, weil dolomitische Gesteine im **Quattervals-Gebiet** unter tektonischer Beanspruchung meist zu **Kakirit werden (Kakirit = oft  $\pm$  unverfestigtes, brecciöses Trümmergestein)**. **Beim** ersten Blick glaubt man, in dieser Mylonitzone einen Gneis vor sich zu haben.

Gestein:

Hellgrauer Dolomit mit lentikular-flaseriger Textur.

Dünnschliff:

Bis 5 mm gmsse Porphyroklasten aus Dolomit oder Quarz. Die Lamellen der Dolomitkristalle sind nicht deformiert. Das Grundgewebe **wird** von ungleich körnigem, mikrokristallinem Dolomit gebildet, welcher sich mit einer marmorartigen, geregelten Textur um die Porphyroklasten schmiegt. Hohlräume mit **sekundärem** Quarz angefüllt, welcher idiomorphe Dolomitkristalle einschliesst. Teilweise geht aus dem Grundgewebe eine **partielle** Dolomitisation der Porphyroklasten vor sich. **Man** hat zweifellos Neubildung von Quarz und Dolomit während oder nach der tektonischen Beanspruchung vor sich.

#### 7) Kalkbank

Diese ist nur im Bach über der Mylonitzone aufgeschlossen. Es handelt sich um eine etwa 50 cm mächtige Bank von beigem Kalk. Bruch: grau-beige, dicht, durchzogen von einem Netz **weisser** Kalkadern. Diese Kalkbank stellt wohl das problematischste Glied der Basalen Schuppen dar. Nach unten ist sie tektonisch vom Liegenden getrennt, oben **wird** sie von der Rauhswacke überlagert. Rötliche, dichte **Kalke** treten im Anis des Ofenpassgebietes («**Bergnelkenkalk**»), aber auch **M Carn** der Umbrailgruppe (**SPITZ** und **DYHRENFURTH** 1914, p. 49) auf. Möglicherweise gehört die Kalkbank tektonisch bereits zur hangenden, **carnischen** Rauhswacke. Als nur in der **Val Mela** aufgeschlossene, kleine Linse ist sie jedenfalls von untergeordneter tektonischer Bedeutung.

#### b) Tektonik

Die Basalen Schuppen stellen eine beidseitig tektonisch begrenzte, in sich ausgewalzte und verschuppte Zone dar. In der nördlich **anschliessenden** **Val Verda** findet man im gleichen tektonischen Niveau, zwischen **Silvretta-Kristallin** und Rauhswacke, einen Aufschluss von schwarzen, plattigen Kalken. Diese lassen sich nach N in die Obertrias

der **Falcun-Mulde** weiterverfolgen. **Gegen S** stehen ebensolche Kalke und Dolomite am **Innknie** bei Cinuoschel, hart neben dem Kristallin, an.

### III. Die Rauhacke

Die mächtige Rauhacke der Val Mela stellt ein besonderes tektonisches Element dar, welches sich nach N mit der carnischen Basis der Terza-Schuppe verbinden lässt. Die besondere Stellung ist auch der Grund, warum sie hier für sich behandelt wird. Zur Diskussion steht vor allem ihre obere **Abgrenzung** gegenüber der Verkehrten **Schichtfolge**.

#### a) Lithologie

Die Rauhacke ist ein gelb oder grau **anwitterndes**, massiges, häufig brecciöses Gestein. Die im Bruch gelbe Grundmasse **ist** kalkig und enthält eine ähnliche **Mineralvergesellschaftung** wie die «**Rauhacke**» an der Basis des Val-Mela-Profiles (Chlorit etwas häufiger).

H. HEIERLI (1955) behandelt ausführlich das Problem der Genese von Rauhacke. Es sei daher in diesem Zusammenhang nur auf eine interessante Erscheinung in derselben hingewiesen: neben den vermutlich primären Breccienkomponenten von Dolomit und bunten Schiefen ist die Rauhacke an der Oberfläche häufig auch mit vorwiegend gerundeten Kristallinkomponenten vollgespickt. K. ZÖPPRITZ (1906) kartierte aus diesem Grunde die **Rauhacke** der Val Mela als «**untere Rauhacke**» (Grenzbildung zwischen **Unter-** und Mitteltrias). Das eingeschlossene Material entspricht jedoch der Zusammensetzung der im Gebiet auftretenden **Inntal-Moränen**. Die Verteilung des Kristallins in der Rauhacke ist im Knie der Val Torta auf zirka 1760 m **schön** sichtbar. Im **Tal**-einschnitt steht an der **Basis** eine relativ «saubere» Rauhacke an. Das Hangende, etwa 20–30 m hoch, ist bis zuoberst im **Taleinschnitt** von exotischem Material durchsetzt. Der oberste Meter enthält vorwiegend eckige **Kalk-** und Dolomitkomponenten **und** stellt verfestigten Gehängeschutt dar, dem einige **Kristallinbrocken** beigemischt sind. Ähnliche Gesteine stehen an der **Innbrücke** bei **Cinuoschel** an. Auch die sogenannten «Schotter von **Schanf**» sind zum Teil ähnlich ausgebildet. Einesteils kann man hier wohl an ein «Schmarotzen» der Moräne, des Schuttes und der Schotter auf der **Rauhacke** denken. Dies etwa im Sinne einer sekundären Verfestigung durch **sulfat-** und kalkreiche, aus der Rauhacke austretende Lösungen. Andererseits zeigt der **Aufschluss** in der Val Torta, dass man es doch mit einer relativ tiefen Durchdringung der **Rauhacke** mit jungem, exotischem Material zu tun hat, wobei die Rauhacke an sich ihre Struktur kaum verändert hat. Damit **wird** einmal mehr die grosse Mobilisationsfähigkeit der Rauhacken aufgezeigt, selbst in **posttektonischer** Zeit. Ob dieser Zeitpunkt mit der primären Genese der Rauhacke als solche zusammenhängt, oder ob sich die Mobilisation innerhalb des bereits bestehenden Gesteins vollzogen hat, steht hier nicht **weiter** zur Diskussion. Eine quartäre Spätphase der **Rauhackenbildung** scheint jedenfalls erwiesen zu sein.

Zur oberen Abgrenzung der carnischen Rauhacke ist folgendes zu bemerken: In der Val Mela wird sie von der Verkehrten Schichtfolge überlagert. Auf den ersten Blick scheint diese normal-stratigraphisch mit der Rauhacke zusammenzuhängen. Die im nächsten Abschnitt dargelegten Resultate zeigen jedoch, dass die Verkehrte Schicht-



folge in der Val Mela mit dem Anis beginnt, und dass das **Ladin** bis auf einige fragliche Reste im Bach fehlt. In der nördlicher liegenden Val **Verda** dagegen sind **M** Hangenden der Rauhwaacke noch einige Meter der typischen oberladinischen Grenzdolomite vorhanden. Dort beobachtet man in der nördlichsten **Lawinenrunse**, auf etwa 1920 m, folgende Verhältnisse:

1) (oben) zirka 3 m oberladinische **Grenzdolomite** (vergleiche p. 31 und 39): helle, gelbliche Dolomite mit roten und schwarzen Tonhäuten.

2) 2-3 m bunte Schiefer mit **Einlagerungen** von hellem, splittrigem Zellendolomit. Dazwischen eine Dolomitbreccie mit einer schlierigen, sandig-tonigen, bunten Grundmasse. Die hellen Komponenten werden bis **faustgross**.

3) Rötliche Rauhwaacke.

Die Breccie gleicht auffallend den Bildungen im Carn des **Piz Üertsch (Albulapass)**. Mit diesem Aufschluss in der Val **Verda** ist nicht nur der stratigraphische **Übergang** aus der Rauhwaacke ins obere **Ladin** aufgeschlossen, sondern es wird auch die verkehrte Lagerung des oberen Teils der Rauhwaacke dokumentiert. Damit war aber der primäre Zusammenhang zwischen der Rauhwaacke und der Verkehrten Schichtfolge in der Val Mela sehr wahrscheinlich stratigraphischer Natur.

#### b) Tektonik

Die eigentlichen **Lagerungsverhältnisse** der massigen Rauhwaacke werden in der Val Mela durch eingelagerte helle Dolomite und bunte Schiefer nachgezeichnet (Fig. 2). **Anhand** von diesen gewinnt man den Eindruck, dass die ausserordentliche Anhäufung von Rauhwaacke eine tektonische ist, und zwar in der Form einer liegenden Mulde. Der Kern der Mulde liegt in der Rauhwaacke; der hangende Verkehrtchenkel mag in sich noch verschuppt sein. Diese **muldenförmige** Lagerung **schliesst** den **direkten** stratigraphischen Zusammenhang **zwischen** der Rauhwaacke und dem Nor der Basalen Schuppen aus. Von dieser ist sie ja auch durch die **Mylonitzone** über dem Triasdolomit im allgemeinen getrennt. Andererseits entspricht die Mulde der gesamttektonischen Deutung der Rauhwaacke als eingewickelte Basis der Terza-Schuppe (vergleiche p. 136).

### IV. Die Verkehrte Schichtfolge

#### a) Lithologie

Im rechten **Talhang** der Val Mela steht über der Rauhwaacke von unten nach oben folgendes **Profil** an (vergleiche Fig. 2, **Nr. 8**).

1) 4 m **dünnebankte** bis schiefrige, mergelige, graue Kalke mit rostigen **Tonüberzügen** auf den Schichtflächen. Bruch: hell- bis dunkelgrau, fein-makrokristallin. Dazwischen mehrere hellgraue, zirka 20 cm mächtige Bänke von grauem **Zellenkalk**.

2) 2 m tektonisierter, grauer, dichter Kalk.

3) 6 m wiederum **dünnebankte** bis schiefrige, teils etwas mergelige (grau-beige) **Calcareniten** mit rostigen **Tonüberzügen** auf den Schichtflächen. Einschaltungen von fein-makrokristallinen Zellenkalken.

4) 6 m aus 3. hervorgehend: allmählich dicker gebankte, graue, **kalkreiche Dolarenite** mit feinen, mergeligen **Zwischenlagen** und Tonhauteüberzügen. Oft zellige Struktur. Im Anschliff erkennt man ooidische Komponenten bis 0,5 mm Durchmesser.

5) 0,3 m Oolith. In einer hellgrauen, **mikrokristallinen Kalkgrundmasse** sind dunkelgrau-schwarze Ooide eingelagert. Diese sind **gut** sortiert, undicht gepackt und **weisen** einen maximalen Durchmesser **von** zirka 2,5 mm auf; Form vorwiegend rund bis **ellipsoidisch**.

U. d. M. : Grundmasse:

**Mosaikstruktur** von Kalk **mit** **reliktisch** erhaltenen, runden bis ovalen **Pigmentanhäufungen**.

Ooide:

**Konzentrische** Anlagerung **gut** sichtbar, radiäre **Struktur** nicht vorhanden. Grösstenteils zu grossen, idiomorphen **Dolomikristallen umkristallisiert**.

6) 1–2 m **Calcarenite** und **Dolarenite** wie 4.

7) 3 m Schutt, mit einzelnen **dünnen** Bänken von grauen, feingeschichteten, **feinmakrokristallinen** Dolomiten.

8) Schutthalde.

Vorerst stellt man fest, dass in diesem Profil typische Ladingesteinefehlen, beispielsweise die **oberladinischen Grenzdolomite** oder der **Arlbergdolomit**. Eine übereinstimmende Vergesellschaftung von zelligem Kalk, **Calcarenit**, **Dolarenit** und Oolith findet man nach freundlicher **Mitteilung** von K. KARAGOUNIS dagegen im oberen Teil des Anis des Ofenpassgebietes, entsprechend **etwa** dem «**oberen Oolithhorizont**». In der **rechtsufrigen** Val Mela scheint demnach das Anis direkt auf der Rauhwaacke zu liegen. Das primär ziemlich sicher vorhandene **Ladin** ist zwischen den zwei Gleitniveaus der mittleren (Grenze Anis–Ladin) und der oberen (**carnischen**) Rauhwaacke ausgequetscht worden, ohne dabei eine ausgeprägte tektonische Narbe zurückzulassen. Durch die **Zellenkalke** wird vielmehr ein Zusammenhang mit der carnischen Rauhwaacke vorgetäuscht.

Die Schichten des oben **beschriebenen** **Verkehrtrprofils** biegen gegen das Bachbett herunter in eine senkrechte bis sogar überkippte (normale) **Lagerung** um. Man kann es jedoch wegen der **Schuttbedeckung** **selten** **direkt** in das **Bachprofil** verfolgen. Die typische **Oolithbank** fehlt hier bereits, wie überhaupt die ganze Serie des rechten **Talhanges** im Bach fast vollständig ausgequetscht zu sein scheint. Dafür **liegt** zwischen dem Anis und der **Rauhwaacke**, am **linken Talhang** einen kleinen Felsen bildend, ein grauer Dolomit vom Typus des **Arlbergdolomit**. **Über** der Rauhwaacke kann man **M** Bachbett **folgendes** Profil (von unten nach oben) angeben (die **Nummern** beziehen sich auf Fig. 3):

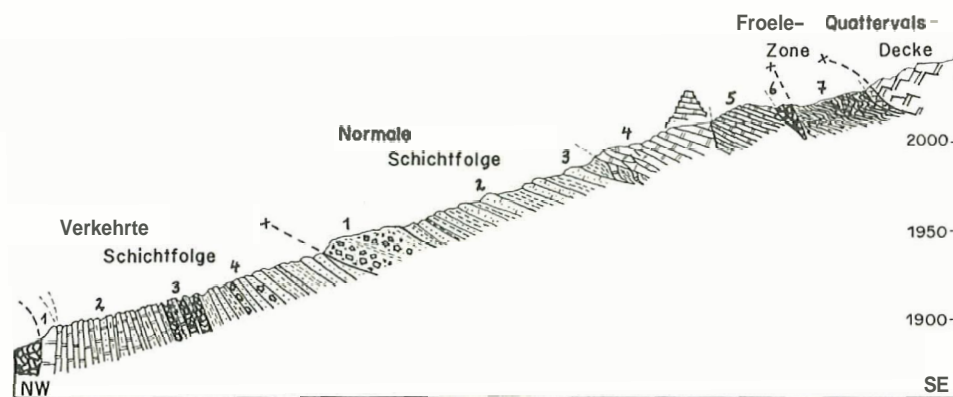


Fig. 3 Profil durch den oberen Teil der Val-Mela-Schuppenzone. Erklärung der Nummern, vergleiche Text p. 27-31.

asse sind dunkel-  
packt und weisen  
wiegend rund bis

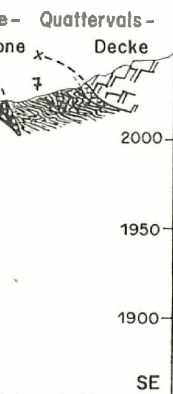
mentanhäufungen.

n. Grösstenteils zu

schichteten, fein-

fehlen, beispiele-  
line übereinstim-  
und Oolith findet  
ren Teil des Anis  
». In der rechts-  
ke zu liegen. Das  
niveaus der mitt-  
ke ausgequetscht  
wissen. Durch die  
Rauhwaacke vorge-

en das Bachbett  
m. Man kann es  
folgen. Die typi-  
schichten Talhanges  
ischen dem Anis  
a grauer Dolomit  
chbett folgendes  
f Fig. 3):



g der Nummern

1) Zirka 5 m, am linken Ufer aufgeschlossen: Arlbergdolomit (?). Massiger, **tektonisierter**, grauer, zuckerkörniger Dolomit, teils etwas «wurmstichig» (vergleiche HESS 1953).

2) Anis.

a) 3–4 m tektonisch zerbrochene, dunkelgrau bis schwarz **anwitternde, dünnebankte** Dolomite mit rostroten Tonputzen. In diesen könnten möglicherweise noch Äquivalente des **rechtsufrigen** Verkehrtsprofils, also der oberen Teile des Anis, vorhanden sein.

b) 6 m **dünnebankte**, hellgraue bis beige-rötliche, mikrokristalline Dolomite; teilweise mit sandigem Einstreu von Quarz. Im oberen Teil (stratigraphisch unten) mit dünnen **Einlagerungen** von gelblich-grünen Mergelschiefern.

3) 3 m **dünnebankter** (5–10 cm) Komplex von hellen Rauhwaacklagen, gelben Schiefen und grauen Dolomiten. **Anwitterung** auffällig gelbgrau. Die oberste **Rauhwaacke** ist brecciös (Komponenten: kleine, hellgraue Dolomite). Dieses Niveau dürfte etwa den sogenannten «**Campiler-Schichten**» entsprechen.

4) Buntsandstein (teilweise eventuell Verrucano?).

a) 0,5 m rote und grüne, serizitführende Siltschiefer) mit teils sandigen **Einlagerungen**.

b) 1,5 m Wechsellagerung von **dünnebankten**, gelb anwitternden, kalkhaltigen Quarz-Siltschiefer mit grobklastischen Quarz-Serizit-Sandsteinen und Mikrobrecchien. Die roten und grünen Quarzkörner zeigen Durchmesser bis zirka 5 mm.

c) 2 m Breccie mit roten und weissen Quarzkomponenten bis 1 cm Durchmesser in einer roten, sdtigen Quarz-Sandstein-Grundmasse («**Verrucano-artig**»). Schichtfugen **serizitisch**. An der **Basis** (stratigraphisch oben) rote und grüne Siltschiefer und siltige **Serizit-Quarz-Sandsteine**.

d) 5 m Bachschutt.

e) 8 m **Bachstufe** mit auffallenden, **smaragdgrün** angewitterten **Sandsteinen**. Es handelt sich um eine Wechsellagerung von grünen, **siltigen** Quarz-Sandsteinen mit grobklastischen, teils fein-brecciösen, bunten Quarz-Sandsteinen. Die Schichten werden von weissen, querlaufenden, verfalteten **Quarzschnüren** und **-gängen** durchzogen. Zu oberst treten muskovitreiche Quarz-Sandsteine auf. **Darüber** folgt «**Verrucano**» der normalen Schichtfolge.

Man hat hier eine Schichtfolge vom **Ladin** (?) bis zum **Buntsandstein** vor sich, bei welcher die Grenzbildung der sogenannten «Campder-Schichten») besonders deutlich hervortritt.

Im Buntsandstein ist zwar kein Pflanzenquarzit aufgeschlossen; im allgemeinen jedoch scheint dieses **Schichtglied** durchaus vergleichbar der Ausbildung im **Ofenpass**-gebiet. Möglicherweise muss man die smaragdgrünen, **siltigen** Sandsteine (Nr. 4e) bereits teilweise oder ganz als **Verrucano** bezeichnen; die untere Abgrenzung des Buntsandsteins ist problematisch. Aus den **Dünnschliffen** geht hervor, dass sehr viel sekundärer Quarz **vorliegt**, und dass in den siltigen, schlecht sortierten Sandsteinen und Breccien des Buntsandsteins wohl zur Hauptsache Kieselsäure das untergeordnete, sekundäre Bindemittel bildet. Man sieht im Schliff selten einen **wohldefinierten** Um-

) Unter dem Begriff Silt verstehen wir hier eine Korngrösse (zwischen **Feinschluff** und Sand) und nicht den Grad der Verfestigung der Gesteine. So **drücken** die **Übergangsbegriffe** wie **siltiger** Sandstein etc. zugleich den **Grad** der Sortierung der klastischen Sedimente aus.

riss der **Quarzkörner**; der Rand ist meistens lappig bis feinstrahlig und leitet direkt zur serizitischen Grundmasse über. Im Gegensatz dazu findet man runde, ganzrandige Quarzkörner weiter oben im stratigraphischen Profil, dort nämlich, wo die **Grundmasse** vorwiegend aus Karbonat **besteht** und die sekundäre Kieselsäure stark zurücktritt.

Zur Problematik der hier deutlich ausgebildeten, sogenannten «**Campiler Schichten**» hat K. **KARACOUNIS** (Arbeit im Druck) im **Ofenpassgebiet** Stellung **bezogen**.

Das Anis scheint vorwiegend **dolomitisch** zu sein; einzig die **rechtsufrig** aufgeschlossene Serie im oberen Teil des Anis ist stark kalkig.

#### Das «**Gneisband der Val Mela**»

Sowohl **SPITZ** und **DYHRENFURTH** als auch **HEGWEIN** kartierten in der Val Mela ein schmales Gneisband **zwischen** dem Buntsandstein der Verkehrten Schichtfolge und dem hangenden «**Verrucano**» der Normalen Schichtfolge. Diesen Gneis konnten wir nicht finden; die obersten Schichten des verkehrten Buntsandsteins sind **lauchgrüne, muskovitreiche** Quarzsandsteine. Sie sind zweifellos als normale **Einlagerungen** des Buntsandsteins (oder bereits des **Verrucano?**) zu bewerten, **SPITZ** und **DYHRENFURTH** beschrieben das Gestein als **Überganstypus** zwischen **Phyllitgneis** und Quarzphyllit (p.27).

#### b) Tektonik

Wie bereits angedeutet, ist die Verkehrte Schichtfolge in dieser, ihrer mehr oder weniger vollständigen Ausbildung nur in der Val Mela aufgeschlossen. Gegen S, in der Val **Torta**, **ist** sie nicht mehr vorhanden; der «**Verrucano**» der Normalen Schichtfolge überlagert dort direkt die Rauhacke. Gegen N deutet nur noch der beschriebene Aufschluss in der Val **Verda** auf die Fortsetzung der Verkehrten Schichtfolge hin.

In der Val Mela bildet sie eine um die Rauhackemulde **gehüllte**, liegende, nach N geöffnete Synklinale. Von dieser ist der hangende Verkehrschenkel und die Umbiegung in den normalen Schenkel in Form von saiger gestellten Schichten im Bach **aufgeschlossen**. Die Achse der Synklinale fällt steil, mit etwa 60°, gegen ENE ein. So wird das Auskeilen der Verkehrten Schichtfolge gegen NE und gegen **SW** verständlich; in der Val **Verda** steigt die plastische Rauhacke an, und verbindet sich über die **Verda-Aufwölbung** des **Kristallins** mit dem eingewickelten Carn an der Westseite des Muot **sainza** Bön. Der um sie gehüllte Verkehrschenkel von älterer Trias **wird** dagegen etwa auf der Höhe der Val Mela-Val **Verda** von der basalen Gleitfläche der Quaternals-Decke abgeschnitten, welche von dieser Stelle an nach N direkt über der Rauhacke verläuft. An derselben Stelle **wird** auch die Normale Schichtfolge durch diese basale Gleitfläche abgeschnitten. Von der Val Mela an nach S wird die gegen WSW aufsteigende Mulde der Verkehrten Schichtfolge bereits von einer tieferen Scherfläche, derjenigen an der Basis der Normalen **Schichtreihe**, abgeschnitten. Auch hier vermag sich die plastische **Rauhacke** längs der nordwestlichen **Randlinie** fortzusetzen.

Da die Verkehrte **Schichtfolge** die ältere Trias der Rauhackemulde darstellt, wäre unterhalb der Rauhacke das Auftauchen des normalen Schenkels von Mittel- und Untertrias zu erwarten. Die Basalen Schuppen, zumindest diejenigen unterhalb der Mylonitzone, stellen aber **zweifello**s die Fortsetzung der Falcun-Mulde dar. Oberhalb der Mylonitzone könnte man höchstens die **Kalkbank** (Fig. 2, Nr. 7) als Anis ansprechen und als Rest der älteren Trias deuten. Die Mylonitzone selbst ist die sekundär eingewickelte **Überschiebungsfläche** der **Terza-Schuppe** auf der Falcun-Mulde, auf die wir später noch eingehen werden.

## V. Die Normale Schichtfolge

### a) Allgemeines

Die Normale Schichtfolge umfasst eine lithologische Serie, welche vom «Verrucano» bis zum oberen Ladin, möglicherweise sogar bis zum untersten Carn reicht, wobei das Anis im allgemeinen ausgequetscht ist. Der Kontakt des «Verrucano» mit dem liegenden Buntsandstein der Verkehrten Schichtfolge in der Val Mela ist in seiner Natur schwer zu deuten. Trotzdem haben wir uns entschlossen, den «Verrucano» der Normalen Schichtfolge zuzuordnen und eine Scherfläche zwischen ihm und der Verkehrten Schichtfolge anzunehmen. Dafür können wir folgende Gründe anführen:

1. Im «Verrucano» scheint teilweise **graded bedding** aufzutreten, welches für eine normale Lagerung spricht. Solche Phänomene können theoretisch sogar in kleinsten Tümpeln **zustande gekommen** sein. Trotzdem ist dieses Kriterium in **solchen grobklastischen**, terrestrischen Ablagerungen wohl nur mit grösster Vorsicht anzuwenden (wie z.B. auch im Glarner Verrucano; siehe FISCH 1961).

2. Das tektonische Verhalten des «Verrucano»: er begleitet nach S über die Val Torta hinaus die Normale Schichtfolge als deren Basis. Dagegen ist die liegende Mulde der Verkehrten Schichtreihe nur in der Val Mela aufgeschlossen und wird gegen S und W vom «Verrucano» abgeschnitten.

### b) Lithologie

Das folgende Profil ist in der Val Mela aufgenommen (die Nummern beziehen sich auf Fig. 3), wobei im Text die scheinbaren Mächtigkeiten der Figur etwa auf ihren wahren Wert reduziert sind.

#### 1) 7–8 m roter «Verrucano»:

In einer roten, limonitischen, nur wenig serizitischen Grundmasse sind **vorwiegend** eckige **Quarzkomponenten** verschiedener Grösse eingelagert (Sand- bis Breccienfraktion). Zur Hauptsache brecciös mit dunkelroten und weissen Quarzkomponenten bis zu 10 cm Durchmesser. Umriss oft rechteckig. Sortierung im Mikrobereich schlecht, im **Makro-**bereich Abnahme der Komponentengrösse gegen oben. Lagemweise kann das Gestein siltig-schiefrig werden. Die Quarzbrocken führen häufig Erz (Pyrit, Hämatit).

Im Dünnschliff zeigen die Quarze undulöse Auslöschung mit einem eingeregelteten Gefüge. Die limonitreiche Grundmasse ist rotbraun-opak und enthält meist faserartig angeordnete Schmitzen von Serizit, Quarz und eventuell zersetztem Feldspat (?).

Gegen oben geht der rote «Verrucano» in eine grünlichere Varietät über, bei welcher die Komponenten bis zirka 3 mm Durchmesser aufweisen. Dieses Gestein gleicht auffallend den bunten, grobklastischen Sandsteinen und Mikrobreccien der Verkehrten Schichtfolge (Buntsandstein Nr. 4b). Die grünen und roten Farben der Grundmasse gehen ineinander über, ebenso bei den Serizit-Siltschiefern des hangenden Buntsandsteins. Es handelt sich hierbei offensichtlich um Unterschiede in der Reduktion des primären Eisengehalts.

#### 2) 30–35 m Buntsandstein.

Als Buntsandstein fassen wir eine zyklisch gegliederte Abfolge von feinen, **griffelig** zerfallenden Serizit-Siltschiefern und mehr oder weniger karbonatführenden **Quarz-**Sandsteinen auf. Schon SPITZ und DYHRENFURTH fiel die zyklische Gliederung auf (p. 39). Im Detail erkennt man folgendes Profil:

- a) grünliche Varietät des «**Verrucano**»;
- b) 3 4 m rote und grüne serizitische Siltschiefer und **siltige** Sandsteine;
- c) 2 m graubraun anwitternde Bank von **kalkhaltigem** Quarz-Sandstein.

U. d. M.: Die **Grundmasse** ist ein feines Gemisch von Karbonat, Serizit und faserigem Quarz. In dieser sind vorwiegend eckige, bis 1 mm grosse Quarze und Serizitblättchen eingelagert. Die undicht gepackten Quarzkörner sind meist scharf begrenzt, einzig wo sekundäre **Kieselsäure** angesetzt wurde ergibt sich ein faseriger **Übergang** zur **Grundmasse**. In der vorwiegend **fein-mikro-kristallinen** Grundmasse kann das Karbonat in einzelnen **idiomorphen** Kristallen oder in Nestern mosaikartig auskristallisiert sein, wobei eine feine **imonitische** Füllmasse die **Gefügeverhältnisse** akzentuiert. Beim Karbonat handelt es sich teilweise um Siderit.

- d) 2 m allmähliche Abnahme der sandigen Fraktion. **Übergang** zu stark siltigen Sandsteinen. Zuoberst 50 cm gelbe bis **lauchgrüne Siltschiefer**.
- e) 2-3 m an der Basis scharf begrenzte, dicke Bank von **kalkigem** Quarz-Sandstein wie bei c.
- f) 2 m grüne **und** rote, serizitische **Siltschiefer**.
- g) 1 m kalkhaltiger Quarz-Sandstein.
- h) 3 m grüne und rote, serizitische Siltschiefer; teilweise sandig.
- i) 1 m gelb anwitternder, brecciöser, vergruster, stark kalkiger Quarz-Sandstein mit Einschlüssen von bunten Siltschiefern.
- k) 3 m schlecht aufgeschlossen: serizitische Siltschiefer. Zwei **dünne**, sandige **Zwischenlagen** mit auffallend vielen roten Quarzen.
- l) **P 6** m tektonisierte, gelbe, kalkhaltige Quarz-Sandsteine mit grünen und rotei, serizitischen Siltschiefern. Zuoberst tektonisierte, hellgraue, kalkige **Dolomitlamellen** (zirka 10 cm mächtig) **im** Sandstein. Alles stark verfaltet mit ESE **streichenden** Achsen.

### 3) Scherfläche.

4) a) 6-7 m an der Basis tektonische **Mikrobreccie** mit **fein-makrokristallinen**, dunkelgrauen und rötlichen Dolomitkomponenten. Darüber tektonisierte, hellgraue und **dunkle** Dolomite. Schichtung nicht erkennbar.

b) 7 m Arlbergdolomit: allmählich stellt sich Schichtung ein. Es handelt sich um dickgebankte, hellgrau bis bläulich angewitterte Dolomite. Bruch **beige** oder grau, mikro- bis **fein-makrokristallin**.

### 5) Zirka 12 m oberladinische Grenzdolomite.

Aus dem Arlbergdolomit entwickeln sich die oberladinische Grenzdolomite wie folgt:

- a) Arlbergdolomit.
- b) 0,3 m drei helle, gelbweiss anwitternde Dolomitbänke. Bruch rosa-grau, dicht, splittrig.
- c) 1 m brecciöser Arlbergdolomit mit aufgearbeiteten Komponenten von b.
- d) 1 m dünngebankte, **weiss-rosa** anwitternde Dolomite. **Schichtflächen** mit gelben Tonhäuten. Bruch beige, dicht, splittrig.
- e) 8 m durch einen Bruch leicht heruntergesetzt folgen vorwiegend dünngebankte, **hellgrau** und beige **anwitternde** Dolomite mit gelben oder roten Tonhäuten auf den **Schichtflächen**. Bruch bräunlich bis rötlich, **mikro-kristallin** oder dicht splittrig. Einzelne Bänke **brecciös** mit aufgearbeiteten Brocken des Liegenden. Die Bankdicke liegt meist bei 10-20 cm **und** erreicht selten 1 m. Der oberste Teil durchwegs **dünngebankt** (zirka 5 cm starke Bänke) mit **bis** 2 cm dicken, gelben Schiefertou-Einlagerungen.

## 6) Zellenkalke.

a) 1 m direkt an die oberladinischen Grenzdolomite **schliesst** sich ein brecciöser, zelliger Kalk an. In einer braunen, splittrig brechenden **Grundmasse** sind bis 1 cm grosse, **weisse**, vergruste Kalkbrocken eingelagert. Wo sie herausgelöst sind, entsteht die zellige Struktur.

b) Steilstehende Scherfläche (mit 70° SSE fallend). Darüber 1 m grauer Zellenkalk.

c) 1 m gelbe, **rauhwackenartige** Breccie (**Carn?**). Einschlüsse von schwarzen **Kalkschiefern** des hangenden Lias bezeugen die tektonische **Überprägung** des Gesteins, welches sonst als Komponenten kleine weisse Dolomitstücke enthält.

## 7) Lias der Fraele-Zone.

Das auffallendste Gestein der Normalen Schichtfolge ist die als «**Verrucano**» bezeichnete rote Breccie an der Basis des Profils. Möglicherweise ersetzt diese weitgehend den Buntsandstein in seinen unteren Teilen und wäre dementsprechend zu Bezeichnen. Einen Hinweis auf diese **Möglichkeit** findet man im Buntsandstein der Verkehrten Schichtfolge. Dort tritt ebenfalls, allerdings nur geringmächtig, eine ähnliche rote Breccie auf (Nr. 4c), welche nach stratigraphisch oben in eine grünliche Varietät übergeht.

Die stark karbonatische, zyklische Entwicklung dessen, was wir in der **Normalen** Schichtfolge als Buntsandstein aufgefasst haben, unterscheidet **sich** in der Ausbildung vom entsprechenden Horizont der Verkehrten Schichtfolge. Ähnliche Faziesunterschiede sind aus dem Ofenpassgebiet bekannt, **wo** sie als Ausdruck der schwankenden Verhältnisse **zwischen** klastischer und karbonatischer Sedimentation auftreten (**Schwankungen** in der Mächtigkeit des «**Campiler** Niveaus)). **Teilweise** könnte der Faziesunterschied in der Val Mela von einer **ähnlichen** Wechselwirkung verursacht sein. Immerhin geht aus dem Auftreten der roten Breccie in **beiden Schichtfolgen** hervor, dass einzelne lithologische Glieder im Verrucano-Buntsandstein-Komplex **gemeinsam vorkommen**. Es scheint, als hätten **wir** in der Val Mela einen **Übergang** von der Ofenpassfazies (mächtige Verrucano-Buntsandstein-Ausbildung, rote Breccie fehlt in der hier beschriebenen Ausbildung) zur westlichen Ortlerfazies (magere Verrucano-Untertrias, fast **ausschliesslich** rote Breccie bei Varusch).

Die Grenze Untertrias-Mitteltrias ist offenbar ein ziemlich wirksamer Gleithorizont, längs welchem das Anis ausgequetscht worden ist. In der Val Mela fehlen sichere **Anzeichen** dieser Formation; in der südlicher liegenden Val Torta ist im Bachbett, an der Basis des **Ladins**, eine Linse **von** schwarzen, **dünnpfannigen** Dolomiten aufgeschlossen, die wir als Anis auffassen.

Das **Ladin** der Normalen Schichtfolge ist stets durch einen tektonischen Kontakt vom Liegenden getrennt. Man unterscheidet **Arlbergdolomit** (unten), und oberladinische Grenzdolomite (oben), wobei die von der Basis her tektonisch reduzierte Formation unvollständig erhalten ist. Wie weit diese Reduktion gehen kann, zeigt ein Vergleich zwischen den Mächtigkeiten des **Arlbergdolomits** der Val Mela und der Val Torta. In der Val Mela haben wir 7 m **gebankten** **Arlbergdolomit** festgestellt, in der Val Torta (rechte Talseite) findet man einen zirka 40–50 m hohen Felsen derselben Gesteine! Die **Fazies** des **Arlbergdolomits** ist im ostalpinen Sedimentationsraum weit verbreitet. Aus eigener Anschauung kennen wir sie vor allem aus dem Spöltal **und** stellten bei dieser eine weitgehende **Übereinstimmung** mit der Ausbildung in der Normalen Schichtfolge fest. Dasselbe gilt für die oberladinische Grenzdolomite, welche von allen bisherigen Autoren ins **Carn** gestellt wurden. K. KARAGOUNIS (mündliche Mitteilung) konnte **im** Spöltal für diese Schichten ladinisches Alter nachweisen und führte ihre hier verwendete

Bezeichnung ein (vergleiche p. 39 dieser Arbeit). Diese Schichten leiten die carnische Regression ein und sind daher in den westlichen Ostalpen recht wechselvoll ausgebildet. Im Spöltal enthalten sie Diabaseinlagerungen, sind jedoch sonst gleich geartet wie in der Normalen Schichtfolge. In der westlichen Ortlerzone treten sie ebenfalls auf, allerdings in einer viel tonigeren Fazies. In der Verkehrten **Schichtreihe** haben wir sie im Dache der Rauhwaacke in der Val Verda **kennengelernt**. Sie bilden die einzige Vergleichsmöglichkeit der Mitteltrias **beider** Schichtfolgen der Val-Mela-Schuppenzone, da in der Verkehrten Schichtfolge das **Ladin** grösstenteils fehlt, das Anis dafür recht gut erhalten ist.

Im Spöltal folgen **über** den oberladinischen Grenzdolomiten, **wie** in der Val Mela, Zellenkalke, die von KARAGOUNIS ins **Ladin** gestellt werden. Sie leiten zur hangenden, **carnischen** Rauhwaacke über, dem bedeutendsten Gleitniveau der **Engadiner** Dolomiten. Auch hier findet man also in der Normalen Schichtfolge eine Analogie zum **Ofenpass**-gebiet.

Zusammenfassend stellen **wir** fest:

1. Ein Vergleich zwischen der Verkehrten und der Normalen Schichtfolge kann, **in**folge der verschiedenen, tektonischen **Reduktion** der Mitteltrias, praktisch nur in der Untertrias und **im** oberen **Ladin** durchgeführt werden. Dabei stellt man in der **Unter**trias **fazielle** Differenzen fest, die jedoch relativ lokaler Natur sein könnten. Das obere **Ladin** ist in **beiden** Schichtfolgen ähnlich ausgebildet.

2. Die Untertrias der Normalen Schichtfolge lässt sich am besten mit der Untertrias der westlichen Ortlerbasis (Val Casanna, Val Trupchun) vergleichen.

3. Das Anis der Normalen Schichtfolge ist allgemein ausgequetscht. Im **Ladin**, dessen Basis tektonisch reduziert ist, stellt man eine **grosse Übereinstimmung** mit dem **Ladin** des Ofenpassgebietes fest. Dies gilt besonders für die Serie der oberladinischen **Grenz**dolomite, welche beispielsweise in der westlichen Ortlerzone in einer tonigeren Fazies abgelagert wurden.

Die hier angestellten Faziesvergleiche müssen indes bei tektonischen **Parallelisationen** mit grösster Vorsicht angewendet werden. Schon die 6- bis **7fache**, tektonisch bedingte Reduktion **des** Arlbergdolomits, zwischen der Val Torta und der Val Mela, lässt den relativen Wert der **Mächtigkeiten** erkennen, ganz zu schweigen von der Ausquetschung ganzer Formationen. Leider können aus diesem Grunde nicht die gesamten Schichtfolgen, sondern nur einzelne **Schichtglieder** miteinander verglichen werden; diese erscheinen zudem für solche Vergleiche, je **nach** Sedimentationsverhältnisse, oft ungeeignet.

#### e) Tektonik

Die Tektonik der Normalen Schichtfolge geht aus der tektonischen Karte und den **Profilen** 9–11 hervor. Nördlich der Val Mela keilt die Serie, auf der Höhe der **Verda**-Aufwölbung, zwischen der eingewickelten **Rauhwaacke** der Terza-Schuppe und der basalen Gleitfläche der Quattervals-Decke aus. Gegen S begleitet die Normale **Schicht**folge den Fraele-Lias als dessen Basis bis in die Val Flin. Auf dieser Strecke tritt im Dache eine Verschuppung auf, welche **nur** das **Ladin** betrifft und in der Val Torta schön sichtbar ist.

#### 1. Die basale Mulde:

Durchsteigt man die Val Torta, so gelangt man kurz nach dem scharfen Knie des Tales auf zirka 1800 m an den roten «**Verrucano**» der Normalen Schichtfolge. Er liegt hier



ten die carnische  
 elvoll ausgebildet.  
 geartet wie in der  
 s auf, allerdings in  
 sie im Dache der  
 leichsmöglichkeit  
 n der Verkehrten  
 halten ist.

in der Val Mela,  
 a zur hangenden,  
 dner Dolomiten.  
 ie zum Ofenpass-

htfolge kann, in-  
 ktisch nur in der  
 an in der Unter-  
 nnten. Das obere

mit der Untertrias

Im Ladin, dessen  
 g mit dem Ladin  
 dinischen Grenz-  
 tonigeren Fazies

Parallelisationen  
 tonisch bedingte  
 l Mela, lässt den  
 r Ausquetschung  
 samten Schicht-  
 werden; diese er-  
 nisse, oft unge-

a Karte und den  
 Höhe der Verda-  
 ppe und der ba-  
 normale Schicht-  
 Strecke tritt im  
 Val Torta schön

harfen Knie des  
 lge. Er liegt hier

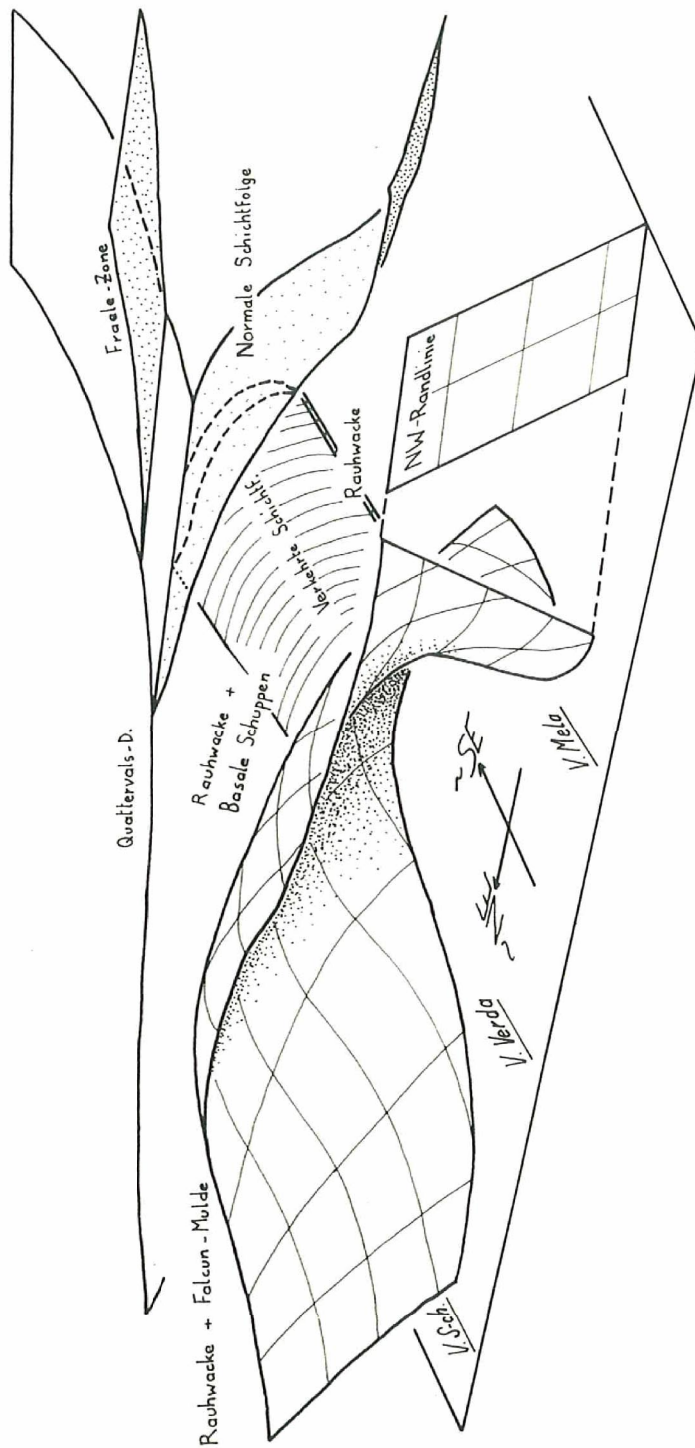


Fig. 4 Versuch einer schematisierten geometrischen Darstellung der räumlich-tektonischen Verhältnisse im Gebiet der Val Mela-Val Verda. Die Ebenen sind tektonische Trennflächen der einzelnen Einheiten; einzig die Verkehrte Schichtfolge ist als Faltenzone dargestellt.

direkt über der Rauhwacke. In der Val Mela liegt dagegen die Basis der Normalen Schichtfolge auf zirka 1940 m. Zwischen diesen **beiden** Tälchen bildet demnach die Normale Schichtfolge, durch den roten «**Verrucano**» im **Gelände** nachgezeichnet, eine S bis SE fallende Platte. Etwa in der Val Torta biegt der Ausbiss des «**Verrucano**» in eine horizontale Lage um. Halbwegs zwischen der Val Torta und der Val **Flin** finden wir den südlichsten Aufschluss dieser Basis auf 1800 m. Die **muldenförmige** Lagerung der **Untertrias** mit dem S-fallenden N-Schenkel, passt sich mit dieser Struktur dem S-Schenkel der **Verda-Aufwölbung** an, **wobei** die Verkehrte Schichtfolge durch die basale **Scherfläche** der Normalen **Schichtfolge** gegen S abgeschnitten **wird** (vergleiche Fig. 4). Die Verschuppung der Mitteltrias in der Normalen Schichtfolge liegt über **dem** tiefsten Teil der Mulde.

## 2. Die Torta-Schuppe :

Über dem «**Verrucano**» der Val Torta folgt, am nördlichen Talhang aufgeschlossen, der gegen den Bach herunterziehende Buntsandstein. Diese weiche, **schuttreiche** Halde **wird** talaufwärts durch einen mächtigen Felsen von Arlbergdolomit abgelöst, welcher bruchartig neben den Buntsandstein gesetzt ist. Er bildet turmartige, bizarre **Verwitterungsformen**, welche an die **Felstürme** in der oberen Val Mela **erinnern** (vergleiche Fig. 3). Im Bach sind an der Basis dieses Felsens die bereits erwähnten anisichen Dolomite aufgeschlossen. Gegen oben geht der Arlbergdolomit allmählich in die **oberladinischen** Grenzdolomite über, was morphologisch durch eine Verflachung des Geländes nachgezeichnet wird (zirka 1940 m). Im Bachbett bilden diese Schichten **einen** kleinen Wasserfall. Sie fallen flach, mit zirka 15–20° gegen SE ein. Etwas **weiter oben** verzweigt sich die Val Torta in zwei Seitenarme. **Verfolgt** man den nördlichen Arm, der in den Schuttkessel des **Fourun** führt, so stösst man nach einem Schuttunterbruch wiederum auf diploporenführenden **Arlbergdolomit**, der mit zirka 30° gegen S fällt. Nach oben geht er normal in oberladinische Grenzdolomite über. Auf rund 2000 m erfolgt die **Überlagerung** durch die Fraele-Zone längs einer scharfen, mehr oder weniger horizontal verlaufenden Gleitfläche. An der Basis derselben ist in der mittleren Rippe der Val Torta noch ein Paket von Arlbergdolomit eingeschuppt.

Man kann also bei der Begehung der **Val Torta** eine **Basale Schichtfolge** («**Verrucano**» bis oberladinischer Grenzdolomit) von einer ihr diskordant aufgelagerten, aus **Ladin** bestehenden Schuppe abtrennen: die **Torta-Schuppe**. Das **Ladin** der Basalen Schichtfolge streicht NE–SW und fällt flach gegen SE ein, dasjenige der Torta-Schuppe streicht E–V und fällt etwas steiler gegen S ein.

Der **Arlbergdolomit** der Torta-Schuppe lässt sich gegen N bis fast in die südliche Böschung der Val Mela verfolgen, wobei die waagrecht verlaufende basale Gleitfläche der Fraele-Zone in der Intersektion immer tiefer in den S-fallenden Arlbergdolomit **heruntergreift**. Nach einem kurzen, aufschlusslosen Zwischenstück tritt man in die S-Böschung der Val Mela ein. Inzwischen ist die basale Gleitfläche der Fraele-Zone ihrerseits zirka gegen N bis auf den Buntsandstein herunter getaucht und schneidet damit die gesamte Mitteltrias mit den **Verschüppungen** ab. Im Taleinschnitt tritt, wie aus **Fig. 3** hervorgeht, das **Ladin** wieder in Erscheinung. Es ist nicht auszumachen, **ob** es sich hierbei um das **Ladin** der Basalen Schichtfolge, um die Fortsetzung der Torta-Schuppe oder um eine Kombination **beider** Elemente handelt. Bei der letzteren Annahme **könnte** der **Bruch** zwischen dem Arlbergdolomit und den **oberladinischen** Grenzdolomiten (Fig. 3, Nr. 4/5) die Trennung der Schuppen darstellen, wobei ein **Normalprofil** **vorge-täuscht** wird.

Von der Val Torta an gegen S kann man die Torta-Schuppe **weiterverfolgen** in die Gegend des God Splars, **wobei** unter der sich leicht senkenden basalen Gleitfläche der

Fraele-Zone die oberladinischen Grenzdolomite **hereits** fehlen. Die Basale Schichtfolge ist in einzelnen Aufschlüssen durch «**Verrucano**», Arlbergdolomit, oberladinische **Grenzdolomite** und Zellenkalke vertreten. Ziemlich genau 500 m südlich des scharfen **Talknies** der Val Torta, auf einer Höhe von zirka 2000 m im God Splars, findet die südliche Fortsetzung der Torta-Schuppe ihren vorläufigen Abschluss an einem steilen Bruch, **welcher** die basale Gleitfläche der Fraele-Zone gegen Süden um etwa 60 m heruntersetzt. Von dieser Stelle an gegen S **wird** die Fraele-Zone von Oberladin der Basalen Schichtfolge unterlagert. Allmählich treten jedoch die **Arlbergdolomite** an die **Scherfläche** heran. Etwa 200 m nördlich der Val Flin stellen sich wieder die oberladinischen Grenzdolomite der Basalen Schichtfolge ein. Nach einem durch Schutt **und** Vegetation bedeckten Unterbruch gelangt man an die **grossen** Felsen am Eingang der Val Flin (1760 m). In diesen bemerkte schon HEGWEIN eine Verschuppung. Die Basis umfasst nach seiner Kartierung **Ladin-Nor (Hauptdolomit)**, die ihr aufgelagerte Schuppe **Ladin** und basales Carn (im Sinne der oberladinischen **Grenzdolomite**). Es besteht jedoch kein Grund, den Felsen der Val Flin teilweise als Hauptdolomit anzusprechen. Vielmehr liegen dieselben **Verhältnisse** wie in der Val Torta vor: an der Basis das **Ladin** der Basalen Schichtfolge, darüber das **Ladin** der Torta-Schuppe, immer noch auf oberladinischen Grenzdolomiten (Carn nach HEGWEIN) der **Basalen** Schichtfolge auflagernd. Ein kleiner, **diploporenführender Aufschluss** im Bach auf zirka 1650 m ist das älteste noch aufgeschlossene Schichtglied der Basalen Schichtfolge.

In der südlichen Böschung der Val Flin schliesslich ist die basale Scherfläche der Fraele-Zone wiederum herunter gesetzt. Dieser etwa **ENE-WSW** verlaufende steile Bruch schneidet den verschuppten Rest der **Normalen** Schichtfolge endgültig ab. **In** der Ebene **von** Flin reichen die Aufschlüsse der Fraele-Zone fast bis in den **Talboden** des Engadins herunter.

In derselben tektonischen **Lage** wie die Normale Schichtfolge, also an der Basis der Fraele-Zone, treten in der Val Trupchun **Rauhacken**, carnische Dolomite, Buntsandstein, Verrucano und **Casannaschiefer** auf. Diese Serie scheint sich mit der Trias der Fraele-Zone in der **Val Casanna zu** verbinden. Sie wurde von R. STAUB (1962) als **Varusch-Serie** bezeichnet. Ihr mutmasslicher Zusammenhang mit der Normalen **Schichtfolge** wird auf p. 136 der vorliegenden Arbeit diskutiert.

## D. DIE FRAELE-ZONE

### I. Allgemeines

Der Begriff Fraele-Zone bezeichnet eine **vorwiegend** aus jurassischen Sedimenten aufgebaute Gesteinszone, welche **sich** von der Val Mela in die Val Trupchun und **von** dort über die Fuorcla **Trupchun** in die Valle di Fraele verfolgen lässt. Beim Lago di San Giacomo di Fraele keilen die jurassischen Schichten aus, und nur das Rhät, nunmehr einigermaßen normal mit der stratigraphischen Unterlage verbunden, lässt sich gegen E weiter bis in den Ortler verfolgen. Im Abschnitt zwischen der Val Mela und San **Giacomo** di Fraele ist der Kontakt **zwischen** der Fraele-Zone **und** ihrer triadischei

Unterlage selten ein normal stratigraphischer. Zeitweise liegt der Lias sogar direkt auf Buntsandstein (Varusch-Serie).

Die Geologie der Fraele-Zone wurde hauptsächlich durch GUEMBEL (1891/1893), BÖSE (1896), ZOEPPRITZ (1906), SCHLAGINTWEIT (1908), SPITZ und DYHRENFURTH (1914), KAPPELER (1938), POZZI (1957, 1960) und STEIGER (1962) abgeklärt.

R. POZZI (1960) hat in jüngster Zeit die bisherigen Fossilfunde im Fraele-Lias zusammengestellt. Es sind Hettangian und Sinemurian nachgewiesen. Die mittlere Mächtigkeit mag zirka 200 m betragen, wobei sie umgekehrt proportional zur Mächtigkeit des Rhät zu sein scheint. Neuestens hat R. STEIGER (1962) in der Val Trupchun (Quatervals-Gruppe) einen «gebankten» und darüber einen «schiefrigen» Lias unterschieden. Nach seiner Meinung streicht der «schiefrige» Teil, der sedimentologisch an einen kalkigen Flysch<sup>1)</sup> gemahnt, an der Fuorcla Trupchun in die Luft heraus, so dass die von POZZI angegebenen Fossilien aus dem «gebankten» Lias stammen müssten. Aus dem «schiefrigen» Teil konnten bisher keine Fossilien geborgen werden; STEIGER vermutet, dass es sich bei diesem um jüngeren Lias und eventuell Dogger handeln könnte. Eine ähnliche Auffassung vertrat schon HEGWEIN.

Über dem «schiefrigen» Lias bilden in der Val Trupchun die jüngeren Schichten der Fraele-Zone die sogenannten Trupchun-Keile. Es handelt sich um Radiolarit, Aptychenkalk und farbige Foraminiferenschiefer (Couches Rouges). Das Alter des Radiolarits ist unsicher (ob. Dogger und Malm?). Darüber folgen nach STEIGER dickbankige, helle Aptychenkalke in welchen durch *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU und FILIPESCU) oberstes Tithon nachgewiesen ist. Die Kreide ist vertreten in den flaserigen Aptychenkalken und den darüberliegenden Foraminiferenschiefer, in welcher letzteren schon ZOEPPRITZ Globigerinen nachgewiesen hat. STEIGER konnte das Grenzniveau Cenoman-Turon belegen. Von Bedeutung ist seine Beobachtung, wonach über diesen farbigen Schiefern noch glaukonitführende, sandige Kalke anstehen, in welchen dickschalige Globigerinen, jedoch keine *Globotruncanen* auftreten. Sie müssen sehr wahrscheinlich ins Paleozän gestellt werden. Es sind dies die jüngsten bis jetzt im schweizerischen Anteil der ostalpinen Decken nachgewiesenen Gesteine.

Die Tektonik der Fraele-Zone ist vorderhand noch recht unklar. Die Trupchun-Keile bilden den Kern einer liegenden Mulde. Als erster gelangte HEGWEIN dazu, diese Mulde als gegen S geschlossen zu betrachten, eine Ansicht die von STEIGER bestätigt wurde. Aus den Aufschlussverhältnissen ergibt sich, dass die Achse der Mulde in der Val Mütschans SW-NE streichen müsste, da die jüngeren Schichtglieder auf der E-Seite dieses Tales fehlen. In der Quatervals-Gruppe möchte STEIGER, im Gegensatz zu den bisherigen Ansichten, unterhalb der erwähnten Mulde weitere Grosstrukturen unterscheiden. Er beruft sich dabei auf einen unteren «schiefrigen» Zug im Lias der Val Trupchun. Dieser vereinigt sich an der F. Trupchun mit dem oberen «schiefrigen» Zug, der als normale Umhüllung der Trupchun-Keile von Munt Blais herüber zieht. Obwohl eine Umbiegung in den inkompetenten Schichten nicht sichtbar ist, scheint sich hier die antiklinale Verbindung der zwei Schieferzüge abzuzeichnen. Im Liegenden des unteren Schieferzuges folgt wieder derselbe «kalkige» Lias wie im Hangenden, gegen unten mehr oder weniger normal mit der Trias der Ortler-Zone nördlich der Alp Casanna verbunden.

Gegen E keilt bei San Giacomo di Fraele der Lias endgültig aus. Nach den meisten Autoren handelt es sich strukturell um eine gegen S offene Syklinale, so dass der Lias in die Luft heraus streicht. Gemäss der Intersektion müsste die Achse dieser Struktur NW-SE bis N-S streichen. Man kann sich den Lias ebenso gut als gegen E bis NE ein-

<sup>1)</sup> Es treten sandige Calcarenite mit graded bedding auf.

tauchenden Kern einer S-geschlossenen Synklinale vorstellen, was auch dem Befund von STEIGER in der Val Trupchun eher entsprechen würde. Die Möglichkeit einer **Ver-schuppung** (das heisst keine Faltenbildung) darf jedoch nicht ausser acht gelassen werden.

In der Ortler-Gruppe lehnt beispielsweise KAPPELER den von HAMMER (1908) und SCHLAGINTWEIT (1908) angenommenen **Muldenbau** ab. Eine umfassende Neuaufnahme sowie weitere Fossilfunde könnten hier wahrscheinlich Klarheit verschaffen.

Die Fraele-Zone ist eindeutig normal mit den Sedimenten des Ortlers verbunden und gehört infolgedessen zum Ortler-System. Die westlich des **Inns** liegende Fortsetzung der Fraele-Zone wurde bisher stets im Blaisun-Lias vermutet. Da der Dolomit von **S-chanf** jedoch wahrscheinlich ein scarlides Element ist, kann im Blaisun-Lias ebenso gut, zumindest teilweise, Lias einer scarliden Einheit vermutet werden (vergleiche KARAGOUNIS und SOMM 1962 sowie p. 135 der vorliegenden Arbeit).

## II. Die tektonische Begrenzung in der Quattervals-Gruppe

Von der Fraele-Zone ist in unserem Arbeitsgebiet nur noch der nordwestlichste Teil in der Form eines Keiles auf der W-Seite der Quattervals-Gruppe vorhanden. Im Gebiet des God Splars kann man einen schiefrigen Teil (unten) von einem stark **ver-falteten**, gebankten Teil (oben) unterscheiden. Möglicherweise ist im schiefrigen Teil noch **Rhät** vertreten (vergleiche STEIGER, 1962). In der Val Mela stehen über den Zellenkalken der Normalen Schichtfolge schmierige, schwarze Kalkschiefer an (Fig. 3, Nr. 7).

Längs diesem Abschnitt ist die Begrenzung der Fraele-Zone eine ausgesprochen tektonische. Die basale Gleitfläche liegt auf der Normalen Schichtfolge, die obere Begrenzung ist durch die **Überschiebungsfläche** der Quattervals-Decke festgelegt.

### Die basale Gleitfläche der Fraele-Zone

Schon aus der bereits beschriebenen Tektonik der Normalen Schichtfolge geht hervor, dass der Lias in bezug auf sein Liegendes ein eigenartiges tektonisches Verhalten zeigt. Im Abschnitt zwischen der Val **Flin** und der Val Mela verläuft die Intersektion seiner basalen Gleitfläche im grossen ganzen waagrecht durch das Gelände. Dieser **allgemeine** Verlauf wird **durch** Brüche (nachweisbare Sprunghöhe um 60 m) und kleinere, **flach-verlaufende** Verbiegungen gestört. Diese Strukturen bewirken, dass die Gleitfläche oft tief ins Liegende **heruntergreift** und die Kalkschiefer des Lias damit auf ganz verschiedene Unterlagen innerhalb der Normalen Schichtfolge zu liegen kommen. Ähnliche Erscheinungen stellt man auch in der Val Trupchun fest, wo die basale Gleitfläche auf der Varusch-Serie liegt. Bei Chanels ist der **unterostalpine** Flysch nur noch durch eine schwächige **Rauhwaacke** vom Lias getrennt.

Im weiteren ist vor allem das Fehlen von **Carn** und **Nor** unter der basalen Gleitfläche der Fraele-Zone in der Quattervals-Gruppe sehr auffallend. Das Liegende umfasst eine **Schichtreihe**, die bezeichnenderweise nie höher hinauf reicht als bis zur Basis des Carn. **Nor** (Hauptdolomit), mehr oder weniger normal mit der Fraele-Zone verbunden, steht erst weiter im SE an (Alp Casanna).

Diese Verhältnisse deuten **darauf** hin, dass die Fraele-Zone teilweise von ihrer normalen Unterlage abgeschoben **wurde**. Dabei scheint sie in der westlichen **Quattervals-**

Gruppe über ein Relief gefahren zu sein, von welchem die Obertrias bereits in einer früheren Phase abgeschoben wurde.

Ob die Verschuppung im Dache der Normalen Schichtfolge ein Relikt der Abschiebung der ursprünglichen Obertrias darstellt, oder ob sie während der Überschiebung der Fraele-Zone entstanden ist, kann vorderhand nicht entschieden werden. Am Kontakt zum Lias tritt teilweise eine schwächere Dolomitbreccie auf (z. B. Val Torta). An einer andern Stelle (God Splars) kann man beobachten, dass der Lias haarscharf auf einer Schichtplatte von Arlbergdolomit liegt, dessen Oberfläche überhaupt keine Spur einer tektonischen Beanspruchung aufweist. Auf den ersten Blick scheint es plausibler, zumindest die primäre Anlage der Verschuppung auf die Abschiebung der Obertrias zurückzuführen, sind doch ähnliche Strukturen, namentlich aus dem «Unterbau» (i. S. SPITZ und DYHRENFURTH) des Scarl-Gebietes bekannt, verursacht durch die Gleitbewegung des «Oberbaus». Die jüngere Überschiebung durch die Fraele-Zone mag immerhin sekundäre Umstellungen und Brüche in der älteren Anlage verursacht haben.

Man kann sich auch fragen, ob die Fraele-Zone ein echtes, morphologisches Relief auf der Normalen Schichtfolge überfahren habe. Die Südböschung der Val Mela, wo der Lias auf Buntsandstein liegt, könnte eine solche Vermutung nahelegen. Dies würde bedeuten, dass an einem Ort die Erosion bis auf die Untertrias hinunter gegriffen hätte, während daneben die Serien bis hinauf zum Paläozän verschont geblieben wären. Eine so intensive Erosionsphase ist sehr unwahrscheinlich.

## E. STRATIGRAPHIE DER «OBERTRIAS DER ENGADINER DOLOMITEN»

### I. Die Schichtreihe

#### a) Carn

##### 1. Zur Abgrenzung des Carn

Zu den Raiblerschichten rechnen SPITZ und DYHRENFURTH (1914) in ihrer Monographie die dem Arlbergdolomit (nach diesen Autoren Wettersteindolomit) auflagernde Serie von dünngebankten, hellen Dolomiten mit Diabaseinlagerungen, ferner das Niveau der Zellenkalke, Gipse und Rauhacken sowie schliesslich schwarze fossilführende Kalke, die mit Tonschiefern, Sandsteinen und undifferenten, grauen Dolomiten vergesellschaftet sind. Das carnische Alter ist durch Fossilien aus den schwarzen Kalken nachgewiesen. LEUPOLD (1934a), BOESCH (1937) und INHELDER (1952) gliedern das Carn in drei Teilstufen, wobei die von diesen drei Autoren aufgestellten Unterabteilungen jedoch nicht äquivalent sind (vergleiche Tab. 3). HESS versucht eine Zweiteilung in Raiblerschichten (unten) und Torerschichten (oben). Erstere umfassen die hellen, dünngebankten, diabasführenden Dolomite, letztere die Wechsellagerung der undifferenten, grauen Dolomite mit Tonschiefern und mit Sandsteinbänken im oberen Teil. Die Trennung der Teilstufen lässt HESS mit der Regression zur Zeit der evaporitischen Sedimentation zusammenfallen.

Schon bei der Besprechung der Val-Mela-Schuppenzone haben wir **darauf** hingewiesen, dass neuere **Diploporenfunde** durch K. KARAGOUNIS das ladinische Alter der **hellen**, diabasführenden Dolomite ergeben haben, die in der Folge als oberladinische **Grenzdolomite** bezeichnet wurden. Die Diploporen stammen aus den hangenden **Zellenkalken** und -Dolomiten, welche die evaporitische Serie einleiten. In seiner Diplomarbeit weist HESS (1949, p. 49) ebenfalls auf Funde von ladinischen Diploporen in der **Rauh- wacke hin**. Damit gehört also der tiefere, unter der Evaporitserie liegende Anteil der von allen bisherigen Autoren als Carnian aufgefassten **Schichtreihe** mit einiger Wahrscheinlichkeit ins Ladinian. Tatsächlich befinden sich die fossilführenden Schichten von SPITZ und DYHRENFURTH über dem **Gips-Rauh-wackenniveau**. Es scheint uns **zweck-** mässig, im folgenden das Carnian mit der Evaporitserie beginnen zu lassen.

In der Tabelle 3 ist die Terminologie einiger bisheriger Arbeiten in Beziehung zu diesen neuen Resultaten gesetzt.

Da die evaporitische Serie wegen ihrer Eigenschaft als Gleithorizont fehlen oder tektonisch angehäuft sein **kann**, ist die Frage nach der genaueren unteren Abgrenzung des Carn **schwierig** zu lösen. Unser Carn entspricht ziemlich genau den Torerschichten von HESS. An den **Scherflächen** mitgeschürfte **Rauh-wackenreste haben** wir wohl zum Carn gerechnet, aber besonders ausgeschieden.

Das Carn der Quatervals-Decke zeigt starke **fazielle Übereinstimmung** mit demjenigen der Terza-Schuppe. Bis auf kleine Abweichungen, die möglicherweise tektonisch bedingt sein könnten, erkennt man im Carn **beider** tektonischer Einheiten die von HESS beschriebenen Torerschichten sehr gut wieder.

Im Felde fällt das Carn als Formation im allgemeinen durch die hellere, oft etwas gelblich getönte **Anwitterung** der Dolomite auf. Allerdings lässt sich der **grosse** Teil dieser Dolomite im **Handstück** nur schwer von vielen ladinischen und norischen Typen unterscheiden. Tonschiefer oder Sandsteine in Verbindung mit den Dolomiten sind jedoch ein untrügliches Zeichen für Carn.

## 2. Carn der Quatervals-Decke

(vergleiche Fig. 5)

Das Carn der Quatervals-Decke ist an der südlichen Basis dieser Einheit abgeschlossen, **wo** es als schmaler WNW-ESE streichender Zug die **Überschiebung** auf die Fraele-Zone in der **Val Trupchun** begleitet. Die Schichtreihe ist tektonisch stark gestört. Mit R. STEIGER zusammen wurde östlich des Munt Blais, in einer Runse unterhalb P. 2743, folgendes Profil aufgenommen (Profil S 1):

1) Schiefermergel (ob. Lias – unt. Dogger?) der Fraele-Zone unter der **Haupt-** überschiebung.

2) 0,5 m tektonisierte, **gelbanwitternde** Dolomite. Nördlich P. 2455 einzelne Aufschlüsse von **Rauh-wacke**.

3) 80–90 m **Wechsellagerung** von: a) Schieferzügen mit dünnen Dolomitlagen und b) **dünnpaltigen** bis dickgebankten, **hellanwitternden** Dolomiten.

a) Schieferzüge: **0,1–1 m** mächtig; lauchgrüne, schwarze und gelbrote Tonschiefer. Eingelagert sind **dünngebankte**, gelbanwitternde, **mikrokristalline**, splittrig brechende, schwarze Dolomite sowie knollig-schiefrige, **stäbchenführende**, tonreiche Dolomite.

Bei den Stäbchen handelt es sich um **kleine**, regellose im Gestein verteilte, schwarzgraue, prismatische Gebilde. Länge 0,4–2 mm. Vermutlich anorganischer Bildung (Pseudomorphosen nach einem **Sulfatmineral**?)

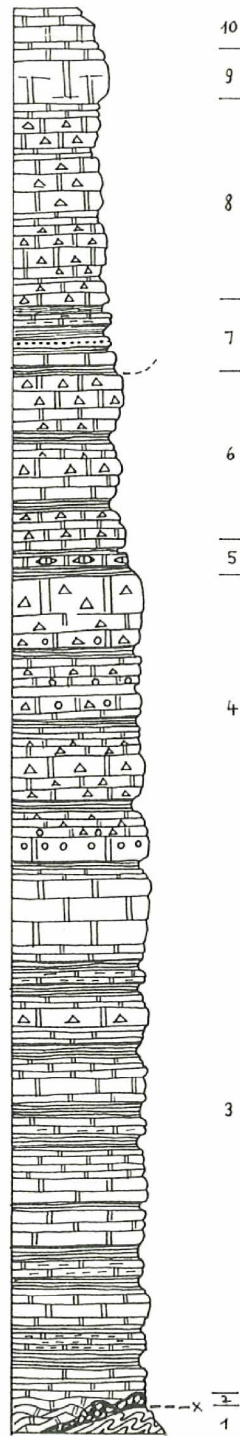
Stufe	Hier verwendete Formationsbezeichnung	Lithologie	SPITZ u. DYHRENFURTH (1914)	Bezeichnungen von		
				LEUPOLD (1934)	BOESCH (1937)	HESS (1953)
Carnian	Carn	Brecciöse Dol. <b>Dol.-Tonschiefer</b> m. Sandstein; fossilführende Kalke	Raiblerschichten	Ob. Carnian	Ob. Carnian	Toreerschichten (Ob. Carnian)
		Vorw. graue Dol.; teilw. Tonschiefer			Mittl. Carnian	
		<b>Evaporitgesteine</b> (Dol., Gips- Anhydrit, <b>Rauh-</b> wacke etc.)		Mittl. Carnian	Unt. Carnian	Raibler- schichten (Unt. Carnian)
	Oberladinische Grenzdolomite	Dol. u. Kalk m. <b>Zellenbildung</b> ; Tonschiefer		Unt. Carnian		
Ladinian		Arlbergdolomit	Graue Dol.	Wetterstein-Dolomit	--- ? ---	Ob. Ladinian (Altein-Dol. ?)
	Altein-Dol.					

Tabelle 3



Ladinian	Arlbergdolomit	Graue Dol.	Wetterstein-Dolomit	Altein-Dol. ?	Ob. Ladinian (Altein-Dol. ?)	Ob. Ladinian
----------	----------------	------------	---------------------	---------------	------------------------------	--------------

Tabelle 3



10  
9  
8  
7  
6  
5  
4  
3

Fig. 5 Stratigraphisches Profil des Carni der Quaternals-Decke (Erklärung der Nummern vergleiche Profil S1, p. 39).

- Sandstein (Arkose)
- kieseliger Dolomit
- onkolithisch-mikrobreccioser bis breccioser Dolomit
- mergeliger Dolomit
- Tonschiefer
- Rauhwacke



4

b) Helle Dolomite: Bankung dünnplattig bis zirka 1 m dick. Grau bis hellgrau anwitternd. Bruch mikrokristallin, splittrig, dunkelgrau bis schwarzbraun. Gekräuselte Feinschichtung und/oder weisse, parallel der Schichtung angeordnete Tüpfchen (Durchmesser 0,2 mm).

U.d.M.: Structure grummeuse im mikrokristallinen Dolomit. Die Tüpfchen sind unscharf begrenzte Flecken aus größeren, unverfärbten Dolomitkristallen in Mosaikstruktur. Allgemein findet man charakteristische Sekundärgefüge infolge Dolomitisation.

Übergang von Dolomit nach Tonschiefer und umgekehrt erfolgt durch Ansetzen von roten und schwarzen Tonputzen auf den Schichtflächen des Dolomits. Diese können polygonal-maschig angeordnet sein (Schrumpfungsrisse?).

4) 50 m Wechsellagerung: Tonschiefer mit oolithisch-onkoidischen bis mikrobreciösen und brecciösen Dolomiten.

Die Basisbank, zirka 1 m, ist ein grauer, feingeschichteter Dolomit, der nach oben in eine onkoidische bis mikrobreciöse Ausbildung übergeht. Oolithe im Schliff angedeutet. Die darüber folgenden Dolomite sind feingeschichtet, hellgelb bis dunkelgrau. Polygene Dolomitbreccien (Komponenten bis 5 cm) und Mikrobrecien. Teilweise eventuell Thixotropiebreccien. Die obersten 3 Meter etwas toniger.

5) 1,5 m lauchgrüne Tonschiefer und rosagelbe, fast dichte, tonige Dolomiteinlagerungen mit Verkieselungen.

6) 28-30 m Basis: 0,3 m starke Mikrobrecie. Darüber wiederum Wechsellagerung Dolomit-Tonschiefer (vergleiche 4). Gegen oben Abnahme des Tongehaltes im Dolomit.

7) 6 m Basis: lauchgrüne Tonschiefer und gelbanwitternder, dunkelgrau brechender Dolomit (1 m) mit Verkieselungen. Darüber schwarze, bunt anlaufende Tonschiefer mit rostig angewitterten, graugrünlichen, sehr feinkörnigen Sandsteineinlagerungen (3 bis 5 cm). Gegen oben Übergang zu tonhaltigen, plattigen Dolomiten mit muscheligen Bruch. Abschliessend eine Tonschieferlage (1 m).

U.d.M.: Sandstein:

Fein-arenitische Korngrösse (meist 0,08-0,15 mm, selten 0,2 mm). Körner meist eckig, ganzrandig, dicht gepackt.

Komponenten: Quarz: undulöse Auslöschung, Einschlüsse.

Plagioklas: Na-Plagioklas entmischt zu Oligoklas und Albit (Streifung 0,001 bis 0,003 mm). Zum Teil auch stark serizitisierte wohl Ca-reichere Körner.

Kalifeldspat: a) Mikroklin gegittert (Albit-Periklin-Zwillinge)

b) Undeutlich gegitterte Typen, Perthitschnüre

Feldspat macht zirka 50%, Quarz 30% aus. Daneben treten auf: Chlorit, Muskowit, Apatit, Epidot, Turmalin, Pyrit.

Matrix: Sekundärer Quarz, Serizit (toniges Bindemittel) und zirka 10% Karbonat (teils Siderit).

8) 30-35 m gutgebankter, primärbreciöser Dolomit mit kleinen, eckigen, hellen und dunklen Komponenten (bis 3 cm).

9) 5 m massiger, grauer, feingeschichteter Dolomit.

Darüber Nor: gebänderter Dolomit, etc. Das Profil weist eine Gesamtmächtigkeit von zirka 200 m auf.

Die Schichten der basalen Dolomit-Tonschiefer-Gruppe (Nr. 3, 4) sind sehr charakteristisch ausgebildet (vergleiche p. 44). Mit ihrer sich relativ abrupt ablösenden Wechselformation zwischen Dolomit und Tonschiefer sind sie unverkennbar. Tonschiefer treten durchwegs auf, so dass eine zirka 60 m mächtige, basale Dolomitgruppe

i. S. von **Hess** als solche nicht auszuscheiden ist. Bemerkenswert ist die stark calcarenitische, meist brecciöse Ausbildung in der oberen Hälfte dieser Gruppe. Ob es sich bei **Nr. 5** um ein **Äquivalent** des unteren, **sandig-tonigen** Niveaus (vergleiche unten) handelt, ist ungewiss. Sandsteine scheinen zu fehlen. Auffallend sind die **rosagelben**, kieseligen Dolomite.

Das obere (?) sandig-tonige Niveau (vergleiche unten) ist ein Gleithorizont und das Profil ist an dieser Stelle stark gestört. **Kennzeichnend** ist die **feinkörnige** Arkose. **HEGWEIN** erwähnt aus dem oberen Teil des Carn ebenfalls Sandsteine, daneben noch Dolomit-Lumachellen.

Bei der darüber folgenden Dolomitgruppe fehlen die Tonschiefer. Im übrigen unterscheiden sich die Gesteine jedoch nicht von den brecciösen Typen der tieferen Schichten und leiten direkt zum **Nor über**. Eine ausgeprägte **Zwischenbildung** («Basalbreccie») fehlt. Die obere Abgrenzung des Carn in diesem **Profil** ist schwierig. Sie äussert sich jedenfalls nicht in der karbonatischen Sedimentation (soweit dies bei dolomitischen Gesteinen festgestellt werden kann), sondern **wird** durch das Verschwinden der Tonschiefer angedeutet.

### 3. Carn der Falcun-Mulde und Terza-Schuppe

Das Carn dieser Einheiten ist aus den bisherigen Beschreibungen gut bekannt und hat die bereits erwähnten Fossilien geliefert. Nach den Angaben von **SPITZ** und **DYHRENFURTH** sind die fossilführenden Schichten offenbar mit Sandsteinen vergesellschaftet.

Der Profilbesprechung möchten wir folgende, im untersuchten Gebiet gültige Gliederung des Carn **vorstellen**.

	6. Obere Dolomitgruppe (Grenzniveau <b>Carn/Nor</b> )
	5. Oberes sandig-toniges Niveau
Oberes Carn	4. Mittlere Dolomit und Dolomit-Tonschiefergruppe (Zwischendolomit)
	3. Unteres sandig-toniges Niveau
Unteres Carn	2. Basale Dolomit- und Dolomit-Tonschiefergruppe
	1. <b>Rauhacke</b>

Das untere Carn umfasst etwa die basale Dolomitgruppe und die Tonschiefer-Dolomit-Wechselfolge der Gliederung von **Hess**.

Das basale Carn der Falcun-Mulde ist im untersuchten Gebiet wenig vertreten. **Es** besitzt stets einen tektonischen Kontakt **zum** Hangenden und zum Liegenden. Aufgeschlossen sind Rauhacken sowie hellgraue Dolomite und schwarze Tonschiefer (Cluozzaschlucht).

Im **Untersuchungsgebiet** ist das Carn der Basis der Terza-Schuppe an den Flanken des Murtaröls (nördliche Spi da Tantermozza) aufgeschlossen. Die Aufschlussverhältnisse sind **infolge** der Vegetation schlecht, und die zum Teil verwirrende Lagerung der Schichten spiegeln einerseits die Sackungstendenzen dieser Formation, andererseits die Wirkung von internen Gleitflächen wider.

Auf der W-Seite des **Murtaröls**, in den Schründen die von der Parkwächterhütte der Val Tantermozza gegen die P. 2297 und **2578** hinaufziehen, lässt sich etwa folgendes Profil (Profil **S<sub>2</sub>**) erkennen (von unten nach oben):

- 1) Rhät der Falcun-Mulde: **tektonisierte**, schwarze Kalke und Mergelkalke.
- 2) 1920 m **ü.M.** **Überschiebungsfläche** des Carn.
- 3) Zirka 20 m **Wechselagerung**: a) Tonschiefer und b) Dolomit.

a) Tonschiefer: unten etwas mergelig, gelb anwitternd. Gegen oben schwarz, rostig anlaufend, **feinblättrig** zerfallend.

b) Dolomit: Durchwegs **mikrokristallin** brechend; dünn- (bis 10 cm) und dicker gebankt (bis zirka 1,5 m). **Dünnegebankte** Typen oft bräunlich **anwitternd**, im **Bruch** dunkelbraun oder schwarz, leichter Geruch nach  $H_2S$ . Dicker **gebankte** Typen hellgrau **angewittert**, Bruch **rosafarben**.

4) 50–60 m **wandbildender**, hell angewitterter Dolomit. Bankung schwankend zwischen 0,3 und 10 m. Feinschichtung. Bruch braungrau, fein-mikrokristallin.

5) Zirka 10 m Tonschiefer, Sandsteine, **tonig-sandige** bis tonige Dolomite mit **Echidnodermerenresten**, Lnmachellen, **Pflanzenresten**.

6) Zirka 40 m dünn- und **dickgebankter** Dolomit.

7) Zirka 8–12 m durchwegs schlecht aufgeschlossen: schwarze, glimmerführende, grüne und rote Tonschiefer mit **mikrokristallinen**, braunen, mergeligen Dolomiten. Daneben zirka 2 m mächtige Dolomitreccie sowie (im Schutt) **glimmerreiche**, **grün-schwarz** bis bunt anlaufende, feinkörnige Sandsteine.

8) Zirka 12 m vorwiegend **brecciöse** Dolomite, teils mergelig. **Anwitterung** oft rötlich.

9) 15 m massiger, grauer, stark brecciöser, tektonisierter Dolomit. Oberste Schichtfläche mergelig-knollig. Darüber Kalke und Kalkschiefer des Obenor.

Die Nummern 7–9 des Profils sind durchwegs stark tektonisiert. Das **Profil** weist eine Gesamtmächtigkeit von zirka 150 m **auf**.

Reste von **mitgeschürfter** Rauhwacke fehlen in diesem Profil, sind jedoch auf der **Cluozzaseite** des Grates anstehend. Sie folgen dort der gegen N ansteigenden **Überschiebungsfläche** der Terza-Schuppe auf der **Falcun-Mulde**.

Im folgenden möchten wir näher auf die einzelnen Schichtglieder dieses **einiger-massen** repräsentativen Profils eingehen.

#### Basale Dolomit- und Dolomit-Tonschiefer-Gruppe

**Diese** ist mit den Nummern 3 und 4 im Profil vertreten. Entgegen den Angaben von **Hess** **scheinen** in **diesem** Fall die Tonschiefer gegen oben immer mehr zurückzutreten, bis sie in den oberen 60 m fehlen. Trotz schlechten **Aufschlussverhältnissen** **gewinnt** man in der Val **Cluozza** (**Runee** mit Kalktuff beim **Parkwärterhüttchen**) denselben Eindruck. **Im** Carn der **Quattervals-Decke** stellten wir fest, dass Tonschiefer in der zirka 140 m mächtigen basalen Dolomit-Tonschiefer-Gruppe durchgehend auftreten. Solche Unterschiede **könnten** faziell bedingt sein und wären von untergeordneter Bedeutung.

Obwohl eher unwahrscheinlich, muss **man** auch die Möglichkeit ins Auge fassen, dass **man** es im Carn der Terza-Schuppe mit einer inversen basalen **Serie** zu tun hat. Leider konnten keine Gefügemerkmale gefunden werden, **um** die eine oder andere **Möglichkeit** zu stützen. Ebensowenig kann die tektonische Bedeutung der Gleitfläche an der Basis des unteren sandig-tonigen Niveaus ermessen werden. In diesem Zusammenhang gewinnt die Entdeckung einer Gipslinse in einer weiter südlich liegenden Runse erhöhte Bedeutung (171 200/802 575, 2040 m ü.M.). Das kleine Vorkommen liegt über wandbildende carnische Dolomite. Der stark verfaltete Gips ist disharmonisch vom Liegenden getrennt. Ober dem Gips folgen **Rauhwacken**, **sodann** (schlecht aufgeschlossen) dünngebankte, **helle** Dolomite mit schwarzen und roten **Tonhäuten** auf den Schichtflächen. Auf 2150 m folgen diskordant vermutlich norische, graue Dolomite, die auf Grund der beobachteten Gcopetalgefügesicher normal liegen. Der Gips und die Rauhwacke können nach N nicht weiter als bis zu einem breiten Schuttkar verfolgt werden. Gegen S treten jedoch noch einmal **Zellenkalke** des Carn auf (170 5001802 350). Es fragt sich nun, ob dieser Gips eine sekundär

verscherte stratigraphische Einlagerung über der basalen Dolomitgruppe darstellt, oder ob er zum basalen **carischen** Evaporitniveau gerechnet werden muss. Der zweite Fall würde stark für die verkehrte **Lagerung** des Liegenden sprechen. Die über dem Gips anstehenden, hellen Dolomite könnten oberladinische **Grenzdolomite** sein. **Man** muss allerdings vorsichtig sein, denn ähnliche Gesteine **finden** wir im **Profil** der Val Tantermozza auch im Niveau des **Zwischendolomits**. Dass **Rauhwaacke** stratigraphisch im oberen Teil des Cam auftreten kam, geht aus den Angaben von **BOESCH** hervor (Profil **S-Seite Fureletta** Val del Botsch, p. 40).

Im übrigen sind im untersuchten Gebiet die Dolomite des Unterarn der **Terza**-Schuppe überall gleich ausgebildet. Charakteristisch sind auch hier die **Tonschieferlagen** oder, wenn diese fehlen, die hellgraue **Anwitterung**, der **Bankungsrythmus** zwischen dick- und **dünnebankten** Gliedern sowie eine auffallende, dicht angelegte **Klüftung** senkrecht **zur** Schichtung.

#### Unteres sandig-toniges Niveau

(Nr. [5] des Profils **S<sub>2</sub>**, p. 44)

In der Val Tantermozza steht in einer Runse **über** der Parkwärterhütte **folgendes** Detailprofil (Profil **S<sub>3</sub>**) an (von **unten** nach oben):

- 1) 1,5 m in gelbbraune Tonschiefer.
- 2) 0,5 m fein-mikrokristalliner bis dichter, mergeliger Sanddolomit. Gelbbraun **anwitternd**, Bruch grünlich, zäh-splittrig.
- 3) 1 m schwarze Tonschiefer.
- 4) 0,3 m fein-mikrokristalliner Sanddolomit.
- 5) 3,5 m schwarze Tonschiefer mit einer 0,1 m mächtigen Sanddolomit-Einlagerung.
- 6) 0,4 m aus den Tonschiefern hervorgehend: dunkelbraun bis grünlich, rostig **angewitterte**, im Bruch graugrüne, feinkörnige, serizitführende Sandsteine.
- 7) 1 m aus 6. hervorgehend. Schwarze Tonschiefer, gegen oben etwas mergelig.
- 8) 0,3 m braun **anwitternder**, im Bruch schwarzgrauer, leicht spätiger Dolomit. Unten fein-mikrokristallin, oben gröber. **Pflanzenreste**, Rhizocorallien (?).
- 9) 0,5 m knollige, tonreiche Dolomite mit Pectiniden.
- 10) 0,5 m braun **anwitternder Lumachellendolomit** mit beträchtlichem Tongehalt. Bruch mikrokristallin, **dunkelgrau** bis braun.

Dieses Schichtpaket ist teilweise stark verfaltet. Ein **Profil** in der Val Cluoza (Runse bei Parkwärterhütte, 2080 m) zeigt im Detail kleine Änderungen, indem diese oder jene Bank fehlt. Auch dort liegen jedoch die spätigen Schichtglieder über **dem** Sandstein.

Im folgenden seien einige **Dünnschliffe** aus diesem Profil (**S<sub>3</sub>**) beschrieben.

- a) Mergeliger Sanddolomit (Nr. 2):  
Klastische **Gemengteile**: Quarz (zirka 40%). Einige Feldspäte, **Glimmer**, Chlorit (?). Die **Quarzkörner** sind **meist** ganzrandig, eckig (dreieckig bis längliche Splitter). Korngrösse einheitlich 0,02–0,05 mm, vorwiegend 0,03 mm.  
**Grundmasse**: Dichter, dunkelbrauner Dolomit mit leicht **durchschimmernder** structure **gru-  
meleuse**. Pyrit diffus verteilt.

- b) Spätiger Dolomit (Val Tantermozza, Nr. 8):  
leicht sandiger, echinodermen- und **schalenführender** Dolarenit.  
Klastische Gemengteile: Vorwiegend Schalenbruchstücke (bis zirka 1 cm lang). Selten **Ostracoden**. Daneben meist gerundete **Echinodermtrümmer**. Seltener braunschwarze, lutitische Pellets (teilweise klastischen [?] Quarz enthaltend). Daneben kleine, aufgearbeitete Brocken vom Typus mergeliger Sanddolomit. Quarz zirka 5%. Selten Feldspat (auch Mikroklin), Biotit (gebleicht), Chlorit, Pyrit. Die Quarzkörner sind eckig bis länglich, zirka 0,1 mm gross. Grundmasse: ungleich körniges mikro- bis makrokristallines Dolomitmosaik mit stylolithischen Korngrenzen. Teilweise kristallographische Kontinuität mit Echinodermtrümmern. In einem Fall **Ausfüllung** eines Ostracoden mit einheitlichem Dolomitkristall, der im Innern reliktsche Rhomboederstruktur zeigt.
- c) Spätiger Dolomit (Val Clnozza):  
leicht sandiger Echinodermen-Dolarenit.  
Klastische Gemengteile: abgerundete **Echinodermtrümmer** (0,2–1,5 mm). Zirka 10% Pellets, deren Form **kugelig** bis **ellipsoidisch**, seltener schwanzartig ausgezogen ist; Grösse 0,2–0,5 mm; oft klastischen (?) Quarz führend. **Schalentrümmer** zurücktretend. **Übergemengteile**: Quarz, wenig Biotit, Phosphatschmitzen, Pyrit (vorwiegend in Pellets).  
Grundmasse: ungleich körniges **kristallines Dolomitmosaik**. Adern reliktsch **erhalten**, Stylolithen mit schwarzen **Eisenhydroxyd-Anreicherungen**.
- d) Sandstein (Arkose) aus der Val Tantermozza (Nr. 6):  
Korngrösse 0,03–0,15, vorwiegend 0,07 mm. Körner eckig; gut sortiert, relativ dicht gepackt. Klastische Gemengteile: reichlich Feldspat (serizitisierter Plagioklas, **Mikroklin**), Quarz, Chlorit. Daneben Biotit (selten), **Muskowit**, Apatit, Zoisit, Epidot, Fluorit, Pyrit. Der Quarz selten durch Eisenhydroxyd-Rinde inkrustiert.  
Grundmasse (zurücktretend): serizitisch-karbonatisch (teils Siderit).
- e) Sandstein (Arkose) aus der Val Clnozza:  
wie **Tantermozza-Arkose**, jedoch mehr Karbonat (karbonatische Arkose). Mikroklin mit auffallende-ähnlich angeordneten Einschlüssen (Perthit?). Korngrösse meist um 0,07 mm. Das Karbonat scheint nicht klastisch, sondern als sekundäres Bindemittel aufzutreten.

Bemerkenswert scheint uns vor allem die ausgeprägte **Korngrössensortierung** der klastischen Gemengteile, vor allem der Quarze und Feldspäte. Diese weisen zudem in den Arkosen und in den sandigen, späten Dolomittypen eine sehr einheitliche **Korngrösse** um durchschnittlich 0,08–0,12 mm auf. Einzig im mergeligen Sanddolomit (Beispiel [a]) sind die eingeschwemmten Körner kleiner, aber wiederum untereinander gleich gross. Dies entspricht der pelitisch-mergeligen Ausbildung der dominierenden Karbonatmatrix. Die Arkose ist weder in ihrer mineralogischen Zusammensetzung noch in ihrer Granulometrie von der besprochenen Arkose im oberen Carn der **Quaternals-Decke** zu unterscheiden. Die Sandsteine scheinen keine tuffogenen **Einschwemmungen** zu enthalten. Allerdings zeigen die Quarze häufig eigenartige Umrisse (**splitter- und nadelförmig**).

Wie **wir** uns selbst überzeugt haben, stammen die Fossilien bei **Praivé** (Ofenstrasse) aus einer analog ausgebildeten Schichtgruppe wie der hier besprochenen. Neben den konstant auftretenden, unbestimmbaren Echinodermenresten und Ostracoden fanden **wir** im Tantermozza-Profil: Crinoidenstielglieder (*Isocrinus* sp.); auf einer mergeligen Schichtfläche, flache, **dünnschalige, feinberippte** Muscheln (u. a. Pectiniden); daneben Fischschuppen und Pflanzenreste. Bei letzteren handelt es sich teilweise um kleine, bis zirka 4 cm lange, schwarze, stengelige Reste (Durchmesser bis 1 cm), teilweise um kleine, flachausgewalzte, schwarze bis rötliche Häcksel, die unter der **Binokularlupe** eine deutliche **Netzneratur** aufweisen. Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. R. HANTKE dürfte es sich um Farnreste handeln. Eine genauere Bestimmung wäre möglicherweise bei einer systematischen Ausbeute der Fundstelle durchzuführen.

## Mittlere Dolomitgruppe (Zwischendolomit)

Im **Tantermozza-Profil** fehlen Tonschieferzüge. Dasselbe wurde auch in der Val Cluozza festgestellt. Neben den indifferenten Dolomittypen treten in diesem Niveau überall helle, **gutgebankte** Dolomite mit Tonhäutchen auf, die in der lithologischen Ausbildung durchaus den oberladinischen Grenzdolomiten gleichen. Gerade diese Ähnlichkeit lässt vermuten, dass die Dolomite hier wie dort mit evaporitischen Bildungen im stratigraphischen Zusammenhang stehen könnten. Dies **wurde** im untersuchten Gebiet nie sicher beobachtet. Die bereits diskutierte Gipslinse der Val Tantermozza **könnte** hier ein Fingerzeig sein.

## Oberes sandig-toniges Niveau

Dieses Schichtglied konnte nirgends gut aufgeschlossen beobachtet werden. Es scheint sich in den wesentlichen Zügen um eine ähnliche Gesteinsvergesellschaftung wie im unteren **sandig-tonigen** Niveau zu handeln. Die Sandsteine erweisen sich unter dem Mikroskop wiederum als feinkörnige Arkosen. Gegenüber dem tieferen Horizont stellen wir einen grösseren Gehalt an feinen Glimmerplättchen fest. Auch die bunten Tonschiefer sind **verhältnismässig** glimmerreich.

## Obere Dolomitgruppe

Im angeführten **Tantermozza-Profil** ist der obere Kontakt des Carn ein tektonischer, indem die hangenden Kalke und Kalkschiefer bereits dem Obenor angehören. Sichere unternorische Glieder fehlen. Die obere Dolomitgruppe des Carn der Terza-Schuppe ist, wie auch an anderen Lokalitäten beobachtet wurde, vorwiegend brecciös. **Infolge** der leicht **tonhaltigen** Matrix wittern die Komponenten aus dem Gestein heraus, was beispielsweise in den entsprechenden **Breccienbildungen** des Carn in der **Quattervals-Decke** nicht der Fall ist.

Sehr schön sind die Breccien auf der E-Seite des Murtaröl-Grates, direkt am Wege Zernez-Cluozza, kurz vor dem Eintritt in die Val **Padratscha** aufgeschlossen.

In einer etwas kalkigen, braun-grauen Dolomitmatrix sind helle, **weissliche** und graue, meist **gerundete** Dolomitkomponenten eingelassen. Durchmesser bis gut 20 cm, wobei die **grösseren** Komponenten weniger gut **gerundet** sind. Die Breccie wechsellagert gegen oben mit hellgrauen, gutgebankten Dolomiten. In der Val Padratscha (N-Böschung) steht am Wege ebenfalls eine Breccie mit kleinen Komponenten an, welche eine schlierige, grünliche, mergelige **Matrix** aufweist.

Ein weiterer interessanter Aufschluss der obercarnischen Breccien findet sich auf der Engadiner Seite des Murtarölgrates, westlich von P. 2407 (803 275/172 550). Der Grat selbst wird von norischem **Dolomit gebildet**. Die Breccie liegt an' der **Basis** des Dolomits und begleitet, sporadisch **aufgeschlossen**, diesen gegen S bis etwa halbwegs zwischen P. 2407 und P. 2578, wo das liegende Carn bis an den Grat heraufstreicht. Die relativ gerundeten Komponenten der Breccie sind zuckerkörnige, graue oder **bräunlich-gelbe** Dolomite. Sortierung **schlecht**. Der Durchmesser liegt zwischen 0,5 und 15 cm. Die Matrix ist **braunrot**, eisenreich und tonig. Die Breccie scheint geringmächtig zu sein und ist unterlagert von hellen, gutgebankten Dolomiten.

An dieser Stelle sei kurz auf das Problem der sogenannten **Hauptdolomit-Basalbreccie** eingetreten. **EUGSTER (1923)** und **LEUPOLD (1934)** befürworten die Existenz einer solchen an verschiedenen Lokalitäten der Engadiner Dolomiten (Ofenpass, Nairscharte). **BOESCH (1937)** weist mit Recht **darauf** hin, dass das Nor des Oberhaus stets schief, mit einer

ausgeprägten **tektonischen Diskordanz** auf dem Carn steht, die **rotgefärbte «Basalbreccie»** jedoch stets **längs** dieser Diskordanz auftritt. Die Rotfärbung ist nach **BOESCH** eher als sekundäre Imprägnation durch eisenreiche Lösungen **längs** der Störungzone zu deuten. Die Breccie wäre also eine tektonische. Im **Profil** von Ova d'Spin-Champ sech scheint das Nor dem Carn normal aufzuliegen; **BOESCH** stellte einen kontinuierlichen Übergang fest und **schliesst** daraus, dass eine Basalbreccie nicht ausgebildet ist. **Hess** (1953) bezeichnet die ausgeprägten Breccienbildungen im Grenzniveau Carn-Nor als «**obercarnische Riesenbreccie (Hauptdolomit-Basalbreccie?)**».

In der **Quatervals-Decke** ist die Ansicht von **BOESCH** durchaus zu bestätigen. Wir konnten einen zwar brecciös ausgebildeten, aber kontinuierlichen **Übergang** ins Nor feststellen, **wobei** jegliche **Transgressionsbildung** zu fehlen scheint. Die Breccien sind vom Typus der Intraformationsbreccien. Im Profil der Val Tantermozza sind die Breccien mit dem liegenden Carn aufs engste verknüpft; gegenüber dem Nor stellten wir einen tektonischen Kontakt fest. Hier möchten wir, den Argumenten von **BOESCH** folgend, analog zu **Hess** die **Bezeichnung «obercarnische Breccien»** verwenden. Diese Breccien der Val Tantermozza weisen gegenüber denjenigen in der Quatervals-Decke allerdings ein etwas anderes, mergeliges Bindemittel auf, sind aber kaum als **Transgressionsbreccien** aufzufassen. Dasselbe gilt für die Padratscha-Breccien. Die rote Breccie des **Murtaröls** dagegen zeigt deutliche Analogien **zu** der von **EUGSTER** (1923) beschriebenen Hauptdolomit-Basalbreccie der Ducangruppe. Der rote, tonige Zement ist in der Murtaröl-Breccie unbedingt eine primäre Bildung. **Irgendeine** Bindung des Materials an Adern oder Brüche etc. konnte nicht festgestellt werden. Die **Murtaröl-Breccie** ist in dieser Ausbildung kaum der Ausdruck einer **grossangelegten** norischen **Transgression**; möglicherweise deutet sie jedoch auf lokale Trockenlegung zur betreffenden Zeit **hin**, einer Zeit, die durch starke Hebungs- und Senkungstendenzen charakterisiert war.

#### 4. Zusammenfassung und Vergleiche

##### Bemerkungen zur Fazies

Die am Ende des **Ladins** einsetzende **Regressionsphase** gipfelt in der Bildung einer evaporitischen Fazies bis zur Gipsstufe. Die Regression dürfte praktisch das ganze Ablagerungsgebiet der **Engadiner Dolomiten** betroffen haben. Teilweise scheint sich dieser regressive Charakter, unterbrochen durch kleinere Schwankungen, noch während des gesamten Carn mit evaporitischen Bildungen bemerkbar zu machen (südöstliches Faziesgebiet von **BOESCH**, 1937). Es handelt sich offensichtlich um Teilbecken oder Lagunen, deren Zirkulation zum offenen Meer immer wieder unterbrochen **wurde**. Die Regression an der Grenze **Ladin-Carn** ist in den ganzen Ostalpen festzustellen.

Demgegenüber steht als Fazies die zyklische **Wechselagerung** zwischen Karbonat- und **Terrigenbildungen**, wie sie im untersuchten Gebiet auftritt. Im Untercarn spiegelt sich diese in der charakteristischen Dolomit-Tonschiefer-Folge. Dabei kann die eine oder andere Sedimentationskomponente stark vorherrschen. Der Wechsel geht rasch, fast ohne **Übergang** vor sich. Diese Verteilung der Komponenten scheint seitlichen **Schwankungen** unterworfen zu sein. Über die primäre Ausbildung der **Karbonatgesteine** kann man **infolge** der nachträglich erfolgten Dolomitisation wenig aussagen. Es liegen **teilweise** Typen vor, die für euxinisches Bildungsmilieu sprechen (**Feinschichtung**, teilweise leicht nach  $H_2S$  riechend). Auch die meist schwarzen Tonschiefer, die **zwar** wenig Pyrit aufweisen, könnten in einem ähnlichen Milieu abgelagert worden sein. Die **Breccien** und Dolomitarenite (Quatervals-Carn) **deuten** wiederum auf starke



Wasserbewegung, eventuell auch auf Erschütterungen während der Diagenese hin (Thixotropiebreccien). Alles in allem gewinnt man für das **Sedimentationsmilieu** des Unterocarins den Eindruck einer seichten Plattform, welche starken, epirogenetischen Schwankungen unterworfen war.

Im Obercarin setzen sich diese Verhältnisse fort. Es stellen sich allerdings markantere Zyklotheme ein (sandig-tonige Niveaus), die nun durch Übergänge und Bildung von Mischgesteinen der Sedimentationskomponenten gekennzeichnet sind. Die Sandsteine (Arkosen) deuten **wiederum** auf starke epirogenetische Schwankungen hin. In der Umgebung muss sich eine **Landmasse** befunden haben, die das klastische Material **granitischer** Zusammensetzung lieferte. Da das Klima vermutlich warm war (Karbonat- und Sulfatbildung) dürfte dieses Land recht nahe gelegen haben, und die **Einbettung** der Feldspäte muss rasch vor sich gegangen sein. Die sandführenden Dolarenite mit Echinodermerresten, Fossilreichtum (Muschelschill) und Pflanzeneinstreuungen sprechen für gut durchlüftetes, bewegtes Wasser in Landnähe. In der Quattervals-Decke sind diese Gesteine nicht so **ausgeprägt** vorhanden. Möglicherweise treten im oberen Carn lokale lagunäre Bildungen ein (Gipslinse der Val Tantermozza?). Die **Breccienbildungen** des obersten Carn, die teilweise mit normalausgebildeten Dolomitbänken **wechsellagern**, deuten **weiterhin** auf Küstennähe oder **zumindest** auf Seichtwasserverhältnisse hin. Die Genese der Breccien könnte man vielleicht vergleichen mit den von **PETTIJOHN** (1957, p. 277) beschriebenen **«Shoal Breccias»**. Eine Emersion scheint höchstens lokal stattgefunden zu haben (**Murtarölbrecchie**).

#### Vergleiche mit anderen Regionen

Das Carn der Quattervals-Decke und dasjenige der Terza-Schuppe zeigen grosse Ähnlichkeit, was schon von **HEGWEIN** (1927) festgestellt wurde. Analoge Fazies herrscht auch im sogenannten Unterbau des Scarl-Systems im Profil der Ova Spin an der **Ofenstrasse**, also im Carn der Falcunmulde. Dasselbe ist zu sagen vom Gebiet der **Passhöhe** und des Piz **Turrettas** (Kette der südlichen Engadiner Dolomiten). **Hess** unterscheidet im oberen Carn ebenfalls zwei Sandsteinniveaus, die mit spätigen Kalken und **Tonschiefern** assoziiert sind. Die von ihm angegebenen Mächtigkeiten betragen 170 m. Im Oberbau nördlich der Ofenpassstrasse, im Gebiet der Val **Botsch**, liegt nach **BOESCH** eine evaporitisch **beeinflusste** Fazies vor. In den Unterengadiner Dolomiten erkennt man in der sandsteinführenden Schichtfolge des Piz Lad wiederum die von uns festgestellte Fazies; die liegende evaporitische Serie scheint zu fehlen (tektonisch?). In der **S'Chalambertgruppe** ist sie wiederum angedeutet. Zusammenfassend möchten wir betonen, dass das Carn des untersuchten Gebietes (**Quattervals-Decke** und Terza-Schuppe) **faziell ganz in den Rahmen des Scarl-Systems** passt.

Die **Sandsteineinlagerungen** des Carn finden wir in der näheren Umgebung in der Ducantrias, in der Ortler-Zone und in der Ela-Decke. In der Ducantrias ist die gesamte Ausbildung des Carn ausserordentlich analog zu derjenigen des untersuchten Gebietes. In der Ortler-Zone (zwischen **S-chanf** und **Ortler**) sowie in der Ela-Decke (Piz **d'Ela** und Piz **Üertsch**) scheint das Carn **weitgehend** reduziert. Es treten hauptsächlich **evaporitische** Bildungen, daneben aber auch Anklänge an die Dolomit-Tonschiefer-Fazies auf. Typisch ist in der Ela-Decke und in der Ducantrias die Hauptdolomit-Basalbreccie.

Im Unterostalpin ist die carnische Schichtfolge wiederum sehr reduziert. **Interessanterweise** vergleicht **STÖCKLIN** (1949) das Carn der Err-Decke mit unserer Schiefer-Dolomit-Serie. Allerdings bezieht er sich auf die von **SPITZ** und **DYHRENPURTH** gemachten Angaben **über die** Raiblerschichten, wobei diese Autoren bekanntlich unter der erwähnten Bezeichnung auch die oberladinischen Grenzdolomite anführen. **Tat-**

sächlich scheint **STÖCKLIN** sich auf diese zu berufen. Im **oberen Carn** beschreibt **STÖCKLIN** einen Sandstein, der einen ähnlichen Mineralbestand hat wie die von uns untersuchten.

Im **westlichsten** Abschnitt der nördlichen Kalkalpen sind **pflanzenführende** Sandsteine beschrieben. **Gewisse** Analogien sehen wir in der Tatsache, dass zwei **Sandsteinhorizonte** ausgeschieden **werden** (**S-Teil** der Lechtal-Decke), die meist **durch** einen **vorwiegend** karbonatischen Horizont getrennt werden. Sowohl an der Basis als auch **im** Dach der Formation treten evaporitische Glieder auf. Im **übrigen** fehlt eine typische Tonschiefer-Dolomit-Serie in der uns bekannten Ausbildung. Dafür sind kohlige und sandsteinführende Horizonte allgemein viel ausgeprägter **entwickelt** als im Gebiet der westlichen Ostalpen.

Ein Vergleich mit den stark schwankenden Faziesverhältnissen der S-Alpen fällt schwer. **Gewisse** Anklänge zeigen die dort auftretenden Sandsteine, ferner die teilweise mächtig entwickelte karbonatische Fazies (Grignagruppe, Val Camonica, Südtiroler Torerschichten).

Zum Schluss möchten wir festhalten, dass Faziesvergleiche **im** Carn grosse Schwierigkeiten bereiten. Die grösste, ins Detail gehende **Übereinstimmung** mit der Ausbildung im untersuchten Gebiet **liegt im übrigen Scarl-System** und in der Ducantrias vor.

## b) Nor und Rhät

### 1. Historisches

#### Die Grenze Nor-Rhät

Nach der Auffassung von **SPITZ** und **DYHRENFURTH** ist die norische Stufe der Engadiner Dolomiten als Hauptdolomit ausgebildet. Kalk- und Schiefereinlagerungen **sind** ihr fremd. Den **Übergang** zum Rhät bildet das norisch-rhätische **Grenzniveau** (Wechselagerung zwischen Kalk und Dolomit). Das Rhät (Kalke und Schiefer) ist in drei **Fazies**-typen ausgebildet:

1. Kössener-Fazies (N-Bereich inklusive Terza-Schuppe).
2. Quaternals-Fazies (südliche Quaternals-Gruppe, gegen E bis zum Umbrail, tiefere Laschadurafalten, S-chanfser Mulde).
3. Fraele-Fazies.

Die Faziesgrenzen sind unscharf.

**HEGWEIN** übernimmt **grösstenteils** die Stratigraphie seiner Vorgänger. Er stellt das «norisch-rhätische **Grenzniveau**» ins Norian und vergleicht es mit den **Plattenkalken** der nördlichen Kalkalpen. Die Faziesunterschiede im Rhät, insbesondere zwischen Quaternals-Fazies und Kössener-Fazies sind für **ihn** massgebend für eine tektonische Trennung **zwischen** Quaternals-Decke und Umbrail-Decke. Nach **HEGWEIN** scheinen die tafeligen Kalke des Quaternals-Rhät **gegen** oben «einer mehr **schiefrigen** Ausbildung Platz zu machen» (p. 61). In seiner Karte bezeichnet er diese Schichten als «**Mergelschiefer** (Kössener-Schichten)». Im Text lässt er ihre altersmässige Stellung offen, da Fossilien fehlen.

**Hess** gelang es, im Gegensatz zu **HEGWEIN**, im sogenannten «**Rhät**» der Quaternals-Decke Fossilien zu finden. Dabei handelt es sich jedoch **um** norische Leitfossilien (*Worthenia solitaria* **BEN**, *Myophoria volzi* **FRECH**). Auf Grund dieser Fauna nimmt **Hess** für diese Kalke norisches Alter an und bezeichnet sie in der Folge als **Quaternals-Schichten**. Für das Liegende, also für das «norisch-rhätische **Grenzniveau**» von **SPITZ**

und DYHRENFURTH, führt er den Namen **Prà-Grata-Schichten** ein. Er gelangt damit zur folgenden Gliederung der Obertrias der Quattervals-Decke:

Kössener-Schichten (rhätisch);  
 Quattervals-Schichten (obnorisch);  
**Prà-Grata-Schichten (mittelnorisch);**  
 Hauptdolomit (unternorisch).

Die «**Kössener-Schichten**» von **HESS** entsprechen den «**Mergelschiefern**» von **HEGWEIN**; sie sind im Untersuchungsgebiet von **HESS** nicht vertreten, so dass er sich auf die Angaben von **HEGWEIN** stützt. Im übrigen geht **HESS** ausführlich auf die von **SPITZ** und **DYHRENFURTH** gemachten Fossilfunde ein und zeigt, dass diese als Beweisführung für rhätisches Alter nicht genügen, sei es aus palaeontologischen Gründen (schlechte Erhaltung, nicht leitend), sei es, weil sie aus **höchst** fragwürdigen Lokalitäten stammen (Blockschutt). In diesem Zusammenhang ist es, wie **HESS** betont, interessant, dass schon **SPITZ** und **DYHRENFURTH** in ihrem «**Rhät**» norische Leitformen gefunden haben, was ihnen selbst auch bemerkenswert erschien (p. 67!).

In neuester Zeit sind von Geologen der **Mailänder** Universität weitere Fossilfunde, die das norische Alter der Quattervals-Schichten anzeigen, gemacht worden (**POZZI** und **GIORCELLI** 1960).

So sehen wir, dass im Laufe der geologischen Untersuchungen der Quattervals-Decke die Grenze Nor-Rhät immer **weiter** nach oben versetzt wurde. In der folgenden Tabelle (Tabelle 4) sind die Ansichten und Bezeichnungen der verschiedenen Geologen **zusammengefasst**.

SPITZ und DYHRENFURTH	HEGWEIN	HESS
Rhät in Quattervals-Fazies)	Rhät in Quattervals-Fazies (inkl. <b>Kössener-Schichten</b> )	Kössener-Schichten <sup>1)</sup> ----- Quattervals-Schichten
Nor-Rhät. Grenzniveau <sup>1)</sup> -----	Plattenkalk	<b>Prà-Grata-Schichten</b>
Hauptdolomit	<b>Hauptdolomit</b>	Hauptdoloniit

<sup>1)</sup> = Alter nicht mit Fossilien belegt oder später widerlegt  
 ----- = Grenze Nor-Rhät

**Tabelle 4**

In der Terza-Schuppe scheinen die Verhältnisse einfacher, da sichere Fossilfunde das **Rhät** bestätigen. **HEGWEIN** übernimmt die von **SPITZ** und **DYHRENFURTH** postulierte stratigraphische Dreiteilung von Nor und **Rhät**, stellt aber auch in dieser Einheit das **Grenzniveau** als Plattenkalk ins **Norian**.

In der norisch-rhätischen Fazies der Falcun-Mulde sehen sowohl **SPITZ** und **DYHRENFURTH** als auch **HEGWEIN** eine Annäherung an die Quattervals-Fazies. Der **Übergang** sei schon im N-Teil der Terza-Schuppe zu erkennen.

## Kalkzüge im Hauptdolomit

Eng verwachsen mit dem Problem der norisch-rhätischen Grenze ist auch das Auftreten von meist schmalen Zügen von dunklem Kalk im sogenannten Hauptdolomit. Solche sind beispielsweise aus der Ortler-Gruppe bekannt, wo sie SCHLAGINTWEIT (1908) und HANNER (1908) für normale stratigraphische Einschaltungen im Nor halten. KAPPELER (1938) dagegen fasst die Kalke als Rhät auf, ähnlich dem Quattervals-Rhät. In der Quattervals-Gruppe postulieren sowohl SPITZ und DYHRENFURTH als auch HEGWEIN das rhätische Alter der Kalkzüge. SPITZ und DYHRENFURTH erachten beispielsweise die langgezogenen Kalkzüge am Piz d'Ivraina, die von Dolomit und sicherem Rhät überlagert werden, als tektonische Einspiessungen. Sie betonen jedoch, dass die komplexen Verhältnisse beim Kartieren oft zu grossen Schwierigkeiten führten, so dass eine bewusste Schematisierung vorgenommen wurde. HEGWEIN gibt auf analoge Weise den Kalkzügen im Hauptdolomit des Piz-d'Esan-N-Grates eine tektonische Deutung (Fig. 14). Nur in einem Fall, am E-Hang der Val Tantermozza oberhalb der Parkwärterhütte, betrachtet HEGWEIN einen solchen Kalkzug, der von Hauptdolomit und sicherem Rhät überlagert wird, als stratigraphische Einlagerung (p.58).

Auch HESS diskutiert eingehend die Stellung der Kalkzüge, die er allgemein als «Plattenkalk» bezeichnet. Er weist darauf hin, dass SCHLAGINTWEIT in der Ortler-Gruppe in diesen Kalkzügen norische Fossilien gefunden hat. Nach HESS sind die Kalkzüge normale stratigraphische Einlagerungen.

### 2. Problemstellung und Gang der Untersuchung

Ausgehend von den Resultaten von HESS schien es zunächst zweckmässig, in der Quattervals-Decke (i. S. HEGWEIN) das Hangende der Quattervals-Schichten, also die «Kössener-Mergelschiefer» von HEGWEIN, neu zu untersuchen. Es erwies sich jedoch, dass die Fossilarmut dieser Schiefer keine sicheren Schlüsse über ihr Alter zulässt. Daraufhin wurde die weitere Untersuchung in die höchsten Schuppen der HEGWEINschen Quattervals-Decke verlegt. Hier nun lag der Schlüssel zum Verständnis der stratigraphischen Verhältnisse und damit auch der Tektonik. In der Valletta, einem Seitental der Val Cluozza, konnte in diesen höchsten Schuppen fossilführendes Rhät in derselben Fazies wie in der Terza-Schuppe nachgewiesen werden. Dieses Rhät geht durch eine Kalk-Dolomit-Wechselagerung aus einem geringmächtigen Dolomit hervor, der wiederum von Kalken und leicht mergeligen Kalkschiefern unterlagert wird. Obwohl fast überall tektonisch abgeschoben, glauben wir, dass diese letzteren das stratigraphisch Hangende der «Kössener-Mergelschiefer» HEGWEINS bilden. Aus diesen Beobachtungen wurden vorerst drei Schlussfolgerungen gezogen:

1. In der Quattervals-Decke muss die Grenze Nor-Rhät, sozusagen der Tradition entsprechend, noch höher hinauf versetzt werden, als dies HESS angenommen hat.
2. Faziesunterschiede zwischen dem Rhät der Terza-Schuppe und demjenigen der Quattervals-Decke sind unbedeutend. Sie können lediglich im Nor vorhanden sein.
3. Kalk-Dolomit-Wechselagerungen scheinen nicht niveaugebunden nur an der Basis der Quattervals-Schichten aufzutreten, sondern kommen auch über diesen vor. Dasselbe gilt für dolomitische Komplexe.

Da eben SPITZ und DYHRENFURTH und HEGWEIN Kalk-Dolomit-Wechselagerungen sowie Dolomitkomplexe als stratigraphische Niveaus erachteten («Grenzniveau» respektive «Hauptdolomit»), mussten sie unweigerlich zu einer recht komplexen Deutung der Tektonik gelangen. Dies kommt im Schuppenbau HEGWEINS deutlich zum Ausdruck.

Im Laufe der weiteren Untersuchung **wurden** Kriterien für die Unterscheidung der verschiedenen Kalk-, Kalk-Dolomit- und Dolomit-Serien gesucht. In diesem Punkt sind wir zu keinem sehr befriedigenden Resultat gelangt. Die hier angenommene **lithologische** Gliederung des Nor funktioniert für die prachtvollen **Aufschlussverhältnisse** der westlichen Quattervals-Gruppe recht gut. Es fällt jedoch an kleinen Aufschlüssen **äusserst** schwer, ein Urteil über die Stellung der betreffenden Schichten abzugeben, da **ähnliche** lithologische Typen in ganz verschiedener Schichthöhe wiederkehren können.

Die Gliederung in der Quattervals-Decke liess sich auf die Terza-Schuppe übertragen; das stratigraphische Hauptresultat liegt in diesem Vergleich. Es zeigt sich, dass die Faziesdifferenz auch im Nor unbedeutend ist und als eine Folge der zunehmenden **Dolomitisation** gegen N angesehen werden kann.

Es soll hier vorausgenommen werden, dass die Falcun-Mulde, welche **grösstenteils** im Terrain meines Studienkameraden B. SCHNEIDER liegt, stratigraphisch nicht näher untersucht wurde. Beim Kartieren wurden auf rein lithologischer Basis zusammenhängende Kalkserien von **grösseren** Dolomitserien ausgeschieden, ohne dass wir das Niveau näher bestimmen konnten. Einzig Rhät ist in der Val **Tantermozza** durch typische Gesteine nachgewiesen.

### 3. Die norische Schichtreihe der Quattervals-Decke und Terza-Schuppe (vergleiche Fig.7)

#### 3a) Gliederung

Wir verwenden folgende Einteilung:

		Rhät	
		Plattenkalk	
Obenor	{	Obenorischer Dolomit	
		Diavel-Schichten	
		Oberer Mergel	
Untenor	{	Quattervals-Schichten	{ oben unten
		Prà-Grata-Schichten	
		Untenorischer Dolomit	

In der folgenden Figur (Fig. 6) ist die heterope Faziesdifferenz zwischen **Quattervals-Decke** und Terza-Schuppe schematisch dargestellt. Sie beruht auf der seitlichen **Ablösung** von Dolomit durch Kalk.

#### 3b) Untenorischer Dolomit

Quattervals-Decke

Der **unternorische** Dolomit bildet das **hufeisenförmig** aufgeschlossene **Schichtpaket** an der **Basis** der mächtigen Kalkserien im **S-Teil** des untersuchten Gebietes. In diesem **Sinne fassen** wir den **«Hauptdolomit»** der Schuppen a) und b) von HEGWEIN als **unternorischen** Dolomit auf.

Dieser mächtige Dolomit, der den **starren**, südlichen Sockel der norischen Sedimente bildet, ist **häufig** von **schichtparallelen** Scherflächen durchzogen, deren Bedeutung und Fortsetzung oft **nicht abzuschätzen** sind. Insbesondere daa **im** tektonischen Abschnitt behandelte Problem der **Auftrennung** dieser Dolomitmasse gestattet keine

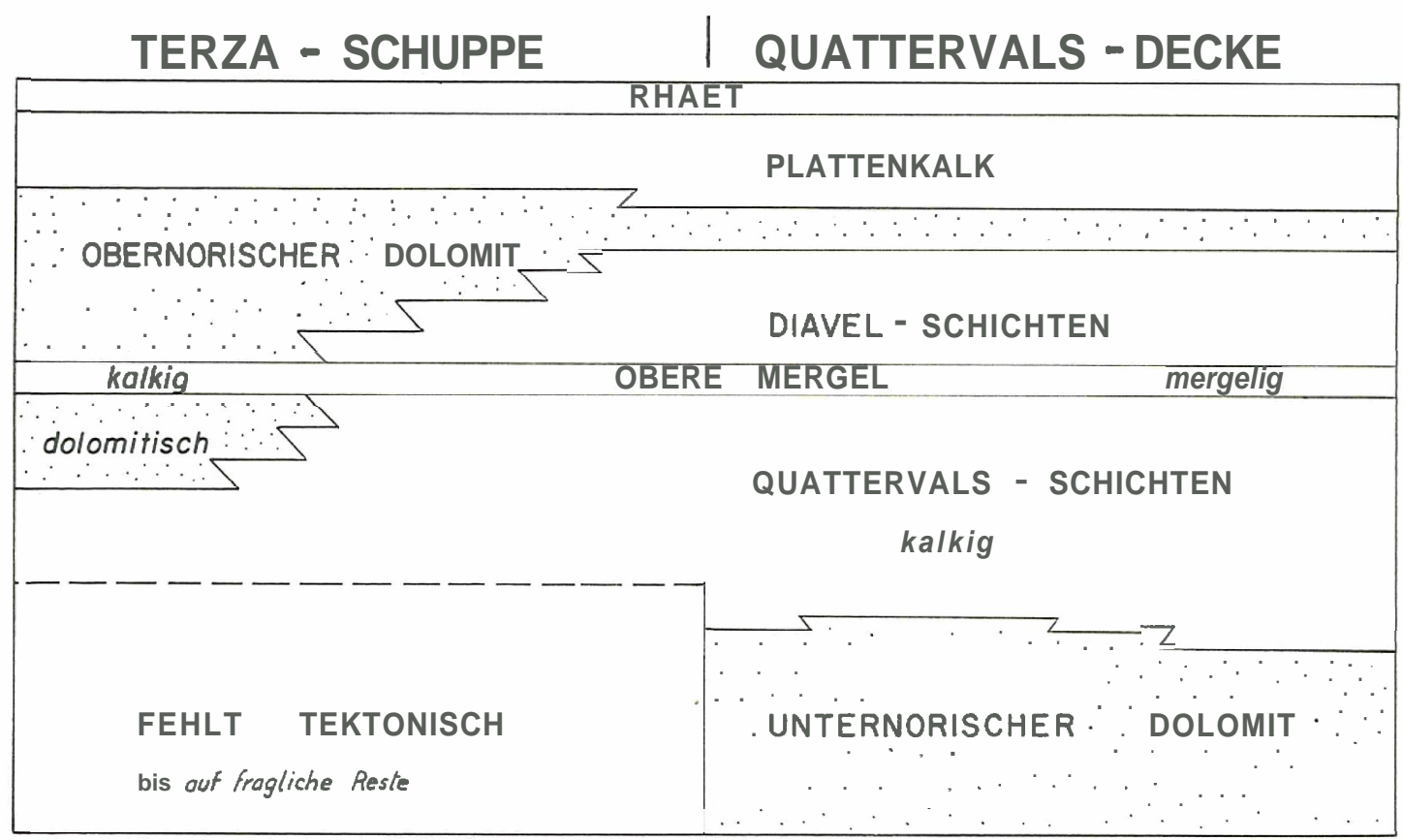


Fig. 6 Schematische Darstellung der heteropen Fazies im Nor der Quaternary-Decke und Terza-Schuppe.

eindeutige stratigraphische Gliederung. Es ist also keineswegs sicher, ob die im folgenden besprochenen Gesteine einem mehr oder weniger normal-stratigraphischen Profil angehören, oder ob sie durch ein- bis mehrfache **Verschuppung** angehäuft sind. Immerhin zeigen die aufgefundenen Geopetalgefüge nie inverse Lagerung an. Damit sind die **Einfaltungen** von synklinalen **Kalkzügen** im Sinne **HEGWEINS** ausgeschlossen, eine interne **Gleitbrett-Verschuppung** jedoch **nicht**.

Infolge der **unabgeklärten** tektonischen Verhältnisse möchten wir von einer **Mächtigkeitsangabe** absehen. Die **scheinbare** Gesamtmächtigkeit des südlichen Dolomitsockels beträgt im Maximum zirka 1500 m. In der oberen Val Mela sind von dieser Serie noch zirka 450 m vorhanden, **Hess** nahm für die **entsprechenden** Schichten («**Hauptdolomit**») eine **Mächtigkeit** von **300–400 m** an.

Lithologische Zusammensetzung: Die Grundlage dieser Untersuchung bildet eine Reihe von Profilen zwischen der oberen Val Mela (gegenüber **Brail**) und **Fourun** Val Torta. Die Gesteine sind **sehr wechselvoll** ausgebildet und reich an sedimentologischen Feinheiten. Wir verweisen auf die Besprechung einiger spezieller Typen im Abschnitt über Sediment-Petrographie (p. 763).

An der Zusammensetzung der Schichtfolge sind folgende **Hauptgesteinsgruppen** beteiligt:

1. Schwarze, stinkende, mikrokristalline, **dünnplattige** bis schiefrige Kalke.

Es handelt sich im wesentlichen um zwei etwa 30 m **mächtige** Horizonte, die **kalkführend** sind. Die Kalkbänke **sind nicht durchziehend**, sondern gehen seitlich oft in Dolomit über, sodass eine Korrelationserschwerung wird. Die Kalke sind wiederum aufgeteilt durch dünne Dolomitzüge, wobei ausgesprochene Wechsellagerung auftreten kann. Die Bankdicke beträgt zwischen **0,1** und zirka **10 cm**. Weder makro- noch **mikrofaziell** unterscheiden sich diese Kalke von jüngeren Bildungen (vergleiche Abschnitt über allgemeine Fazies, p. 98).

An Fossilien treten auf: lagenweise begrenzter **Gastropoden-Bruchschill**, Foraminiferen (vergleiche Fig. 9) und meist ganz erhaltene **Ostracoden**. Bei günstiger **Anwitterung** findet man schöne Feinschichtung mit **syngenetischen Gleitungserscheinungen**. Je nach Sedimenttyp treten kleine, runde Verkiesselungen auf.

2. Braune, graue oder schwarze, teils stinkende, **mikrokristalline, dünnplattige** Dolomite.

Dieser **Gesteinstypus** tritt **häufig** auf. Er ist im Felde nur mit Salzsäure von den Kalken **zu** unterscheiden. Auch im **Dünnschliff** ist er gleich ausgebildet. Typisch sind im Felde die oft rot **angewitterten, feinkarrigen Schichtflächen**. Im Handstück ist die Feinschichtung bei günstiger **Anwitterung** zu erkennen.

3. **Dunkelgraue** bis bräunliche, mikrokristalline, staubig angewitterte Dolomite mit Feinschichtung.

Dieser Typus ist im Handstück oft kaum von den schwarzen, plattigen Dolomiten **zu** unterscheiden. Häufig treten in ihnen **jedoch** charakteristische, **sedimentologische Erscheinungen** auf. Dazu **gehört** der sogenannte **Drusendolomit** (vergleiche p. 81). Ein weiteres Merkmal dieser Gesteinsgruppe ist die stets dololutitische Ausbildung mit ausgesprochener Feinschichtung.

4. Massigere, graue, brecciöse Dolomite.

Diese Gesteinsart tritt meist mit der vorher genannten auf. Es handelt sich um Bänke bis zirka **10 m**. Der **Durchmesser** der Komponentenschwankt zwischen dem Zentimeter- und **Meterbereich**. Die Rundung ist **unterschiedlich**, die Sortierung schlecht. Die Breccie ist **polymikt**, rein **dolomitisch**. Es handelt sich um **graue** Dolomitbrocken, die unterschiedliche Helligkeit und **Korngrösse** zeigen. Die Grundmasse ist stets ähnlich ausgebildet. Es können sowohl mehrfache Aufarbeitung als auch **Übergänge** in hell-dunkel geschichtete Bänke beobachtet werden.

Fig. 6 Schematische Darstellung der heteropen Fazies im Nor der Quattervals-Decke und Terza-Schuppe.

bis auf fragile Reste

5. Dünn- bis dickgebankte, mittel- bis **grob-makrokristalline**, hellgraue Dolomite (vergleiche p. 82).

Bei diesen Gesteinen handelt es sich um Dolomite, bei welchen die sekundäre Struktur die primäre fast vollständig **überprägt** hat. Im Felde fallen diese Gesteine sofort auf durch ihre hellere Farbe, im Handstück durch ihre poröse, **makrokristalline** Ausbildung. Sie sind oolithartig von dunklen Punkten durchsetzt. Schalenreste deuten auf den klastischen Primärhabitus vieler dieser Dolomite hin.

6. Sogenannte **Weissspatbildung** (vergleiche p. 82).

Im Felde stellen wir folgende, unter den Begriff Weissspatbildung fallende Hauptgesteinstypen fest:

1. **Dunkelgrau** bis rötlich-beige und weiss gestreifte Bänderdolomite.
2. Breccien, die groben Dolomitspat in der **Grundmasse** besitzen.
3. Wellig-linsig-feingeschichtete, sogenannte Augendolomite.

7. Miechgesteine der erwähnten Typen.

Die Aufeinanderfolge dieser Gesteine unterliegt keiner erkennbaren Regel, ausser dass die **makrokristallinen** Typen im oberen Teil der Profile häufiger auftreten. Die **kalkführenden** Horizonte stellen im dolomitisierten Zustand **plattige**, schwarze oder graue Dolomite dar.

Vom Talboden des **Engadins** aus stellt man bei guter Beleuchtung in der Schichtfolge verschiedene helle und **dunkle**, & schichtparallele Zonen fest. Die Abfolge ist in der Val Mela: heller Dolomit – grauer Dolomit – heller Dolomit – grauer Dolomit. Darüber folgen die rostig **angewitterten** Quattemals-schichten. Gegen SW lassen sich diese Farbzonen weiter verfolgen. In der oberen Val **Flin** und in der Val **Müschauns** tritt vorwiegend einheitliche **Graufärbung** auf. Die Gesteine unterscheiden sich aber nicht **wesentlich** von den erwähnten Typen der Val Mela. Es scheint, als seien die Breccien an die dunklen Zonen gebunden. Die grob-makrokristallinen Typen dagegen treten vorwiegend in den helleren Zonen auf. Wir waren zuerst versucht, diese Farbzonen als Ausdruck einer internen **Gleibrett-Verschuppung** anzusehen. Die aufgenommenen Profile bekräftigen diese Ansicht jedoch nicht. Wir neigen eher dazu, die Bildung der **Farbzonen** einer selektiven Dolomitisation (T-Dolomit) zuzuschreiben (vergleiche Abschnitt über Dolomitisation, p. 89).

#### Terza-Schuppe

An der südlichen Basis der Terza-Schuppe tritt im E-Hang der Val Tantermozza ein heller, grauer, **dickgebankter** Dolomit auf. Er befindet sich westlich von P. 2694 der Spi da Tantermozza, auf einer **Höhe** von 2180 m. Das schwach N-fallende, **keilförmige** Schichtpaket spitzt gegen N allmählich aus und ist begrenzt **durch** die südlichsten Aufschlüsse des Terza-Carn (unten), das steil unter ihm eintauchende **Rhät** der Quattervals-Decke (S), und die steil N-fallenden Quattemals-Schichten der Terra-Schuppe (oben). Die Mächtigkeit beträgt maximal 170 m. Seiner Stellung gemäss **könnte** dieser Dolomit ein **Schürfling** von **unternorischem** Dolomit sein. Der oberste Teil ist stark tektonisiert; gegen unten treten ein bis zwei Meter mächtige Bänke von grauem, mikro-

Fig. 7 **Sammelprofile** der norisch-rhätischen **Schichtreihe** der Terza-Schuppe und der Quattervals-Decke

USW = Unteres Stockwerk der Quattervals-Decke

OSW = Oberes Stockwerk der Quattervals-Decke

VB = Verkehrte Basis-Schuppe und Südteil der Terza-Schuppe **im** allgemeinen



hellgraue Dolomite

undäre Struktur die auf durch ihre hellere sind oolithartig von Primärhabitus vieler

Hauptgesteinstypen

aren Regel, ausser ger auftreten. Die ge, schwarze oder

ng in der Schicht- Die Abfolge ist in uer Dolomit. Dar- n SW lassen sich al Müschauns tritt en sich aber nicht seien die Breccien agegen treten vor- farbzonen als Aus- nommenen Profile Bildung der Farb- rgleiche Abschnitt

al Tantermozza ein on P. 2694 der Spi lende, keilförmige ie südlichsten Auf- Rhät der Quatter- er Terza-Schuppe näss könnte dieser Teil ist stark tek- on grauem, mikro-

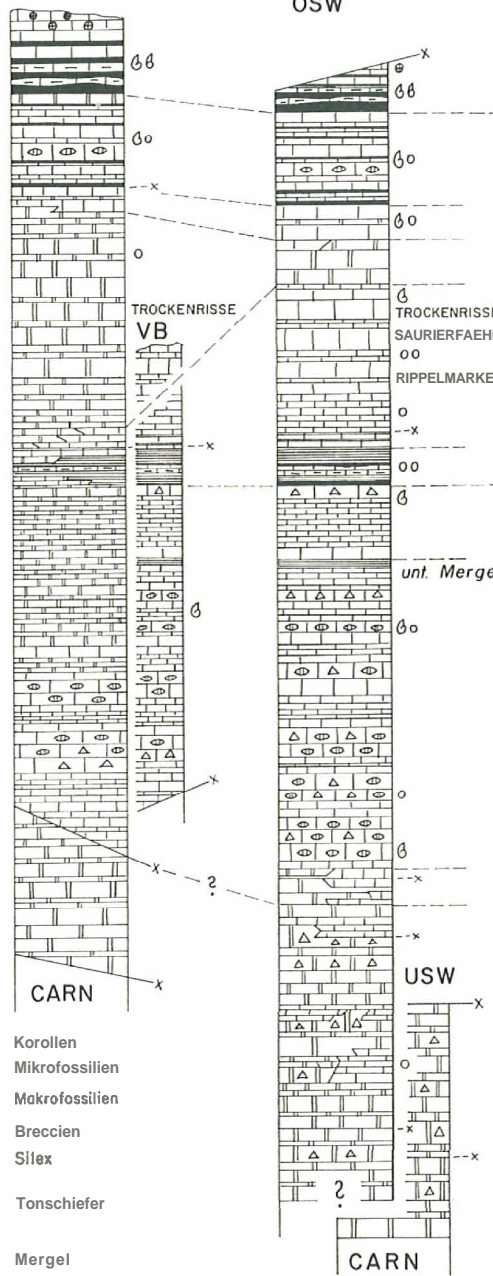
pe und der Quatter-

m allgemeinen

TERZA - SCHUPPE

QUATTERVALS-DECKE

OSW



Kössener - Sch.

ob. Plottenkolk

unt. Plottenkolk

Obernorischer Dol.

Diavel - Sch.

ob. Mergel

ob. Quattervals - Sch.

unt. Mergel

unt. Quattervals - Sch.

Prä - Grato - Sch.

Unternorischer Dol. (mit Kalkzügen)

RHAET

OBER - NOR

UNTER - NOR

kristallinem, feingeschichtetem Dolomit auf. An der Basis findet man massige, helle, im Bruch beige Dolomite. Diese letzteren **gemahnen** stark an Typen aus dem Grenzbereich **Carn-Nor**. Die tektonische Diskordanz zwischen dem Dolomitpaket und dem liegenden Carn ist bedeutend weniger ausgeprägt als diejenige zu den hangenden **Quatervals-Schichten**.

Als weiteres Vorkommen von **unternorischem** Dolomit betrachten wir den Dolomit der **Murtaröl-Teilscholle**. Er baut den nördlichsten Teil der Spi da Tantermozza auf. Der Hauptgrund für diese **Auffassung** liegt in der Tatsache, dass er scheinbar **normalstratigraphisch** über der **Murtarölbrecchie** des **Obercarn** liegt. Der Dolomit ist sehr häufig **brecciös**; teilweise sind die **Breccien vom Weisspatttypus**. Daneben unterscheidet man monomikte und polymikte **intraformationelle** Breccien. Ein dritter Typ sind feine, schlierige, Fluidaltextur aufweisende Breccien. Daneben treten graue Drusendolomite, Augendolomite und viele feinst laminierte **Typen** auf. Die Mächtigkeit des teils dünn-, meist dickgehankten (0,5–1 m) Dolomits beträgt 70–100 m, wobei die obere Grenze fehlt.

**Zusammenfassend** stellen wir fest, dass der unternorische Dolomit im Bereich der **Terza-Schuppe** scheinbar **nur** durch reduzierte Pakete vertreten ist und sonst aus tektonischen Gründen grösstenteils fehlt.

### 3c) *Prà-Grata-Schichten*

Als **Prà-Grata-Schichten** fassen wir einen meist durch Wechsellagerung von Kalk und Dolomit ausgezeichneten Komplex zwischen dem Untenor-Dolomit und den **Quatervals-Schichten** auf. Die komplizierten Grenzen zwischen Dolomit und Kalk, die daraus resultierenden klein-tektonischen Verhältnisse, und schliesslich die Bedeutung als Gleithorizont erschweren die Abgrenzung **der Prà-Grata-Schichten** im Felde **ungemein**. **Infolge** der schwankenden Dolomitisation kann die zeitliche Stellung des Niveaus variieren. Mit der Ausscheidung dieser **Schichtgruppe** folgen wir **Hess**, legen jedoch keinen besonderen Wert auf ihre Bedeutung als **stratigraphischer** Horizont. Die Mächtigkeit ist wiederum schwer abzuschätzen. Sie dürfte zwischen 30 und 120 m liegen.

### Quatervals-Decke

Der Beziehung Kalk-Dolomit ist ein **spezieller** Abschnitt gewidmet (p. 77). **Lithofaziell** ist in den Kalken **dieses Niveaus** kein Unterschied zu den tieferen Kalkzügen festzustellen. Es handelt sich einfach um partiell dolomitisierte Schichten, die sich aus diesem Grunde von den **mächtigeren, zusammenhängenden** Dolomitkomplexen des **Untenors** abheben.

Die **Wechsellagerung** Kalk-Dolomit vollzieht sich zwischen plattigen bis **schiefrigen, dunklen** Kalken und meist **plattigen, mikro- bis makrokristallinen** Dolomiten. Als Beispiel sei ein Profil (Profil  $S_4$ ) **am** Blaisun, südlich des Muot-sainza-Bön-Sattels angeführt (von unten nach oben):

- 1) Dolomit des **Untenor** (klare Abgrenzung unmöglich).
- 2) 3 m schwarze, nach  $H_2S$  riechende, dünnplattige bis schiefrige Kalke.
- 3) 1 m feingeschichteter, **dunkelgrauer**, plattiger Dolomit.
- 4) 2 m **dickgebankter, makrokristalliner**, heller Dolomit.
- 5) 3,5 m **dunkelgraue**, plattige Kalke und schwarze, **dünnplattige** Kalke und Kalkschiefer.
- 6) 2 m braun anwitternde, plattige Dolomite.

7) 2 m hellgraue, **makrokristalline** Dolomite.

8) 7 m hellgraue Dolomite und dunkle, plattige Kalke. Komplexe **Dolomitisations-**erscheinungen.

9) 4 m etwas dicker **gebankte**, dunkle Kalke. Dolomitisation längs **Schichtfugen**.

10) 10 m plattige, **schwarze** Kalke mit Silexbildungen (Quatervals-Schichten).

### Terza-Schuppe

Eigentliche **Prä-Grata-Schichten** fehlen. Die Quatervals-Schichten weisen durchwegs Dolomitisationserscheinungen auf, so dass eine genaue Abgrenzung ohnehin unmöglich wäre. Wo die Quatervals-Schichten noch kalkig ausgebildet sind (S-Teil der Terza-Schuppe), konnte im Liegenden nie eine Dolomit-Kalk-Wechselagerung festgestellt werden.

### 3d) Quatervals-Schichten

Die Mächtigkeit dieser Kalke beträgt bis 400 m. Die **Schichtfolge** lässt sich zweiteilen in einen unteren (bis zirka 340 m) und einen oberen Teil (zirka 60 m), **welche** durch einen nicht **immer** gut feststellbaren, schiefrigen, leicht mergeligen Horizont getrennt werden (untere Mergel).

### Quatervals-Decke

Die unteren Quatervals-Schichten:

Sie stellen eine Wechselagerung von dunklen, dünnplattigeii bis selten schiefrigen, klingenden Kalken mit dicker gebankten Kalken dar (Bankdicke bis 2 m), **wobei** die schiefrigen Komponenten gegen oben zunehmen. Im Bankungsrhythmus sind **Übergänge** zwischen den extremen Bankdicken vorhanden. In den denudierten, schroffen Gräten treten die Schichten durch stufig-segmentierte Steilhänge, meist dunkelbrauner bis rötlicher **Anwitterungsfarbe**, und schwarzen Schutt hervor. Die schönsten Profile befinden sich am Blaisun (Fortsetzung von **Profil S<sub>4</sub>**) und auf der E-Seite der Val Tantermozza (östlich P. 2348). Die Typlokalität der Schichten ist der Piz Quatervals, dessen Gipfel aus unteren **Quatervals-Schichten** besteht.

Die dunklen Kalke, soweit **dünnplattig** bis **schiefrig** (3–5 cm Bänke), sind vom **feinmikrokristallinen** Typ, wie er im ganzen Nor der westlichen Quatervals-Gruppe auftritt. Beim Brechen zeigen sie einen starken Geruch nach **H<sub>2</sub>S**. Die Schichtflächen sind häufig glatt bis **feinstylolithisch** oder höckerig ineinander verkeilt. Oft tritt ein gelbroter **Überzug** auf. Zwischen den Bänken treten vielfach schwarze, erdige, lockere Füllmassen auf. Die Bänke lassen sich oft in feine Teilplatten zerlegen. Bei günstiger **Anwitterung** machen sich **Feinschichtung** und feine **Lumachellenlagen** bemerkbar.

Die dicker gebankten Kalke (**Bankung** 5–50 cm, selten 2 m) **wittern** meist etwas heller an. Je dicker die Bank, desto heller ist die **Anwitterung**. Sehr häufig sind die einzelnen Bänke **stylolithisch** oder durch Kiesel verschweisst **und** täuschen eine grössere Mächtigkeit vor. Im Bruch sind diese Kalke dunkelgrau bis schwarz, sie riechen nach **H<sub>2</sub>S**. An den karrig **angewitterten** Gesteinsoberflächen offenbart sich oft erst die wahre Natur vieler **Bänke**. **Es** treten intraformationelle Breccien, Lumachellen, **Dolomitisierungs-**erscheinungen und Silexbildungen auf.

1. Breccien: (vergleiche Tafel I, 1, 2)

Die Breccien sind häufig polymikt, unsortiert, mit eckigen und leicht gerundeten Komponenten im cm- und m-Bereich. Das Bindemittel ist ein heller oder dunkler,

grauer Kalk, der teils stark dolomitisch sein kann. Oft akzentuieren **Silexbildungen** die **Brecciennatur**. Dasselbe gilt für selektive Dolomitisation. Die Packung der Breccien ist oft undicht. Es kommt vor, dass man beim Verfolgen einer Bank nur alle paar Meter wieder isolierte Komponenten findet. Man kann auch monomikte Breccien beobachten, deren Komponenten praktisch noch im ursprünglichen Schichtverband stehen (Tafel I, Fig. 2). Auch hier tritt Kieselbildung auf, vornehmlich am Kontakt zwischen Komponente und Matrix.

### 2. Silex:

Das charakteristische Merkmal der **unteren** Quaternals-Schichten sind Silexbildungen (vergleiche Abschnitt über **Sedimentpetrographie**, p. 93). Neben schwarzen, dichten, bis 5 cm dicken **Silexbändern** treten selten auch dünne (2–3 cm), schwammig angewitterte Silex-Schichten auf (Val Sassa 804 000/167 250). Häufiger ist das Auftreten von Silex in Form von kleinen Knöpfchen (Durchmesser 1–5 mm), welche beispielsweise bei Breccien selektiv in **einzelnen** Komponenten oder in der Matrix **angehäuft** sein **können**. Die Knöpfchen können in Kreisen angeordnet, der Komponentenform angepasst oder **diffus** verteilt sein. Ersteres leitet zur auffallendsten **Silexbildung** über. Es handelt sich **um** meist rechteckige, zuweilen auch flach elliptisch **herauswitternde Kieselfiguren** (Tafel I, Fig. 1). Oft **sind** die Figuren **senkrecht** zur Längsachse durch Kieselchnüre unterteilt. Diese Bildungen täuschen Fossilquerschnitte vor, stellen jedoch meistens durch Kiesel nachgezeichnete Breccien-Komponenten dar. Die Komponente als solche **kann** zuweilen in der Farbe vom **Nebengestein** unterschieden werden, in vielen Fällen aber auch nicht. Prachtvolle Biider ergeben sich dann, wenn man eine oder mehrere dünne Bänke, die mit Kiesel verschweisst sind, seitwärts in eine Breccie verfolgen kann. Jede der so entstandenen Komponenten, von der Schichtung und der zu ihr normalen **Klüftung** begrenzt, ist von Kiesel umgeben. Zuweilen werden in der Komponente Feinschichtung, Schichtfugen und andere diagenetische Erscheinungen mit Kiesel nachgezeichnet. Ebenso häufig **wie** direkt am Kontakt der Komponente zum Bindemittel liegt die **Kieselfigur** auch innerhalb der Komponente, zeichnet jedoch ihre Begrenzung **genau** nach. Im Dünnschliff zeigt sich auch **diffuse** Verteilung des **Kiesel**gehaltes, so dass man häufig geradezu von **Kieselkalk** sprechen kann.

### 3. Lumachellen:

Lagen- oder **bankweise** treten Lumachellen auf, oft assoziiert mit **brecciösem** Kalk. Seltener sind fast reine, dünne Ostracoden-Lumachellen. In den meisten Fällen scheint es sich **vorwiegend um** Gastropoden zu handeln. Die Lumachellen fallen besonders auf, wenn die **Schalenreste** dolomitisch oder zum Teil verkieselt sind. Oft sind die meist zerbrochenen Schalen angehäuft (Schiilkalk), oft auch verstreut (Halbschillkalk). Auf einer Schichtoberfläche **konnte** eine **flussnetzartige** verzweigte Anhäufung der hellen Schalen beobachtet werden (Val Tantermozza). Nebst den Schalenlumachellen wittern häufig **weisse, unregelmässig** begrenzte **punkt-, knospen-** und stabartige Gebilde im Grössenbereich mm–cm heraus. Es handelt sich vorwiegend **um dolomitische** Stellen im Kalk, vermutlich teilweise auch um Pseudomorphosen nach **Sulfatmineralien** und um dolomitisierte **Mikrofossilien**. **Im** Bruch sind solche Gesteine oft leicht spätig.

### Die oberen Quaternals-Schichten:

Es handelt sich um zirka 60 m gleichmässig **dünnebankte**, olivbräunlich **angewitterte** Kalke. **Sie** heben sich **infolge** ihrer Farbe und gleichmässig **dünnen Bankung** von den unteren Quaternals-Schichten ab. Unten und oben ist der Schichtkomplex von

Silexbildungen die  
g der Breccien ist  
r alle paar Meter  
ccien beobachten,  
id stehen (Tafel I,  
zwischen Kompo-

hten sind Silex-  
Neben schwarzen,  
cm), schwammig  
figer ist das Auf-  
mm), welche bei-  
der Matrix ange-  
er **Komponenten-**  
sten Silexhildung  
elliptisch **heraus-**  
t zur Längsachse  
hnitte vor, stellen  
en dar. Die **Kom-**  
**schieden** werden,  
n, wenn man eine  
ts in eine Breccie  
chtung und der zu  
rden in der **Kom-**  
rscheinungen mit  
**Komponente** zum  
chnet jedoch ihre  
silung des **Kiesel-**

brecciösem Kalk.  
ten Fällen scheint  
en besonders auf,  
ft sind die meist  
bschillkalk). Auf  
ufung der hellen  
nachellen wittern  
rtige Gebilde im  
omitische Stellen  
atmineralien und  
leicht spätig.

vbräunlich ange-  
dünnen **Bankung**  
ichtkomplex von

einer hellen, mächtigeren **Kalkbank** begleitet (untere und obere charakteristische Bank). Unter beziehungsweise über diesen Bänken folgen die unteren respektive oberen Mergel. Die oberen **Quattervals-Schichten** stellen somit ein Glied im normalen **Schichtrhythmus** der Quattervals-Kalke dar, zeichnen sich aber im Terrain als einheitlicher Komplex ab.

Die 7 bis 8 m mächtigen **unteren Mergel** (feine, bräunliche, schwach mergelige **Kalkschiefer**) werden im Profil der östlichen Val Tantermozza durch 0,5 m gebankte, dunkle Kalke überlagert. Darüber folgt die **untere charakteristische Bank**: sie ist 1 m dick, wittert hellgrau an und ist voller silifizierter Lumachellen. Diese Bank unterscheidet sich lithofaziell nicht von ähnlichen Typen der unteren Quattervals-Schichten. Sie fällt lediglich durch ihre Stellung an der Basis der oberen Quattervals-Schichten auf.

Darüber folgen die einheitlich **dünnegebankten**, oberen Quattervals-Schichten. Es sind plattige, im Bruch **schwarze, mikrokristalline** Kalke. Die Bankdicke schwankt zwischen 2 und 6 cm.

Darüber folgt die **obere charakteristische** Bank. Der untere Teil dieser Bank, zirka 1,5 cm dick, **wittert** grau an und zeigt schon makroskopisch den Habitus eines leicht brecciösen **Halbschillkalkes** (Tafel VII, Fig. 2). Dolomitisierte **Schalenreste** wittern gelb an. Der obere Teil der Bank (zirka 70 cm) ist konglomeratisch ausgebildet. In einer graubraunen, mergeligen Grundmasse findet man beige oder braun **anwitternde**, im Bruch schwarze Kalkkomponenten (Durchmesser meist zirka 5 cm). Die **Anwitterung** der Schichtoberfläche ist rundlich **weich**. Das Konglomerat unterscheidet sich durch den leicht mergeligen Habitus von den übrigen Breccien der **Quattervals-Schichten**. Es scheint in dieser schönen Ausbildung nicht überall aufzutreten, sondern kann auch durch tonigen Dolomit ersetzt sein, welcher nur in Nestern konglomeratisch ausgebildet ist.

#### Terza-Schuppe

Im S-Teil der Terza-Schuppe sind die Quattervals-Schichten analog den bisher besprochenen ausgebildet. Die Unterteilung in untere und obere gelingt vorzüglich (z. B. auf der Vallettaseite der Spi da Tantermozza, westlich P. 2469).

Weiter nördlich ändern diese Schichten ihren Habitus, indem sie teilweise **dolomitisch** werden. Die betreffenden, senkrechten bis leicht überkippten Schichten sind auf der W-Seite der Valletta, unterhalb P. 2469, gut aufgeschlossen. Der **untere** Teil der Schichtfolge **wird** von typischen unteren Quattervals-Schichten mit ausgeprägten **Silexbildungen** gebildet. Die Kalke sind von einem Netz von hellen, dolomitischen Adern durchzogen (Tafel II, Fig. 1). Gegen oben tritt plötzlich ein Meter eines dünnplattigen, bräunlichen Dolomits auf. Er wird wiederum von 3 m **dickbankigem** Kalk mit Silex und Dolomitadern überlagert. Die nächste, zirka 1,5 m mächtige Bank ist stark **tektonisiert** und von dolomitischen Adern durchzogen. Es vollzieht sich ein allmählicher Übergang zum Dolomit. Darüber folgen dünn- und dickergebankte, helle, plattige Dolomite. Der Bruch ist **mikrokristallin**, schwarz bis leicht rötlich und splittrig. Die Gesamtmächtigkeit dieses Profils beträgt zirka 330 m, wovon das obere Drittel fast **ausschliesslich** aus Dolomit besteht.

Die unteren Mergel scheinen in diesem Profil ausgequetscht zu sein. Es folgen 60 m dolomitische obere Quattervals-Schichten. Es handelt sich um dünnplattige, **gleichmässig** gebankte, hell- bis bleigraue Dolomite mit schwacher Feinschichtung. **Kalkbänke** sind selten. Die bleigrauen Typen können fein-makrokristallin sein; im übrigen sind die Gesteine mikrokristallin. Gegen oben treten vermehrt Weissspatbildungen auf. Die obere charakteristische Bank ist in diesem Profil nicht auszuscheiden. Auf der Scharte 750 m NNE P. 2771 der Crappa Mala ist die entsprechende Schichtreihe **auf-**

geschlossen. Die Scharte selbst liegt in den oberen Mergeln. Zwischen diese und die dolomitischen oberen Quattervals-Schichten schaltet sich eine zirka 1 m mächtige Bank von Drusendolomit ein.

Zusammenfassend stellen wir in der Terza-Schuppe teilweise dieselben Verhältnisse wie in der Quattervals-Gruppe fest, teilweise auch eine dolomitische Ausbildung der Schichten. Dolomitisch ist das obere Drittel der unteren und die gesamten oberen Quattervals-Schichten.

#### Der Fossilinhalt der Quattervals-Schichten

Neben den bereits erwähnten Lumachellen, Ostracoden und stark umkristallisierten Foraminiferen konnten vier bestimmbar Makrofossilien gefunden werden. Sie bestätigen das von HESS postulierte norische Alter der Quattervals-Schichten. Es handelt sich um:

##### 1. *Paralepidotus ornatus* (AG) (vergleiche SOMM und SCHNEIDER 1962),

Der Fischrest lag 7–10 m über den letzten Schichten des Prä-Grata-Niveaus bei Punt dal Gall (Spältal). Als Nachtrag zur publizierten Beschreibung möchten wir anführen, dass diese Art auch aus der norischen Schichtfolge der Gailtaler Alpen beschrieben wurde (VAN BEMMELEN, 1957).

##### 2. *Myophoria cf. inaequicostata* KLIPST. (Fig. 8a).

Die kleine, noch guterhaltene rechte Klappe stammt aus einer Kiesellage der unteren Quattervals-Schichten der oberen Val Sassa (804 000/167 250). Die Formengruppe der *Myophoria cf. inaequicostata* KLIPST., zu der möglicherweise auch *M. volzi* FRECH gehört, ist vor allem aus den Torer-Schichten, aber auch aus dem norischen Dachsteinkalk des Südtirols hesehrieben (FRECH 1904). Für systematische Fragen bezüglich der Artenabtrennung vergleiche BITTNER 1895 und FRECH 1904.

##### 3. *Worthenia contabulata* (COSTA) (*W. solitaria* [BEN]).

Es handelt sich um zwei etwa gleich grosse Steinkerne. Ein Exemplar ist aus den unteren, das andere aus den oberen Quattervals-Schichten (Fig. 8b) der Spi da Tantermozza (802 650/168 600 resp. 803 150/168 900). Dasjenige aus den oberen Quattervals-Schichten lag zirka 2 m unterhalb der oberen charakteristischen Artbank. Für systematische Fragen (Gattung und Art) vergleiche KITTL (1900). Im Gegensatz zu diesem Autor geben wir der Artbezeichnung von COSTA aus Prioritätsgründen den Vorzug. Jedenfalls hat die von den meisten Geologen angewendete Artbezeichnung, *solitaria* BEN., die zwei Jahre später aufgestellt wurde (1866), sicher nicht die Priorität. Diese Formen werden als Leitfossilien aus dem Hauptdolomit der Südalpen beschrieben.



Fig. 8 Fossilien aus den Quattervals-Schichten

a) *Myophoria inaequicostata* KLIPST.

b) *Worthenia contabulata* (COSTA)

#### 3e) Obere Mergel

Die Mächtigkeit dieses wichtigsten Leithorizontes im Nor des untersuchten Gebietes beträgt 30–50 m. Der Horizont ist zusammengesetzt aus schwarzen, glänzenden Ton-

en diese und die  
ka 1 m mächtige

elben Verhältnisse  
e Ausbildung der  
gesamten oberen

umkristallisierten  
werden. Sie be-  
chten. Es handelt

962).

us bei **Punt dal Gall**  
dass diese Art auch  
**EDDELEN** 1957).

er unteren **Quatter-**  
der **Myophoria** cf.  
t vor allem aus den  
beschrieben (**FRECH**  
**BITTNER** 1895 und

us den unteren, das  
za (802 650/168 600  
zirka 2 m unterhalb  
und Art) vergleiche  
ung von **COSTA** aus  
a angewendete Art-  
sicher nicht die  
dalpen beschrieben.



a (**COSTA**)

rsuchten Gebietes  
glänzenden Ton-

schiefern; **braun/graue Mergeln** und Mergelkalken; **schwarz/braunen, dünnplattigen** Kalken; etwas helleren, teils knolligen Kalken. Es treten reichlich Foraminiferen, Ostracoden sowie Limonitkonkretionen auf.

#### Quatervals-Decke

Die schwarzen Tonschiefer treten am Grat des Spi da Tantermozza (nördlich P. 2996) gerade über der oberen, charakteristischen Bank auf. Sie sind hier etwa 20 cm dick. In die Mergel eingelagert finden sich zirka 10 m höher noch einmal Tonschiefer über einer 0,6 m mächtigen, mergeligen **Kalkbank**, die mit einer rötlichen Breccie abschliesst. Die teils gerundeten Komponenten (2–10 cm) sind mergelige Kalke; die Grundmasse scheint stark eisenhaltig zu sein.

Den weitaus grössten Anteil am Aufbau der oberen Mergel nehmen **braun/graue Mergel** und Mergelkalke ein. Der Komplex macht den Eindruck von Kössener-Schichten, da in die erwähnten Mergel dunkle, **kalkigere** Bänke eingelagert sind. Die mergeligen Kalke weisen häufig Feinschichtung sowie helle, tongallenartige Einstreuungen auf. Die meisten Gesteine sind ausserordentlich reich an Ostracoden und Foraminiferen (vergleiche Fig. 9; Tafel VIII, 2). Diese wittern im allgemeinen als schwarze Punkte auf der Gesteinsoberfläche und in der Feinschichtung heraus. Daneben treten winzige Gastropoden auf. Mit der Binokularlupe erkennt man noch feine, nadelförmige Gebilde, die bis  $\frac{1}{2}$  mm lang werden. Daneben finden sich Fischschuppen sowie **schwarze** Schmitzen, die wohl kleine, verwitterte Muschelschalen darstellen. Allen mergeligen und **kalkigen** Gesteinen ist ein auffallender **Eisengehalt gemeinsam**. Dieser äussert sich in seiner typischsten Ausbildung als feinkörnig zusammengesetzte, meist ellipsoidische, **orange/rote Limonitkonkretionen** mit einem Durchmesser bis zirka 1 cm. Daneben ist das **ganze** Gestein durchsetzt von diffus verteiltem, **orange/rotem**, limonitisiertem Pyrit. **Pyritwürfel** können auch in den Gehäusen der Mikrofossilien angehäuft sein. Seltener wittern auch kleine, limonitisch inkrustierte Muschelschalen aus dem Gestein heraus.

Die kalkigeren Gesteine, **welche** ebenfalls Limonitkonkretionen führen, zeigen einen schwarzen, **mikrokristallinen**, splittrigen Bruch. Zmveilen findet man limonitisierte **Schichtflächen**. Breccien, wie die bereits erwähnten, haben **wir** nur an der Spi da **Tantermozza** angetroffen. Wenn die Kalke von schwarzen **Tonschiefer-Schmitzen** durchsetzt sind, machen sie einen knolligen Eindruck. Auf einigen Bänken konnten Rippelmarken bemerkt werden.

#### Terza-Schuppe

Die oberen Mergel sind für den stratigraphischen Vergleich mit der Quatervals-Decke besonders geeignet und wichtig, da sie in der Terza-Schuppe weitgehend der Dolomitisation entgangen sind. Wo in dieser tektonischen Einheit die Quatervals-Schichten kalkig ausgebildet sind, also im S-Teil der Schuppe, weisen auch die oberen Mergel eine zu derjenigen der Quatervals-Decke analoge Ausbildung auf.

Noch deutlicher fallen sie in den Teilen der Terza-Schuppe auf, wo ihr Liegendes und ihr Hangendes teilweise oder ganz dolomitisch sind. Dies ist der Fall in dem bereits erwähnten Profil auf der W-Seite der Valletta und auf der Scharte der Crappa Mala. Eingeschiebt durch die helleren Dolomite erscheint das Niveau als weiches, schwarzes Band. In der Val Tantermozza bildet dieser Horizont die von **HEGWEN** als stratigraphische Einlagerung aufgefassten dunklen Kalkschiefer (p. 58). Die Grenzen der Dolomitisation sind jedoch auch in diesem Niveau nicht den Schichtgrenzen parallel. Wo die oberen Mergel **dolomitisiert** sind, treten schlierig-feingeschichtete Bänke auf. Es

tritt eine **Verschweissung** der **schiefrigen** Kalke zu **dünnegebanktem** Dolomit ein. Wo die Gesteine **kalkig** ausgebildet sind, ist das Niveau **unverkennbar**. Allerdings scheint in der Terza-Schuppe der **Mergelgehalt** im **allgemeinen** geringer zu sein. Schwarze, **dünnplattige** Kalke und **papierdünne** Kalkschiefer wiegen vor. Bezeichnend sind wiederum die **limonitischen Konkretionen**.

### 3 f) Diavel-Schichten

Das kompetente **Schichtpaket** der **Diavel-Schichten** ist im allgemeinen auf dem Niveau der oberen Mergel vom **Liegenden** abgeschoben. In der Quattervals-Decke ist im **untersuchten** Gebiet nirgends ein ungestörtes stratigraphisches Profil vorhanden. Um die Verhältnisse **abzuklären**, musste vorerst ein Profil in der Val **del** Diavel, **östlich** von P. 2917,1 (Grat zwischen Piz del Diavel und **Fuorela** da la Fögliä), aufgenommen werden. Es handelt sich um die Schichten, welche von P. 2999 gegen die **Uerts dal** Diavel und die Talsohle der Val **del** Diavel herunterziehen. Dieser Lokalität entstammt die **Bezeichnung** der Schichten.

### Quattervals-Decke

In der **Quattervals-Decke** sind die **Diavel-Schichten** **kalkig** ausgebildet. Sie entwickeln sich aus den oberen **Mergeln** durch **Zunahme** der **dünnplattigen Kalkbänke** und **Abnahme** der mergeligen **Schichtglieder**. Letztere treten bis auf **dünne Zwischenlagen**, zuletzt **bis** auf **Schichtflächenüberzüge** zurück. Allmählich werden die **mergeligen Zwischenlagen** durch **dünne Kalkschiefer** ersetzt. In diesen vorerst **dünnplattigen** Kalken lagern sich gegen oben **allmählich** auch dickere Bänke ein. **Zirka** 70 m über den oberen Mergeln beobachtet man eine rhythmische Wechsellagerung zwischen **etwas** mergeligen Kalkschiefern und **dünn- bis dickgebankten Kalken** (B. 3–40 cm). Etwa in diesem Niveau fällt in der **Uerts dal** Diavel eine auffallend helle, dicke Bank auf. **Über** der hellen **Bank** wird der **eingeleitete Bankrhythmus** noch ausgeprägter, ja geradezu charakteristisch. Es tritt eine **Wechsellagerung** zwischen auffallend dicken, **grauen** Kalken, die im Schutt **grosse Quader** bilden, und **dünnplattigen** bis schiefrigen Kalken ein.

Die **dünnegebankten** Kalke, besonders im unteren Teil, sind von ebensolchen Kalken der bisher behandelten **Schichtglieder** kaum zu unterscheiden. Durch die **mergeligen Schichtüberzüge** werden **jedoch** häufig Strukturen auf den **Schichtflächen** erhalten

### Fig. 9 Foraminiferen aus dem Nor

→

Spezielle Literatur: MARSCHALL (1941), WIRZ (1945), WICHER (1952), HAGN (1955), KIRCHMAYER (1957), OBERHAUSER (1957), KRISTAN (1957). KRISTAN-TOLLMANN (1962)

a) Vergrößerung 90×. Niveau: **untere Plattenkalke**. Primitive **Milioliden**; eventuell auch **Lituoliden** (Familie **Trochamminidae**) (vergleiche KRISTAN-TOLLMANN [1962], Abb. 20–22 sowie WIRZ [1945], Tafel 74, Fig. 24).

b) Vergrößerung 80×. Niveau: **Kalkeinlagerung** im **unternerischen Dolomit**. **Ophthalmidiidae** (stark **umkristallisiert**). Eventuell vergleichbar auch mit **Glomospirella** sp. aus dem **Dachsteinkalk** (KRISTAN-TOLLMANN, Abb. 1–9 und 12–17).

c) Vergrößerung 90×. Niveau: obere **Plattenkalke**. c1. **Involutina** aff. **liassica** (JONES). c2. **Axial-**schnitt von **involutina** (?) sp.; eventuell auch **Spirillininae** (?)

d) Vergrößerung 90×. Niveau: obere Mergel. d1. **Ammobaculites** (?) sp. (vergleiche WIRZ, Tafel 74, Fig. 14). Eventuell auch Familie **Nodosariidae** (**lenticulina** sp.). d2. **Ophthalmidiidae**. Auch vergleichbar **Trochamminidae** (siehe oben).



blomit ein. Wo die  
ings scheint in der  
Schwarze, dünn-  
nd sind wiederum

emeinen auf dem  
ervals-Decke ist im  
l vorhanden. Um  
Diavel, östlich von  
ia), aufgenommen  
ie Uerts dal Diavel  
ät entstammt die

gebildet. Sie ent-  
en Kalkbänke und  
ne Zwischenlagen,  
n die mergeligen  
erst dünnplattigen  
rka 70 m über den  
g zwischen etwas  
-40 cm). Etwa in  
ke Bank auf. Über  
igter, ja geradezu  
d dicken, grauen  
schiefrigen Kalken

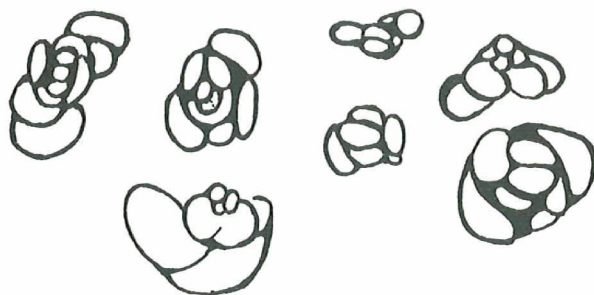
ensolchen Kalken  
ch die mergeligen  
tflächen erhalten

→  
1955), KIRCHMAYER  
N (1962)  
eventuell auch Li-  
, Abb. 20-22 sowie

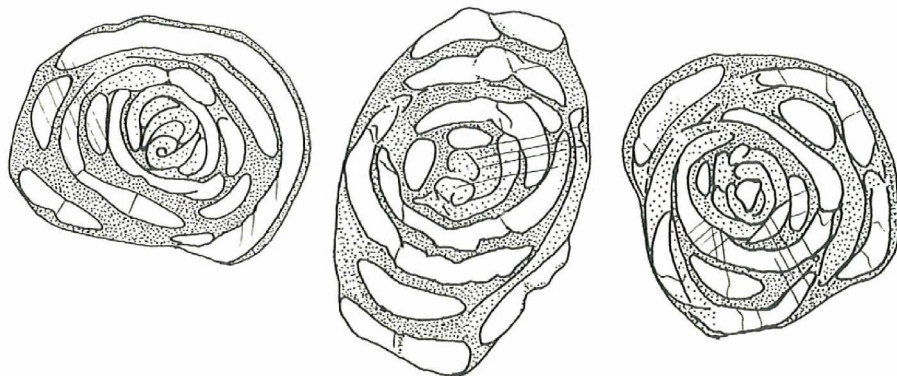
mit. *Ophthalmidiidae*  
dem Dachsteinkalk

(JONES). c2. Axial-

ische WIRZ, Tafel 74,  
*nidiidae*. Auch ver-



a



b



c1



c2



d1



d2

(Rippelmarken, knollige bis **höckrige** Oberflächen, **fließwulstartige** Gebilde). Im **oberen Teil** der Diavel-Schichten treten in der Uerts **dal** Diavel Trockenrisse sowie **Saurierfährten** auf (**SOMM** und **SCHNEIDER** 1962). Auf den **Schichtunterseiten** sind **röhrenförmige Grabspuren** zu beobachten.

In der im oberen Teil der **Schichtgruppe** auftretenden charakteristischen **Wechselagerung** fallen unter den **dünnebankten** Kalken vor allem **Ostracodenkalke** auf (Tafel VIII, Fig. 3). Die Fossilien **können** geradezugesteinsbildend sein und ganze **Schichtflächen bedecken**. Auch die **dickgebankten** Kalke sind typisch ausgebildet. Es handelt sich meist um **dolomitische Halbschill-** oder **Schillkalke** mit dolomitierten **Schalenresten** (Tafel VIII, 4; IX, 1). Im Bruch sind die Gesteine **dunkelgrau**, mikrokristallin, oft leicht **spätig**. Eigentliche **Dolomithänke** findet man selten. Zuweilen tritt **Dolomitisation** der Schichtflächen ein. Die eher seltenen **Silexbildungen** treten meist in der Form von **Kieselschnüren** und **kieseligen** Adern auf.

Auf den Fossilinhalt werden wir **im Zusammenhang** mit dem Problem der **norisch/rhätischen** Grenze eingehen.

### Terza-Schuppe

Im S-Teil dieser Einheit sind die Diavel-Schichten im unteren, dünnebankten Teil noch kalkig **ausgebildet**. Der obere Teil ist jedoch in diesen Profilen stärker dolomitisch. Dass es **sich** um Diavel-Schichten handelt, geht aus der Abfolge in **den Profilen** sowie aus dem **charakteristischen Bankrhythmus** hervor. Das folgende **Profil** (Profil S<sub>6</sub>) zeigt den **Übergang** aus dem unteren kalkigen Teil (Lok: Spi da **Tantermozza**, **östlich** P. 2862,8 auf zirka 2500 m):

1) **Dunkelgraue, verfaltete**, dünnplattige Kalke mit **Gastropodenresten**. **Silexknollen** mit bläulichem Bruch. Gegen oben dolomitische Adern.

2) Zirka 10 m **massig** erscheinender, hellgrauer, **makrokristalliner** Dolomit mit rötlichem **Bruch**. Stellenweise stark kavernös. **Unregelmässig** verteilte, kalkige Linsen mit **dolomitischen** Adern.

3) 10 m **Wechselagerung** von Kalken mit **dolomitischen** Adern und **dünnen, plattigen** Kalken mit mergeligen **Überzügen**. Dazwischen dolomitische Kalke mit **Schalenresten**.

4) **Zirka** 2 m hellgrauer Dolomit.

5) Zirka 20 m charakteristische **Wechselagerung** zwischen **dünnebankten**, plattigen Kalken mit mergeligen **Überzügen** und **dickgebankten**, teils **dolomitischen** Kalken. **Schichtoberflächen** knollig. Auf einer Bank **wurde** eine eigenartige **Spur** beobachtet:

Es handelt sich um 2 cm breite und 0,5 cm tiefe Rinnen, die alle in derselben Richtung geradlinig **über** die aufgeschlossene **Schichtoberfläche** ziehen. Der Querschnitt ist halbrund. Die Rinnen sind **leiterartig** durch kleine Erhebungen unterteilt. Möglicherweise handelt es sich um Schleifspuren (Dragmarken).

6) Dolomit des **Obernor**.

Auffallend ist vor **allem** die massige, dolomitische Bank (Nr. 2), die vielleicht der hellen Bank der **Uerts dal** Diavel entspricht. In der Fortsetzung des **Profils unterhalb** P. 2469 der **Valletta** bilden die dolomitisch entwickelten Diavel-Schichten direkt den basalen Teil des **obernorischen** Dolomits und sind von diesem kaum abzutrennen. **Über** den oberen Mergeln folgen **gleichmässig dünnebankte** Dolomite. Es sind dies die äquivalenten Bildungen zu den tieferen Diavel-Schichten der Quattervals-Decke. Darüber **folgt** eine **zirka** 5 m mächtige, helle Dolomitbank, welche **wohl** Nr. 2 des oben an-

geführten Profils entspricht. Darüber stellt man eine Wechsellagerung zwischen **dünn-** und dickergebänktem Dolomit fest. Wie schon erwähnt, sollte dieser Schichtkomplex bereits als obernorischer Dolomit bezeichnet werden. Er stellt einfach eine heteroppe Fazies der Diavel-Schichten dar. Im folgenden Abschnitt **werden wir darauf** zurückkommen.

### 3g) *Obornorischer Dolomit*

#### Quattervals-Decke

In dieser Einheit ist der obernorische Dolomit-Komplex nur zirka 50 m mächtig. Seine Abgrenzung, besonders gegen oben, ist nur **ungenau** durchzuführen. Im Felde erscheint er als hellerer Komplex im gut **gebänkten** Obornor. Der Kontakt zum Liegenden ist oft schwach tektonisch überprägt. In der Val Tantermozza lässt sich folgendes Profil aufnehmen (Profil  $S_6$ , von unten nach oben):

- 1) Am Kontakt **mit den Diavel-Schichten treten** auf: schiefrige bis dünngebänkte, dolomitische Kalke mit Ostracoden, Muschelschalen und Gastropoden.
- 2) 40 m dünnplattig bis vorwiegend dickgebänkter, feingeschichteter Dolomit. **Feinschichtung** kräuselig bis **unregelmässig**.
- 3) 3 m schiefriger bis plattiger Kalk mit Dolomitisationserscheinungen, **Lumachellen** sowie Lagen von **kleinen** Gastropoden.
- 4) 2 m Dolomit wie 2.
- 5) 1 m Kalk **wie** 3.
- 6) 6-7 m Dolomit.
- 7) Vorwiegend Kalke (Platteukalk).

Problematisch in **bezug** auf die **Abgrenzung gegen** liegende und hangende **Kalk-**komplexe sind die Verhältnisse auf der E-Seite der Crappa Mala in der Tantermozza-Scholle (vergleiche Tektonik) der Quattervals-Decke. In den verschuppten **Dolomit-**Komplexen beobachtet man häufig **Drusendolomit**. Teilweise treten auch **Weisspat-**bildungen (**Augendolomit**) sowie **intraformationelle** Breccien auf. Makrokristalline Dolomite sind relativ selten.

#### Terza-Schuppe

Im Gegensatz **zum** schwächtigen obernorischen Dolomit der Quattervals-Decke ist dieser in der nördlichen Terza-Schuppe mächtig ausgebildet und umfasst auch die Äquivalente der Diavel-Schichten. Der Komplex ist stark verschuppt. Wir schätzen die Mächtigkeit auf maximal 350 m.

Entsprechend den Verhältnissen in der Quattervals-Gruppe ist der unterste Teil der Schichtfolge stets **dünngebänkt** (untere Diavel-Schichteil). Darüber folgen die **dolomiti-**tischen Vertreter der höheren Diavel-Schichten. Die Fernbeobachtung der schön aufgeschlossenen, jedoch **unbegehbaren** Schichtflächen dieses Niveaus auf der E-Seite der Spi da Tantermozza zeigt wiederum charakteristische Schichtflächenmarken. Es **konnten** auch hier Trockenrisse (zirka 170 **250/803** 850) sowie Saurierfährten festgestellt **werden**.

Im obersten Teil des Dolomits fallen **zwei** bis drei **übereinander** auftretende, helle, zirka 1 m mächtige Dolomitbänke auf. Es **handelt** sich **um** staubig **angewitterte**, (gell)-

**liche**, wohl etwas tonige Dolomite. **Silexbildungen** häufig. Diese Gesteine gemahnen im lithologischen Habitus an einige carnische Typen sowie an die oberladinischen **Grenz-**dolomite. Schon **wenige** Meter darüber stellen sich die ersten Kalke des Plattenkalk-Niveaus ein.

### 3h) Plattenkalk<sup>1)</sup>

Entgegengesetzt der bisherigen Gepflogenheit möchten **wir** dieses Niveau, wie **M** folgendes auch das Rhät, zuerst in der Terza-Schuppe besprechen. Dies hat, seinen Grund im **schönen Profil** der Spi da Tantermozza vom P. 2694 an gegen N. In der **Quattervals-Decke** ist das einzige, **einigermassen** kontinuierlich aufgeschlossene Profil (W-Seite der Spi da Tantermozza unterhalb P. 2862) schwer begehbar. Nach der Besprechung der **lithologischen** Verhältnisse werden wir auf die problematische Abgrenzung des Nor eingehen.

#### Terza-Schuppe

Die über dem **obernorischen** Dolomit folgende Serie lässt sich grob in eine untere und eine obere Abteilung gliedern. Die obere ist durch Tonschiefereinlagerungen charakterisiert.

Die zirka 50 m mächtigen **unteren Plattenkalke** entwickeln sich aus dem obernorischen Dolomit durch relativ rasches Zurücktreten der dolomitischen Anteile. Der kalkige Anteil besteht aus einer **Wechselagerung** von **dünnplattigen** und dickeren **Kalkbänken**. Die Kalke sind **weiterhin** wie im Liegenden ausgebildet. Wiederum sind dickere Bänke heller und oft leicht spätig; dünnere sind **fein-mikrokristallin**. In einem Fall konnte schon makroskopisch eine oolithische Struktur festgestellt werden (Tafel IX, 2). Im übrigen treten an äusserlich erkennbaren **Merkmalen** wiederum **häufig** Lumachellen mit **dolomitisierten** Schalen auf. Daneben ist Dolomit auch in der Form von herauswitternden Punkten und Stäbchen vorhanden. Insgesamt treten zirka vier dolomitische Horizonte in den unteren Plattenkalcken auf. Die Mächtigkeit dieser **Einlagerungen** schwankt **zwischen 1 und 5 m**. Die Grenzen der **Dolomitisation** sind zuweilen scharf und **schichtparallel**; zuweilen sind **auch unregelmässige**, durch **Klüftung** und Schichtflächen begrenzte Gefügerelationen zu beobachten. Es scheinen vorwiegend dickergebankte **Kalktypen** **dolomitisiert** zu sein. Im Bruch ist der Dolomit meistens grob mikro- bis **makrokristallin**. Die Schichtflächen des Gesteins sind relativ selten mergelig überzogen. Es treten auch geradlinige Grab- oder Kriechspuren auf.

Die oberen **Plattenkalke** setzen mit der ersten, dünnen Tonschieferlage ein. Man erkennt folgendes **Detailprofil** (von unten nach oben, **Profil S<sub>7</sub>**):

- 1) 0,2–0,3 m **schwarze** Tonschiefer mit gelblichen Mergeln.
- 2) 8 m **dickgebankte, rauh** angewitterte Lumachellenkalk mit dolomitischen Linsen. Die Linsen sind brecciös mit rotem Bindemittel. Sie zeigen seitliche Übergänge zu normal ausgebildeten Kalcken. Zuoberst eine dolomitische Bank.
- 3) 2 m **dünngelbankte**, dunkle Kalke und Kalkschiefer sowie mergelige bis tonige Schieferchen. Eisenschüssige, grau bis rot anwitternde, mergelige **Schillkalke**.

<sup>1)</sup> Im Gegensatz zu **Hess** (p. 80) möchten wir in Anlehnung an die **Verhältnisse** in den nördlichen Kalkalpen nur die unmittelbar **unter** dem **Rhät** entwickelte Kalk-Dolomit-Wechselagerung als Plattenkalk bezeichnen.

4) 45 bis 50 m Wechsellagerung von **dünnegebankten** bis schiefrigen, dunklen Kalken und ausgesprochenen dickgebankten (B. bis 2 m), hellen, grauen Kalken mit **Lumachellenlagen**. Tonschiefer als dünne **Einlagerungen**. Dolomit selten, **linsenförmig** oder Bänke. Silex im allgemeinen mehr oder weniger lagig, daneben **verkieselte** Zweischaler und Gastropoden. Schichtflächen häufig rund knollig. Auffallend sind seltene Bänke aus kugelrunden **Kalkknollen** (Tafel X, 3). Diese Schichten fallen durch den charakteristischen, an die Diavel-Schichten gemahnenden **Bankungsrhythmus** auf.

5) Zirka 35 m Wechsellagerung von **dünneplattigen** bis schiefrigen, dunklen Kalken und wenig dickeren Bänken von helleren Kalken. Tonschiefereinlagerungen. Im Vergleich zu 4 weniger extreme **Bankmächtigkeits-Unterschiede**. Dolomit sehr selten. Weiterhin Lumachellen, Silex und **verkieselte Fossilreste**. Schichtflächen rund-höckrig gezeichnet.

6) 1,2 m mergelige, braungelbe, staubig angewitterte Kalke und Dolomite. Dolomit fein geschichtet, oft knollig zerfallend.

7) 3 m schwarze, **dünnegebankte** und graue, dickergebankte Kalke.

8) Tonschiefer und fossilreiche Mergelkalke der Kössener-Schichten.

Die Mächtigkeit der oberen Plattenkalke beträgt in diesem Profil 85–90 m, diejenige der gesamten Plattenkalke demnach zirka 140 m. Fossilien vergleiche p. 73–74.

#### Quatervals-Decke

Infolge der schlechten Begehrbarkeit des Tantermozza-Profiles und der unvollständigen **Aufschlussverhältnisse** der entsprechenden Profile (**Muot-sainza** Bön und Valletta) waren wir zur Hauptsache auf **lithologische** Vergleiche einzelner Gesteinstypen oder Komplexe angewiesen. Trotzdem liess sich die Ausbildung gut mit derjenigen in der **Terza-Schuppe** vergleichen. Das Profil der Val Tantermozza konnte **anhand** einzelner Teilprofile wie folgt zusammengestellt werden (von unten nach oben, Fortsetzung von Profil S<sub>6</sub>):

7) Zirka 12 m Wechsellagerung von dünngebankten, gelblichen Dolomiten und dünngebankten bis schiefrigen, leicht mergeligen, dunklen Kalken. Bivalvenreste.

8) Zirka 10 m grauer, feingeschichteter Dolomit.

9) Zirka 10 m Wechsellagerung Dolomit-Kalk wie oben. Schichtflächen der Kalke rot angewittert. Mit Bivalvenresten.

10) Zirka 7 m **dünn-** bis vorwiegend dickgebankte Kalke mit dolomitisierten **Gastropodenresten**.

11) Zirka 2,5 m bräunliche, mergelige, plattige Kalke und mergelige Kalkschiefer. Rot angelaufene **Schichtflächen**. Zuerst gelber, mergeliger Dolomit.

12) 1 m herbstlaubfarben angelaufene Tonschiefer.

13) Zirka 20 m Wechsellagerung **zwischen** plattigen bis schiefrigen, oft leicht mergeligen, dunklen Kalken und helleren, dickgebankten Kalken mit dolomitisierten **Lumachellen**. Dazwischen Tonschieferlagen und eine dolomitische Bank.

14) Zirka 40 m Wechsellagerung **wie** bei 13, mit weniger extremen **Bankdicken-Unterschieden**. Im **oberen Teil** zwei Tonschieferlagen. Eine dolomitische Bank, daneben dolomitisierte **Schalenreste**.

15) **Über** einer NS-streichenden Faltenzone in den letzterwähnten Schichten folgen 20 m **wie** 14.

16) Darüber folgen Kössener-Schichten.

Vergleichen wir das Profil mit demjenigen der Terza-Schuppe, so stellen wir fest, dass die approximativen Mächtigkeiten recht gut übereinstimmen. Das Niveau der ersten Tonschiefer und der mit ihnen assoziierten Kalke lässt sich gut mit den basalen Gliedern des oberen **Plattenkalks** des **Terza-Profiles** vergleichen. Auch die **lithologische** Ausbildung aller darüber folgenden Schichtglieder zeigt **grosse Übereinstimmung** in den **beiden** Einheiten.

In den von Schutt bedeckten Aufschlüssen der W-Seite der Valletta (oberhalb P. 2469) sind unten helle Kalke mit **mergeligen** Schichtflächen in Wechsellagerung mit **dünngebankten** bis schiefrigen Kalken aufgeschlossen. Eingeschaltet findet man **dolomitische** Bänke. Darüber folgen die charakteristischen, dünn- und dickgebankten Kalke und dickgebankten **Kalke** und **Tonschieferlagen** der oberen Plattenkalke.

Am Muot-sainza Bön (E-Seite, östlich P. 2289,6) stehen wiederum dick- und **dünngebankte** Kalke und Tonschiefer der oberen Plattenkalke an. In diesen konnten auch die rund-knolligen **Kalklagen** gefunden werden.

#### 4. Zum Fossilinhalt des Obenor und zur Grenze Nor/Rhät

##### Fossilinhalt des Obenor

Aus der Beschreibung der **Diavel-Schichten** und der Plattenkalke geht hervor, dass diese Schichten keineswegs arm an Fossilien sind, und zwar zum Teil an Bivalven. Mit dieser Tatsache gelangt man zu einem grundlegenden **Problem** der **norisch/rhätischen** Grenze, indem im Nor vorwiegend Gastropoden, im Rhät dagegen Bivalven als **Leitformen** beschrieben sind. Zudem sind viele Bivalven aus dem Rhät keineswegs **Leit-**, sondern **Faziesfossilien** und daher bei ähnlicher **fazieller** Ausbildung des Norian auch in dieser Stufe zu erwarten. Andererseits sind aus dem Rhät Gastropoden bekannt, die bei schlechter Erhaltung unter Umständen mit norischen Leitfossilien verwechselt werden könnten (z. B. *Neritopsis? oldae* STOPPANI, 1860/1865, Tafel 2, Fig. 6–8). Zu den Resten unsicherer **Stellung** gehören **auch** die als «*Rissoa alpina* GUEMBEL» beschriebenen kleinen Gastropoden. Sie treten häufig auf, sind jedoch meist **unkristallisiert** und **könnten** ohne weiteres mehrere Arten oder Gattungen **einschliessen**.

Ebenso wichtig **wie** die Bestimmung der einzelnen, oft schlecht erhaltenen Fossilien scheint uns in diesem Fall die **Faunavergesellschaftung** in den einzelnen **Schichtkomplexen** zu sein. Die **lithostratigraphischen** Komplexe, deren chronostratigraphische Stellung diskutabel ist, sind:

1. Diavel-Schichten/obernorischer Dolomit
2. Untere Plattenkalke
3. Obere Plattenkalke

Die darüber folgenden Kössener-Schichten zeigen dagegen eine zweifellos rhätische Fauna (vergleiche SPITZ und DYHRENFURTH).

Diavel-Schichten und obernorischer Dolomit:

Nebst den **grossartigen** Spuren tierischen Lebens (**Saurierfährten**) sind in diesem Niveau **Fossilreste** recht häufig. In erster Linie sind hier **Mikrofossilien** zu erwähnen. Leider sind sie vorläufig für die Chronologie nicht zu verwerten. Untergeordnet treten Fischreste auf.

**Steinkerne** von Bivalven findet **man** mit der konvexen Seite nach oben gelegentlich als **Schalenpflaster** angehäuft in Senken oder Rinnen der knollig-mergeligen **Schicht-**

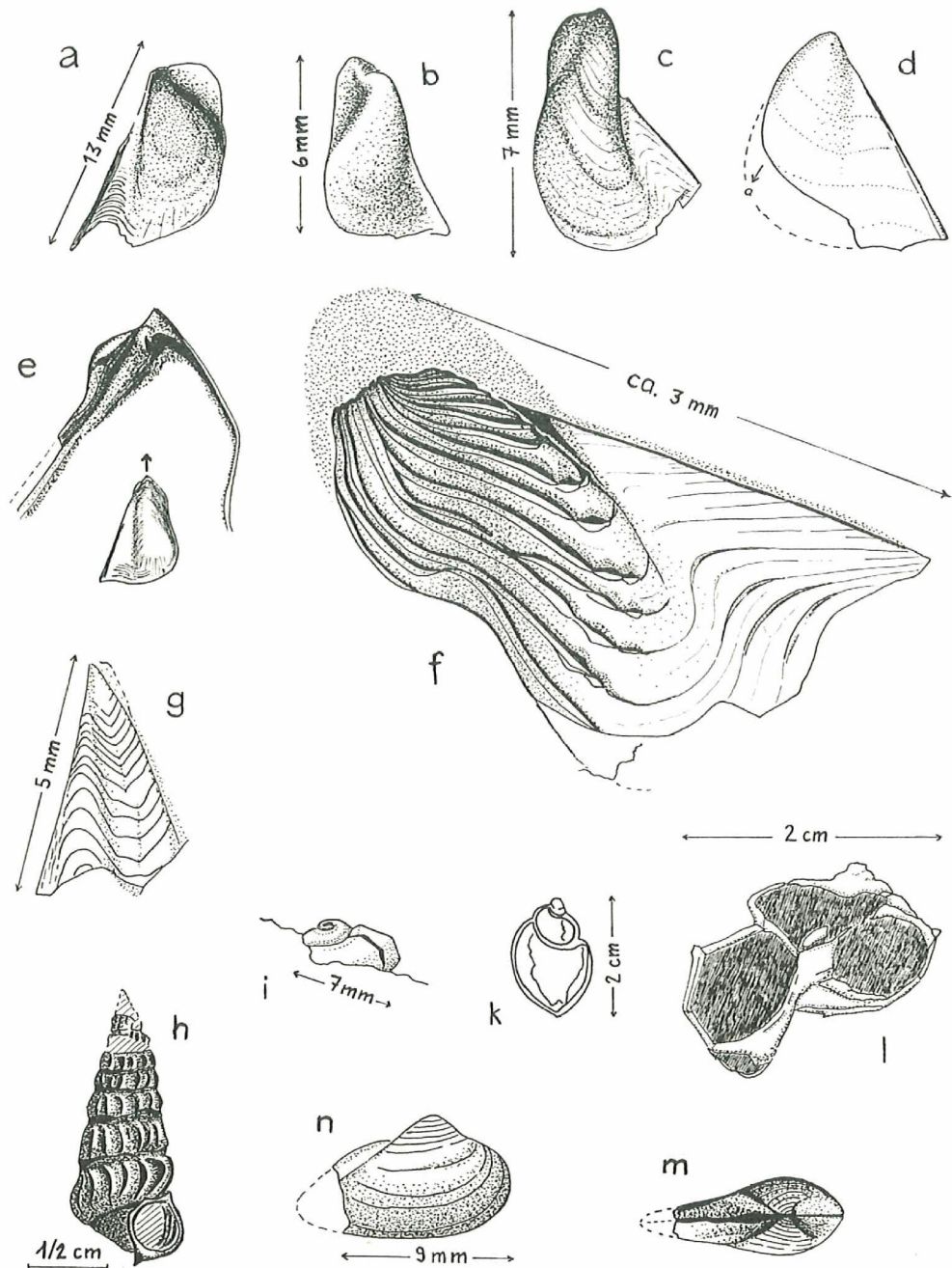


Fig. 10 Fossilien des Oberrhin (Vergleiche Text p. 72-74)

a), d), e) glattschalige «Pteria»-Formen. f), g) konzentrisch berippte «Pteria»-Formen. b), c) *Bakewellia* (?) sp. h) *Zygopleura* cf. *infraliasia* (STOPP). i) *Worthenia* cf. *eontabulata* (COSTA). k) *Naticide* (?). l) *Worthenia contabulata* (COSTA). Querschnitt. m), n) *Nucula* sp. (ähnlich *N. hausmanni* [RÖEM.]).

flächen. Bei den unbestimmbaren Formen scheint es sich hauptsächlich um **Mytiliden** zu handeln. Rundliche, gewölbte Formen könnten zu **Brachiopoden** gehören. Daneben sind auf mergeligen **Schichtflächen** häufig zertrümmerte **Bivalvenreste** als dunkle Schmitzen erhalten. Es scheint sich bei diesen Formen **durchwegs um dünnchalige**, kleine Typen zu handeln. Besonders **häufig** sind **Pteria-** und **Bakevella-**artige Muscheln. Im folgenden seien einige typische Exemplare aus diesem Formenkreis beschrieben.

**Exemplar 1 (Fig. 10f)**

Fundort: Val **Tantermozza** (802 **380/169** 750)

Diese linke Klappe **ist** charakteristisch ausgebildet, tritt häufig auf **und** ist selbst **m** kleinsten Resten an den ausgeprägten konzentrischen Rippen zu erkennen.

Beschreibung:

Schale stark gewölbt, Wirbel **eingekrummt**. Eine in der Wirbelregion nur angedeutete Mulde, die gegen unten breiter wird, trennt den mittleren Teil der Schale vom vorderen, rundlichen Ohr. Gegen den Flügel zu biegt der mittlere **Schalenteil** vorne senkrecht bis überkippt herunter, an der Grenze zum **Flügel** eine scharfe Furche bildend. Gegen hinten nimmt die Steilheit der **Umbiegung** ab, so dass allmählich ein **muldenförmiger Übergang** zum Flügel entsteht. Schale mit mindestens 13 stark hervorstehenden, meist senkrechten, im **wirbelfernen** Teil eher **steilwinklig** nach unten gerichteten **konzentrischen** Rippen. Gegen den Flügel zu enden die Rippen mit **einigen unregelmässigen** Zacken und setzen sich als schwach angedeutete Linien in den Flügel fort. Gegen den Wirbel zu verlagert sich die Abschlusszacke immer mehr in den steilen **Abfall** der Schale zum Flügel, so dass ein **kielartiges** Gebilde entsteht. Schlossrand des Flügels gerade; Winkel zum Kontakt mit Schale  $40-45^\circ$  (wirbelnah gemessen); **Länge der Flügelkante** zirka **3 mm**. Flügel mit konzentrischen **Anwachsstreifen**.

**Exemplar 2 (Fig. 10g)**

**Fundort: wie Exemplar 1**

Schale **flach**. **Konzentrische Berippung** teilweise **scharf ausgebildet**, dünne Rippen. **Rippen** teilweise abgewickelt (Deformation?). Winkel Flügel-Schale **25-30°**.

**Exemplar 3 (Fig. 10a)**

Fundort: wie oben

Man blickt ins Innere einer flachen, linken Schale, die bedeutend **grösser** ist als Exemplar 1 und 2. Vorderes Ohr abgesetzt, flach, Kante gerundet. Hinteres Ohr als Flügel ausgebildet. Schlossrand **gerade, einfache** Rinne ohne **Ligamentgruben**. Winkel Flügel-Schale **20-25°**. Am Flügel **Anwachsstreifen** angedeutet.

Unterhalb der obenerwähnten **Fundstelle** konnten im Schutt einige weitere Muscheln gefunden werden. Sie stammen vermutlich aus den Diavel-Schichten oder aus dem **Plattenkalk**.

**Exemplar 4 (Fig. 10b)**

Schale hochgewölbt, glatt bis auf undeutliche, **konzentrische Einschnürungen**. Vorderes Ohr durch Mulde abgesetzt, rund, unten etwas flacher ausgebogen. Hinteres Ohr **abgesetzt**, nicht so ausgeprägte **Flügelbildung** wie bei Exemplar 3.

**Exemplar 5 (Fig. 10d)**

**Steinkern**. Schale flach, glatt, mit angetönten **Anwachsstreifen**. Hinteres Ohr nur durch leichte Mulde abgesetzt. Winkel zur Achse (**a**) der Schale zirka  $50^\circ$ . Rand des Ohrs mit Leiste versehen. Vorderes Ohr scheint nicht ausgebildet.

Wir unterscheiden deutlich den konzentrisch berippten **Typus** (Exemplar 1 und 2) von den eher **glattschaligen**, höchstens mit **feinen Anwachsstreifen** versehenen Exemplaren. Vermutlich handelt es sich auch bei Exemplar 3 um eine solche. Allen Typen ist **eine** mehr oder weniger starke **Ausbildung** eines **Flügels gemeinsam**.



Die gewölbte konzentrisch berippte Form (Exemplar 1, vergleiche Fig. 10f) scheint sich am ehesten an die **carnische** Form *Pteria aspera* (PICHLER) **anzuschliessen** (vergleiche WÖHRMANN, 1889, Taf. 7, Fig. 7, 8). Neben der Form ist **beiden** eine ausgesprochen ornamentale Anwachsstreifung eigen, was sie von den meisten anderen «*Pteria*»-Formen unterscheidet. **Allerdings** sind bei *Pteria ospera* (PICHLER) die konzentrischen Rippen eher schuppenartig übereinander gelagert und durchwegs deutlich gezackt. Die vorliegende Form lässt sich aus diesem Grunde (abgesehen von den unbekanntem **Schlossverhältnissen**) nicht direkt mit ihr vergleichen.

Ebenso schwierig ist das Bestimmen der glattschaligen Typen. Exemplar 3 (Fig. 10a) lässt sich mit *Pteria falcata* (STOPP.) aus dem Rhät vergleichen. Unverkennbar ist aber **auch** die Ähnlichkeit des Umrisses mit weiteren Formen: *P. sturi* (BITTNER) aus dem Ladin; *P. hallensis* (WÖHRMANN) aus dem Cam. Exemplar 4 (Fig. 10b) ist eine ausgesprochen indifferente Form, die wohl in das Genus *Bakevellia* KING 1848, em COX 1940, gestellt werden darf. Exemplar 5 (Fig. 10d) ist vergleichbar *Pteria exilis* (STOPP.) (Ladin bis Rhät), aber auch mit anderen Formen der tieferen Obertrias wie zum Beispiel *Pteria hofmanni* (BITTNER). In **allen** Fällen ist die Zuordnung zu einer bestimmten Gattung sehr unsicher, da die **Schlossverhältnisse** unbekannt sind.

An Gastropoden treten neben rundlichen, spitz-eiförmigen Typen (Naticiden?) weiterhin Querschnitte und **herausgewitterte** Schalen von *Worthenia contabulata* (COSTA) auf (Fig. 10l). In jeder Beziehung zeigen diese mit den Formen der Quattervals-Schichten **Übereinstimmung**. Daneben sind kleine, indifferente Gastropoden vom Typ «*Rissoa*» häufig.

#### Untere Plattenkalke:

In faunistischer Beziehung zeigt dieses Niveau grosse **Übereinstimmung** mit den Diavel-Schichten. Wiederum ist die Bivalvenfauna arm an Arten und scheint hauptsächlich durch die dünnchaligen «*Pteria*»- und «*Bakevellia*»-Formen vertreten zu sein.

An einer solchen **konnte** das Schloss **einigermassen** freigelegt werden (Fig. 10e). Es scheint sich tatsächlich in diesem Fall um die Gattung *Pteria* zu handeln. Bei einer anderen, **hochgewölbten** Schale (Fig. 10c) könnte es sich dagegen wieder um die Gattung *Bakevellia* handeln. Die Form ist jedoch auch vergleichbar mit einer von BITTNER (1895, Tafel 8, Fig. 15) als *Avicula cf. stoppanii* TOMMASI bezeichneten Form aus der Obertrias des Bakony. Daneben tritt auch die markante, konzentrisch berippte, kleinvüchsige Form auf. Unbestimmbar sind Steinkerne von runden, gleichmässig gewölbten Bivalven (Brachiopoden?) sowie kleine, an *Mytilus* gemahnende Reste.

An **Mikrofossilien** treten reichlich Ostracoden und Foraminiferen auf (Fig. 9). Dünne, nadelige Gebilde **könnten** Seeigelstacheln darstellen.

An Gastropoden fallen vor allem «*Rissoa*»-**Bänke** auf. Daneben findet man häufig Querschnitte von *Naticiden* (?) (Fig. 10k). Wir fanden auch den Steinkern einer flach spiraligen *Worthenia*, die in der Grösse mit *W. contabulata* (COSTA) aus den Quattervals-Schichten übereinstimmt. Im Querschnitt der Windungen bemerkt man jedoch eine kleine Abweichung, indem von der Naht weg nach aussen die Schale der nächst tieferen Windung zuerst leicht ansteigt, so dass die Naht in einer seichten Mulde liegt (Fig. 10i). In dieser Hinsicht ist die Form vergleichbar der von STOPPANI (1860/1865, Tafel 59, Fig. 15) als *Delphinula diadema* STOPP. bezeichneten, später von AMMON (1878) zu «*Trochus solitarius* (BEN.)» (= *W. contabulata* [COSTA]) gestellten Form. Wir möchten die von uns gefundene Form als *W. cf. contabulata* (COSTA) bezeichnen.

#### Obere Plattenkalke:

In den unteren Grenzsichten dieser Serie treten weiterhin die konzentrisch berippte Form und flache, indifferente «*Pteria*»-**Formen** auf. In den darüber folgenden Schichten findet man verkieselte **Fossilreste**. Darunter war eine *Nucula* sp. zu erkennen,

die ähnlich *Nucula hausmanni* (ROEM.) ausgebildet ist (Fig. 10m, n). Weiterhin kommen Bänke mit kleinen Schnecken vom Typ «*Rissoa*» vor.

Daneben fanden wir im angeführten Profil der Terza-Schuppe (Nr. 4) sowie am Muot-sainza Bön die bereits erwähnten **Kalkknollen**, welche **M** Anschliff von kleinen, **röhrenförmigen** Gebilden durchsetzt sind (Tafel X, Fig. 3). Herr Dr. E. FLUEGEL (Wien) hat die Funde **freundlicherweise** begutachtet und kommt zu folgendem Schluss: «Eine Deutung als **Hydrozoa** oder dergleichen ist mit Sicherheit **auszuschliessen**. Meiner **An-sicht** nach handelt es sich um gehäuft auftretende Reste von Anneliden-Röhren.» (Lit. vergleiche CUVILLIER 1951). Die sphärischen Knollen als solche sind nach unserer Ansicht wahrscheinlich Algenreste; diese scheinen also nachträglich von Würmern durchgearbeitet worden zu sein.

An einer Stelle des **Murtaröls** (Tantermozza-Seite, 802 870/171 750) liegt der obere Plattenkalk mit einem tektonischen Kontakt auf obernorischem Dolomit. Aus **dünn-gebankten**, mit **gelb/roten, eisenreichen, mergeligen Überzügen** versehenen Kalken konnten ganze **Schichtflächen voller** Muscheln **herausgelöst** werden. Die dünnen, schwarzen, länglichen, seidenglänzenden Schalen sind mehr oder weniger parallel angeordnet. Es handelt sich vermutlich um **Mytiliden**. Daneben treten auch die konzentrisch berippten «**Pteria**»-Formen auf. Auf einer anderen **Schichtfläche** desselben Aufschlusses witterten flach zerdrückte Gastropoden heraus (Fig. 10h).

Gehäuse **spitz-turmförmig**, **Apicalwinkel 22–24°**, zuoberst etwas grösser. Höhe 1–2,5 cm. Obere Windungen zweimal so breit als hoch, jede Windung breiter als hoch. 89 Windungen. **Nahtanstieg** flach. Windungen **bauchig**, mit teils gebogenen bis **sigmoiden** Leisten (eventuell gebogen, weil zerdrückt?). Zirka 14 Leisten pro Umgang. Obere (weniger zerdrückte) Windungen mit  $\pm$  geraden Leisten. Mund rund bis **schiefelförmig**, ganz. **Mundrand** aussen gerade, innen mit ange-deutetem Ausguss.

Es **dürfte** sich um *Zygopleura cf. infraliasica* (STOPP.) handeln. Allerdings zeigt die Abbildung STOPPANIS (1860/1865, Tafel 28, «*Chemnitzia infraliasica* STOPP.») keine Andeutung eines Ausgusses. Ganz ähnliche, jedoch stets kleine Formen ähnlicher Ausbildung (Rippen gerade, in den unteren Umgängen alternierend, von Naht zu Naht reichend) treten auch in den verkieselten Horizonten des oberen Plattenkalkes auf. Über dem **Mytilusschalensplaster** des **Murtaröls** folgen dünn- und dickgebankte Kalke mit Tonschieferlagen, also **lithologisch** ziemlich sicher obere Plattenkalke. Die Gesteine sind voller «**Rissoa**». In diesem Niveau wittert auch recht häufig am **Murtaröl** und in der Valletta ein kleiner (Durchmesser zirka 1,5 cm), scheinbar sehr flach-spiral gewundener **Steinkern** eines Gastropodenheraus. Jeder Versuch, diesen zu isolieren misslang, so dass eine Bestimmung unmöglich war. Bemerkenswert ist die Niveaunkonstanz dieser Form; sie tritt in allen untersuchten Profilen auf.

#### Zur Grenze Norian/Rhätian

Der **Fossilinhalt** der Diavel-Schichten mit *Worthenia contabulata* (COSTA) weist mit einiger Sicherheit auf norisches Alter dieser Gesteine hin. Die Muscheln sind durch wenige, meist **dünnschalige**, teils extrem kleinwüchsige Typen charakterisiert; besonders die glatten und konzentrisch berippten *Bakevellia* und *Pteria* liegen vor. Die rhätische **Leitform**, *Pteria contorta* (PORTL.), wurde trotz der Häufigkeit von diesen ihren Verwandten nirgends gefunden. Auch die **Gastropodenfauna** scheint nicht sehr differenziert, aber individuenreich zu sein.

Im unteren Plattenkalk treffen wir diesbezüglich analoge Verhältnisse an. Die Vergesellschaftung der Bivalven zeigt in der vorliegenden Untersuchung keine **bemerkens-**

Weiterhin kommen

(Nr. 4) sowie am  
 schliff von kleinen,  
 C. FLUEGEL (Wien)  
 im Schluss: «Eine  
 essen. Meiner An-  
 len-Röhren.» (Lit.  
 nach unserer An-  
 Würmern durch-

0) liegt der obere  
 lomit. Aus dünn-  
 erschenen Kalken  
 len. Die dünnen,  
 eniger parallel an-  
 en auch die kon-  
 itfläche desselben  
 h).

öhe 1-2,5 cm. Obere  
 Windungen. Nahtan-  
 (eventuell gebogen,  
 Windungen mit ±  
 de, innen mit ange-

Allerdings zeigt  
 caliasica STOPP.»)  
 Formen ähnlicher  
 von Naht zu Naht  
 ankalkes auf. Über  
 ankte Kalke mit  
 Die Gesteine sind  
 urtaröl und in der  
 spiral gewundener  
 a misslang, so dass  
 tanz dieser Form;

(COSTA) weist mit  
 scheln sind durch  
 arakterisiert; be-  
 ia liegen vor. Die  
 igkeit von diesen  
 scheint nicht sehr

nisse an. Die Ver-  
 keine bemerkens-

werte Änderung gegenüber den Diavel-Schichten. Nach unserer Auffassung liegt kein Grund vor, diese Schichten ins Rhätian zu stellen.

Problematischer ist die Zuordnung der oberen Plattenkalke. Es sei festgehalten, dass bisher keine typischen rhätischen Leitfossilien in diesen Schichten entdeckt wurden, auch nicht in den verkieselten Horizonten. Es zeigt sich im Gegenteil eine scheinbar recht ärmliche Bivalvenfauna mit *Mytiliden*, *Nuculiden* und indifferenten «*Bakevella*»- und «*Pteria*»-Formen, bei **welch** letzteren wiederum die konzentrisch berippte Form auftritt. Unter den Gastropoden treten wiederum **häufig** die «*Rissoa*»-Formen auf. Im Gegensatz zu diesen Verhältnissen entfaltet sich in den hangenden Kössener-Schichten eine artenreiche Fauna mit rhätischen Leitformen. Aus diesem Grunde neigen wir dazu, auch die oberen Plattenkalke noch ins Norian zu stellen. Es ist jedoch zu hoffen, dass weitere **Fossilfunde** hier die Entscheidung herbeiführen werden.

## 5. Rkät

### Terza-Schuppe

In der Fortsetzung von **Profil S**, (p. 68) folgt über den letzten, **schwarz/grauen** Kalken des Plattenkalks eine höchst charakteristische, zirka 3040 m mächtige Serie, die wir als eigentliche **Kössener-Schichten**<sup>1)</sup> bezeichnen möchten. Es handelt sich um eine **Wechsel-lagerung** zwischen schwarzen bis herbstlaubfarbenen Tonschiefern und dünn- bis **dicker-gebankten** (B. 2-70 cm), **blau/grauen** bis grauen, karrigen Kalken. Gegenüber **dem** Liegenden sind die **Tonschieferlagen** bedeutend mächtiger. Das auffälligste Gestein steilen die in den Tonschiefern eingelagerten, gelb bis ocker oder rötlich gefärbten Mergel, Mergelkalk und Lumachellen dar. **Sie** bilden das eigentliche Leitgestein dieses Niveaus und sind durch ihre leuchtende Farbe nicht zu verwechseln mit tieferen mergeligen Serien. Der gelbliche Mergel kann auf Schichtoberflächen der **grau/blauen** Kalke auftreten oder knollig in die Bänke eingelagert sein oder ganze Bänke bilden, die zum Teil feingeschichtet sind, zum **Teil** einen chaotischen, mit Tonschieferschmitzen durchsetzten Trümmerhaufen von Schalcmesten enthalten. Die obersten, **grau/blauen** Kalke bilden bis zirka 2 m mächtige Einschaltungen und enthalten am **Murtaröl um-**kristallisierte Einzelkorallen.

Das Alter dieser Schichten ist durch **den** grossartigen Fossilreichtum am **Murtèr** festgelegt (vergleiche SPITZ und DYHRENFURTH, p. 66).

### Quatervals-Decke

Im Blockschutt der Valletta bei P. 2469 liegen massenhaft typische, **gelb/braune**, mergelige **Lumachellen** und **Mergelkalke** der Kössener-Schichten herum. Es ist **wunderlich**, dass **diese** gut zugängliche Stelle HEGWEIN nicht aufgefallen ist, gleichen doch diese Gesteine schon auf den ersten Blick den Typen in der Terza-Schuppe.

Unter der **Binokularlupe** **erkennt** man Fischreste (Zähne, Schuppen). **Auch** sind schöne Seeigelstacheln zu beobachten. Sie treten mit zerbrochenen Trümmern auf, deren Zuordnung **fraglich** ist. Es ist **dies** ein Hinweis **darauf**, dass Fossiltrümmer der tieferen Niveaus zum Teil aus Echinodermenresten aufgebaut sein könnten. Bemerkenswert ist noch der Fund eines leicht **sandigen** Gastropodenkalkes. Die Sandkörner (vor-

<sup>1)</sup> In der Art und Weise, wie dieser Begriff in den westlichen Ostalpen verwendet wird (nur **be-**dingt echte Kössener-Fazies).

wiegend Quarz, selten Feldspat) sind meist 0,05 mm gross und liegen sowohl in der Grundmasse als auch in der **Füllmasse** der **Gastropodenschalen**.

In der Val Tantermozza und am Muot-sainza Bön treten wunderschöne mergelige **Lumachellen** auf. Im Schutt wurden auch korallogene Kalke gefunden. Zweifellos handelt es sich bei diesen Gesteinen um Rhät. Obwohl durchgehende, **gut** aufgeschlossene **Profile** in der Quattervals-Decke fehlen, kann nach der Beurteilung der **lithologischen** Ausbildung einzelner Gesteine kein bemerkenswerter Faziesunterschied gegenüber dem Rhät der Terza-Schuppe festgestellt werden.

## II. Sedimentpetrographische Beobachtungen im Nor

### a) Dolomitisation und Dolomit

Die Unterscheidung von Dolomit und Calcit wurde im **Dünnschliff** mit Hilfe der von J. **NEHER** (Zürich) entwickelten Alaun-Hämatoxylin-Färbung durchgeführt. Im **Anschliff** erwies sich die klassische Färbung nach **LEMBERG** sowie das **Anätzen** mit verdünnter Essigsäure als günstig (Lit. über Färbungsmethoden vergleiche **HÜGI**, 1945; **MERKI**, 1961, und **WARNE**, 1962).

Unter Dolomit verstehen wir sowohl das Mineral (M) als auch das Gestein (G). Die Terminologie der Mischreihe Kalk-Dolomit (G) definieren wir nach **PETTIJOHN** (1957).

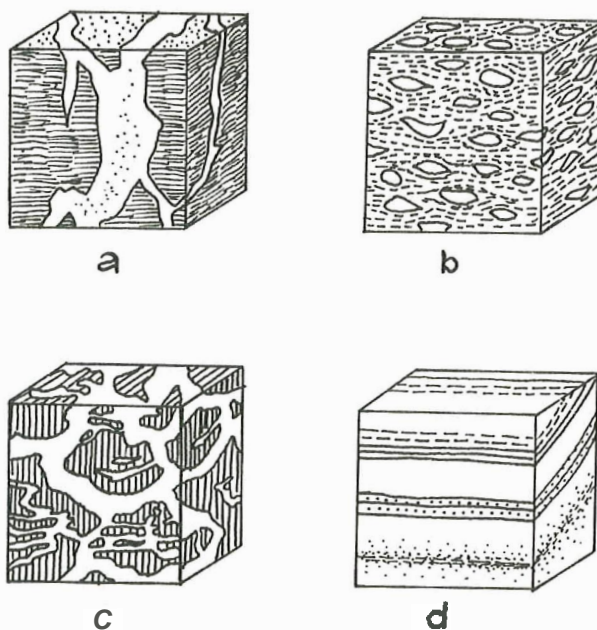


Fig. 11 Räumliche Gefügerelationen nach **NIGGLI**

- |               |                                  |
|---------------|----------------------------------|
| a) Phlebit    | c) Merimit                       |
| b) Ophthalmit | d) Stromatit (unten nebulitisch) |

Wichtiger als diese strenge Klassifikation ist jedoch häufig die Beobachtung der räumlichen Verteilung von Dolomit im Kalk. Diese ist in einigen Niveaus der vorliegenden Schichtreihe gut durchzuführen. Wir haben im folgenden versucht, die allgemeine Nomenklatur von P. NIGGLI (1948, Bd. 1, p. 107–110) für die Beschreibung der makro- und mikropolyschematischen, räumlichen Gefügerelationen von Dolomit und Kalk anzuwenden. Um Rückschlüsse auf die Dolomitbildung und ihre fazielle Bedeutung ziehen zu können, möchten wir vorerst einige Dolomitierungserscheinungen und Dolomit-typen beschreiben. Unter Dolomitisation verstehen wir jede Dolomitbildung, **ungeachtet** der Bildungszeit und **-art**.

## 1. Beschreibung von Dolomitisationserscheinungen

### 1a) Prä-Grata-Schichten

In diesem Niveau tritt überall im untersuchten Gebiet Dolomitisation von ursprünglich kalkigen Bänken auf. Am besten ist dies in der oberen Val Tanterniozza unterhalb des Piz d'Esan zu beobachten.

Wir unterscheiden folgende Gefügerelationen im Zentimeter–Meter-Bereich (nach NIGGLI), die in den meisten Fällen nebulitisch beeinflusst sind:

1. Stromatite
2. Merismite
3. Ophthalmite
4. Phlebite

Der Dolomit beziehungsweise die von ihm gebildeten Aggregate wittern aus dem Gestein heraus und zeigen im allgemeinen eine hellere Farbe als der Kalk. Die nebulitische Wirkung rührt daher, dass die Grenzen zum Kalk nur in wenigen Fällen scharf sind.

Die *Stromatite* im Dezimeter–Meter-Bereich werden von der eigentlichen **Wechsel-lagerung** Kalk-Dolomit (G) gebildet. Kalk und Dolomit sind zuweilen scharf durch Schichtfugen getrennt, **zuweilen** erfolgt ein allmählicher **Übergang** in einer Bank (Tafel II, 2).

Ein solcher Fall wurde im Dünnschliff untersucht. Das Gestein ist **fein-mikrokristallin**, mit dunkler, gleichmässiger **Pigmentierung** (Calci-Dolo-Lutit). Durch Färbung erst erkennt man den diffus verteilten Dolomit. Der **Übergang** Kalk–Dolomit erfolgt allmählich durch alle Zwischenstadien, ohne **Veränderung** der Korngrösse oder der Struktur des Gesteins.

In anderen Fällen ist die Begrenzung Kalk zu Dolomit eiuigermassen scharf, aber unregelmässig. Der ausgesparte Kalk ist von Dolomitsuturen und einzelnen Dolomitaggregaten durchsetzt. Stromatite im Zentimeter-Bereich ergeben gebänderte Gesteine (Tafel III, 1). Dabei ist zu beobachten, dass mehrphasige Dolomitisation auftritt. Zuerst erfolgt die Bildung von feinkörnigem, dunkelgrauem Dolomit. Dieser ist in sich wiederum nebulitisch-stromatitisch in den Farben differenziert, so dass eine eigentliche Feinschichtung im **Millimeter-Bereich** entsteht. Die ausgesparten Kalkfeinschichten werden nachträglich durch helleren, grobkörnigen Dolomit ersetzt. Diese Phase kann im selben Handstück ganz verschieden weit gediehen sein. Sie pflegt im **allgemeinen vom** Rand der **Dolomitlagen** her zu erfolgen. Diese einfachen Verhältnisse werden durch Bildungen von Adern kompliziert. Die hellen Dolomitadern durchschneiden einerseits alle Strukturen, scheinen andererseits aus dem **grobkörnigen** Dolomit als Apophysen hervorzugehen. Selbst jüngste, mit Calcit oder gar nicht verheilte Kliiftchen zeigen häufig randlich **dolomitische Aufhellung** des Nebengesteins.

Die oben am Typus der strengen **stromatitischen** Gefügerelation beschriebenen Verhältnisse lassen sich in anderen Beispielen im Zentimeter-Bereich ebenso erkennen, **wobei merismatische Gefügerelationen** in **grösserem** Masse dazutreten. Bei diesen Gesteinen ist die Verteilung **Dolomit-Kalk** und heller Dolomit-grauer Dolomit ausgesprochen **unregelmässig**, fleckig bis adrig (Tafel III, 3). Besonders schön **wirkt** die schlierige, der Schichtung mehr oder weniger parallelen Dolomitisation, die von hellen **Dolomitschnüren durchschnitten** wird (Tafel III, 4). Die schlierige Dolomitisation findet offensichtlich vornehmlich an älteren **stylolithischen** Suturen statt, an denen zum **Teil** die hellen **Dolomitschnüre** abgeschnitten werden, ohne dass man eine zeitliche Regel festlegen **könnte**. Wo die **Gesamtdolomitisation** weiter fortgeschritten ist, sind die dunklen **Schlieren reliktsch** in der **vorwiegend** helleren Dolomitmasse erhalten, so dass eine **Kräuselstruktur** entsteht.

U. d. M.: Die Schlieren erweisen sich als **unregelmässig** begrenzte **Dolomitschlieren**. Ihr Verlauf ist teilweise **durch** das primäre Sediment bestimmt. **Sie** treten beispielsweise nie im undifferenzierten **Calclutit** der **Feinschichten** auf. Die **Dolomitskörner** sind **meist unregelmässig**, lappig bis buchtig ausgebildet. **Grösse** bis zirka 1,0 mm. Daneben **treten** auch helle, **unpigmentierte**, **grössere**, **unregelmässig begrenzte Dolomitskörner** auf. Diese **sind** isoliert auch im Calclutit zu finden. **Schlieren** auch im **Schliff** meist mit Stylolithen vergesellschaftet. Die Suturen bilden **meist** die **Kornbegrenzung**, seltener durchschneiden sie **kristallographisch** kontinuierliche **Dolomitskörner**. **Wo** sich die **Schlieren durch** die helleren Zwischenmassen **zu** einem **dolomitischen Gestein** vereinigen, ergibt sich ein Bild **wie** in Fig. 14b. Der Dolomit bildet im Kalk schöne Rhomboeder, die an der **Grenzzone** zum Kalk **hell** sind. Bei fortschreitender Dolomitisation ergibt **sich** **Mosaikstruktur** mit durch Pigment nachgezeichneten Schlieren. **Reliktsch** erhalten sind Adern sowie «**Protoromboeder**» der **Dolomitisation**. Die Adern bestehen aus klaren **Kristallen**. **Wo** sie die **Schlieren** durchschneiden, sind sie **reliktsch** erhalten. **Im kalkigen** Sediment können sie **kalkig** ausgebildet **sein**. Suturen im Kalk durchschneiden sie, im Dolomit in der Regel nicht. Seltener **finden** sich **unregelmässige** Hohlräume, in denen Dolomit (M) **wächst**. Er pflegt gegen das Sediment lappig-buchtig begrenzt zu sein, in der **Druse** ist er idiomorph.

Im Zentimeter-Bereich ist **die ophthalmatische** Gefügerelation recht **häufig** (Tafel III, 2). Der Dolomit **ümschmiegt** wellig **Kalklinsen** und **-augen**, die zum Teil kreisrund werden. Auch hier ist die typische **Zweiphasigkeit zwischen** grauem, feinkörnigem und hellem, grobkörnigem Dolomit, der **schliesslich** die ausgesparten Kalkreste ersetzt, **zu** erkennen. Dabei kann das Gestein recht **porös** werden, da die letzten **Kalkreste** herausgelöst werden, **wodurch** eine Druse entsteht. Diese **Herauslösung** kann so weit führen, dass man geradezu von kavernoem **Dolomit** im Falle der ophthalmatischen und von grobem **Zellendolomit** im Falle der **merismatischen Gefügerelation** sprechen kann. Auch im Falle der ophthalmatischen Gefügerelation bilden Adern etc. die **Übergänge** zu merismatischen Typen.

Die **phlebitische** Gefügerelation ist im Meter-Bereich eigentlich ein Synonym für die **merismatische**. Wir rechnen **zu ihr** vor allem Bildungen von **Kluftdolomit** (Tafel II, 1). Die Dicke der **Klüfte** variiert **zwischen** den beschriebenen Haarrissen **und** zirka 0,7 in. Bei **dieser** extremen Dicke **können** die Klüfte isoliert im Kalkstein auftreten (Val Sassa). Sie durchschneiden mehrere **Gesteinsbänke** (Tafel II, 3).

Speziellinteressant **in bezug** auf räumliche Lagerung ist ein **Dolomitvorkommen** am **Blaisun** in der obersten Val **Mela**, gegenüber **Brail** (Tafel I, 3). Es handelt sich um einen auffallenden, **weissen** Fels, der schon von **HEGWEIF** bemerkt wurde. Aus der Nahe **sehen** **stellt** man keine Dolomitisationen fest, die **aus** dem Rahmen der bisher erwähnten fallen. Der **Dolomitskörper** steigt gegen N relativ **zur Schichtlage** der Kalke auf. **Kalkrelikte** in der Form von Linsen usw. sind häufig. Die Dolomitisation folgt vornehmlich **Schichtfugen**, seltener **Klüften**. **Dünnegebankte** bis **schiefrige Kalke** werden durch die Dolomitisation **zu** dickeren Bänken **verschweisst**.

### 1b) Quaternals-Schichten

In den Quaternals-Schichten der **Quaternals-Decke** tritt Dolomitbildung stark zurück. Bei den herauswitternden dolomitischen Pünktchen und Stäbchen handelt es sich teilweise um dolomitische Fossilreste, teilweise auch um authigen entstandene Aggregate von idiomorphen Kristallen. Nicht alle Schalenreste sind dolomitisiert, doch ist dies die Regel, wo auch andere Dolomitaggregate auftreten. Es ist auffallend, dass in einer gegebenen Bank die Schalenreste fast **durchwegs** oder gar nicht dolomitisiert sind. Man findet jedoch auch **Kalkbänke** ohne Dolomitgehalt, scheinbar besonders dünn-gebankte Typen.

Interessante Dolomitisationserscheinungen treten auch in den Breccien dieses Niveaus auf (Fig. 12).

In einer etwas schlierigen, grauen, dolomitischen **Grundmasse** (1) schwimmen eckige, meist längliche, **mikro-kristalline**, schwarze Kalkkomponenten, die sehr klein werden können (3). Ihre Lagerung sowie Sortierung ist unregelmäßig. Teilweise sind sie mit runden **Verkieselungen** durchsetzt. Die Grenzen zur Grundmasse sind oft scharf, zuweilen mit einer gröber-kristallinen Palisade von Dolomitmikrinen versehen. Die meisten Komponenten weisen einen **gewissen** Gehalt an Dolomitmikrinen auf. Einige davon sind schon stark von Dolomit durchsetzt, teils randlich, so dass die Grenze zur Dolomitmatrix verwischt **wird** (4). **Man** erkennt in der Matrix denn auch vollständig **dolomitisierte** Komponenten, die durch spätigere Palisaden umgrenzt werden. In den Komponenten treten **dünn-keilförmige** Risse subnormal zur **Längsachse** auf. Sie sind mit **klarem, spätigem** Calcit, Dolomit oder **beidem** verheilt. **Man** beobachtet in den **meisten** Fällen eindeutige Ersetzung des Calcits. Daneben ist das ganze Gestein von dünnen, teils verheilten, teils unverheilten Haarrissen durchzogen (2). **Man** unterscheidet **dabei** zwei Typen: solche, die die Komponentengrenze schneiden und solche, die es nicht tun. Erstere sind jünger und bewirken geringe

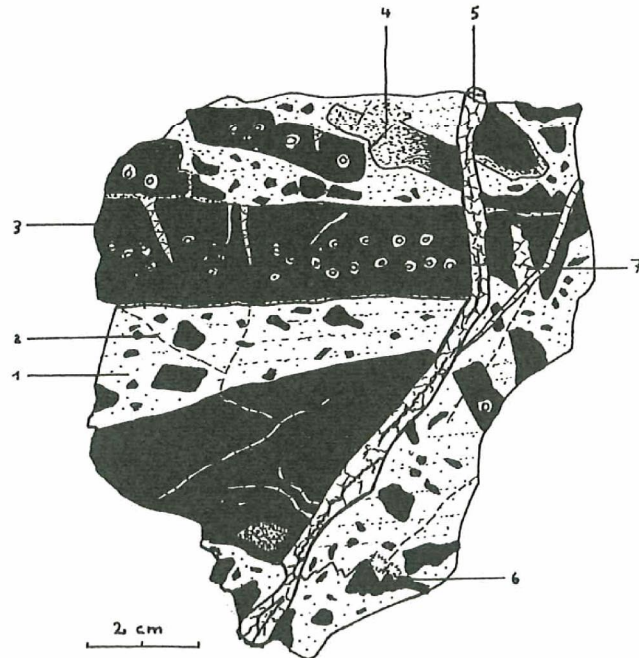


Fig. 12 Kalk-Dolomit-Breccie aus den unteren Quaternals-Schichten bei Punt dal Gall (Erklärung vergleiche oben)

Versetzungen. **Beide** können ebenfalls mit Calcit, Dolomit oder **beidem** verheilt **sein**. Die jüngeren sind in der Grundmasse durchwegs **dolomitisch**, in den **Komponenten** dagegen **nur stellenweise**. **Durch** das Gestein **schlagen** auch dickere Adern (5). Sie bewirken eine **Versetzung** der **Komponenten** und sind vorwiegend mit **weissem** Dolomitspat ausgefüllt; nur **längs** der **diskontinuierlichen**, meist leicht **stylolithischen** **Mittelnah** findet sich **Calcit**. Direkt mit solchen **Adern** verbunden ist **auch** Spatbildung in Rissen der **Komponenten** (?). Es handelt sich vorwiegend um **Dolomitmörner**. Wo **Calcit** erhalten ist, ist er **ebenfalls grobspätig**.

#### *1c) Obere Mergel*

Dieses Niveau zeigt **nur** in der Term-Schuppe **Dolomitisation**. **Ähnlich** wie im Liegenden und im Hangenden tritt **Verschweissung** der Bänke auf.

#### *1d) Diavel-Schichten und obernorischer Dolomit*

In den **Calcareniten** der Diavel-Schichten der **Quattervals-Decke** lassen sich **im Mikrobereich** schöne Beobachtungen über selektive Dolomitisation **anstellen**. **Im** allgemeinen sind sekundäre **Calcitbildungen** in den **Schliffen** recht gut zu **erkennen**. Sie umgeben **Ostracodenschalen**, Pellets usw. Das Innere der **Ostracodenschalen** ist dagegen **häufig ganz** oder **teilweise dolomitisch**. Andere **Kalkschalen** sind nicht, ganz, oder teilweise dolomitisch, wobei die Grenzen der **Dolomitmörner** über die **Schalengrenze** hinausragen. In **dunklen Ooiden** und Pellets ist zuweilen der **Kern** dolomitisch. Die **Dolomitmörner können** von innen her die Grenze der **klastischen Körner überwachsen**. Häufig sind die **dunklen Pellets** als solche dolomitisch. Daneben treten kleine Aggregate von authigenem Dolomit auf, welche **scheinbar nicht** als primäre **Körner** angelegt waren, Sie sind häufig **stylolithisch** begrenzt. Bei kalkigen Dolomiten der Grenzschichten zum **obernorischen** Dolomit sind zuweilen ganze **Feinschichten** dolomitisch. Ausgerechnet das Innere der **Ostracodenschalen** kann in solchen Fällen wiederum **kalkig** oder nur teilweise **dolomitisch** sein. **Grosse Kalkspatkristalle** (**Echinodermerreste** ?) werden durch kleine, idiomorphe **Dolomitmörner** ersetzt. Sonst sind **idiomorphe Kristallformen** selten. Adern **können** partiell dolomitisch sein. In diesem Fall **liess** sich **beobachten**, dass eine **Kalkader** eine mit Dolomit gefüllte **Ostracode** durchschneidet und innerhalb der Schale **dolomitisch** ist. **Jüngste** Adern sind stets calcitisch.

In der **Quattervals-Decke** vollzieht sich also **im grossen** ganzen **ein stromatitischer Übergang** mit **Mischgesteinen** zu den vorwiegend dolomitischen Gesteinen des **obernorischen** Dolomits.

In der Terza-Schuppe dagegen stellt man daneben **auch merimitische Gefügerelation** fest (**Dolomitaderung**). Infolgedessen beobachtet man **auch wieder** kavernöse Dolomite.

#### *1e) Plattenkalk*

In diesem Niveau findet man **wiederum** die bisher besprochenen **Gefügerelationen**. **Interessanterweise** sind **unregelmässig begrenzte Dolomitlinsen** im Kalk **häufig brecciös**. Die Linsen vom Kalk im Dolomit und umgekehrt sind meist **unregelmässig** begrenzt. Auffallend sind in dieser **Schichtreihe** auch gelbe, mergelige Dolomite. In einem **Fall** konnte beobachtet werden, dass in einer Kalkbank mit knolliger **Schichtoberfläche** die Senken mit gelbem **Dolomitmergel** ausgefüllt sind, Durch eine **Schichtfuge** getrennt folgt eine gelbliche **Dolomithank**; darüber, wieder **durch** eine **Schichtfuge** getrennt, Kalk. Solche allmähliche **Dolomitisation** von **Schichtoberflächen** findet man relativ häufig im **Obenor**. Es ist **auffällig**, dass es sich meist um **tonhaltige Karbonatgesteine** handelt.



Eine genetische Klassifikation dieser kurz beschriebenen Dolomitisationserscheinungen ist kaum durchzuführen. Nach der Morphologie kann man sie etwa **wie** folgt einteilen:

1. Stromatitischer Typ im weiten Sinn. **Wechselagerung** Kalk-Dolomit, im allgemeinen mehr oder weniger schichtparallele, dazu auch ophthalmitische **Gefügerelationen**.
2. Merimitisch-phlebitischer Typ. Im allgemeinen mehr oder weniger senkrecht zur Schichtung gerichtete Gefügerelationen.
3. Typ der diffusen Verteilung von Dolomit in Kalk, das heisst selektive **Dolomitisation** von Schalen usw.
4. Mischgesteine der oben erwähnten Typen.

Alle Typen treten im gesamten Norprofil auf, besonders an den Grenzen zwischen Kalk-Dolomit-Komplexen.

## 2. Beschreibung von speziellen Dolomittypen

### 2a) Drusendolomit (Tafel IV, Fig. 4)

Das **Gestein** ist im ganzen **Untersuchungsgebiet** gleich ausgebildet. Bei staubiger **Anwitterung** meist gleichmässiges, helles Grau mit einem Stich ins Blänliche. Fast immer ist Feinschichtung vorhanden. Drusenkalke findet man selten.

Im Dünnschliff erkennt man einen **dunkelbraun** pigmentierten, fein-mikrokristallinen **Dolomit**. Die **weissen** Drusen sind sphärisch bis ellipsoidisch, wobei die Längsachsen der Raumkörper mehr oder weniger parallel der **Feinschichtung** eingeregelt scheinen. Der Durchmesser variiert zwischen dem mikroskopischen Bereich und 1 bis 2 cm. Oft lässt sich eine **gewisse Grössensortierung** der Drusenlagen feststellen. Der Dolomit schmiegt sich manchmal um die Drusen. In anderen Fällen kann man beobachten, dass die **Drusen** Inhomogenitätsflächen der **Feinschichtung** durchschneiden. Im Detail ist die Begrenzung der Drusen oft **unregelmässig**. Kleine Äderchen gehen von ihnen aus. Die **Drusen** sind mit klarem Dolomitspat ausgefüllt. Der Rand zeigt **Pyrit**-anreicherung in der Form von kleinen **Würfelchen**. Oftmals ist das Zentrum der Druse ein Hohlraum, zuweilen ist dort Kalkspat **und/oder** Quarz ausgebildet (Fig. 13f). Oft ist feingeschichtete, geopetale **Sedimentanlagerung** schon **im Handstück** zu beobachten (Tafel VII, 1). Das Korn dieses internen Sediments ist etwas grober als dasjenige des umgebenden Gesteins.

Zweifellos handelt es sich bei den Drusen um primär oder frühdiagenetisch gebildete Hohlräume. Auch die meisten Äderchen sowie feine, **weisse** Dolomitbildungen zwischen dem zuweilen mikrobreciösen Dolomit stellen verheilte Primärrisse dar (Tafel VI, 3). **Ursprünglich** waren wir **geneigt**, die Drusen als Pseudomorphosen nach **Anhydrit**-knollen zu deuten (vergleiche **RILEY** und **BYRNE**, 1961). Der Anhydrit müsste relativ schnell, jedenfalls noch frühdiagenetisch herausgelöst **worden** sein. Im so entstandenen Hohlraum, der noch mit dem Lösungsmittel gefüllt war, lagerte sich Sediment, von den Wänden abbröckelnd, geopetal ab. **Darauf** erfolgte die Spatbildung. Neuerdings sind nach dem Vorbild **SANDERS** (1936) Strukturen aus calcilititischen Sedimenten (**Mudstones**) des Unterkarbons Grossbritanniens beschrieben worden, die mit unseren **Drusen**-bildungen **bis** ins Detail übereinstimmen (**HODGSON**, 1959). Der Autor macht für ihre Genese durch den Kalkschlamm aufsteigende **Gasbläschen** verantwortlich. Es gelang ihm, experimentell ähnliche Strukturen zu erzeugen.

2b) Grauer, *makrokristalliner, onkoidischer Dolomit*

Wie bereits erwähnt, tritt dieser Gesteinstypus in **seiner** typischsten Ausbildung in den oberen Teil des unternorischen Dolomits auf (vergleiche p. 56). Auch im Obenor **trifft** man ihn an, vor allem im Plattenkalk. Der extrem **makrokristalline** Typus zeigt **Korngrößen-Übergänge** zu den mikrokristallinen Gesteinen.

Im Schliff (vergleiche Fig. 13a) erkennt man eine durch Mosaikgefüge überprägte **Primärstruktur**. **Alle** Adern sind reliktsch erhalten. **Korn Grenzen** sind oft leicht verzahnt. Zwischen den Körnern bildet sich oft eine undurchsichtige, eisenreiche Füllmasse aus. Der häufig rötliche Bruch der Gesteine scheint von dieser Erscheinung herzurühren. Rundliche, dunkle Gebilde, **Ostracoden**, Foraminiferen etc. sind reliktsch in der **Mosaikstruktur** verteilt und geben dem Gestein makroskopisch ein oolithisches **Aussehen** (Tafel VII, 3). Hohlräume treten häufig **auf**, wodurch das Gestein **teilweise** recht porös wird. In diesen Hohlräumen findet man häufig idiomorphe Dolomit-Rhomboeder. Eher selten sind makrokristalline Dolomite, die von Quarzknöpfchen durchsetzt sind. Im Dünnschliff (Fig. 13b) erkennt man meist runde, zuweilen auch rhombische Querschnitte, die mit **mikrokristallinem** Quarz ausgefüllt sind. Dabei fällt auf, dass in einem gegebenen Querschnitt die Korngröße des Quarzes einigermassen konstant bleibt **oder** aber eine **lagige** Sortierung zeigt. Bei unpolarisiertem Licht erkennt man häufig konzentrische Pigmentzonen in den Querschnitten. In demselben Gestein können die Querschnitte auch ganz oder teilweise mit grossen Dolomitekristallen, die den Quarz verdrängen, ausgefüllt sein. Es kommt auch vor, dass die Querschnitte hohl sind. Die Hohlräume selbst dürften bei der eigentlichen Dolomitisation entstanden sein: ihre Füllung erweckt den Eindruck einer ganz jungen Kristallisation.

2c) *Weissspatbildungen*

Die unter diesen Sammelbegriff fallenden Dolomitgesteine verursachen in bezug auf ihre genetische Deutung **grosse** Schwierigkeiten. In **neuerer** Zeit wurden ähnliche Gesteine von Herrn Dr. **H. KÜBLER (Innsbruck)** bearbeitet (vergleiche **KÜBLER** und **MÜLLER**, 1962). Herrn Dr. **KÜBLER** sei an dieser Stelle für interessante **Diskussionsbeiträge** gedankt.

Schon die morphologische Abgrenzung dieser Bildungen bereitet Kopfzerbrechen. Wir definieren Weissspat als Lagen- und anderartige Gebilde von hellem, kristallinem Dolomit. Damit sind Kalkadern oder durch Kalkspat verfestigte Breccien etc. ausgeschlossen. Die **Abgrenzung** zu dolomitischen Adern und Klüften ist durchzuführen, sobald die Weissspatbildungen merismisch-phlebitische Gefügerelationen aufweisen.

Die Weissspatstrukturen sind ganz allgemein durch das Auftreten von makrokristallinem, meist weissem, spätigem Dolomit gekennzeichnet. In vielen Fällen ist eine gewisse **Einregelung** der Längsachse der Kristalle zu beobachten. Die einfachste Erscheinungsform besteht in einer stromatitischen **Wechselagerung** im Zentimeter-Bereich **zwischen** Weissspatlagen und dunkleren, grauen bis beigen oder rötlichen mikro- bis **makrokristallinen** Dolomitlagen (Tafel V, 2). Die Grenzen der pigmentierten Lagen zum Weissspat sind zuweilen nebulitisch, zuweilen scharf und einfach, zuweilen auch **suturförmig** (Fig. 13d). Im Dünnschliff **erkennt** man deutlich zwei Phasen der Stylolithbildung. Die eine ist die auf Fig. 13d dargestellte Bildung. Sie ist jünger oder **syngenetisch** der Bildung der Weissspatschichten. Bei orientierten Stücken bildet sie meistens die obere **Abgrenzung** der Weissspatlage. Zuweilen durchsetzt sie mehrere Weissspatschichten. Die ältere Stylolithbildung kann auf **beiden** Seiten der Weissspatlage ausgebildet sein und ist nur mehr reliktsch erhalten (Fig. 13c). Die pigmentierten Lagen zeigen in sich wieder **Farbdifferenzen**, meist zwischen grau und beige oder grau und rötlich. Die Gefügeredation dieser Farben ist manchmal stromatitisch, **manchmal** ophthalmisch. Im ersteren Fall ergibt sich ein ausgeprägter **Kleinrhythmus**: graue Farbe – rötliche Farbe – Weissspat – graue Farbe etc. Auch an den Farbgrenzen **können** Suturen ausgebildet sein. Im Dünnschliff zeigen die pigmentierten Lagen ein Mosaikgefüge (Tafel VI, 3, 6). Die Korngrößen sind selten verzahnt. In den rötlichen Lagen tritt wiederum eine undurchsichtige Füllmasse zwischen den Körnern auf. Das Pigment ist meist

in der Form von braunen Tüpfchen, zuweilen auch **kornförmigen** Gebilden diffus verteilt (sehr ausgeprägte **structure grumeleuse** und pseudoolithique nach CAYEUX, 1935). In extremen Fällen ist **reliktische** «wolkige» Struktur zu erkennen. Der **nebulitische Übergang** zu den Weissspatlagen **wird** durch Zunahme der Kristallgrösse und allmähliche Abnahme des Pigments bewirkt (Fig. 13e, c). Die Weissspatlagen bestehen vornehmlich aus **makrokristallinen Kristallen**, deren morphologische **Längsachse** oft mehr oder weniger senkrecht zur **Feinschichtung** steht. Je nach Art der Begrenzung der Weissspatlage geschieht die Zunahme der Kristallgrösse plötzlich (**bei** Stylolithen) oder mit **Übergängen**. Die Kristalle sind meistens stark **verzwillingt**. Die längeren Korngrenzen sind einfach und gerade (Fig. 13d). Wo die palisadenartigen Kristalllagen aufeinander treffen, entsteht eine Naht, an welcher die Korngrenzen leicht verzahnt sind. Bei dickeren **Weisspatlagen**, wo keine Naht zu beobachten ist, sind nur die den pigmentierten **Lagen** benachbarten **Kristallreihen** palisadenartig ausgebildet. Der **dazwischen** liegende Raum **wird** von einem unregelmässigen Mosaik **ausgefüllt**, wodurch eigentlich zwei Nähte **auftreten**. Zuweilen findet man im unregelmässigen Mosaik Calcitkristalle, seltener Quarz (Fig. 13e). Ebenso häufig ist diese innerste Zone ein Hohlraum.

Der bisher beschriebene Fall ist in **Wirklichkeit** selten ideal ausgebildet. Im allgemeinen sind die pigmentierten Schichten auf komplizierte Weise zu lanzettförmigen oder dünn-welligen, im **Weisspat** schwimmenden Komponenten **aufgelöst**. Sehr oft greift der Weisspat **taschenförmig** in die pigmentierten Lagen hinein (Stylolith?). Jede noch so kleine pigmentierte Lage oder Komponente ist von Palisaden umgeben. Man gewinnt den Eindruck, dass die pigmentierten Teile geradezu vom Weisspat ersetzt werden. **Innerhalb** dieser komplizierten Gefügerelationen ist ein Fall besonders aufschlussreich, nämlich wo die pigmentierten Zonen untereinander parallel scheinbar in ein Clivagesystem eingeordnet sind (Tafel VI, 1). Die zwei Systeme der Schichtung und des **Clivage** begrenzen im **Idealfall** einen **parallelogrammförmigen** Querschnitt. Dieser kann ganz oder **teilweise** mit Weisspat ausgefüllt sein. In jedem **Fall** sind die Palisaden rund herum ausgebildet, das **heisst** man hat an allen **vier** Seiten des Querschnitts **wandständige** Dolomitkristalle.

Eine eigenartige Erscheinung sind Schichtoberflächen, **wo** die oberste, **dünne**, pigmentierte Lage von einem **regelmässigen** quadratischen Netz von Weisspat durchsetzt wird.

Eine weitere **Gefügerelation** entsteht, wenn Weisspat dolomitische Bänke senkrecht **zur** Schichtung durchschneidet (Tafel VI, 2).

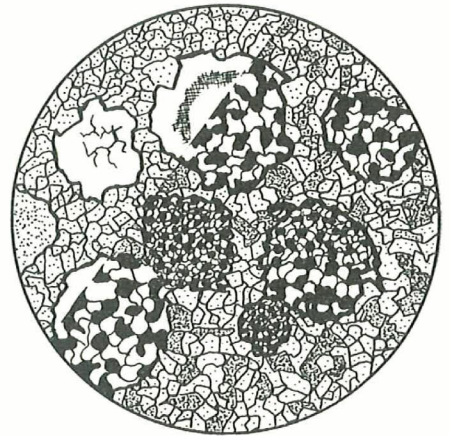
Sehr **häufig** ist Weisspat auch mit **ophthalmitischen** Strukturen im **cm-Bereich** **vergesellschaftet** (Tafel V, 1, 3). Er durchzieht das Gestein streifen- bis flammenartig oder füllt das Zentrum oder den oberen Teil der Augen und **linsigen** Feinschichten aus. Hier stellt sich vor allem das Problem, ob man solche Erscheinungen als Geopetalgefüge ansprechen darf (vergleiche **HÜCKEL** und **JAKOBSHAGEN**, 1962).

Eine weitere, für die **Erklärung** der Genese aufschlussreiche Bildung sind **Weissspatsäume** (Palisaden) an **Feinschichten** und an **Breccienkomponenten** (Tafel V, 4; Tafel VI, 4). Jede Komponente der vermutlich durch Thixotropie bedingten **Schichtzerbrechung** ist von diesem Saum umgeben. Das dazwischen liegende Gestein ist rötlich. Auch hier erkennt man im Dünnschliff eine dunkle, offenbar eisenreiche **Füllmasse** **zwischen** den Dolomitkörnern.

Neben allen **diesen** erwähnten Gesteinen treten auch Breccien mit kantigen Komponenten in einer mehr oder weniger einheitlichen Weisspatgrundmasse auf. Dieser Typ **wurde** von SPITZ und **DYHRENFURTH** als Dislokationsbreccie bezeichnet. Häufig handelt es sich um bereits brecciöse Bänke, die dann doppelt zerbrochen erscheinen. Solche Breccien sind **häufig** an tektonischen Störzonen anzutreffen. Interessanterweise scheinen in syngenetischen **Sedimentationsbreccien** nie Weisspatbildungen als **Komponente** vorzukommen.



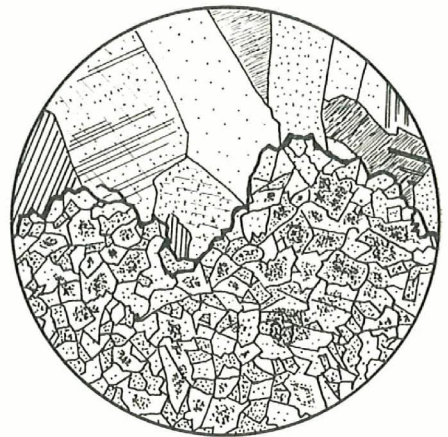
a



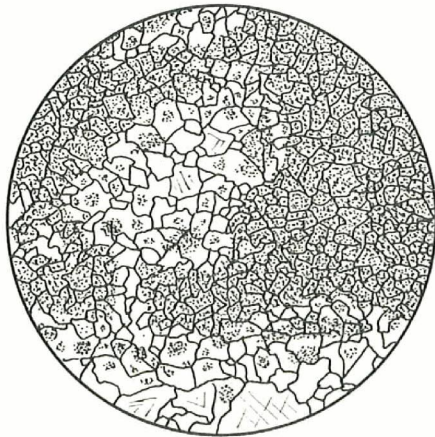
b



c



d



e



f

### 3. Zum Problem der Dolomitbildung

#### 3a) Sekundärdolomit im allgemeinen

Viele der bisher beschriebenen Gefügerelationen von Kalk und Dolomit sowie die Weissspatbildungen sind in der englischsprachigen Literatur unter dem Begriff «**mottled carbonate rocks**» (im engeren Sinne: «**mottled dolomites**») bekannt<sup>1)</sup>. Dies betrifft vor allem die stromatitischen und ophthalmitischen Relationen. Aus den Alpen hat in **neuerer** Zeit E. GENGE jun. (1958) analoge Erscheinungen in der Trias der südlichen Klippendecke beschrieben. Eine Zusammenfassung **neuerer** Arbeiten über diese Farbphänomene der Karbonatgesteine **gibt** OSMOND (1956). Nach diesem Autor sind diese Erscheinungen das Resultat einer unvollkommenen oder differentiellen Dolomitisation, welche **gewissen** Anlagen und Strukturen der ursprünglichen Kalksteine folgen kann. Für die primäre Kontrolle der Gefügerelation (nach SANDER, 1936: Diktator) führt OSMOND verschiedene Faktoren an:

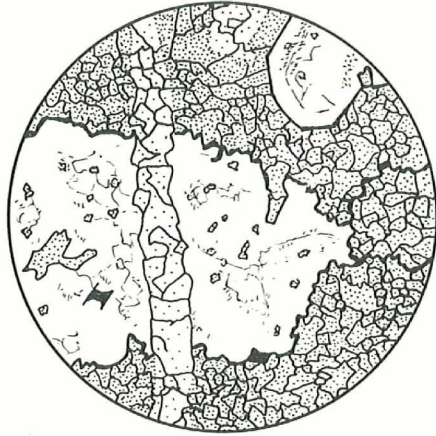
1. Organische Faktoren (**Wurmrohren**, Fucoiden, Korallenstrukturen, **Algenstrukturen**, etc.).
2. Synsedimentäre Faktoren (Risse im Sediment, primäre gelfirmige Differentiationen **M** Sediment, eventuell evaporitische Linsen etc.).
3. Intraformationelle Deformationsfaktoren (differentielle Kompaktion, dazu **z.B.** wellige Lamination, «**Mikroboudinage**» von Anhydrit, etc.).
4. Synsedimentäre und diagenetische Faktoren (etwa reliktsche **Laminierung**).
5. Diagenetische Faktoren (diffuse Durchdringung von gewissen Zentren aus, Pseudobreccien sowie structure grumeleuse, koncretionäre Bildungen, Metamorphose).

1) **Mottled** = meist nebulitische, schlierige bis fleckige Färbung.

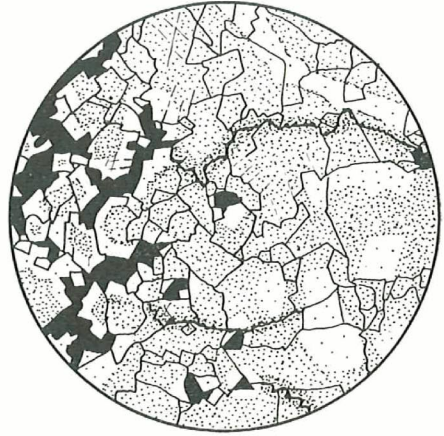
←

Fig. 13 Dünnschliffe

- a) Vergrößerung 14×. **Gesteinstyp**: poröser, makrokristalliner, sekundärer Dolomit. **Niveau**: unternorischer Dolomit. **Mosaikstruktur** mit reliktschen, ooidischen **Pigmentanhäufungen**. Schwarz = eisenreiche, opake, intergranulare **Füllmasse**. H = Hohlraum.
- b) Vergrößerung 32×. **Gesteinstyp**: makrokristalliner, sekundärer Dolomit mit **quarzgefüllten** Hohlräumen. **Niveau**: unternorischer Dolomit. p = polarisiert. Man beachte Korngrössensortierung **M** Quarz (schwarz und weiss). Links aussen (angeschnitten) **ein** mit Dolomitspat ausgefüllter Hohlraum.
- c) Vergrößerung 25×. **Gesteinstyp**: **dünne** Weissspatlage im sekundären Dolomit. **Niveau**: unternorischer Dolomit. Schwarz = Calcit. Man beachte reliktsch pigmentierte Lagen sowie reliktsch erhaltene **Stylolithen**.
- d) Vergrößerung 25×. **Gesteinstyp**: stromatitischer Weissspatdolomit. **Niveau**: unternorischer Dolomit. Schnitt zirka senkrecht Stromatitgefüge. Stylolithische Begrenzung der Weissspatkristalle, die untereinander gerade **Kornbegrenzung** aufweisen. Unten reliktsche Pigmentierung einer gefärbten Lage.
- e) Vergrößerung 25×. **Gesteinstyp**: **Augendolomit**. **Niveau**: unternorischer Dolomit. Bildung der ungefärbten Lagen (**z.B.** Auge) durch Zurücktreten der reliktschen Pigmentierung. Typischer Sekundärdolomit.
- f) Vergrößerung 25×. **Gesteinstyp**: **Drusendolomit**. **Niveau**: unternorischer Dolomit. Schwarz = Calcit. **Weiss** = Quarz. Punktiert mit **Zwillingslamellen** und Spaltbarkeit = Dolomit. Schraffiert-punktiert = **dolomitisches** Sediment. Man beachte die **Pyritwürfelchen** an der Peripherie der Druse.



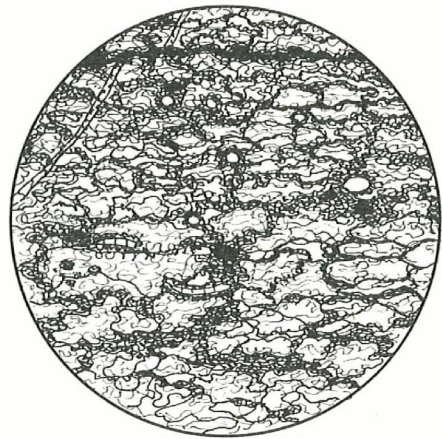
a



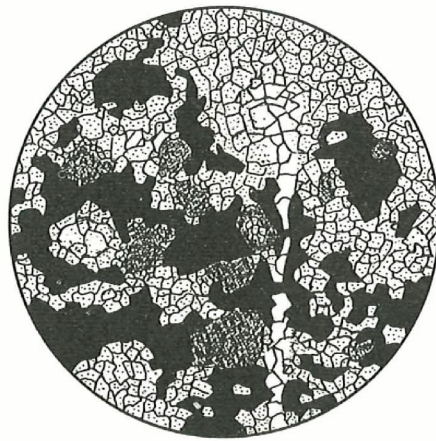
b



c



d



e

Die Faktoren sind also untereinander nicht scharf zu trennen. Die vorliegenden Gesteine zeigen sowohl als dolomitische Kalke als auch als Dolomite das «**mottling**». Alle dolomitischen Gesteine, welche die Farbphänomene aufweisen, zeigen im Dünnschliff stets deutliche sekundäre **Überprägung**. Da die Dolomitisation nur teilweise das ganze Gestein erfasst hat, **kann** man bei einigen Typen eine eigentliche Entwicklungsreihe von Kalk-Dolomit zu Dolomit feststellen.

Als Beispiele möchten wir anführen:

1. Ophthalmitische Typen: die Endphase der ophthalmitischen Dolomitisation führt bei der Ausfüllung der ausgesparten Kalkaugen mit hellem, körnigem Dolomit zweifellos zu den Augendolomiten, die wir unter die Weissspatbildungen eingereiht haben.

2. Stromatitischer Typus: je nach Regelmässigkeit der Laminierung führt diese Dolomitisation zu gebändertem Dolomit (Tafel III, 1). Eine klare **Palisadenbildung** konnte in Kalk-Dolomitgesteinen<sup>1)</sup> nie beobachtet werden, so dass der Zusammenhang mit Weissspatbildungen möglich erscheint, aber nicht gesichert ist.

Nach der Klassifikation von OSMOND dürfte der Diktator solcher Gefügerelationen vornehmlich synsedimentär bis intraformationell-deformierend sein. Als Beispiel für letzteres sei die Augenstruktur angeführt, bei welcher die feine Laminierung der pigmentierten Teile oft die **Augen plastisch** umschmiegelt (Tafel V, 3). Auf der anderen Seite stellt sich gerade bei den Augen die Frage: um was für einen Körper handelte es sich ursprünglich, so dass überhaupt differentielle Kompaktion eintreten konnte? Auch hier könnte man für einige Fälle möglicherweise an ersetzte Sulfate denken. Da bei ausgesparten Kalkaugen diese Möglichkeit nie angedeutet ist, dürfte die Hypothese wahrscheinlicher sein, wonach es sich um ursprünglich **verschieden grob** ausgebildete, viel-

) SANDER (1936): Gesteine, wo Gefügerelation von Kalk und Dolomit zu beobachten ist.

← Fig. 14 Dünnschliffe

- a) Vergrößerung 25×. *Gesteinstyp*: makrokristalliner, quarzführender, sekundärer Dolomit. *Niveau*: Prä-Grata-Schichten. Quarz mit **Stylolithsaum**, der sich im Sediment fortsetzt. Im Quarz Calcit- (schwarz) und Dolomiteinschlüsse. Ein weiterer idiomorpher, **ganzrandiger** Quarz (oben rechts) mit zonaren Einschlüssen. Dolomitader durchschlägt alles, ist im pigmentierten Dolomit reliktsch erhalten. Ebenso «**Protorhomboeder**» (oben). Aderbildung jünger als Quarz mit Stylolith, älter als letzte Umkristallisation (= Dolomitisation ?).
- b) Vergrößerung 32×. *Gesteinstyp*: makrokristalliner, sekundärer, schlieriger Dolomit (vergleiche p. 78). *Niveau*: Prä-Grata-Schichten. Calcit (schwarz) wird durch Dolomit ersetzt. An der Bildungsfront idiomorphe Kristalle mit hellen Randzone. Reliktisch in der **Mosaikstruktur** erhalten sind Adern (oben) und «**Protorhomboeder**» (rechts). Ebenso sind primäre, suturartige Dolomitschlieren nurmehr als dunkle Zonen reliktsch erhalten.
- c) Vergrößerung 25×. *Gesteinstyp*: Calcilitit mit «**wolkiger Struktur**». *Niveau*: Diavel-Schichten. Unten «**wolkige Struktur**». Gegen oben **Übergang** in relativ gutsortierten Calcilitit mit **Schalenresten** (u. a. Foraminiferen, Ostracoden). Rechts Ostracode mit interner, geopetaler **Sedimentanlagerung**. Der grosse Calcitkristall (links) zeigt tektonische Deformation der **Zwillingslamellen**. **Schwarz** = Riss im Gestein. Jünger als Riss erfolgte Aderbildung (Calcit).
- d) Vergrößerung 32×. *Gesteinstyp*: Dololutit mit «**wolkiger Struktur**». *Niveau*: obernorischer Dolomit. In der «**wolkigen Struktur**» eingelagert sphärische Körper und Schalenreste. Man beachte die Versetzung einer Ader an einer **Anreicherungszone** des dunklen Materials.
- e) Vergrößerung 32×. *Gesteinstyp*: relativ gutsortierter Calc-Dolarenit. *Niveau*: unternorischer Dolomit. Vorwiegend grobspätige Calcitgrundmasse (schwarz) (**Kristallgrenzen** nicht eingezeichnet), weitgehend sekundär dolomitisiert (punktierte Kristalle). Ader (hell) partiell **dolomitisch**, im Dolomit reliktsch. Schraffiert-punktiert = primär-dolomitische(?) dichte Pellets.

leicht auch verschieden tonige Feinschichten handelt, die durch **Kompaktion** «boudiniert» wurden. Analoge Strukturen solcher Entstehung beschreibt McCrossan (1958) aus dem Devon **Albertas** (Kanada).

Diagenetische Faktoren beherrschen auch nach unserer Meinung die längs Stylolithen oder die von diffusen Zentren aus erfolgende Dolomitisation der vorliegenden Gesteine.

Problematisch erscheint die Deutung der merismitisch-phlebitischen Gefügerelationen. Die Erscheinungen in den Adern deuten **darauf** hin, dass ursprünglich **Kalk**-adern selektiv durch Dolomit ersetzt wurden. In keinem Fall konnten wir mit Sicherheit feststellen, dass Aderbildungen als Zufuhrbahnen für die **dolomitisierenden** Lösungen gedient haben. Vielmehr ist die Dolomitisation der Adern häufig anderen Gefügerelationen von Kalk und Dolomit unterworfen.

Die Durchaderung und Zerklüftung eines Gesteines kann diagenetisch bis postdiagenetisch erfolgen und durch verschiedenste Faktoren verursacht sein: Kompaktion, Absonderung im allgemeinen, Stress etc.

Die selektive Dolomitisation von Schalenresten etc. **wird** offensichtlich weitgehend von organischen Faktoren (i. S. **OSMOND**) bestimmt. Im Schutt der **Val Sassa** wurden auch selektiv dolomitierte **Wurmgrabspuren** gefunden.

In welchem Zusammenhang können die Weissspatbildungen zu den erwähnten Dolomitisationserscheinungen stehen? Die **Augendolomite** haben wir schon früher behandelt; wir erachten sie eigentlich als unechte Weissspatbildungen. Alle andern Weissspatbildungen zeigen auf der einen **Seite** Gefüge, die offensichtlich durch synsedimentäre bis diagenetische Faktoren verursacht worden sind (gebänderte Typen, synsedimentäre **Gleiterscheinungen**, etc.). Auf der andern Seite stellt man aber auch postdiagenetisch **beeinflusste** Gefügerelationen fest. Zu letzteren gehört neben der Einordnung ins Clivagesystem (p. 83) auch eine gewisse **Einregelung** der C-Achsen der wandständigen Kristalle im Falle der stromatitischen Gefüge (**Fig. 15**). Die C-Achsen stehen selten **parallel** den morphologischen Längsachsen der Kristalle, also senkrecht zur **Laminierung**. Sie scheinen in eine zur Grenzebene der Schichten mit einem Winkel zwischen 40 und 80° angelegte Zone eingeordnet zu sein. Es liegt für diesen einzelnen untersuchten Fall vermutlich eine tektonisch bedingte Einregelung der C-Achsen vor. Um Zusammenhänge zu erkennen, müsste die Untersuchung in **grösserem** Rahmen **anhand** von orientierten Stücken **durchgeführt** werden.

Sicherlich dürfen nicht alle Weissspatbildungen in ihrer heute vorliegenden Form derselben Ursache zugeschrieben werden; auf der einen Seite handelt es sich häufig um echte **Drusenbildungen** in Hohlräumen, auf der anderen Seite scheinen die Weissspatbildungen in einigen Fällen selektive Umkristallisationserscheinungen darzustellen. Als Ganzes dürften die Bildungen jedoch eng mit der Dolomitisation im allgemeinen zusammenhängen, unabhängig davon, ob diese diagenetisch oder postdiagenetisch («tektonisch»-)erfolgt ist.

Fassen **wir** diese Resultate zusammen, so **erkennen wir** folgende Hauptpunkte:

1. In den meisten Kalk-Dolomit-Gesteinen und in vielen Dolomitgesteinen ist eine eindeutige sekundäre Ersetzung von Kalk durch Dolomit festzustellen. Sichere Anzeichen von Entdolomitisation sind dagegen äusserst selten.

2. Die Gefügerelationen in den Kalk-Dolomit-Gesteinen sind durch verschiedenste Faktoren verursacht worden. Diese können sein: organisch, synsedimentär, **intraformationelle** Deformation, diagenetisch und tektonisch (postdiagenetisch).

3. Das **Gefüge** in vielen **Dolomitgesteinen** (mottled dolomites inklusive Weissspatbildung) ist häufig als Endeffekt einer kompletten, im Sinne von 2 erfolgten **Dolomitisation** anzuspochen.



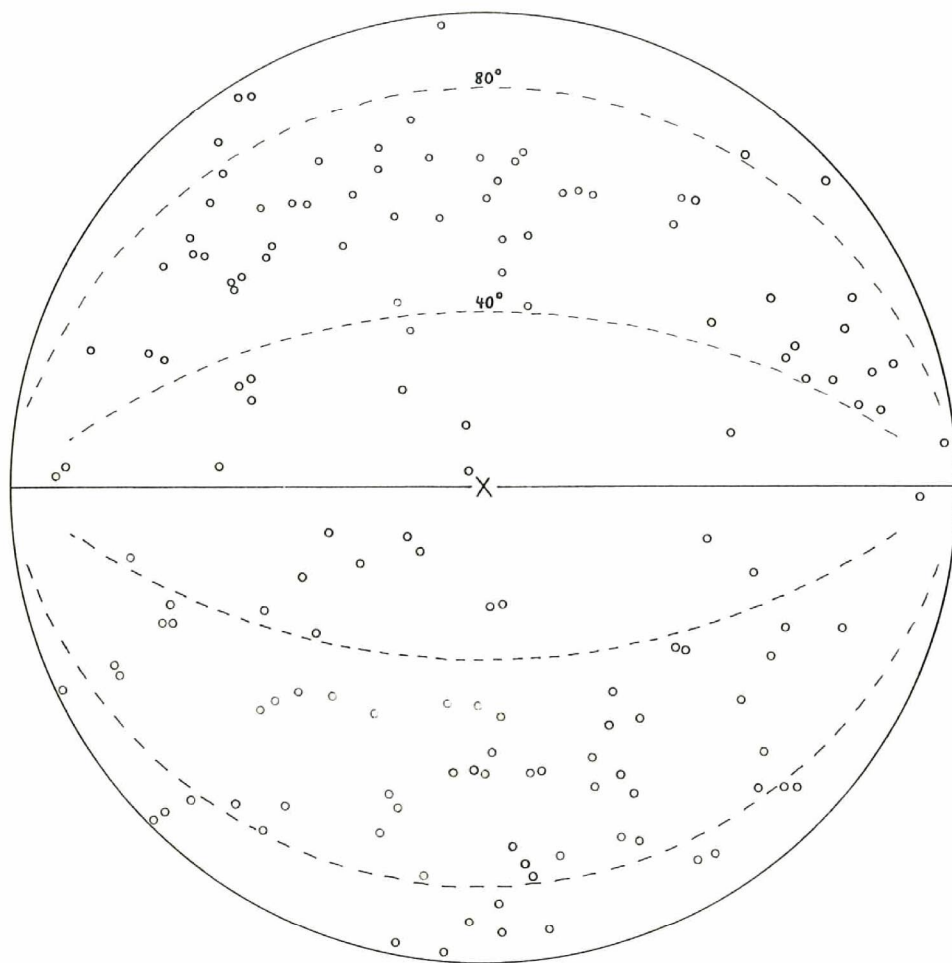


Fig. 15 C-Achsen-Diagramm von palisadenartigen Dolomitkristallen einer stromatitischen Weissspatlage. Schnitt zirka senkrecht Laminierung  
X = Spur der Laminierungsebene

### 3b) S- und T-Dolomit<sup>1)</sup>

Als Anzeichen von *T-Dolomit* muss man vorerst im untersuchten Material die **merismisch-phlebitischen** Gefügerelationen ansehen. Wir haben festgestellt, dass die Adern in den meisten Fällen ersetzte Calcitadern darstellen. Sie sind im dolomitischen Gestein bereits **reliktisch** erhalten. Das bedeutet: während oder nach der selektiven Dolomitisation der Adern hat eine weitere Umkristallisation im dolomitischen Anteil der Gesteine stattgefunden. In vielen Gesteinen beobachtet man, dass die selektive Dolomitisation der Adern direkte Beziehungen zu Gefügerelationen von Kalk und Dolomit

<sup>1)</sup> S-Dolomit: stratigraphisch kontrollierte Gefügerelation

T-Dolomit: tektonisch kontrollierte Gefügerelation (beides nach DUNBAR und RODGERS, 1958).

aufweist. An einem **schematischen** Beispiel **ausgedrückt ist** dies so zu verstehen: durchkreuzt eine **selektiv dolomitisierte** Ader z. B. ein stromatitisches **Kalk-Dolomitgefüge**, so kommt es **vor**, dass die Ader in den kalkigen Partien **calcitisch** ist, in den **Dolomitpartien** dagegen **dolomitisch** und **reliktisch** (Fig. 14e). Aus dieser **Tatsache** kann man folgenden **Schluss ziehen**: die **stromatitische Dolomitisation** erfolgte während oder **nach** der **Aderbildung**. Wir **glauben**, dass diese Dolomitisation der oben erwähnten **Umkristallisation** gleichzusetzen **ist**. **Nehmen** wir also Ader- und **Kluftbildung** zum Teil als tektonisch bedingt **an**, so erfolgte **gleichzeitig** oder nachher eine **Dolomitisation**, deren **Gefügerelation** zum Teil durch ältere, **schichtungsmässige Faktoren** beherrscht wird. Die andere Möglichkeit müsste **darin bestehen**, alle Adern als **diagenetische** Bildungen **anzusehen**. **Das** untersuchte **Material** gestattet **vorläufig** keine sicheren Schlussfolgerungen.

Suchen wir nach Kriterien für die Unterscheidung von S- und T-Dolomit im **Handstückbereich**, so **müssen** wir **feststellen**, dass es diese nicht **gibt**. Wenn wir nämlich die oben erwähnten **Dolomitisationen** als T-Dolomit **auffassen**, so **müssen** wir **feststellen**, dass auch diese tektonisch bedingte Dolomitisation die **ursprünglichen, synsedimentären** und **diagenetischen Strukturen** (Schichtung, etc.) abbildet. **Einen** Hinweis auf T-Dolomit oder zumindest auf tektonisch **gesteuerte** Umkristallisation scheinen immerhin einige **Weisspatbildungen** zu geben.

Als **Beispiel** einer **grösseren T-Dolomitmasse** erachten wir den weissen Klotz der obersten **Val Mela** gegenüber Brail (Tafel I, 3). Wir **vermuten**, dass die **Erscheinung** mit der differentiellen **Bewegung** zwischen **Unternor-Dolomit** und **Quaternals-Schichten** **zusammenhängt**. Die räumliche **Verteilung** des hellen **Dolomits** zeigt deutliche **Beziehungen** zu lokalen **Störungen** in diesem **Gleithorizont**. Wie bereits **erwähnt** (p. 78), zeigt der weisse Klotz von nahem gesehen **durchaus normale**, das **heisst** stratigraphische **Diktatoren** der **Gefügerelationen**. **Auffallend ist** vor allem die helle Farbe des **gesamten** Komplexes. Nehmen wir diese als charakteristisch für T-Dolomit im Meter-Bereich, so **müssen** wir **feststellen**, dass der **Unternor-Dolomit** **recht** stark vom T-Dolomit **durchzogen** sein dürfte. Wir denken **hier** vor **allem** an die erwähnten **Farbzonen** (p. 56), deren räumliche Anordnung **zum** Teil **recht unregelmässig** sein kann (Tafel I, 4).

### 3c) Primärdolomit

SANDER (1936, p. 177) definiert Primärdolomit **wie** folgt: «... dass in der Frühzeit der **Gesteinsbildung** Dolomit an eine Stelle im Gefüge kommt, an welcher nicht vorher Calcit war.» Damit ist über die Genese des Dolomitkornes nichts ausgesagt. Er kann klastisch sein, oder ursprünglich als Calcit (respektive Aragonit) ausgeschieden und vor der Einbettung dolomitisiert worden sein, oder schliesslich direkt als Dolomit ausgefällt worden sein. Im allgemeinen wird in der Literatur nur der letzte Fall als Primärdolomit aufgefasst. SANDER bemerkte jedoch mit Recht, dass es vorläufig keine sicheren Kriterien gibt, um diese Art der Genese in fossilen Sedimenten festzustellen. Zweifellos gibt es primären Dolomit **im** Sinne SANDERS (vergleiche SANDER 1936, AMSBURY 1962, SARIN 1962). Es ist aber zu betonen, dass diesbezügliche Kriterien meist nur in Kalk-Dolomit-Gesteinen festzustellen sind. Bei Dolomitgesteinen kann man höchstens negative Kriterien festlegen, also sekundäre Ersetzung als nicht erwiesen betrachten. Umgekehrt sollte in Kalk-Dolomit-Gesteinen jede noch so kleine Andeutung einer sekundären Dolomitisation zur Vorsicht mahnen, bevor man primären Dolomit als solchen anspricht. Wir haben bisher gesehen, dass die meisten Dolomite und Kalk-Dolomit-Gesteine des untersuchten Gebietes deutlich sekundäre Dolomitisation aufweisen. Es handelt sich um alle Fälle, wo die **sekundäre Überprägung** direkt zu beobachten ist, oder wo die

Gefügerelation durch diagenetische und jüngere Faktoren bestimmt **wird**. Allerdings muss man festhalten, dass bei mehrfacher Dolomitisation und Umkristallisation jede Spur von Primärdolomit verwischt **würde**. In den Kalk-Dolomit-Gesteinen des **Ober- nor** (Diavel-Schichten, Plattenkalk) scheinen aber einige Gefügerelationen auf die Möglichkeit von primärem Dolomit hinzuweisen. Es handelt sich um Fälle, **wo** zum Beispiel feinkörnige, dolomitische Pellets in einer calcitischen Grundmasse zu finden sind. In diesem Niveau, wie auch in den Quatervals-Schichten, sind oft die Komponenten von **Mikrobreccien** dolomitisch und liegen in einer kalkigen Grundmasse. In den zitierten Beispielen **findet** man jedoch auch sekundäre Dolomitbildung: die **Kalkgrundmasse** kann **zum** Beispiel partiell dolomitisiert sein mit deutlichen **Ersetzungs-**erscheinungen, oder die Pellets können durch einheitliche, sicher sekundäre Dolomitmikrokristalle ersetzt sein. Eine weitere Andeutung von möglichem Primärdolomit ist die im Plattenkalk festgestellte Dolomitisation von mergeligen Schichtflächen (p. 80). Problematisch sind in dieser Beziehung auch die **Drusendolomite** und die mit ihnen vergesellschafteten Gesteine. Man findet in ihnen keine Andeutungen von sekundärem Dolomit, so dass Primärdolomit in diesem Fall nicht ausgeschlossen zu sein scheint. In allen Fällen, wo äusserst feinkörnige Dolomite vorliegen, in denen alle Detailstrukturen schön erhalten sind, liegt die Vermutung nahe, dass es sich um Primärdolomit handeln könnte. Dasselbe gilt auch für die plattigen, nach **H<sub>2</sub>S** riechenden Dolomitbänke, die von **ähnlichen** Kalken weder **mikro-** noch makrofaziell zu unterscheiden sind.

Zusammenfassend möchten wir feststellen, dass in mehreren Dolomitgesteinen **Pri-**märdolomit vorkommen könnte, dass der Beweis für eine solche Entstehung ohne besondere geochemische Untersuchungen (Sr- und Ba-Isotope), die ausserhalb des Rahmens dieser Arbeit lagen, schwer zu führen ist.

### 3d) Zur Herkunft des Magnesiums und zur Zeitfrage

In den meisten bekannten Fällen erfolgt Dolomitbildung scheinbar durch **syndi-**mentäre bis diagenetische Umwandlung (Ersetzung) von Kalk durch Dolomit (M). Die Schwierigkeit besteht **darin**, die Milieuverhältnisse festzulegen, die eine solche Ersetzung begünstigen.

Bei syngenetischer **Umwandlung** muss das Meerwasser eine grosse Rolle spielen, während bei diagenetischen **Umwandlungen** eher die **zirkulierenden** Lösungen (engl.: **connate water**) **mass-**gebend wären. In **beiden** Fällen scheint das chemische Gleichgewicht, das die Bildung von Calcit oder Dolomit bestimmt, recht labil zu sein. Es wird beeinflusst durch Salinität, Temperatur, pH-Wert, **CO<sub>2</sub>-Druck**, Druck usw. Alle diese Faktoren sind wiederum von weiteren Bedingungen **abhängig**: Wir denken an organische (zum Beispiel Bakterien), tektonische Oszillationen der Sedimentationsplattformen, klimatische Schwankungen, Strömungsverhältnisse usw.

Erst die statistische Auswertung der Kombinationsmöglichkeiten, verbunden mit neuen Experimenten und Daten **könnten** hier **im** Laufe der Zeit eine Gesetzmässigkeit erkennen lassen.

Von Bedeutung scheint uns die Verteilung von Mg in rezenten Sedimenten zu sein (CHAVE 1954, FAIRBRIDGE 1955, STEHLI und HOWER 1961). BOGGILD (1930) und CHAVE stellten fest, dass Mg vornehmlich als Ionen im Kristallgitter des polymorphen Calcits vorkommt, und zwar angehäuft in organischen Resten. Dolomit scheint höchst selten aufzutreten. Die Fähigkeit des Calcits, **Mg** aufzunehmen, ist ungefähr umgekehrt proportional der Entwicklungsstufe der Organismen. Ferner stellte CHAVE fest, dass der Mg-Gehalt des im warmen Wasser gebildeten Calcits höher ist. Sowohl das Mineral **Aragonit**, als auch der Calcit mit hohem Mg-Gehalt (10–15%) sind **unstabil**. Beide

tendieren, sich nach Calcit mit geringerem Mg-Gehalt (1-2%) umzuwandeln. **Fossile** Gesteine sind meist aus Dolomit und Mg-armem Calcit aufgebaut. Eine Untersuchung des Mg-Haushalts bei **diagenetischen** Vorgängen wurde durch STEHLI und HOWER an Sedimentgesteinen in Florida durchgeführt. Höchst **interessante** Ergebnisse ergaben sich auch in bezug auf Sr, Ba und Mn. Die Analyse der rezenten Sedimente von Florida (es handelt sich um **Calcarenit-Calcilitit**, teils recht **schalenreich**) ergaben einen starken Gehalt an **Aragonit** und Mg-**Calcit** (total 70%). Dasselbe ergab sich auch für Proben aus den Bahamas, die vornehmlich als chemische **Kalkbildung** aufgefasst werden (ILLING 1954). Es wurde **durch** STEHLI und HOWER auch festgestellt, **dass flachmeerische Karbonatbildung** in warmen Gewässern primär bedeutend mehr unstabiles Material enthält als die **Karbonatbildungen** des tieferen Wassers. Dolomit **wurde** nie gefunden. Die Untersuchung der **pleistozänen** Gesteine gleichen **Typs** von Florida ergab einen starken Verlust von **unstabilem** Mg-**Calcit** **verglichen** mit den rezenten Bildungen. Der Aragonit ist dagegen noch weitgehend vorhanden. **Offensichtlich** ist der Mg-**Calcit** noch **unstabiler** als Aragonit. Die exotherme Umwandlung von Aragonit nach **Calcit** zieht eine **Volumenvergrößerung** von zirka 8% nach sich, was für die Porosität und damit Zirkulation von Lösungen wichtig ist. Bei der **Umwandlung** von Mg-**Calcit** zu stabilerem **Calcit** wird offensichtlich eine **bedeutende Menge** von Mg während der Diagenese frei. Dies **führte** nach den **Untersuchungen** von STEHLI und HOWER wohlverstanden nicht zu einer authigenen Dolomitisation. **Das schliesst** jedoch **spätere** Einwirkungen auf das Muttergestein oder auf umliegende Gesteine **nicht aus** (z. B. **zum** Zeitpunkt der **Aragonitumwandlung**).

Da Dolomit dichter **ist** als die **Einzelkarbonate**, würde vermutlich **Druckerhöhung** unter Mg-Zufuhr zu einer Dolomitisation **führen**. Ist aber das Mg **bereits** im Sediment vorhanden, **so würde** man dabei keine effektiven Zufuhrbahnen feststellen können. Neben dem Druck **müssten** immerhin vermutlich noch andere Faktoren mitspielen.

**Im vorliegenden Material** haben wir festgestellt, dass auch bei der Bildung von T-Dolomit im einzelnen ältere Strukturen (Schichtung usw.) **erhalten** bleiben und abgebildet werden. Dabei sehen wir von **Fällen** ab, wo man **eventuelle Zufuhrbahnen** für Mg-Lösungen annehmen **könnte** (E. B. **Schichtfugen**). In allen anderen Fällen scheint also sozusagen eine **«Entmischung»** **in situ** stattgefunden zu haben, wie dies auch in vielen Fällen von **diagenetischer** Dolomitisation anzunehmen **ist**. Die T-Dolomitisation scheint demnach in jüngerer Zeit die bis zu jenem Zeitpunkt **nur teilweise** zustande **gekommene** Dolomitisation nachgeholt zu haben.

### 3e) Zusammenfassung

In **bezug** auf den **Zeitpunkt** und die mögliche Mechanik der Dolomitisation **möchten** wir folgende Gliederung der **vorliegenden** Dolomit- und Kalk-Dolomit-Gesteine durchführen:

#### 1. Primärdolomit (i. S. SANDERS 1936).

Nicht sicher nachgewiesen, da eine fein differenzierte, sekundäre, selektive **Dolomitisation** primäre Strukturen **nachzeichnen könnte**. Wenn vorhanden, dann scheinbar **vornehmlich** an lutitische, **gasreiche** Karbonatgesteine gebunden (Drusendolomit). Daneben **auch** primäre **Dolomitisierung** von calcilititischen-calcarenitischen **Sedimentanteilen** vor **ihrer Einbettung**. In **rezentem** Sedimenten scheinbar selten auftretend, was **jedoch** aus verschiedenen Gründen nicht unbedingt auf die Verhältnisse in **früheren** Meeren übertragen werden kann (andere **Salinität, Wärmefaktoren**, vor allem aber der veränderte Ca-Raushalt **im Meer** seit der erhöhten Bildung von pelagischen **Karbonat-Sedimenten** aus Mikroorganismen seit der Kreide).

## 2. Sekundärdolomit.

In den meisten Gesteinen nachgewiesen. Offensichtlich mehrphasig und könnte daher Primärdolomit-Strukturen überprägen.

## a) Diagenetisch.

Erster Typ: Dazu selektive Dolomitisation von Schalen, Grundmasse oder **Komponenten** von Calcareniten. Wo die Dolomitisation fast ausschliesslich an solche Gefüge gebunden ist, **könnte** sie eine direkte Folge der Umwandlung von Mg-Calcit respektive Aragonit unter Einfluss der Wärmeverhältnisse im Meerwasser sein. Zum **grossen Teil** wahrscheinlich recht frühdiagenetisch.

Zweiter Typ: Alle weiteren sekundären Dolomitbildungen, die nicht eventuell als T-Dolomitisation aufgefasst werden können. Gefügeregelung und selektive **Dolomitisation** scheinbar durch relativ frühe, aber auch durch spätere diagenetische Faktoren **beeinflusst**, so dass eine Deutung einzig als frühdiagenetisch nicht genügt. Es scheint im Gegenteil der Zeitfaktor eine erhöhte Rolle zu spielen. Möglicherweise spielt die exotherme Umwandlung von Aragonit nach Calcit eine bedeutende Rolle, wobei ein Teil der Mg-Zufuhr aus der früheren Umwandlung von Mg-Calcit herkommen könnte.

## b) Postdiagenetisch.

Dazu gehören die Dolomitisationserscheinungen, die vermutlich durch tektonische Einflüsse verursacht wurden. **Charakteristisch** erscheint im Meter-Bereich (eventuell auch im Zentimeter-Bereich) die helle Farbe in Form des hellen, grobkörnigen Dolomits (vergleiche p. 77). Im Meter-Bereich stets unregelmässige Gefügerelationen in bezug auf alle anderen Gesteine. Oft (aber nicht immer) erkennbarer Zusammenhang mit tektonischen Störungen. Im Zentimeter-Bereich ist die Abgrenzung gegen diagenetische Dolomitisation nicht durchzuführen.

Erster **Typ**: Dolomitisation **mit** möglichen **Zufuhrwegen** von Mg (Schichtflächen, eventuell Klüfte [?], Scherflächen).

Zweiter **Typ**: Im Bereich des T-Dolomits **folgt** Dolomitisation diagenetisch angelegten Strukturen. Eventuell scheint es sich um «Entmischung» unter Druck zu handeln.

Für weitere Hinweise auf Dolomitisation vergleiche die folgenden Abschnitte!

## b) Silexbildungen

## 1. Beschreibung von Silexbildungen

Silexbildungen in der Form von Knöpfchen, Linsen, Bändern und eigenartigen Schnüren und Querschnitten treten, vorwiegend im Kalk, in der ganzen untersuchten Schichtreihe auf. Besonders reich an Silex sind die Kalke der unteren **Quaternalschichten** (vergleiche p. 60). In diesen wurden einige interessante mikroskopische Beobachtungen gemacht, auf die **wir** im folgenden eingehen möchten.

## 1a) Knöpfchen-Verkieselungen

In bezug auf genetische Fragen sind die kleinen Silexknöpfchen (Durchmesser 0,5–4 mm) recht aufschlussreich (Fig. 16).

Es zeigt sich meist ein konzentrischer Aufbau, in **dem** die Knöpfchen aus einem feinen Gemisch von Calcit **und** Quarz (resp. Chalcedon) bestehen, wobei im Kern  $\text{SiO}_2$  angereichert ist. **Zuweilen** ist der Kern ein **Pyritwürfelchen** oder **Karbonatkristall**. Um diese innerste Zone folgt eine Schale aus löcherigem, iinsaubere **Silex** mit viel Karbonat. In sehr kleinen, noch unentwickelten Kuöpfchen fehlt der **Schalenbau**, und es tritt strahlige **Chalcedonbildung** auf.

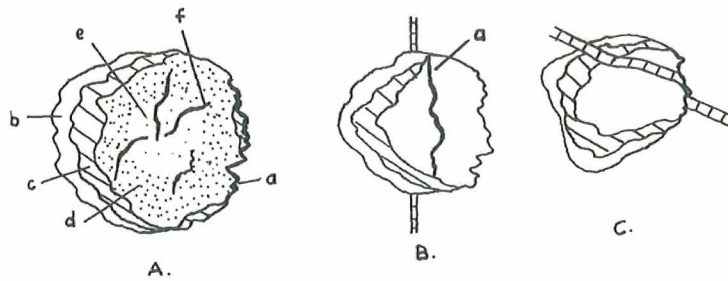


Fig. 16 Knöpfchen-Silex aus den Quattervals-Schichten

A. Schematischer Aufbau: a) **Stylolithrand**

b) **Calcitsaum**

c) **Quarzsaum**

d) **SiO<sub>2</sub> mit viel Karbonat**

e) **vorwiegend SiO<sub>2</sub>**

f) **mit opaker Füllmasse verheilte Risse**

B. und C.: Verhalten gegenüber Adern (vergleiche unten)

Interessant ist nun vor **allem** der Rand der Knöpfchen. Er kann im **selben Kieselgebilde** zweierlei Aussehen haben:

a) stylolithisch, lappig-buchtig mit opaken, **dunklen** Häutchen;

b) ein Saum von klarem Quarz (innen) und klarem Calcit (ausser).

Der **klare Quarzsaum** kann zuweilen auch an den stylolithischen **Grenzen** auftreten. Die **Stylolithe** setzen sich im Sediment nicht fort. Werden die **Knöpfchen** von **Adern** und Haarrissen geschnitten, so beobachtet man folgendes:

Ein erster **Calcitaderntyp**, durch **Fluoritführung** und **intergranulare, opake Füllmasse** (Pyrit) charakterisiert, wird am **stylolithischen** Rand versetzt, durchschneidet jedoch den **Quarz-Calcit-saum** (Fig. 16c).

Ein zweiter, vermutlich älterer **Aderntyp** durchschneidet zwar ein Knöpfchen, ist jedoch im Kern des **Knöpfchens** verschoben und nur noch als opaker, suturförmiger Rest vorhanden (**Fig. 16b**). Der Quarz-Calcitsaum hat die Ader bereits ersetzt.

Die Verteilung der zwei **Randbildungen** kann folgende sein:

1. rundherum **Stylolith**
2. rundherum Quarz-Calcitsaum
3. je **halbkreisförmig** symmetrisch (Fig. 16a)
4. symmetrisch abwechselnd, je zirka  $\frac{1}{4}$  Kreis einnehmend
5. **unregelmässig**

**Wir** haben es beim Stylolithsaum offensichtlich mit Druck-Lösungserscheinungen zu tun, beim Quarz-Calcit-Saum mit **Mineralneubildung**. Der **Stylolithsaum** stellt die Richtung des stärksten, der Quarz-Calcitsaum diejenige des geringsten Druckes dar.

Die Versetzung von Adern deutet auf **Massenverschiebungen** innerhalb der Silikifikationen hin. Sie sind aber kein Beweis für eine absolute Bewegung des Gesamtkörpers.

Ganz allgemein zeigt Silex in den untersuchten Gesteinen **häufig** deutliche **Sekundärnatur** wie Dolomit. Primäre **Kalkstrukturen** (zum Beispiel **Onkoide**) können fein abgebildet werden. Die Zeit, Ursache und der Diktator der Gefügerelation von Silex ist auch hier schwierig zu erkennen. **Anhand** der Knöpfchen stellt man fest, dass Umsetzungen in den **Silexknollen** nach der **Aderbildung** vor sich gehen, die Anlage des

Silex jedoch offensichtlich früher erfolgte. Wie schon bei der Dolomitisation ist wiederum die Bildungszeit der Adern von grösster Wichtigkeit.

### 1b) *Silex und Breccien*

Betrachten wir die **räumliche** Anordnung der Silexknöllchen und -schnüre in den Breccien der Quaternals-Schichten (Tafel I, 1, 2), so sehen wir in vielen Fällen eine deutliche Abhängigkeit von der **Komponentenform**. Der Silex ist also scheinbar nach oder während der Breccienbildung an seine heutige Stelle gelangt. Er passt sich auch deutlich alten Adern in den Komponenten an. In den Fällen, wo er direkt am Kontakt der Komponente mit der Grundmasse auftritt, ähnelt er in der Anlage eigentlich den Weisspat-Palisaden und Breccien (vergleiche unten). Einige, wenn nicht die meisten der Breccien erachten wir als diagenetische Bildungen (Thixotropie-Breccien). Es liesse sich die Theorie diskutieren, dass frühdiagenetisch angelegte Silexanreicherungen bei späterem, thixotropem Verhalten der Sedimente von neuem reaktiviert wurden und an neue Positionen gewandert sind. Dies würde die Abhängigkeit von der Form der Komponenten, ebenso die späteren Umsetzungen in Silexknöllchen und generell viele sekundäre Ersetzungserscheinungen verständlich gestalten.

### 1c) *Silex und Dolomit*

Es zeigten sich ganz allgemein zwischen sekundärer Silex- und Dolomitbildung gewisse Ähnlichkeiten. Man kann sich zum Beispiel Gagen, ob nicht die Palisadenbildungen von Weisspat an Breccienkomponenten geradezu ein Merkmal für thixotropes Verhalten der entsprechenden Gesteine sind. Dies wird durch den Habitus der Breccien unterstützt. Es sei hier nachgeholt, dass die Möglichkeit vom thixotropen Verhalten der Gesteine an und für sich für diagenetische Dolomitisation einen entscheidenden Faktor darstellen könnte.

Im allgemeinen ersetzt Dolomit (M) Silex. Daher sind Silexbildungen im Dolomit eher selten. Oftmals gewinnt man den Eindruck, als würde Dolomit mit Vorliebe Silexbildungen im Kalk ersetzen. Viele Dolomitaggregate weisen auch einen **eigenartigen**, buchtig-lappigen Umriss auf, wie er sonst für Silex charakteristisch ist.

**Häufig** findet man in Silexbildungen schöne Dolomithomboeder eingelagert. J. NEHER (mündliche Mitteilung) vermutet, dass solche Kristalle zum Teil unter dem Einfluss von Bakterien entstanden sein könnten.

### 1d) *Weitere Silexbildungen*

Neben den meist chalcedonreichen, oft mit Karbonat vermischten Silexbildungen treten zuweilen im Dolomit und im Kalk idiomorphe, häufig zweispitzige Quarze auf (Fig. 14a). Sie enthalten zonar angeordnete Einschlüsse. Bei deutlich sekundärem Dolomit bilden sie zum Dolomit gerade, einfache Ränder und könnten somit gleichzeitig mit diesem entstanden sein. Zweispitzige, authigene Quarze in Karbonatgesteinen sind bekannt. Oft sind sie vergesellschaftet mit authigenem Feldspat oder mit **evaporitischen** Bildungen.

$\text{SiO}_2$ , meist als Quarz, tritt auch in Adern auf und ist in solchen Fällen vergesellschaftet mit Dolomit, Calcit, Fluorit oder allen dreien. Es wurde ein Fall beobachtet, wo Quarz in jüngsten Calcitadern ausgeschieden wurde.

c) Weitere **Mineralbildungen**1. **Eisenverbindungen**

Schwefeleisen (meist wohl Pyrit?) tritt in den dunklen bis schwarzen Kalken meist als **mikrokristalline**, diffus verteilte Körner auf. In Dünnschliffen beobachtet man immer wieder Stellen, wo opake, intergranulare, «**pyritische**» Füllmasse ausgeschieden ist. Die Stellen sind **unregelmässig** im Gestein verteilt, häufig um **größer** kristalline Calcit- oder Dolomitnester, häufig in Adern und häufig mit stylolithischen Strukturen zusammenhängend. Auch in Fossilien, Silex usw. tritt Schwefeleisen auf.

In den oberen Mergeln ist Pyrit oft in Schalen angehäuft, ebenso in mergeligen Gesteinen des **Plattenkalks**.

Ein gewisser primärer Eisengehalt, vielleicht **vorwiegend** in der Form von Pyrit, scheint in den meisten Kalken ganz allgemein vorhanden gewesen zu sein. Er äussert sich häufig bei der Verwitterung durch rote Farbe oder limonitische **Überzüge** der Schichten (Ferrogruppe!). Auffallend sind ferner die oft lachsroten Schichtflächen der plattigen bis **schiefrigen** Kalke des Obenor. Dass das Eisenoxyd sich oft an sekundärer Lagerstätte befindet, zeigt die Abhängigkeit der Rotfärbung von Klüften.

In den oberen Mergeln und an der Basis der oberen Plattenkalke beobachtet man die schon erwähnten, durch eisenreiche, rote Substanzen **verkitteten** Schillkalke. Es handelt sich vermutlich um Kondensationshorizonte.

Die oft rote **Anwitterung** in Dolomitbreccien sowie in gewissen Feinschichten der Dolomite entpuppt sich unter dem Mikroskop stets als Abbildung von eisenreicher, **intragranularer** Füllmasse (vergleiche zum Beispiel Tafel VI, 6). **Wir** glauben, dass diese Füllmasse die bei der Dolomitbildung **übriggebliebene** Residualsubstanz des ersetzten, unreinen Calcits ist.

Weitere Andeutungen von Eisengehalt **sind** die bereits beschriebenen **Limonitknollen** der oberen Mergel. Viel seltener treten sie im unteren Dolomit auf.

2. **Sulfatminerale**

Sowohl im **Gesteinsinnern** als auch vornehmlich auf Schichtflächen der **Karbonatgesteine** der gesamten **Schichtfolge** beobachtet man häufig Pseudomorphosen von Calcit, Dolomit oder Quarz nach prismatischen **Sulfatmineralien**. Diese können einzeln auftreten oder als Gruppen und Rosetten vorkommen (Tafel X, 1, 2). Es ist auffallend, dass sie auf mergelig-knolligen Schichtflächen meist in den mergeligen Senken liegen.

A. WIRZ (1945) beschreibt aus dem **Ladin** (Meridekalke) der S-Alpen **Barytvorkommen**, die den vorliegenden Pseudomorphosen in der Form gleichen. Teilweise sind die Mineralien der Meridekalke ebenfalls durch Calcit und Silex ersetzt. **Wir** glauben, dass es sich im vorliegenden Fall hauptsächlich um Pseudomorphosen nach **Coelestin** und Baryt handelt. Diese Annahme wird durch einen Fund von teils **unersetztem Coelestin** bestärkt (Tafel X, 4). Der Coelestin **wurde** röntgenoptisch (Pulvermethode) sowie mit Flammenfärbung nachgewiesen. Nach der **Kristallform** zu urteilen, scheint es sich bei den meisten Pseudomorphosen um Coelestin zu handeln, der leichter löslich ist als Baryt und darum **wohl** besser durch andere Mineralien ersetzbar ist. Die Rosetten jedoch sind eine typische Ausbildung, die für Baryt spricht.

Die Baryt-Coelestinbildungen erachten **wir** als authigene Mineralbildungen. **Verkieselung** und Dolomitisation scheinen im Falle der sekundären Ersetzung jünger zu sein. Nach STEHLI und HOWER (1961) tritt in rezenten Sedimenten neben Mg auch Sr und Ba im Kristallgitter des Calcits auf. Bei der Diagenese geht dieser Gehalt bei der



Umwandlung des Calcits weitgehend verloren. Weitere Untersuchungen wurden durch F. SIEGEL (1961) durchgeführt. Er stellte fest, dass in rezenten Sedimenten (Florida) der Mg-Gehalt bei Zunahme des Sr-Gehaltes abnimmt. Dies scheint mit den mineralogischen Verhältnissen der organischen Bestandteile des Sedimentes zusammenzuhängen indem Sr an Aragonit, Mg dagegen an Calcit gebunden scheint.

Uns interessieren die Sulfatbildungen vor allem in bezug auf ihre Aussage über das Bildungsmilieu der Sedimente. Um in einem **Kalkschlamm** Baryt- und **Coelestinbildung** zu ermöglichen, müsste sulfatreiches Wasser auftreten. Wir stellen uns vor, dass diese Bildung im Sediment im allgemeinen rechtfrühdiagenetisch erfolgt. Die Rosettenbildung könnte allerdings als spätere Bildung aufgefasst werden. Sie ist deutlich jünger als eine Ader.

Die Rosette **liegt** auf der **Schichtfläche** in einer dunkelbraunen, syngenetisch gebildeten, tonigen Masse. Diese ähnelt sehr den sonst in **stylolithischen** Taschen gebildeten Residualhäutchen. Es könnte sein, dass die **Barytbildung** in diesem Fall mit den Druck-Lösungserscheinungen einer stylolithischen Fläche zusammenhängt, die Bildung demnach nicht allzu frühdiagenetisch erfolgt wäre.

Jedenfalls zeigen die **Sulfatminerale**, dass auch die primäre oder frühdiagenetische Bildung und spätere Ersetzung von Anhydrit oder Gips nicht ausgeschlossen sind. Diese Möglichkeit haben wir schon bei der Besprechung der Drusendolomite und der **Augenstrukturen** festgehalten.

### 3. Fluorit

Fluorit **wurde** in einigen Schliffen aus den tieferen Quattervals-Schichten und den oberen Plattenkalken mikroskopisch festgestellt. Es handelt sich beim Gestein stets um feine, calci- oder dololutitische, **kieselhaltige** Sedimente. In den Exemplaren aus den Quattervals-Schichten tritt der Fluorit selten in Adern, sondern vornehmlich in **kleinen** Nestern auf. Er verhält sich somit **wie** Dolomitnester. Die Nesterbildung ist im allgemeinen mit intergranularer Schwefeleisen-Ausscheidung vergesellschaftet.

Im Plattenkalk fanden **wir** Fluorit in einem feingeschichteten, vorwiegend **dolomitischen** Gestein. Die Feinschichtung **wird** durch Wechsellagerung von **schwarz/braunem** Dololutit und etwas größerem Calci-Dololutit gebildet. Es treten kleine, **idiomorphe** Coelestinkristalle auf. Das Gestein ist ein dem Drusendolomit eng verwandter Typus. Der Fluorit tritt auf als: klastisches Korn, ferner in Nestern und schliesslich in **quarzführenden** Adern und Hohlräumen. In letzterem Fall scheint der Fluorit Calcit zu ersetzen. Der Fluorit ist idiomorph und der Calcit bildet die intergranulare Füllmasse. Diese Struktur kann sehr fein ausgebildet sein und erinnert an **myrmekitische** Verwachsungen. Dolomitische Adern werden durch Fluorit **+ Calcit** deutlich ersetzt, so dass **wir** hier eine sichere Entdolomitierung vor uns haben.

Es scheint, dass der Fluorit in den meisten Fällen eine sekundäre Bildung darstellt, vermutlich spätdiagenetisch. Seine Auskristallisierung scheint mit randlicher Calcit-ausscheidung zusammenzuhängen. Über authigene Fluoritbildung in Karbonatgesteinen ist wenig bekannt. WIRZ (1945) erwähnt das Mineral aus den Meridekalken. RUCHIN (1958) erwähnt aus evaporitischen Dolomit-Gipsformationen Coelestin- und **Fluorit**-vorkommen.

### III. Zur Fazies von Nor und Rhät

#### a) Die Makrofazies der norischen **Schichtreihe**

##### 1. *Kalk und Dolomit*

Viele Kalke der norischen Schichtreihe sind voneinander kaum zu unterscheiden. Für die stratigraphische Unterteilung dienten neben der Abfolge noch weitere Kriterien (Bankungsrhythmus, Dolomit, Silex, Mergelgehalt etc.), da in den Kalken als solche die Unterschiede oft zu fein sind. Ein **auffallender Kalktyp** ist zum Beispiel der dickgebankte, fossilreiche Kalk der Diavel-Schichten. Auch er hat aber seine ähnlichen Vertreter in den **Prä-Grata-Schichten** und im Plattenkalk. Ein durchgehender Typ ist vor allem der dünngebankte, **mikrokristalline**, nach  $H_2S$  riechende Kalk.

Ob wir nun für die Dolomitisation zum Teil primäre oder nur sekundäre Bildung annehmen, irgendein bestimmter, primär angelegter Faktor muss die räumliche Verteilung im stratigraphischen Profil beeinflusst haben. Als solchen Faktor könnte man zum Beispiel den primären Gehalt an Magnesium-Calcit oder auch die **Verteilung** von Aragonit und Calcit im primären Sediment annehmen. Erst eine umfassende **petrographische** Untersuchung der umliegenden norischen Dolomite könnte eventuell zur Lösung der Frage führen, warum ausgerechnet im Quatervals-Gebiet grosse Anteile des Nors nicht dolomitisiert worden sind. Im vorliegenden Fall glauben wir aus den sedimentpetrographischen Untersuchungen feststellen zu dürfen, dass der Diktator der Dolomitisation sehr verschieden sein kam, dass die Dolomitisation zu den **verschiedensten** Zeitpunkten erfolgt ist, und dass selbst **jüngere** Ereignisse Dolomitisation **verursacht** haben. Wo aber Kalk von der Dolomitisation ausgespart **wird**, oder wo die primäre Struktur der Gesteine im Dolomit **reliktisch** erhalten ist, oder wo gar möglicher **Primärdolomit** vorliegt, schwankt die primäre Ausbildung der Gesteine in recht engen Grenzen und lässt sich durchaus mit derjenigen der zusammenhängenden Kalkserien vergleichen. Der oder die Faktoren also, die zur räumlichen Verteilung des Dolomits führten, können als solche kaum mehr erkannt werden. Wir sehen also, dass Dolomit als **Leitgestein** oder Faziestyp im vorliegenden Fall keine sichere Aussage über irgendeine **feststellbare** Faziesänderung im Primärsediment geben kann.

##### 2. *Tonschiefer und Mergel*

Eigentliche mergelige Bildungen oder Tonschiefer treten erst im Obenor merklich **auf**. Die oberen Mergel stellen in dieser Hinsicht einen starken Einschnitt in die allgemeinen Sedimentationsverhältnisse dar. Gegen **oben** nimmt der tonige Anteil wieder ab und wird erst in den oberen Plattenkalken wieder stark bemerkbar. Diese Bildung leitet zu den Kössener-Schichten über.

##### 3. *Kieselsäure*

Die Herkunft **der** Kieselsäure ist ungewiss. Die besondere **Anreicherung in bestimmten** Niveaus deutet auf einen Zusammenhang mit dem organischen Gehalt **der Sedimente hin**. Beim Abbau organischer Produkte wird der pH-Wert verändert, so dass im sauren **Milieu** die **Ausflockung** von Kieselsäure **begünstigt** wird (EMERY und RITTENBURG, 1952, STÄUBLE 1959).

## 4. Breccien

Wir unterscheiden in der Gruppe der intraformationellen Breccien den **syndimentären** Typus von späteren diagenetischen Bildungen. Die Genese der syngenetischen, oft **polymikten** Breccien ist schwierig zu erklären. Einige Mikrobreccien lassen im Anschliff ihre Bildung als Resultat von syndimentären Gleitungen **beziehungsweise** Erschütterungen im Sediment erkennen. Die charakteristischen Breccien des **unternorischen** Dolomits **könnten** wohl teilweise als «**Brandungsbreccien**» erklärt werden, was geringe Wassertiefe voraussetzen **würde**. Auf der Bahamas-Plattform bildet sich heute **Schichtzerbrechung** im Niveau zwischen Flut und Ebbe, indem die Sedimente wechselnd getrocknet und durchnässt werden. Dadurch **wird Kalkausscheidung** beschleunigt und es bilden sich leicht verfestigte Brocken (Strandbreccien). Eine ähnliche Bildung **syngenetischer** Breccien erwähnen **DUNBAR** und **RODGERS** (1958) als Folge von weitläufig, aber kurz ausgetrockneten Kalkschlammplattformen. Weitere Breccienbildung geschieht heute in den Bahamas auf den Oberflächen der verfestigten **Kalkfelsen** **infolge** plötzlicher Regeneinfälle, die zum Zerbersten der Gesteine führen.

**Alle** diese Erklärungsmöglichkeiten könnten für die vorliegenden syngenetischen Breccien herangezogen werden. **Noch** steht aber eine eingehende Untersuchung des norischen Materials aus, so dass wir diese Erklärungen nur als Vorschläge erwähnen **möchten**.

Die diagenetischen Breccienbildungen sind oft schwierig von anderen Typen abzutrennen. Für einige **Breccienbildungen** **möchten** wir das thixotrope Verhalten der Sedimente unter gewissen Umständen (z. B. Erschütterungen) verantwortlich machen (vergleiche E. GENGE **jun.**, 1958). Dies entspricht teilweise den von SANDER (1936) festgestellten paradiagenetischen **Inhomogenitätsbreccien** im Dachsteindolomit der Süd-Alpen. Die Bezeichnung SANDERS ist gut gewählt, da er den Grund der Breccienbildung auf allgemeine Inhomogenität des Materials **zurückführt**.

## 5. Schichtflächenmarken

Gemarkte Schichtflächen treten hauptsächlich **im** Obenor auf. Es handelt sich um Rippelmarken, Interferenzrippeln, Schleifspuren, Wurmbauten, knollige Schichtflächen, Trockenrisse und Saurierfährten. Im Untenor (Gipfel des Piz d'Esan) **wurden** ebenfalls Eindrücke festgestellt, die möglicherweise von Sauriern stammen. Ob der Reichtum **an** Schichtflächenmarken im Obenor primär grösser war als **im** Untenor, oder ob nur die **Mergelbildung** auf den Schichtflächen die Erhaltung begünstigt hat, ist ungewiss.

b) Die **Mikrofazies** der norischen **Schichtreihe**1. Spezielle **Mikrostrukturen** der **Karbonatgesteine**1a) Deutung der «**wolkigen Strukturen**»

Die «**wolkige** Struktur» (Fig. 14c, d; Tafel VII, 5) tritt in vielen Kalken und Dolomiten der norischen Schichtreihe auf. **Häufig** ist sie massgebend **an** der Feinschichtung **beteiligt**, indem sie mit Calc-Dolomit-arenitischen Lagen wechsellagert.

Die «**wolkige** Struktur» kann grundlegend als primäre oder sekundäre Struktur aufgefasst werden. Die Struktur besteht aus wolkigen, unscharf begrenzten, pigmentierten Feldern, die lenticularfaserig von dunkelbraunem, mikroskopisch unauflösbarem **Material** umgeben sind. Dabei kann letzteres stark überwiegen, sogar **dünne** Feinschichten bilden oder aber **stark** zurück-

treten. Die wolkigen Gebilde können je nach Grösse fein-mikrokristallines Korn mit diffuser Pigmentverteilung aufweisen. Des Übergang zur structure grumeleuse wird durch Zurücktreten der dunkelbraunen Substanz bewirkt. Oftmals ist die Grenze unscharf, oftmals auch eine scharfe Inhomogenitätsfläche. In die «wolkige Struktur» eingelagert findet man häufig kleine Schälchen sowie eigenartige Calcisphaeren.

Für die structure grumeleuse nimmt CAYEUX (1935) sekundäre Bildung als Umkristallisationserscheinung an. Für die sekundäre Bildung oder Überprägung der «wolkigen Struktur» sprechen folgende Tatsachen:

1. Die Vergesellschaftung und die Übergänge zur structure grumeleuse.
2. Adern werden an den dunkelbraunen Flasern versetzt (Fig. 14d). Damit scheint die Segregation des dunkelbraunen Materials ähnlich der Styolithbildung auf Druck-Lösungserscheinungen zu beruhen.

Es könnte sich demnach bei der «wolkigen Struktur» um den Ausdruck einer diagenetischen Kompaktionserscheinung, verbunden mit Umkristallisation, handeln. Dies müsste sich in einem feinstlutitischen Sediment mit viel unlöslichem Material abgespielt haben. Offenbar waren diese Lagen besonders reich an organischem Material, vielleicht an tonigen Substanzen. Diese Frage diskutieren wir deshalb, weil ähnliche «wolkige Strukturen» oft in bituminösen Karbonatgesteinen und anderen Sapropeliten auftreten (z. B. in sogenannten «Boghead-Kohlen»). Wir konnten sie selbst in einem Schliff eines bituminösen Dolomits der Seefelder-Schiefer beobachten. Dort wird die Rolle des dunkelbraunen Materials von bituminösen Substanzen, die in Hohlräumen braunes oder gelbes Kerogen bilden, übernommen. Die Feinschichtung des betreffenden Stückes beruht auf einer Verdichtung der sehr dünnen, bräunlichen, gekräuselten Lagen zu einer «wolkigen Struktur». In verschiedenen Kohlen, die wolkige Gebilde einschliessen, handelt es sich primär um fettige, pflanzliche Stoffe (Ölalgen). Die Möglichkeit, dass es sich bei den Feinschichten mit «wolkiger Struktur» ursprünglich um Lagen mit angereicherten pflanzlichen oder tierischen Stoffen irgendwelcher Art (fettige Gebilde) handelt, ist also nicht von der Hand zu weisen. Vorderhand sind dazu noch keine chemischen Untersuchungen durchgeführt worden.

## 2. Zur allgemeinen Mikrofazies (Tafel VI-X)

Aus zirka 130 Dünnschliffen ergab sich, dass die primäre Ausbildung der Karbonatgesteine calci-(dolo)-lutitisch bis -arenitisch war. Anhand des Materials konnten wir keine eingehende Untersuchung durchführen. Wir glauben aber, nach der makroskopischen Ausbildung der Gesteine zu beurteilen, die Haupttypen erfasst zu haben.

### 2a) Calcilutite

Die Genese von rezentem Kalk- respektive Aragonitschlamm ist noch nicht völlig abgeklärt (chemische, eventuell bakterielle Fällung oder Disintegrationsprodukte von Kalksand).

Calci-(Dolo)-Lutite treten in der ganzen untersuchten Schichtreihe auf. Ein typisches Beispiel ist der Drusendolomit, der gleichmässige Pigmentverteilung zeigt. Die Resedimentation in den Hohlräumen ist zwar stets etwas gröber, es bilden sich jedoch keine gerundeten Komponenten. Auch in Kalken finden wir analoge, undifferenzierte Schlamm-bildung. Daneben beobachtet man Calcilutitlagen, die immer im lutitischen Bereich, Resedimentation von gerundeten, dunklen und hellen Pellets zeigen. Der Lutit kann

schlecht sortiert sein, indem das Resediment im undifferenzierten Lutit schwimmt, oder es kann besser sortiert sein, indem der undifferenzierte Lutit zurücktritt. Eine weitere mikroskopische Ausbildung in den feinkörnigen Kalk-Dolomit-Gesteinen ist die «wolkige Struktur»). In die Lutite eingelagert finden sich Foraminiferen, Ostracoden und weitere Schalenreste. In vielen Fällen sind diese Reste verstreut («lutitischer Halbschillkalk»).

### 2b) Calcarenite

Calc-(Dolomit)-Arenit tritt ebenfalls in der ganzen **Schichtreihe** auf. Die charakteristischen Komponenten sind entweder «organisch» (Bruchschill, Echinodermenreste, **Algenbrocken**, **Mikrokoprolithe**) oder anorganisch (Ooide, Pelletbildungen im allgemeinen, Mikrobrecien sowie **traubige** Aggregate [**«grapestone»** ILLING, 1954]). Zuweilen beobachtet man, dass Komponenten durch Organismen randlich angefressen sind. Meist sind die Calcarenite nicht sauber und gut sortiert, sondern weisen einen beträchtlichen, variierenden Gehalt an karbonatischer, lutitischer Beimengung irgend einer Form auf. Es scheint die ganze Skala von Lutit über arenitischen-Lutit, **lutitischem**-Arenit bis zu reinem Arenit mit sekundärem Bindemittel vertreten. Letzterer Fall scheint allerdings sehr selten zu sein. Ausgesprochene Schillagen sind im allgemeinen bezeichnenderweise mit der calcarenitischen Fraktion assoziiert und zeigen damit deutlich die Energieverhältnisse im Wasser an.

### 2c) Feinschichtung

Feinschichtung tritt häufig und durchwegs auf. Sie beruht auf Wechsellagerung der erwähnten **Mikroausbildungen** unter- und miteinander. Zuweilen bilden die Lagen scharfe Grenzen zueinander, zuweilen Übergänge. Die Zerstörung der Feinschichtung durch grabende Organismen ist eher selten festzustellen. Dies dürfte auf die schlechten Lebensbedingungen im Sediment (Sauerstoffmangel) zurückzuführen sein.

### 2d) Zusammenfassung

Aus den erwähnten Schriffen scheint sich folgende, grobe Gliederung abzuzeichnen:

1. Unternor: vornehmlich **calci-(dolo)-lutitische** Gesteine (besonders **Quatervals**-Schichten). Enthalten sie karbonatisch-arenitisches Material, so ist dieses im allgemeinen schlecht sortiert und kann als schlammreicher Kalksand aufgefasst werden. Ooide treten kaum auf.

2. Obenor: nebst ähnlicher Mikrofazies wie im Unternor (unter anderem **Drusen**-dolomit) treten häufig etwas besser sortierte, **schillreiche** Calcarenite mit Ooiden auf (**«Spergenit»** i. S. PETTITOHN 1957). Die **lutitische** Fraktion tritt in solchen Gesteinen zurück. Man beobachtet deutliche sekundäre Karbonatbildung um klastisches Material. Doch ist die Unterscheidung von sekundärem **Karbonat** in diesem Sinne und Karbonatbildung bei späterer Umkristallisation schwierig durchzuführen (vergleiche STAUFFER 1962). Solche Gesteine sind zum Beispiel in den Diavel-Schichten (dickgebankte Typen) typisch ausgebildet. Die Gesteine sind auch häufiger homogener ausgebildet als die dünngebankten Kalke und Dolomite, die stets Feinschichtung aufweisen.

## e) Die Ablagerungsbedingungen der norisch-rhätischen Sedimente

## 1. Vergleichsmöglichkeiten

In der **neuen amerikanischen** Literatur werden ähnliche **Karbonatsedimente** wie die vorliegenden **häufig** mit den rezenten Bildungen **auf der Bahamas-Plattform** verglichen. Dies kommt **im Begriff Bahamit** (BEALES, 1958) zum Ausdruck. Kriterien für Bahamit sind nach diesem Autor:

1. Hochgradig, reine Karbonatsedimentation.
2. **Monomineralische**, eventuell sogar vorwiegend monogenetische **Körner**.
3. Ähnlichkeiten in strukturellen **Details** zu den von ILLING (1954) beschriebenen **Kalksand**en.
4. **Grossflächige**, uniforme **Gesamtfazies** mit Variation der **Mikrofazies**.
5. Relativer Mangel an **Makrofossilien** und **Schillbildung** (also nicht durchwegs **Schillkalk**e). Diese **wären höchstens** an der Peripherie der Sedimentations-Plattform zu erwarten.
6. Geringe Porosität.
7. Zuweilen Auftreten von **CaSO<sub>4</sub>** in kleinen Mengen.
8. **Kreuzschichtung** fehlt.
9. Oolithe im allgemeinen selten. Diese wären wiederum an peripheren Stellen der Plattform zu erwarten (**Stromrinnen**).

**Gegenüber** einem echten Bahamit mit viel **Kalksand** weist unser Untenor bedeutend mehr **Schlammfazies** auf. Dies tritt jedoch wohlverstanden an einigen Stellen des Bahamagebietes auch auf. Die **Karbonatgesteine** der Diavel-Schichten und viele **Typen im Plattenkalk** dagegen passen gut in den Rahmen der oben angeführten Kriterien. ILLING (1959) hat selbst **ähnliche fossile** Kalke des oberen Paläozoikums von W-Kanada untersucht. Die **tektonisch ungestörten Ablagerungen** eignen sich vorzüglich zu einem Vergleich mit **unserer** Schichtreihe, besonders da genügend **sediment-petrographische** Beobachtungen vorliegen. Beispielsweise zeigt die **Shunda-Formation** des **Unterkarbon** in vielen Beziehungen ähnliche Ausbildung wie das Untenor des **untersuchten** Gebietes. ILLING stellte vorwiegend dunkle **Kalkschlammfazies** fest, ferner **Dolomitisation**, **unsortierte Calcarenite** und sogenannte «**Birdseye**»-Strukturen, welche unseren **Drusendolomiten** gleichen (Tafel IV, 3, 4). Für die **Genese** dieser Strukturen schlägt ILLING vor: entweichende **Wassertropfen** oder **Gasblasen**, eventuell **Austrocknungserscheinungen** (Schrumpfung) oder **die Ersetzung** von primären Bildungen (zum Beispiel Anhydrit). Als **Bildungsmilieu** für diese **Sedimentation** nimmt ILLING **untiefe, ruhige**, mehr oder weniger **lagunäre** Verhältnisse an. Die Kalkfällung **erfolgte** vermutlich chemisch (bakteriell?) aus leicht **übersättigtem** Meerwasser.

## 2. Deutungsversuch

Nach der letzten, terrestrisch **beeinflussten** Phase im **Obercarn** setzt eine kontinuierliche **Karbonatsedimentation ein**. An der Grenze **Carn-Nor** bildeten sich auf der untiefen Plattform lokal kleine Inseln, die jedoch offensichtlich nach kurzer Zeit wieder **untertauchten**.

Das **unternorische** Meer war sehr **untief** und die **Wasserkirkulation** war stellenweise erschwert, so dass **lagunäre** Verhältnisse **auftreten** konnten. **Unzerstörte Feinschichtung**, die Erhaltung von **Fischleichen**, **Gasblasenbildung**, reichlicher **Silex**, **alles** dies deutet auf **reduzierende** Verhältnisse im Sediment und vermutlich im **darüber** liegenden Meerwasser (**hodennahe** Schichten) hin. Im Sediment scheint viel organisches Material ab-

gebaut worden zu sein (pflanzliches?). Durch das Sediment entwichen Gasblasen. Die andauernde Kalkfällung könnte vielleicht auf starke bakterielle Wirkung zurückgeführt werden. In der Feinschichtung zeigen sich jedoch feine Differenzierungen, indem der ruhig abgelagerte Kalkfaulschlamm mit Lagen abwechselt, die zum Teil eine stärkere Bewegung des Wassers anzeigen. In diesen Lagen aufgearbeitet findet man hauptsächlich Kalkfaulschlammbrocken und Pellets. Möglicherweise waren an der Aufarbeitung auch Organismen beteiligt. Diese periodische Aufarbeitung des Sediments deutet jedoch im allgemeinen auf **plötzliche** Wasserbewegung hin. Man könnte an grössere Stürme oder Sturmperioden denken, die von Zeit zu Zeit den Faulschlamm aufgewirbelt hätten (schlechte Sortierung). Eine damit zusammenhängende Verseuchung der oberen Wasserschichten **würde** wie in echten, tiefen, euxinischen Becken zu einem katastrophalen Absterben der schwimmenden Organismen (zum Beispiel Fische) führen. Es scheint jedoch, als ob diese Organismen diesen Lagunentyp schon zum vornherein gemieden hätten. Während und nach der Wasserturbulenz könnten für einige Zeit einigermassen lebensbejahende Bedingungen geherrscht haben. Doch scheint die Zeit zu kurz gewesen zu sein, als dass sich eine reichhaltige Fauna entwickelt hätte. Wenn wir hier von euxinisch sprechen, so meinen wir damit aber keineswegs extrem lebensfeindliche Bedingungen; es kommt immerhin eine verhältnismässig reiche, wenn auch **artenarme** Mikrofauna vor. Es scheint jedenfalls nie ganz zur Entwicklung von Bitumina gekommen zu sein, vielleicht gerade **infolge** der periodischen Durchmischung der Wasserschichten, die immer wieder-bereinigend **wirkte** und die Karbonatsedimentation weiterhin ermöglichte.

Mit dem Einsetzen der **mergelig-tonigen** Bildung der oberen Mergel erreicht **Tonschlamm** von einem nahen Land her die Lagunen. Es ist jedoch nicht ausgeschlossen, dass die mergeligen Sedimente auch auf eine laguneninterne Mangelsedimentation an Karbonat zurückzuführen wären. Der Grund dieser Veränderung in der Sedimentation könnte vielerlei Gestalt haben. Vielleicht handelt es sich um die in den Diavel-Schichten angezeigten extremen Flachwasserverhältnisse verbunden mit Strömungen. Dies würde zwar im allgemeinen eher Karbonatsedimentation begünstigen. Der terrestrische Einfluss scheint seitlichen Veränderungen unterworfen zu sein, indem beispielsweise die oberen Mergel der nördlichen Terza-Schuppe kalkiger ausgebildet sind. Es ist bemerkenswert, dass dort, wo die oberen Mergel am typischsten ausgebildet sind (**Quatervals-Decke**, S-Teil der Terza-Schuppe), die Dolomitbildung in den Quatervals-Schichten fast fehlt und im Obenor erst in einem **höheren** Niveau erfolgt.

Mit dem Zurücktreten der mergeligen **Bildungen** in den Diavel-Schichten **beziehungsweise im** obenorischen Dolomit scheinen die Lagunen auch vom Meer her weitgehend aufgeschlossen worden zu sein. Es bilden sich besser sortierte Sedimente (Spergenit) in extrem flachem, bewegtem Wasser. Zeitweise lagen grössere Flächen über Wasser, vermutlich **wattartig**. In den obenorischen Dolomiten und unteren Plattenkalken herrschte wiederum eine Mischung zwischen lagunären, stillen und flachen, turbulenten Wasser-Verhältnissen. Inwieweit sich diese **faziellen** Verhältnisse in der Mikrofazies seitwärts ablösen, ist noch ein Problem, das weiterer Untersuchungen bedarf.

Zur Bildungszeit der oberen Plattenkalke machte sich **schliesslich** der terrestrische **Einfluss** wiederum stärker bemerkbar. Möglicherweise fanden lokale **Emersionen** statt, verbunden mit der Bildung von **eisenreichem** Residualmaterial. Die **Karbonatsedimentation** erfolgt vermutlich unter ähnlichen Verhältnissen wie in den Diavel-Schichten. **Es** treten dazwischen noch immer stagnierende Verhältnisse auf, deren regionale **Ausdehnung wiederum ungewiss** ist (**mangrovenartige** Sümpfe, Teillagunen?).

Die sich durch das ganze Obenor anbahnende Besiedlung durch Organismen, welche immer wieder **infolge** der reduzierenden Verhältnisse gebremst wurde, entfaltet sich

**schliesslich** im Rhät. Wir glauben nicht, dass das **Rhät** im Sinne der Bahama-Plattform eine ausgesprochene periphere Bildung darstellt, **sondern**, dass viel eher einfach günstigere **Lebensbedingungen im Innern** des **Sedimentationsraumes** auftraten (vielleicht **durch** Veränderung der **Salinitätsverhältnisse** oder Strömung oder Tiefe). Gerade infolge des Wechsels der **Lebensbedingungen** ist es klar, dass die hier angenommene fazielle Grenze **Nor/Rhät** unter Umständen **gegenüber** der **biochronologischen** Grenze **Norian-Rhätian** zu hoch angesetzt sein könnte.

#### d) Allgemeine **fazielle** Vergleiche

##### 1. Engadiner Dolomiten und Ortler

###### 1a) Oberbau nördlich der Ofenpass-Strasse

Nach EUGSTER (1859) und anderen Autoren **setzt** sich die **Terza-Schuppe** gegen NE in den Oberbau nördlich der **Ofenpass-Strasse** fort. Die **lithologische** Ausbildung des **Nor** ist in **diesem** Gebiet **schlecht** bekannt. Es **zeichnet** sich die **Möglichkeit** ab, die unter dem **fossilführenden** Rhät des Piz d'Ivireina und des Piz Laschadurella **durchziehenden Kalkschieferzüge nicht** als Rhät, **sondern** als obernorische **Einlagerungen** aufzufassen, vielleicht sogar als **nordöstliche Vertreter** der oberen **Mergel**. Damit würden sie eine ganz **ähnliche** tektonische **Stellung** einnehmen, wie die **oberen Mergel am Murta-röl** in der Val **Tantermozza**. **Tatsächlich** zeigt das Nor nördlich der **Ofenpasslinie** eine ähnliche tektonische **Reduktion** gegen NW wie sie für die gesamte **Quatervals-Gruppe** gegen N charakteristisch **ist**. Weiter gegen NE (**Piz Zuort**, Piz Pisoc, Piz Lischana) ist eine mächtige norische **Dolomitserie** entwickelt, die als Hauptdolomit bezeichnet wird. Im Gegensatz zu der **untersuchten** norischen Schichtreihe der **westlichen Quatervals-Gruppe** ist die **Bezeichnung** in diesem Fall berechtigt. Am Piz **Lischana** **schliesslich** **transgredieren jurassische Schichtglieder (Lias?)** auf den Hauptdolomit. Bisher ist auf der Linie Piz Lischana-Quatervals-Gruppe ein **Faziesunterschied** respektive **-übergang** stets im Rhät gesucht worden. Eine «**Quatervals-Fazies**» des Rhät gibt es **jedoch** gar nicht. Demzufolge liegt der **Faziesunterschied** zwischen den **zwei** Endpunkten **vorwiegend** im Nor. Damit müsste ein **Faziesübergang ebenfalls im Nor** gesucht werden. Dieser scheint sich tatsächlich in der zunehmenden **Dolomitisation** der **norischen** Schichtreihe gegen N (**Quatervals-Decke** gegen Terza-Schuppe) und gegen NE (**Terza-Schuppe** gegen **Untere Engadiner Dolomiten**) **abzuzeichnen**. **Inwieweit** dieser heute erkennbare **Faziesübergang** einem Wechsel in der **Primärfazies** entspricht, ist noch ungewiss und kann **nur** durch eine **eingehende stratigraphisch-sedimentpetrographische Analyse** der **Untere Engadiner Dolomiten** abgeklärt werden. Es besteht jedenfalls die **Hoffnung**, ausgehend von der Gliederung des Nor im **Quatervals-Gebiet**, das Erosionsniveau des Nor am Piz **Lischana** **festzustellen** (zirka Grenze **Unternor-Obernor** ?; vergleiche **SOMM** und **SCHNEIDER** 1962).

Problematisch ist **vorläufig** die Eingliederung der schlecht bekannten Fazies der **Falcun-Mulde**, die sich gegen NE **ebenfalls** fortsetzt (EUGSTER 1959). Die Fazies scheint im **grossen** ganzen der in dieser **Arbeit** festgestellten norisch-rhätischen Fazies weitgehend zu **gleichem**. Die laufende Untersuchung **durch** B. **SCHNEIDER** (Zürich) dürfte hier bald Klarheit schaffen.

###### 1b) **Quatervals-Decke** und **Umbrail-Decke im Osten**

Gegen E scheint sich in der **Quatervals-Decke** dagegen keine vermehrte **Dolomitisation im Nor einzustellen** (vergleiche **POZZI**, 1957; **HÄSS**, 1953). Die von **HÄSS** gegebene



**lithologische** Gliederung des Nor entspricht unserer unternorischen Schichtreihe; das Obenor und eventuell Rhät müsste vermutlich in der Serraglio-Scholle, welche **Hess** mit der nördlichsten Schuppe **HEGWEINS** gleichsetzt, zu suchen sein.

Die Umbrail-Decke (i.S. **Hess**) weist nach diesem Autor eine **Hauptdolomitformation** auf, in der Kalkzüge fehlen. Es fragt sich aber, ob es sich bei der reduzierten Schichtreihe um das gesamte Nor handelt.

### 1c) Ortler-Zone im Osten

Die Gebirge um den Ortler sind für einen Vergleich gut geeignet, da sich **KAPPELER** (1938) eingehend mit der norischen Schichtreihe auseinandersetzt. Er stellt unter dem Fraele-Rhät zwei kontinuierliche Kalkzüge fest, die er zum Rhät rechnet. Als **Hauptbegründung** führt er an (p. 29): «... aber finden sich nirgends im ostalpinen **Sedimentationsraum** der rhätischen Alpen normal im Hauptdolomit, und zwar in dessen tieferen Partien, durchgehende Kalkeinlagerungen von so gewaltiger Mächtigkeit wie hier.» **FRECH** (1905) bezeichnet interessanterweise solche Kalkschiefer am Thurivieser, **Hochjoch** und Königsspitze als «**Pyritschiefer**». Seit den Untersuchungen von **Hess** ist die oben zitierte Begründung **KAPPELERS** nicht mehr stichhaltig. Vielmehr dürfte es sich tatsächlich um norische Kalke handeln. Die Bezeichnung von **FRECH** lässt sogar die Vermutung aufkommen, dass es sich bei den Kalkschieferzügen teilweise um äquivalente Bildungen zu den oberen Mergeln handeln könnte (letztere haben wir im Feld stets als «**Pyritschiefer**» bezeichnet!). Fassen wir also die Kalkzüge als norisch auf (der tiefere könnte eventuell in diesem Sinne unternorisch sein), so zeichnet sich im grossen ganzen eine starke Ähnlichkeit mit der von uns untersuchten Fazies ab. Im übrigen zeigen auch die norischen Dolomite der Ortler-Gruppe viele Ähnlichkeiten mit den von uns untersuchten Typen. **KAPPELER** beschreibt im unteren Teil des Hauptdolomits: ((Zerbrochene Dolomite, die mit reinem, weissem Material verkittet sind.) (Weisspat?). Ferner erwähnt er im mittleren Schichtkomplex: im Millimeter-Bereich feingeschichtete Typen, subaquatische Gleitbreccien, syngenetische Sedimentationsbreccien unsicherer Entstehung (er deutet sie als «**Strandbreccien**»), «**Erschütterungsbreccien**» (**Thixotrophie-Wirkung**?). Neben Gastropoden deutet er folgende Strukturen als Fossilreste: ((auskristallisierte Drusen, eventuelle **Diploporenreste**) (Drusendolomit?), «**lithodendronartige Bänke**, zum Teil Augen-ähnliche **Figuren**) (Augendolomite, mottled Dolomite?). Daneben scheidet **KAPPELER** unter dem Fraele-Rhät einen obenorischen Dolomit aus, der **kalkführend** sein kann und durch ausgezeichnete **Bankung** auffällt (nach **GUEMBEL**, 1891, sollen einige Kalke dieser Schichten **foraminiferenreich** sein). **KAPPELER** möchte von der Bezeichnung «**Plattenkalk**» im Sinne der nördlichen Kalkalpen absehen. **HAMMER** (1908) hat die tieferen Kalkzüge und die hangenden Dolomiten bis zum Fraele-Rhät als **Übergangsbildung** zwischen **Hauptdolomit** und Rhät angesehen (vielleicht unserem Obenor entsprechend).

Leider kennen wir die Verhältnisse aus eigener Anschauung zu wenig. Nach der Literatur zu beurteilen scheint sich aber doch eine recht enge fazielle Verwandtschaft zwischen der norischen Schichtreihe des Ortlers und der von uns untersuchten Schichtreihe abzuzeichnen.

Allgemein erscheinen Vergleiche im Rhät recht unsicher, da diese Übergangszeit durch starke epirogenetische Schwankungen ausgezeichnet war. Das Rhät der Ortler-Zone kennen wir aus **eigener** Anschauung von Varusch (**STEIGER** 1962). Dieses Rhät zeigt nicht, wie **KAPPELER** meint, eine **typische Kössener-Fazies**, sondern ist vorwiegend kalkig ausgebildet (zum Teil **korallogen**). Von Livigno an gegen E findet man im Fraele-Rhät blaue Kalke und graue, fossilführende Mergel. Vom **M. Pettini** an nach

E treten vorwiegend Tonschiefer auf, also scheinbar echte Kössener-Schichten. Das Profil der II Cantoniera (**KAPPELER**, p. 41) zeigt einen ähnlichen, allerdings geringmächtigen **Übergang** aus den obernorischen Dolomiten, wie wir ihn im Plattenkalk festgestellt haben. Im Val Vitelli sind in den **Tonschiefern** massige, wandbildende Kalke eingelagert. **Möglicherweise** umfasst also **ein** Teil der Kössener-Schichten **KAPPELERS** noch Equivalente der oberen Plattenkalke unserer Schichtreihe.

## 2. Weitere Gebiete Graubündens

Gegenüber dem **Ducangebiet** (**EUGSTER** 1923) zeigen sich Unterschiede im Nor. Der Hauptdolomit ist nach **EUGSTER** weitgehend reduziert **infolge** Trockenlegung (M. bia 10 m). Im Rhät sind gewisse Ähnlichkeiten in der Abfolge Kössener-Schichten-Hauptlithodenronkalk festzustellen.

Auch in den **Bergüner** Stäcken (**FREI** 1925; **OTT** 1925) und der **Albulakette** (**EGGENBERGER** 1926; **EUGSTER** 1924) ist der **norische** Dolomit im allgemeinen **transgressiv** (Basalbreccie), massig und hell ausgebildet und zum Teil ebenfalls stark reduziert. Eine eingehende Untersuchung der Lithofazies steht zwar aus. Persönlich hatten wir den Eindruck, dass der Hauptdolomit des Piz Uertsch sehr verschieden aussieht von Dolomiten der Quattervals-Gruppe, dass hingegen die Dolomitmasse der **Bergüner** Stöcke von Ferne gesehen teilweise vergleichbar scheinen. Das **fossilreiche** Rhät, sofern ausgebildet, scheint ebenfalls recht ähnlich zu sein.

In den Arosen Dolomiten (**BRAUCHLI** 1921) ist wiederum ein gering mächtiger Plattenkalk ausgebildet. Für das Rhät (inklusive **Übergangsschichten** zum Lias) gibt **BRAUCHLI** eine Mächtigkeit von **bis** 340 m an. Es fragt sich, ob hier nicht noch weitgehend Äquivalente unserer obernorischen Schichten einbezogen **sind** (Plattenkalk).

## 3. Ost- und Südalpen im allgemeinen

### 3a) Nördliche Kalkalpen

Die Sedimentationsverhältnisse zur norischen Zeit **dürften** in den 3 Hauptdecken (**Allgäu-**, **Lechtal-**, **Inntal-Decken**) recht ähnlich denjenigen im untersuchten Gebiet gewesen sein. Neben den Ähnlichkeiten in der Fazies sind jedenfalls keine grösseren Unterschiede festzustellen als zum Beispiel zwischen Quattervals-Gruppe und **Unterengadiner** Dolomiten. Es ergibt sich wiederum das Problem des Dolomits als «Fazies». An Ähnlichkeiten möchten wir festhalten: die oft mächtigen, kalkigen Grenzbildungen zum Rhät (Plattenkalke), die Ausbildung stagnierend-lagunärer Verhältnisse (**Seefelder-Schiefer**), ferner die **Übereinstimmung** einiger norischer Gesteinstypen (vergleiche **LEUCHS** 1928, **SANDER** 1936).

Auch im Rhät lassen sich **Übereinstimmungen** mit **grossen** Faziesgebieten der Bayerisch-Tirolischen **Kalkalpen** feststellen (vergleiche **FABRICIUS** 1960). Die **Korallen-einlagerungen** des **Murtaröl** wären im Sinne dieses Autors als «**Kössener-Korallen-Kalke**» aufzufassen.

Da uns etwas zu wenig Arbeiten zugänglich sind, möchten wir hier von einem allzu detaillierten Vergleich absehen.

### 3b) Weitere Gebiete

**Infolge** der stark kalkigen Ausbildung der untersuchten Schichtreihe drängt sich ein Vergleich mit der **Dachsteinfazies** auf. Es scheint jedoch, dass **höchstens** die **Diavel-**

r-Schichten. Das  
allerdings gering-  
Plattenkalk fest-  
dende Kalke ein-  
KAPPELERS noch

iede im Nor. Der  
enlegung (M. bis  
schichten-Haupt-

ulakette (EGGEN-  
inen transgressiv  
k reduziert. Eine  
a hatten wir den  
ssieht von Dolo-  
Bergüner Stöcke  
Rhät, sofern aus-

gering mächtiger  
n zum Lias) gibt  
nicht noch weit-  
(Plattenkalk).

3 Hauptdecken  
ersuchten Gebiet  
s keine größeren  
uppe und Unter-  
nits als «Fazies».  
a Grenzbildungen  
erhältnisse (See-  
typen (vergleiche

ziesgebieten der  
(0). Die Korallen-  
össener-Korallen-

e von einem allzu

reihe drängt sich  
stens die Diavel-

Schichten sowie gewisse Teile des oberrorischen Dolomits eine dachsteinartige, gleichmässig-rhythmische Schichtung aufweist. Im allgemeinen sind die vorliegenden Gesteine aber doch recht verschieden von der hellen **Dachsteinfazies**.

Gewisse Ähnlichkeiten zu unserer Schichtreihe findet man in den Gailtaler Alpen (V. BENNELEN 1957) sowie in **plattigen** Kalk-Dolomitgesteinen des Nor der Bergamasker Alpen (als heterope Fazies im Hauptdolomit, vergleiche DE SITTER und DE SITTER-KOONANS 1949).

Der Vergleich mit der «Zentralalpinen» Fazies des Brenner Mesozoikums (vergleiche KÜBLER und MÜLLER 1962) zeigt wohl gewisse Ähnlichkeiten, insbesondere einiger lithologischer Typen (Weissspatbildungen), im **grossen** ganzen erschwert jedoch die Metamorphose der Schichtreihe im betreffenden Gebiet einen detaillierten Vergleich.

## F. TEKTONIK DER «OBERTRIAS DER ENGADINER DOLOMITEN»

### I. Tektonische Gliederung und Ergebnisse

Die **grossräumige** tektonische Gliederung des gipfelbildenden obertriadischen Stockwerkes geht aus der folgenden schematischen Skizze hervor (Fig. 17).

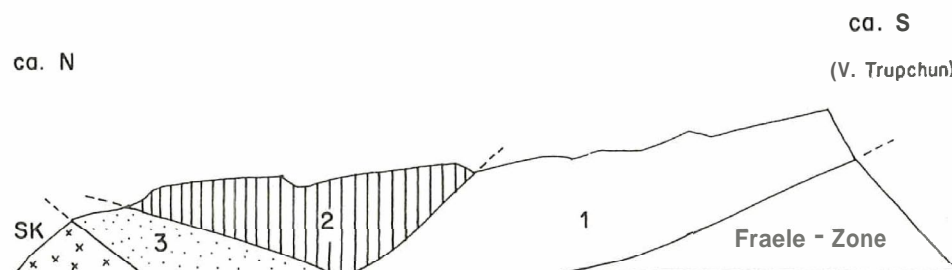


Fig. 17 Schema zur tektonischen Gliederung der «Obertrias der Engadiner Dolomiten»

- |                       |                           |
|-----------------------|---------------------------|
| 1 = Quattervals-Decke | 3 = Falcun-Mulde          |
| 2 = Terza-Schuppe     | SK = Silvretta-Kristallin |

Die Bezeichnungen sind von HEGWEIN (1927) übernommen. In jedem Fall wird unsere Abgrenzung der Einheiten derjenigen HEGWEINS gegenübergestellt.

Der vorliegende tektonische Baustil ist das Ergebnis **zweier** tektonischer Phasen. In der ersten Phase diente die Basis des Carn als wichtiges Gleithorizont, auf welchem die Obertrias und jüngeres abgeschoben wurde. Es kam teilweise zu **Überschiebungen**. Weitere Gleitniveaus in der **Obertrias** führten daneben zu einer ausgesprochenen Stockwerktektonik, **bei** welcher jeweils die höheren Stockwerke gegenüber den tieferen weiter verfrachtet wurden. In starren Gesteinskomplexen bildeten sich Schuppen. Die Bewegung erfolgte gegen den nördlichen Sektor (NW?). In der zweiten Phase erfolgte ein

Schub gegen S bis SW. Die dadurch entstehenden Bewegungsflächen verliefen diskordant durch die alten tektonischen **Flächen** und schälten aus dem alten tektonischen Gebäude neue Einheiten in der Form von Schuppen und **Überschiebungsdecken** heraus.

## II. Historischer Überblick

Ganz abgesehen von der regionalen Bogentheorie interpretierten SPITZ und DYHRENFURTH die Detailtektonik der obertriadischen Schichten der Quattervals-Gruppe als enge Falten. **Nr** als Beispiel sei erwähnt, dass sie den schwächtigen obernorischen Dolomit der Tantermozza-Scholle als Hauptdolomitmern einer **S-vergente** Falte auffassten. Die **Diavel-Schichten** respektive Plattenkalke wurden dementsprechend als Grenzniveau angesprochen. Bei prinzipiell gleichen stratigraphischen Voraussetzungen gelangte HEGWEIN an derselben Stelle zu einer Interpretation, die **eine Verschuppung** von Rhät und Hauptdolomit annahm. Dies ist ein Charakteristikum seiner tektonischen Auffassung. Insgesamt unterscheidet HEGWEIN in seiner Quattervals-Decke sieben Schuppen, die er mit den Buchstaben a–g (von **S** nach **N**) belegt. Als **Hauptschubrichtung** nimmt er einen Schub aus **S** oder **SE** an. Dieser Schub wurde teilweise gegen **NE abgelenkt**. Südlicherer Herkunft als **Quattervals-** und **Ortler-Decke** ist seine jetzt **nördlicher** gelegene **Umbrail-Decke (Terza-Schuppe und Falcun-Mulde)**. In die rückwärtigen Teile dieser **Decke** hätte sich die Quattervals-Decke eingespiesst, **wobei** die zirka gegen **NE** gerichtete Unterschiebung der tieferen Decke relative **S-Bewegung** der höheren, im geringeren Masse auch der tieferen Einheit bewirkt hat. Bei der **Einspiessung** resultierte eine doppelte Deckenverschuppung. Sowohl grosse **S-Bewegung** der Quattervals-Decke, als auch die Bogentheorie von SPITZ und DYHRENFURTH lehnt HEGWEIN ab.

**Hess** fasst die Schuppen a–e von HEGWEIN wie folgt auf (p. 120/121): «... abgesehen von den nachträglichen Verschuppungen, doch eine **gewisse** tektonische Einheit, ein einfaches, vom Obercarinien bis in die Kössener-Schichten reichendes stratigraphisches Profil, das in seiner Gesamtheit der Schichttafel der Quattervals-Decke **entspricht.**» Die östliche Fortsetzung der nördlichen Schuppen f und g (nach R. STAUB, 1937: **Diavel-Schuppen**) bezeichnet **Hess** als **Serraglio-Scholle** und fasst sie als höhere **Abspaltung** der Quattervals-Decke auf. Mit dieser Ansicht bewies **Hess** grosse Weitsicht, denn wenn man bedenkt, dass die Diavel-Schuppen aus Obernor und Rhät bestehen, was **Hess** in seinem Gebiet nicht feststellen konnte, so ist der oben zitierte Satz voll auf den gesamt tektonischen Aspekt der Quattervals-Decke im untersuchten Gebiet anwendbar.

## III. Tektonische Einzelbeschreibung

(Vergleiche Profile 1–8 und tektonische Karte)

### a) Quattervals-Decke

#### 1. *Umfang der Quattervals-Decke*

Als Quattervals-Decke bezeichnen wir im untersuchten Gebiet die der Fraele-Zone aufliegenden **Schubmassen** von Obertrias (Carn bis Rhät), die im nördlichen Teil auf kurze Distanz längs einer mittelsteilen, nach **S** ansteigenden listrichen Fläche von der

Terza-Schuppe überlagert wird. Damit fassen wir die Quatervals-Decke **ganz** im Sinne **HEGWEINS** als in bezug auf ihr Liegendes (Fraele-Zone) einheitliches, höheres Element auf. Der deckenartige Charakter dieser Einheit bezieht sich eigentlich in erster Linie auf die **Überschiebung** über die Fraele-Zone. Differenzen gegenüber HEGWEIN in der Abgrenzung ergeben sich im nördlichen Teil der Quatervals-Decke, wo **wir** auf Grund der Stratigraphie keine doppelte Verschuppung mit der Terza-Schuppe feststellen konnten.

Die Quatervals-Decke im obigen Sinne stellte zwar in bezug auf ihr Liegendes eine einheitliche Deckscholle dar, ist in sich jedoch tektonisch weiter gliederbar. Diese Gliederung steht im folgenden zur **Diskussion**.

## 2. Bau der Quatervals-Decke

### 2a) Bazi und Aufteilung des südlichen Dolomitsockels

Der südliche Dolomitsockel umfasst die carnischen **und** norischen, vorwiegend **dolomitischen** und in unserer Stratigraphie als **unternorischen** Dolomit **bezeichneten** Schichten, die im untersuchten Gebiet am **S-Ende** (Val Trupchun und Val Müschauns) und am W-Rand (Val Flin bis **Muot-sainza** Bön) der Quatervals-Decke aufgeschlossen sind. Sie bilden das eigentliche, zirka E-W streichende Rückgrat des Gebietes.

HEGWEIN **führt** eine tektonische Auftrennung durch, indem er eine basale **Schuppe** (Schuppe a) ausscheidet. STAUB (1937) bezeichnet die basale Schuppe als **Müschauns-Schuppe** und parallelisiert sie mit der Stelvio-Schuppe der Ortler-Gruppe. **Wir** sind **zu** der Auffassung gelangt, dass sich der südliche Dolomitsockel effektiv zweiteilen lässt. Allerdings betrachten **wir** die altbekannte Diskordanz an der Basis des Piz d'Esan als Trennung und gelangen so **zu** einer verschiedenen Auffassung über den Umfang der basalen Schuppe.

Die Basis des südlichen Dolomitsockels bildet die **Überschiebungsfläche** auf der Fraele-Zone. In der Val **Müschauns** streicht die Fläche WNW-ESE und fällt mit zirka 25° gegen NNE ein. Der Verlauf der **Ausbisslinie** im untersuchten Gebiet **ergibt** für die Morphologie der Fläche eine einfache Schaufelform. Sie fällt im S steiler ein, **im** N flacher. Der **Übergang** ist im W knickförmig, wie aus den **Verhältnissen** am Munt Blais hervorgeht. Von dem südlicheren, steilen Abschnitt der **Überschiebungsfläche** werden die Trupchun-Keile abgeschnitten, wobei nördlich des Munt Blais eine kleine **Verschippung** zwischen Fraele-Zone und Carn der Quatervals-Decke beobachtet werden kann. Der nördliche Abschnitt der **Überschiebungsfläche** senkt sich allmählich gegen N **und** greift immer in tiefere Schichten der Fraele-Zone ein. Die steileren Schichten der Quatervals-Decke sind ebenfalls durch die flacherliegende **Überschiebung** diskordant abgeschnitten, wie zum Beispiel das Carn **südlich** der Val Flin. Nördlich der Val Flin biegen die Schichten des südlichen Dolomitsockels allmählich in eine flachere, der basalen **Überschiebungsfläche** fast parallele Lagerung um. Der nördlichste Aufschluss der **Überschiebungsfläche** liegt in der Val Mela; in den **Lawinenrinnen** der Val Verda ist die Linie unter Schutt begraben.

Der südliche Dolomitsockel als Ganzes scheint auf **den** ersten Blick recht einfach gebaut zu sein. Es handelt sich um eine weiträumige, asymmetrische Mulde, deren S-Schenkel steil bis sogar senkrecht einfällt, und deren N-Schenkel am **Muot-sainza** Bön flach gegen N ansteigt. Diese Struktur ist verbunden mit einer starken Reduktion der Mächtigkeit **gegen** N, welche zum Teil durch das Absetzen an der basalen **Überschiebungsfläche**, zum Teil durch interne Gleitflächen verursacht wird. Die ganze Struktur gleicht also im NS-Profil einem flach gebogenen Keil mit N-gerichteter Spitze. Die Struktur **wird räumlich** komplizierter, indem die Mulde im **W** ein Achsengefälle von bis

30° gegen E aufweist. Das Achsengefälle betrifft aber nur die nördlichen Teile des Sockels (Region Val Mela). Wir können das Gebilde also wie folgt umschreiben: es handelt sich räumlich um einen leicht gebogenen Keil mit N-gerichteter Spitze, dessen zirka E-W bis SE-NW streichende S-Rand horizontal verläuft, dessen N-Kante jedoch torsionsartig abgedreht ist und E bis SE einfällt.

### Die Esan-Störung

Einen Überblick über den S-Teil des Dolomitsockels erhält man von P. 2601 in der Val Müschauns aus (Fig. 18). Der Dolomit ist von Scherflächen durchzogen. Eine davon (vergleiche Fig. 18, «A») bildet die Trennung der Schuppen a und b nach HEGWEIN. Die einzelnen Schollen sind leicht gegeneinander verstellt. Gegen N schwenken die Scherflächen meist in die allgemeine Lagerung der Schichten ein und sind dann nicht weiter zu verfolgen.

Die weitaus markanteste Störung stellt indessen diejenige an der Basis des Piz d'Esan dar. Sie lässt sich gegen ENE bis E weiterverfolgen. Wir erachten diese Linie als wichtigste Auftrennung der südlichen Quattervals-Decke und möchten im folgenden darauf eintreten.

Zur Auffassung von HEGWEIN sei bemerkt: die bruchartige Trennfläche (Fig. 18, «A») zwischen «Schuppen» a und b kann nach W über P. 2802 in den obersten Teil der Val Flin weiterverfolgt werden. Sie scheint sich weiter westlich in der S-Böschung dieses Tales geradlinig fortzusetzen. Das von HEGWEIN im W angegebene Umschwenken aus der steilen in eine flache, der basalen Überschiebung parallele Lagerung konnten wir nicht beobachten. Ebenso unsicher scheint uns die von HEGWEIN angenommene östliche Verbindung auf der Südseite der Val Müschauns. Nach der Intersektion der HEGWEIN'schen Trennflächen zu urteilen, müsste diese auf kurze Distanzen erratische Änderungen ihrer Form aufweisen. Wir glauben, dass der Fläche eher lokale Bedeutung zukommt, insofern jedenfalls als ihre Verbindung mit der Schuppenzone am Corno dei Cavalli höchst fragwürdig scheint. HEGWEIN selbst spricht sogar von sekundärer Bedeutung der Trennfläche im W. Ihrer Deutung als Trennung zweier Teilschuppen steht zwar nichts im Wege, doch scheint sie nach unseren Aufnahmen eher eine bruchartige Trennung zweier Schollen zu sein.

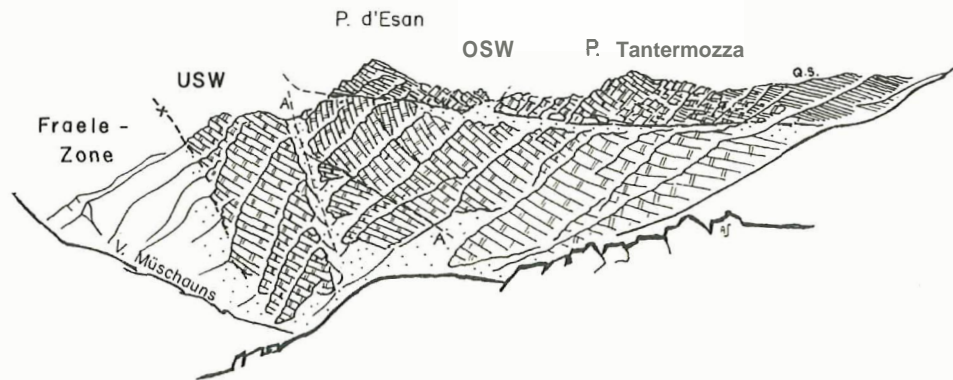


Fig. 18 Ansicht des Grates Piz d'Esan-Piz Tantermozza von P. 2601 aus

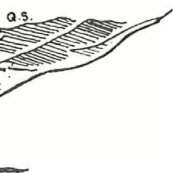
- USW = Unteres Stockwerk der Quattervals-Decke
- OSW = Oberes Stockwerk der Quattervals-Decke
- Q.S. = Quattervals-Schichten

lichen Teile des  
umschreiben: es  
er Spitze, dessen  
N-Kante jedoch

n P. 2601 in der  
gen. Eine davon  
nach HEGWEIN.  
[schwenken die  
sind dann nicht

er Basis des Piz  
hten diese Linie  
ten im folgenden

Fig. 18, «A») zwi-  
er Val Flin weiter-  
les geradlinig fort-  
in eine flache, der  
Ebenso unsicher  
seite der Val Mü-  
müsste diese auf  
ss der Fläche eher  
Schuppenzone am  
on sekundärer Be-  
a steht zwar nichts  
Trennung zweier



01 aus

Die Esan-Störung ist **nur** auf der S-Seite des **Esan-Quatervals-Grates** und auf der **W-Seite** des **Piz d'Esan** gut sichtbar. Gegen E und ENE treten vom **Piz d'Esan** her gesehen immer jüngere Schichten von oben an die Diskordanz heran. Der **Piz d'Esan** besteht vorwiegend aus dunklen Kalken, die **wir** als Kalkzüge innerhalb des unternorischen Dolomits auffassen. Gegen E folgt darüber ein grauer, vorwiegend dolomitischer Komplex, **sodann** am Piz Tantermozza **Prà-Grata-Schichten** und **schliesslich** am Piz **Quatervals** Quatervals-Schichten. In der S-Wand des Piz Quatervals biegen diese Schichten in eine der Störung parallele Lagerung um. Die Diskordanz ist an dieser Stelle daher nicht mehr gut zu erkennen; dazu tritt komplizierte Kalk-Dolomit Wechsellagerung auf, welche die Verhältnisse überdeckt. An dieser Stelle hat **HEGWEIN**, der Kalk als Rhät und Dolomit als Nor ausschied, ein ausserordentlich kompliziertes Kartenbild geschaffen.

Die Störung dürfte etwas unterhalb der Fuorcla Val Sassa durchlaufen. Steigt man in die **Val Sassa** ein, so steht man beim Anblick der E-Wand des Piz Quatervals wieder vor schwer zu deutenden Verhältnissen. Einerseits erkennt man eine flache bis leicht N-ansteigende Störungsfläche, andererseits ist aber deren Fortsetzung gegen N plötzlich nicht mehr festzustellen. Die zirka NE fallenden Quatervals-Schichten des Gipfels und des südlichen Vorgipfels stossen im S deutlich diskordant an der Störung ab, gegen N jedoch passen sie ihre Lagerung dieser immer mehr an, so dass sie **zu** einer **Schichtparallelen** und deshalb schwer zu erkennenden Störung wird (**«bedding plane fault»**) (Profil 1). Östlich von P. 3154 ist in der Val Sassa die Schichtfolge **Prà-Grata-Schichten**–**Quatervals-Schichten** aufgeschlossen. Im Detail **weisen** die **Prà-Grata-Schichten** an **dieser** Stelle wiederum **komplizierte** Dolomitisationserscheinungen auf, so dass eine genaue Abtrennung zum südlicheren, unterhalb der Diskordanz liegenden Dolomit nicht durchzuführen ist. Wie übrigens die Schichten an der Fuorcla Val Sassa, **streichen** auch hier die Schichten merkwürdigerweise lokal NNW-SSE. **Wir möchten** die in der obersten Val Sassa sichtbare Störung mit der Esan-Störung verbinden, obschon der Zusammenhang im Felde nicht verfolgt werden kann. Somit würde sich also die Esan-Störung im NS-Profil ein Stück weit nach N verfolgen lassen, **wird** dann aber durch die hangenden Schichten **«abgeschnitten»**. In diesem Sinne interpretierte auch **HEGWEIN** in seinen **Profilen** die Esan-Störung.

Die schuttreiche obere Val Tantermozza, die **iu zwei Teilkare** mit dem **dazwischen-** liegenden Piz Tantermozza endigt, lässt über die nördliche Fortsetzung der Esan-Störungsfläche ebenfalls keinen genauen Aufschluss zu. Im E-Kar ragt aus dem Schnee am Fusse des Piz Quatervals ein kleiner Aufschluss von tektonisiertem Dolomit diskordant in die Quatervals-Schichten hinein. Dasselbe beobachtet man am nördlichen Fusse des Kammes Piz Quatervals–Piz Tantermozza. Weitere ähnliche **Dolomit-** **aufschlüsse** finden sich unterhalb dem Piz Tantermozza sowie östlich des Tantermozza-Baches am Fusse des Blockstromes. Es steht durchaus offen, ob man diese Dolomite mit demjenigen unter der **Esan-Störung** verbinden möchte, oder ob man sie als **dolomiti-** **sierte** Partien im Hangenden der Störung auffassen **will**. Besonders **prekär wird** die Entscheidung, wenn man die komplexen Dolomit-Kalk-Grenzen im **W-Kar** betrachtet. Hier **wird** einem die **Schwierigkeit bewusst**, die durch komplizierte Detailtektonik, **un-** **regelmässige** Dolomitisation und unsichere Kriterien **zur** stratigraphischen Zuordnung der Kalke entsteht. Nach der theoretischen Konstruktion zu beurteilen, könnten die erwähnten Aufschlüsse **M** E-Kar ein Fenster darstellen. Im W-Kar dagegen wagen wir kein Urteil abzugeben.

Diese **Schwierigkeiten** wären nicht so gross, wenn **man** wenigstens auf der Engadiner Seite des **Piz d'Esan** die nördliche Fortsetzung der Esan-Störung klar erkennen könnte. Südlich der **Linie** Piz d'Esan–P. 2562 ist sie noch deutlich ausgebildet. Die WNW–ESE

streichenden, mit zirka  $30^\circ$  NNE-fallenden Schichten des **Piz d'Esan** sitzen deutlich diskordant auf den E-W streichenden, senkrecht bis steil N fallenden Dolomiten der N-Flanke der oberen **Val Flin**. Die hangenden Schichten zeigen an der **Störung Schlep-** pung gegen S. **Nördlich** der erwähnten Linie befinden wir uns im Gebiet der **Fourun** Val Torta. Der **unternorische Dolomitkomplex** nördlich davon ist durch zahlreiche, **schichtparallele Störzonen**, kleinere **Diskordanzen** und **komplizierte** Kalk-Dolomit-Relationen (vergleiche Tafel I, Fig. 4) gekennzeichnet. Auf den ersten Blick scheint sich die Esan-Störung vom **Fusse des Piz d'Esan** gegen N bis zu P. 2957 fortzusetzen als Trennung **zwischen** einer **hellen Dolomitmasse** (unten) und dunklen, **verfalteten Kalken** (oben). **Uns** scheint aber diese Linie eine Grenze von T-Dolomit zu sein mit entsprechender, disharmonischer **Fältelung** der **Kalke**. Die Verhältnisse auf der **Tantermozza**-Seite des Grates **untermauern** diese Ansicht. **Nach** den **Verhältnissen** in der Val Sassa zu beurteilen, wäre eher zu erwarten, **dass** sich die **Esan-Störung** in einer der **schicht-** parallelen **Störzonen** des **unternorischen** Dolomits fortsetzen müsste. Die markanteste **dieser Störzonen** mit ausgeprägter **Zertrümmerung** der Gesteine ist die tiefste, **welche** die Val Torta auf zirka 2200 m durchläuft. Es **handelt** sich um **dieselbe Störzone**, die **HEGWEIN** gegen S mit seiner **Trennfläche** der Schuppen a und b verbindet. Wir konnten, wie **bereits** erwähnt, die Verbindung **über** den **Vorgipfel** des **Piz d'Esan** (P. 2652) nicht mit Sicherheit **feststellen**. Die Verbindung der **Esan-Störung** mit **dieser** Störung in der unteren Val Torta müsste in der Val Torta verlaufen, **wofür** wir **zugegebenermassen** im **Felde** keine Anhaltspunkte gefunden haben (**Schuttbedeckung**). Die **Esan-Störungs-** fläche könnte sich **ebenso** gut gegen N **aussplittern** oder sich in einer höheren **Störungs-** zone fortsetzen. Die Abfolge der **unternorischen** Gesteine im Gebiet der Val Torta-Val Mela spricht dafür, **dass** die **kalkigen Züge** in den **unternorischen** Dolomiten **mit** den **Kalken des Esan-Gipfels** **zusammenhängen** könnten, und **dass** der obere graue Dolomit (vergleiche p. 56) damit dem **Dolomitkomplex** zwischen dem **Piz d'Esan** und dem **Piz Tantermozza** entsprechen würde. Dies **hätte** zur Folge, dass die **Fortsetzung** der **Esan-** **Störungsfläche** **jedenfalls** unter den **Kalkzügen** der Val Mela-Val Torta zu suchen wäre.

Fassen wir **einmal** diese Feststellungen **kurz** zusammen. Unter dem Piz d'Esan und dem Piz **Tantermozza** zieht sich eine markante **Störungslinie**, welche die hangenden Schichten diskordant abscheidet, durch. Im Hangenden stowen gegen E immer jüngere Schichten an die **Störung** heran; erst am Piz Quattervals ist auch parallele Lagerung zu beobachten. Gegen N **lässt** sich **diese Esan-Störungsfläche** in der Val Sassa und am Piz d'Esan als **flache**, zum **Teil** **schwach** gegen N ansteigende **listrische** Fläche auf kurze **Distanz weiterverfolgen**. Im hangenden Element **treten** in dieser Richtung (N) **wiederum** stete jüngere **Schichten** an die Störung heran. Dann scheint aber die Störung als «**bedding plane fault**» in die **allgemeine** Lagerung der **Schichten einzu-** **schwenken**. Nach **lithologischen** Kriterien zu **schliessen**, dürfte der unternorische Dolomit nördlich der **Fourun** Val Torta **grösstenteils** **znm** hangenden Element gerechnet werden.

Die **Esan-Störungsfläche** trennt unseres **Erachtens** zwei Elemente voneinander. Das liegende Element, bestehend aus **Carn** und **unternorischem** Dolomit bildet den steil bis senkrecht, N bis NE fallenden **S-Schenkel** des südlichen **Dolomitsockels**. Das hangende, zirka **NW-SE** streichende Element **umfasst** an seiner Basis im W den **grössten** Teil des **unternorischen** Dolomits nördlich der **Fourun** Val Torta, ferner den **unternorischen** Dolomit (respektive **Kalk**) am **Grat Piz d'Esan-Piz Tantermozza**. **Über** letzterem, mehr oder weniger **normal** damit **verbunden**, folgt die gesamte jüngere **Schichtreihe** der **Quattervals-Decke**. Wir unterscheiden demnach ein basales (**Carn** bis **Untenor**) und ein hangendes Stockwerk (im W mit **Untenor** beginnend, darüber **Schichtfolge** bis **Rhät**). Da wir keine **Verwirrung** in die Nomenklatur bringen möchten,



gebrauchen wir die Bezeichnungen «**Unteres Stockwerk (USW)**» und «**Oberes Stockwerk (OSW)**» und sprechen nicht von Müschauns-Schuppe (die ja etwas anderes ist) oder gar Quatervals-Schuppe, **-Teildecke**, etc.

Im folgenden **wird** uns die Tektonik des Oberen Stockwerkes beschäftigen, wobei wir noch einmal kurz auf den unternerischen Anteil im Westen zu sprechen kommen werden.

## 2b) Bau des Oberen Stockwerkes

Im OSW stellen sich gegen N **respektive** NE immer **jüngere** Schichtglieder ein. Dies rührt daher, dass die Schichten im grossen ganzen gegen N bis NE einfallen. Der Baustil der verschiedenen stratigraphischen Horizonte ist recht verschieden. Im folgenden werden wir diese Erscheinungen benützen, um die Beschreibung zu erleichtern. Wir teilen das OSW zu diesem Zweck in einen südlichen, aus Unternor und einen nördlichen, aus (wenig) Unternor, Obernor und **Rhät** bestehenden Abschnitt ein. Am Bau des nördlichen Abschnittes beteiligt sich im E nur ein kleiner Rest von unteren Quatervals-Schichten, die jedoch tektonisch vom südlichen Abschnitt getrennt sind. Wir **werden** feststellen, dass diese Trennung gegen W abgeschwächt wird, dafür eine südlichere Trennung an Wichtigkeit gewinnt.

### Südlicher Abschnitt

Auf der W-Seite der Val Sassa (vergleiche Profil 1) **bilden** die unteren Quatervals-Schichten über der Esan-Störung eine im grossen NE bis NNE fallende Schichtreihe. Dermassen bauen sie den S- sowie den N-Grat des Piz Quatervals bis zirka zum P. 2714 auf, **wobei** gegen NNE immer jüngere Schichten in die Talsohle gelangen. Dieser **gross-**zügige Baustil **wird durch** verschiedene S-vergente Aufstauchungen gestört, wovon die auffälligste nördlich des Piz Quatervals an den Grat stösst. Etwa in mittlerer Höhe zwischen Talboden und Grat teilt sich die unten als einfache, S-vergente Flexur ausgebildete Störung in zwei Teilstörungen. Die nördliche (b) bleibt flexurartig, die südliche (a) zeigt eine kleine, S-vergente **Schuppenbildung**.

Eine weitere Störung im nördlichen Anteil des Schichtkomplexes ist südlich P. 2714 zu beobachten. Die Schichten stellen sich fächerartig auf und sind gegen N bruchartig (Störung c) gegen den nördlich anschliessenden Schichtkomplex getrennt. Diese Störung bildet hier im E die Trennung des südlichen Abschnittes vom nördlichen Abschnitt des OSW. Von allen diesen Störungen ist auf der E-Seite der Valletta **infolge** der schlechten Aufschlussverhältnisse **wenig** zu sehen. Auf der W-Seite des Tales stellt man zwischen P. 2983 und P. 3068 zwei S-vergente Störungen fest. Die südlichere scheint kräftiger ausgebildet zu sein. Man erkennt im unteren Teil S-vergente Fältelung, im oberen Teil wiederum eine kleine Verschuppung wie in der Val Sassa. Die nördlichere Störung ist eine **Aufstauchung** gegen S. Es scheint uns möglich, diese zwei Störungen als westliche Vertreter der Störungen a und b der Val Sassa aufzufassen. Von der nördlichsten Störung der Val Sassa scheint an der Spi da Tantermozza nur noch eine unwichtige, bruchartige Fläche vorhanden zu sein (c).

Auf der E-Seite der Val Tantermozza (vergleiche Profil 3) ist die Fortsetzung der Flexuren a und b gut zu beobachten. Die südliche (a) zeigt nur noch leichte Verschönerung. Die nördliche (b) lässt sich **anhand** von hellen, massigen Felsen verfolgen, welche sich aus der Nähe besehen als Tektonite erweisen. Es handelt sich um verschweisste, stark gefaltete, **dünnebankte** Kalke. Die Störung b erreicht den Talboden der Val Tantermozza erst unterhalb der Talstufe bei P. 2348. Die Talstufe selbst ist **aus** unteren **Quatter-**

vals-Schichten aufgebaut und liegt unterhalb der Störung. Die nördlichste Störung (c) ist auf dieser Talseite ebenfalls zu erkennen. Sie scheint recht unwichtig zu sein und wird von der Störung b abgeschnitten.

Am N-Grat des Piz d'Esan ergibt sich ein stark vereinfachtes Bild (Profil 5a). Die Quattervals-Schichten passen sich der **allgemeinen** Struktur des **unternorischen** Dolomits weitgehend an und fallen am Blaisun gegen E, am **Muot-sainza-Bön-Sattel** gegen S ein. **Infolge** des Achsengefälles liegen die Quattervals-Schichten am Blaisun unterhalb der Störung b; die Störung selbst befindet sich an dieser Stelle schon in der Luft. Im Vergleich zu der einfach gebogenen Tafel des unternorischen Dolomits weisen die Quattervals-Schichten gewisse disharmonische Strukturen auf. Es treten keine stark S-vergente Aufstauchungen mehr auf, sondern nunmehr eine einfache, kleine Mulde und ein spitzer, leicht S-vergenter Sattel am Blaisun auf. Diese Strukturen dürften die westlichen Ausläufer der Störung a darstellen.

#### Zusammenfassung:

Damit können wir den Bau des südlichen Abschnitts des OSW etwa wie folgt umschreiben: an der Basis ist er im S diskordant, im N konkordant durch die Esan-Störungsfläche begrenzt. Diese verläuft vorerst als horizontal bis leicht N-ansteigende, EW bis ESE-WNW streichende Fläche auf kurze Distanz gegen N. Die im grossen WNW-ESE bis NW-SE streichenden, NE fallenden basalen Schichten des OSW stossen diskordant an der Störungsfläche ab. Gegen N taucht die Esan-Störungsfläche offenbar ab und ist als solche infolge der Konkordanz aller Schichten nicht mehr zu erkennen. Da das OSW im südlichen Teil eine Streichdivergenz zur Esan-Störungsfläche aufzuweisen scheint, und im W Achsengefälle gegen E aufweist, treten im Engadin ihre ältesten Schichten in Form des unternorischen Dolomits der Val Mela in mächtiger Entwicklung auf. Gegen E dagegen treten am Grat Piz d'Esan-Piz Quattervals aus denselben Gründen stets jüngere Schichten an die Esan-Störung heran. Die am Piz Quattervals selbst erkennbare Lagerung der hangenden Schichten parallel zur Störung ist wohl auf lokales Aussetzen des Gefälles gegen E zurückzuführen. Dieses Aussetzen entspricht derselben Erscheinung weiter nördlich in den Quattervals-Schichten der Val Tantermozza, östlich P. 2348. Östlich vom Piz Quattervals stellt sich dann wieder lokales, starkes E-Fallen ein, so dass der östliche Teil der Esan-Störungsfläche gegen E abtaucht, wobei die hangenden Schichten diese Umbiegung mitmachen.

Gegen N bildet die Basis des OSW eine flache Mulde. Die hangenden Quattervals-Schichten verhalten sich im grossen ganzen ähnlich, ihre Tektonik weist aber deutlich disharmonische Züge in bezug auf das Liegende auf. Gegen E taucht der unternorische Dolomit ab, so dass an der Spi da Tantermozza und an der Crappa Mala (im S) nur noch NE bis NNE fallende Quattervals-Schichten aufgeschlossen sind. Diese weisen S-vergente, teils verscherte Aufstauchungen auf, welche zirka SE-NW streichen.

#### Nördlicher Abschnitt

Im N der Bruchfläche c schliesst sich der nördliche Abschnitt des OSW an. Er ist aufgebaut aus Quattervals-Schichten bis Rhät. Im S wird die Tektonik hauptsächlich durch obere Quattervals-Schichten und obere Mergel bestritten, im N hauptsächlich durch Obenor und Rhät. Diese beiden Zonen unterscheiden sich im Baustil. Für die erstere ist vor allem im E enger Faltenbau charakteristisch, wir sprechen von der Zone mit Falten tektonik. Für die andere ist Schuppentektonik typisch; wir nennen sie Tantermozza-Scholle nach der prachtvollen Ausbildung auf der E-Seite der Tantermozza.

## Zone mit Falten tektonik:

Der Baustil dieser Zone ist am schönsten auf der E-Seite der Crappa Mala bei P. 2714 zu **beobachten** (Fig. 19). Man erkennt zwei durch eine N-ansteigende Scherfläche getrennte Synklinale. Beide besitzen nach S ansteigende Faltenachsebenen. Die höhere Synklinale ist **gegenüber** der tieferen relativ nach N **bewegt** worden. Die tiefere bildet eine synklinale Falte mit einem spitzen, **S-vergenten** Antiklinalteil im N. Das disharmonische Verhalten der Diavel-Schichten im Kern der Struktur ist gut zu beobachten. Gegen N wird diese Zone von einer gegen S ansteigenden Scherfläche von der Tantermozza-Scholle **getrennt**.

An der **Spi da Tantermozza** ist die Tantermozza-Scholle immer noch durch eine deutliche, bruchartige Fläche von den südlichen Schichten getrennt. Von den an der Crappa Mala festgestellten Strukturen südlich der Tautermoza-Scholle ist jedoch nicht mehr viel zu sehen. Auf der E-Seite der Spi da Tantermozza (Fig. 20) ist die westliche Fortsetzung der Zone mit Falten tektonik im S durch den Bruch **c** begrenzt. Der Baustil hat sich jedoch vollständig geändert; man erkennt an **der Trennungsfläche** zur Tantermozza-Scholle ein S-förmiges Abbiegen der oberen Quattervals-Schichten und der oberen **Mergel**. Der Bruch **c** im **S** ist, wie bereits erwähnt, nicht mehr so deutlich ausgebildet wie an der Crappa Mala. Noch klarer erweist sich dies auf der W-Seite der Spi da Tantermozza (Profil 3). Die Schichtfolge der unteren Quattervals-Schichten bis obere Mergel fällt mit einigen **schwungvollen** Schleifen steil unter der Trennungsfläche zur Tantermozza-Scholle ein. Hier erweist sich erst die volle Bedeutung der Störung **h** im südlichen Abschnitt des OSW. **Sie** entpuppt sich hier im W als wichtige **Scherfläche**, an der gegen N der Reihe nach die hangenden Schichten allmählich abgeschnitten werden. Die **unterhalb** der Scherfläche liegenden Quattervals-Schichten zeigen damit ihre tektonische Zusammengehörigkeit mit dem unternorischen Dolomit **des** Blaisuns. Die oberhalb der Scherfläche liegende Schichtreihe verhält sich dagegen hier im W als eigene Teilscholle zwischen der Scherfläche **b** und der Tantermozza-Scholle. Die **Trennungslinie c** hat hier im W dagegen an Bedeutung verloren.

Am Blaisun **schliesslich** gewinnt man **infolge** des Anstieges der Strukturen gegen W einen Einblick in die tieferen Partien der nördlichen Quattervals-Decke. Von der soeben festgestellten Teilscholle ist nichts mehr zu sehen, sie befindet sich bereits in der Luft. Der tiefere Teil des OSW stösst am **Muot-sainza** Bön mit dem unternorischen Dolomit direkt an die Tantermozza-Scholle mit einer NW-SE **streichenden**, etwa senkrecht stehenden Fläche.

## Tantermozza-Scholle:

Die Tantermozza-Scholle ist die nördlichste Einheit der Quattervals-Decke. Sie **wird** im S durch eine deutlich ausgebildete, oft bruchartige Scherfläche, im N durch die **Aufschiebung** der Terza-Schuppe begrenzt. Die Scholle ist in sich teilweise stark **verschuppt**. Die Verhältnisse auf der E-Seite der Crappa **Mala** (Fig. 19) sind sehr kompliziert. An der gegen **S** ansteigenden Scherfläche (Trennung zur Faltenzone) zeigt sich relative S-Bewegung der Tantermozza-Scholle gegenüber der Zone mit Falten tektonik. Um die interne Verschuppung der Tantermozza-Scholle zu **verstehen**, erwies es sich als notwendig, die Verhältnisse am nördlichen Spi da Val Sassa abzuklären. Auf der E-Seite **dieses** Grates ergab sich eine komplizierte, aber gut zu deutende **Schuppentektonik** (Fig. 21). Die Schuppen stellen das Resultat von gegen S verscherten Falten dar; die **Gleitbewegung spielten** sich im Niveau der **oberen Mergel** ab. Wir unterscheiden im Obenor drei Hauptschuppen (**I-III**). Auf der Val-Sassa-Seite des Grates sind **noch** Schuppen **II und III** sicher festzustellen, wobei **II** eine grosse, zirka E-W streichende

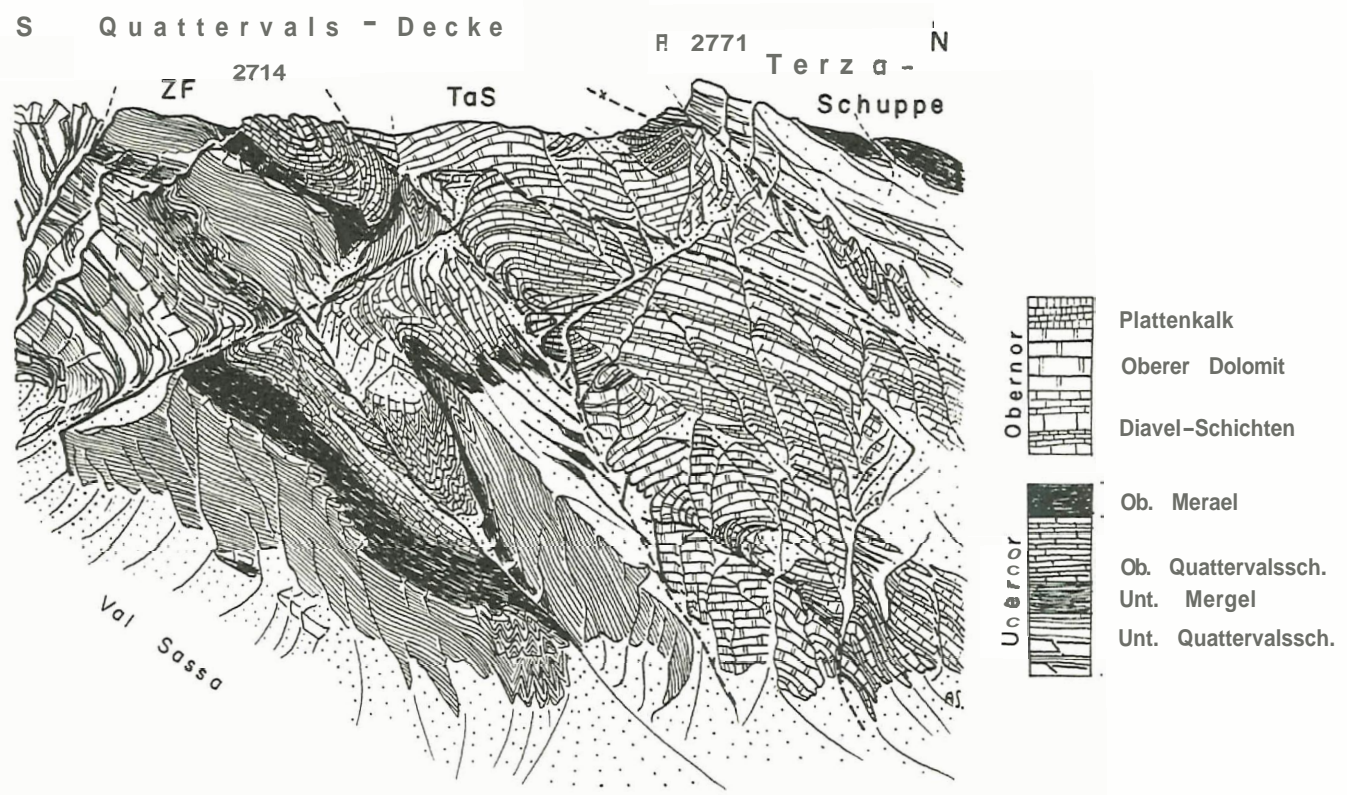


Fig. 19 Die Ostseite der nördlichen Crappa Mala von der Spi da Val Sassa aus  
 ZF = Zone mit Falten tektonik; TaS = Tantermozza-Scholle

Faltenzone bildet. Auf der E-Seite der Crappa **Mala** erkennt man die Schuppen **II** und **III**. Sie umfassen obernorische Schichtglieder. Nach unserer Ansicht ist **I** hier an diesem Grat nichts anderes als der Kern der tieferen Synklinale der Zone mit Falten tektonik. Über Schuppe **III** scheint aber noch eine höhere, an der Spi da Val Sassa nicht mehr vertretene Schuppe ausgebildet zu sein, die Obenor und Rhät umfasst (Schuppe IV). Die Schichten von Schuppe **IV** fallen auf der Valletta-Seite der Crappa Mala (Fig. 22) gegen WNW ein. Demzufolge ist gegen W nur mehr Schuppe IV vertreten, die in der Val Tantermozza die ganze Tantermozza-Scholle aufbaut. Auf der W-Seite der Valletta (Fig. 20) ist die Tantermozza-Scholle (Schuppe IV) mit einer geknickten, im unteren Teil N ansteigenden Bruchfläche neben und sogar etwas unter die südlicheren Schichten versetzt. Die **Bruchzone** ist in sich kompliziert aufgeteilt und zeigt starke tektonische Beanspruchung der Schichten.

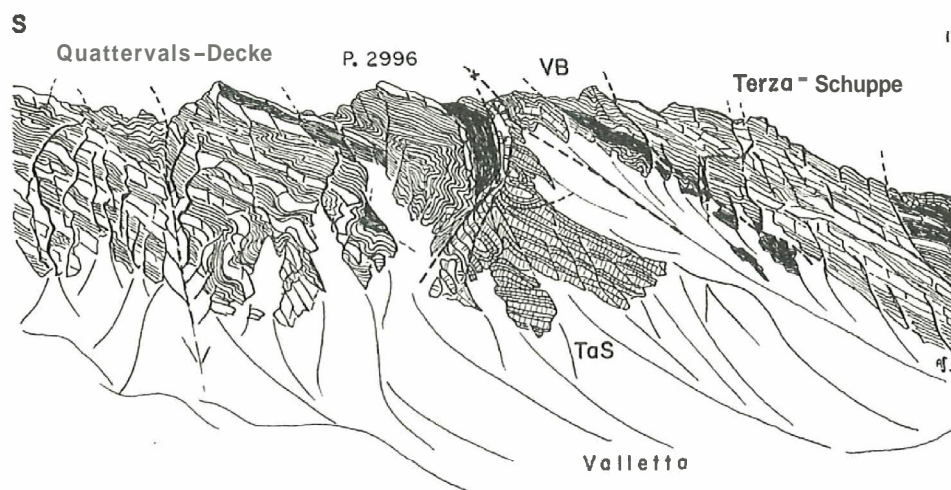


Fig. 20 Die Ostseite des mittleren Abschnitts der Spi da Tantermozza von der Crappa Mala (P. 2714) aus

TaS = Tantermozza-Scholle; VB = verkehrte Basis-Schuppe der Terza-Schuppe. Lithologische Legende vergleiche Fig. 19

Auf der W-Seite der Spi da Tantermozza (Profil 3) ist die bruchartige Trennung zwischen Tantermozza-Scholle und den älteren, südlicher liegenden Schichten prachtvoll aufgeschlossen. Die Schichten des Obenor und Rhät tauchen gegen die Talsohle zu immer steiler ab und bilden im untersten Teil noch EW-streichende, N-gerichtete Kniefalten. Von einer S-gerichteten Bewegung der Tantermozza-Scholle gegenüber der südlichen Zone ist nichts mehr zu bemerken. Die Schichten der Tantermozza-Scholle sind hier im W von zirka NS verlaufenden, kleinen Blattverschiebungen durchzogen.

Am Muot-sainza Bön **schliesslich** stösst der flachliegende bis leicht N-ansteigende unternorische Dolomit mit einer ausgeprägten Bruchfläche an den steilstehenden S-Schenkel der **muldenförmig** abtauchenden Schichten der Tantermozza-Scholle (Profil 5a).

Zusammenfassung:

Im Bau des nördlichen Abschnitts des OSW kann man im E prinzipiell zwei **Haupt**-elemente unterscheiden (Zone mit Falten tektonik und Tantermozza-Scholle). Diese

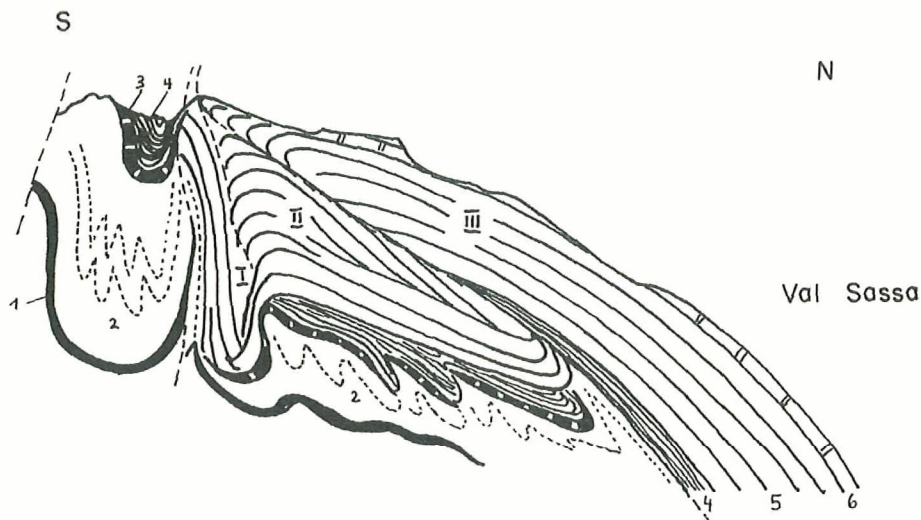


Fig. 21 Schematische Darstellung der tektonischen Verhältnisse auf der Ostseite der nördlichen Spi da Val Sassa

1 = Untere Mergel; 2 = obere Quaternals-Schichten; 3 = Obere Mergel; 4 = tiefere Diavel-Schichten; 5 = höhere Diavel-Schichten; 6 = obernorischer Dolomit. T, II, III vergleiche Text p. 115

unterscheiden sich in der stratigraphischen Zusammensetzung und demzufolge auch im Baustil. Am schönsten sind sie auf der E-Seite der Crappa Mala zu beobachten, wo sie sich deutlich vom südlichen Abschnitt des OSW durch den Bruch *c* abtrennen lassen. Gegen W ändert sich diese tektonische Konfiguration. Der zum Teil verscherte respektive in sich überschobene Faltenbau an der Crappa Mala wird an der Spi da Tantermozza durch einen ruhigeren, einfachen Baustil abgelöst. An diesem Grat hat auch der Bruch *c* nur noch sekundäre Bedeutung. Dafür entwickelt sich die im E noch unbedeutende, südlich liegende Aufstauchung *b* hier im W zu einer wichtigen Scherfläche, die eine obere Scholle (Quaternals-Schichten bis obere Mergel) von einer unteren Scholle (unternorischer Dolomit-Quaternals-Schichten) abtrennt.

Ebenso entspricht den im E komplexen S-vergenten Schuppen der Tantermozza-Scholle im W nur noch eine einfach gebaute Scholle. Die südliche Begrenzung der Tantermozza-Scholle ist zwar auch im W weiterhin sehr deutlich ausgebildet, zeigt aber nicht mehr, wie an der Crappa Mala Indizien für eine Aufschubung der Tantermozza-Scholle gegen S, sondern verhält sich eher als normale Verwerfung. Die Bruchfläche vereinigt sich an der Spi da Tantermozza scheinbar mit der Scherfläche *b*.

Die unterhalb der Scherfläche *b* liegende Einheit baut schliesslich im W den ganzen Blaisun auf und stösst mit einer starken Diskordanz an den S-Flügel der muldenförmig abtauchenden Tantermozza-Scholle. An dieser Stelle ist die Tantermozza-Scholle vorwiegend aus Plattenkalk und Rhät aufgebaut. \*

## b) Terza-Schuppe

### 1. Umfang der Terza-Schuppe

Die Terza-Schuppe schliesst nördlich der Quaternals-Decke an. Sie besteht wie diese aus carnischen, norischen und rhätischen Schichten. Im Gegensatz zur Quatter-

**vals-Decke** scheint aber in dieser Einheit der unternorische Dolomit weitgehend zu fehlen. **Überhaupt** ist stellenweise das Nor stark tektonisch reduziert. Insofern ähnelt der norisch-rhätische Anteil der Terza-Schuppe in seiner Zusammensetzung dem OSW im E, wo die Schichtreihe ebenfalls erst ab **Prä-Grata**-respektive Quatervals-Schichten vertreten ist.

Die südliche Begrenzung der Terza-Schuppe ist eine WNW-ESE-streichende, durchschnittlich mit  $45^\circ$  gegen NNE einfallende, **listrische** Fläche. An der Crappa Mala zeigt die Terza-Schuppe gegenüber der Tantermozza-Scholle relative **Südbewegung** (vergleiche Fig. 22).

Die Terza-Schuppe ist im untersuchten Gebiet an der Crappa Mala, an der Spi da Tantermozza und in einem versackten Rest am Muot-sainza Bön vertreten. Im N liegt das Carn der Schuppe mit einer flachgewölbten **Überschiebungsfläche** auf **obertriadischen** Schichten der Falcun-Mulde. Im W (Muot-sainza Bön) ist diese **Überschiebungsfläche** unter die Quatervals-Decke eingewickelt. **Im grossen** ganzen stellt die Terza-Schuppe eine im S auf der Quatervals-Decke und im N auf der Falcun-Mulde **liegende**, höhere Scholle dar.

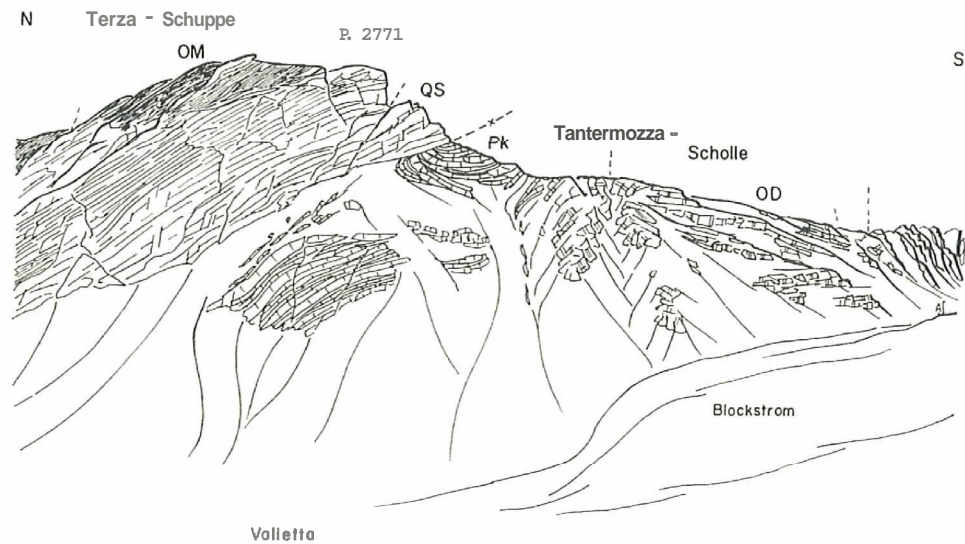


Fig. 22 Die Westseite der nördlichen Crappa Mala von der Spi da Tantermozza aus  
OD = obernorischer Dolomit; Pk = Plattenkalk; QS = Quatervals-Schichten; OM = Obere Mergel

## 2. Bau der Term-Schuppe

Ein charakteristisches Merkmal des Baues der Terza-Schuppe ist die allgemeine tektonische Trennung zwischen dem **carnischen** und dem norischen Anteil. Teilweise ist diese **Störungsfläche** als ausgesprochene **Winkeldiskordanz** sichtbar (S-Teil), **teilweise** geht ihre Existenz nur aus der Abfolge der Schichten hervor (indem Untenor fehlt).

Ein weiteres charakteristisches Merkmal ist das Auftreten von stets jüngeren Schichten des norisch-rhätischen Anteils der Schuppe gegen N. Dieser Baustil ist direkt vergleichbar mit demjenigen des OSW der Quatervals-Decke. Er beruht **darauf**, dass eben die N-fallenden Schichten an der Grenzfläche **zum Carn** der Reihe nach abgeschnitten

werden. Dies ist wiederum eine Folge der zahlreichen Gleithorizonte im Nor, welche eine differenzielle Verschiebung einzelner **Schichtpakete** (Gleitbretter) gestatteten.

Als Ganzes streicht die Terza-Schuppe **gegen W** in die Luft hinaus, so dass ihre Basis auf der W-Seite der Spi da Tantermozza zugänglich ist.

Im S-Teil der Schuppe ist eine kleine, verkehrt liegende Basisschuppe ausgebildet. Nördlich **daran schliesst** die normal liegende, kompliziert verschuppte basale **Schichtreihe** (Quatervals-Schichten-obere Mergel) an. Noch weiter nördlich **folgt**, wie schon in der Quatervals-Decke meist bruchartig abgesetzt, der obernorisch-rhätische Komplex der Terza-Schuppe. Diesen nennen wir Valletta-Scholle. Innerhalb der **Terza-Schuppe** nimmt die Valletta-Scholle eine analoge Stellung ein, **wie** die Tantermozza-Scholle innerhalb der Quatervals-Decke. Die Valletta-Scholle baut den **grössten** Teil der Terza-Schuppe an der Spi da Tantermozza auf. Ganz im N schliesslich (Murtaröl) werden die norisch-rhätischen Schichten durch einen Bruch begrenzt, der das Carn (im N) neben Obenor und Rhät (im S) setzt. Dieses Carn wird am Murtaröl von einem Dolomitkomplex überlagert. Diesen Dolomit fassen wir als unternorischen Dolomit auf (vergleiche p. 58). Diese **Schollenbildung im N-Teil** der Terza-Schuppe bezeichnen wir als **Murtaröl-Scholle**.

Die **Differenz** zwischen unserer und der HEGWEINschen Trennung von Terza-Schuppe und Quatervals-Decke ist als Folge des Unterschiedes der stratigraphischen Gliederung zu bewerten. HEGWEIN fasst **den** obernorischen Dolomit der **Tantermozza-Scholle** als Schuppe f auf. Die darüber liegende Serie **Plattenkalk-Rhät** fasst er als «**Quatervals-Rhät**» mit der hangenden, basalen Serie der Terza-Schuppe (**Quatervals-Schichten** - obere Mergel) zur höchsten Schuppe g zusammen. Dies, obwohl doch zwischen dem Rhät der **Tantermozza-Scholle** und den **Quatervals-Schichten** der Terza-Schuppe eine deutliche, von ihm selbst eingezeichnete **Scherfläche** durchzieht (**ganz** abgesehen von der verkehrten Basis-Schuppe, die HEGWEIN ebenfalls nicht erkannte). Erst die Valletta-Scholle (**Obenor-Rhät**) bildet nach der Meinung HEGWEINs die Terza-Schuppe («**Hauptdolomit**»-Rhät).

#### 2a) Südliche, verkehrte Basis-Schuppe

Diese bildet an der Spi da Tantermozza einen gegen N ausspitzenden Keil zwischen dem Rhät der Tantermozza-Scholle und den Quatervals-Schichten der Terza-Schuppe. Sie ist aufgebaut aus oberen Quatervals-Schichten, oberen Mergeln sowie Reste von Diavel-Schichten. Die Schuppe ist in sich leicht verschuppt mit S-vergerten **Aufschiebungsflächen**. Als Gleitniveau diente wie immer der Horizont der oberen Mergel.

#### 2b) Die basale **Schichtreihe** (Quatervals-Schichten-obere Mergel) und die Valletta-Scholle

Der norisch-rhätische Komplex der Terza-Schuppe bildet in der westlichen **Quatervals-Gruppe M** grossen gesehen eine Mulde. Im S-Schenkel der Mulde sind unternorische Schichten vertreten. Gegen N keilen diese an der **Trennungsfläche** zum Carn weitgehend aus, und nur der obernorisch-rhätische Komplex (Valletta-Scholle) macht die **Umbiegung** in die flache Lagerung mit. Er wird dabei gegen N tektonisch stark reduziert, so dass schliesslich die im Kern der flachen Mulde liegenden Rhät-Schichten fast auf Carn zu liegen kommen (Murtaröl). **Infolge** der Zusammensetzung der Schichtreihe sind **bei** der tektonischen Bildung dieser Gesamtstruktur verschiedenste Gleitniveaus entstanden. Dies ergibt im Detail eine ausserordentlich komplexe Tektonik, welche durch die veränderliche Dolomitisation eines gegebenen Komplexes noch komplizierter wird. Es scheint uns darum wichtig, vor allem den Überblick über den einfachen, im **grossen muldenförmigen** Bau der Terza-Schuppe nicht zu verlieren.



Über der verkehrten Basis-Schuppe folgen vorerst die N bis NNE fallenden unternorischen Schichten (Quatervals-Schichten—obere Mergel). Diese sind im südlichen Anteil der Schuppe noch ganz kalkig ausgebildet. An der Crappa Mala (Profil 1) bewirkt das komplizierte Zusammenspiel von gegen N abtauchenden Scherflächen einerseits, und horizontalen bis gegen N aufsteigenden Scherflächen andererseits, im **Unternor** ein geradezu chaotisches Bild von einzelnen Schichtpaketen und Schuppen. Dazu kommt noch das disharmonische Verhalten **zwischen** diesen Schuppen und der Serie der oberen Quatervals-Schichten—obere Mergel. Man kann prinzipiell an der Crappa Mala drei Hauptschuppen (a, b und c) unterscheiden (vergleiche **Profil 1**). Schuppen a und b zeigen noch eine gewisse Beziehung zueinander, indem ihre jüngeren Schichten eine einfache, S-vergente Verschuppung mit **Muldenbau** im südlichen Element zeigen (Schuppe a). Dagegen zeigt Schuppe c gegenüber den zwei anderen Schuppen ein vollkommen disharmonisches Verhalten. Sie ist an einer nach S aufsteigenden Scherfläche auf Schuppe a aufgeschoben und trägt auf ihrem gewölbten Rücken die zu ihr disharmonische Schuppenbildung der jüngeren Schichten der Schuppen a und b. In der Schuppe c sind übrigens, im Gegensatz zu a und b, die Quatervals-Schichten im oberen Drittel dolomitisch ausgebildet. Nördlich den Quatervals-Schichten der Schuppe c folgen an der Crappa Mala konkordant die oberen Mergel und der obernorische Dolomit der unteren Valletta-Scholle.

Die an der Crappa Mala festgestellten Verhältnisse können **einigermassen** auf die Spi da Tantermozza (E-Seite) übertragen werden. Noch mehr als an der Crappa Mala spielen an diesem Grat die gebogenen, waagrechten bis N ansteigenden Scherflächen eine wichtige tektonische Rolle. Die bedeutendste unter ihnen entspricht nach unserer Ansicht der Scherfläche, die an der **Crappa Mala** die Schuppe c gegen oben begrenzt. Sie setzt sich gegen N fort und teilt den gegen N fallenden obernorischen Komplex der nördlich anschließenden Valletta-Scholle in zwei übereinanderliegende Teilschollen (vergleiche **Profil 2**). Von den Schuppen a und b sind südlich der Valletta-Scholle und über der oben erwähnten Scherfläche nur noch Andeutungen zu sehen. Eine **Verschuppung** scheint sich höchstens in den jüngeren Schichten (obere Quatervals-Schichten—obere Mergel) abzuzeichnen, denn südlich von diesen fallen die unteren Quatervals-Schichten ziemlich gleichmässig ein (Fig. 20). Von der ausgesprochenen Gleitfläche zwischen den Schuppen a und c ist ebenfalls nichts mehr festzustellen; Schuppe a scheint sich nicht südlich unter Schuppe c fortzusetzen.

Nördlich an die obere Mergel schliesst sich der Komplex der Valletta-Scholle an. Die **Aufteilung** in zwei Teilschollen (siehe oben) auf der E-Seite der Spi da Tantermozza kann einzig im südlichen Abschnitt (obernorische Dolomit—Diavel-Schichten) durchgeführt werden. Die trennende Scherfläche scheint südlich P. 2694 in die Luft auszustreichen; eventuell **könnte** sie auch von einer allerdings nicht nachgewiesenen, nach N einfallenden Scherfläche an der Basis der Plattenkalke abgeschnitten sein. Die höhere Teilscholle zeigt, entsprechend der Ausbildung der älteren Schichten der basalen Schichtreihe im S noch reine Quatervals-Fazies mit kalkigen Diavel-Schichten. Genau wie die Tantermozza-Scholle in der Quatervals-Decke ist auch die höhere Teilscholle gegenüber diesen älteren Schichten bruchartig abgesetzt. Die diesen Bruch begleitende Zertrümmerungszone **wird** an einer Stelle geradezu ins Liegende eingeschuppt (vergleiche **Profil 2**).

Sowohl die tiefere als auch die höhere Teilscholle sind auf der E-Seite der Spi da Tantermozza von flachen, gebogenen, leicht gegen N ansteigenden listrischen Flächen durchzogen. Die tiefere Teilscholle, die rein dolomitische Ausbildungen der **Diavel**-Schichten ausweist, ist gegenüber der höheren Teilscholle um einen Betrag von 150 bis 200 m nach N vorgeschoben. In der Valletta fallen die Schichten der Valletta-Scholle

stets steil nach N ein. In diesem Tal ist kein Carn aufgeschlossen. In der Val Tantermozza erhält man einen Einblick in den tieferen Bau des S-Teils der Terza-Schuppe. Zwischen den steil gegen N abtauchenden Quaternals-Schichten der basalen Schichtreihe des Nor und dem flach liegenden Carn, schaltet sich ein Dolomitkeilein, der möglicherweise ein **Schürfling** von unternorischem Dolomit darstellt (vergleiche p. 56). Die obere, **flach** liegende **Abtrennung** der Schuppe **c** ist in der Wand unterhalb P. 2758 gut zu beobachten. Sie vereinigt sich auf dieser Seite der Spi da Tantermozza mit der **bruchartigen Trennfläche** der Valletta-Scholle gegenüber der basalen Schichtreihe und setzt sich mit ihr zusammen im Niveau der oberen Mergel als **«bedding plane fault»** fort. Die oberen Mergel der Schuppe **c** setzen sich in den schon von **HEGWEIN** als **stratigraphische** Einlagerung aufgefassten **Kalkschieferzug** gegen N bis in die Runsen oberhalb der **Parkwärterhütte** fort. In seinem Verlauf zeigt dieser Kalkzug **S-vergente Verschuppungen** mit dem Liegenden, das allmählich auskeilt, so dass die Kalkschiefer **schliesslich** fast auf Carn zu liegen kommen. In den Runsen oberhalb der Parkwärterhütte keilt der **Kalkschieferzug endgültig** aus. Ob dieses Auskeilen stratigraphisch bedingt ist, konnte nicht abgeklärt werden.

Über dem **Kalkschieferzug** der Val Tantermozza ist in diesem Tal die Tektonik der obernorisch-rhätischen Schichten der Terza-Schuppe prachtvoll aufgeschlossen (Profil 3). Die Unterteilung in eine untere und obere **Teilscholle** wie auf der Vallettaseite ist nicht mehr möglich. Der Schichtkomplex wird von gebogenen, gegen **S** ansteigenden Gleitebenen durchzogen, an welchen die höheren Schichtpakete jeweils gegen N bewegt worden sind. **Zum** Teil wurden dabei prachtvolle, fächerartige Umbiegungen ausgebildet. Jede der zahlreichen inkompetenten Niveaus hat scheinbar die differentielle Bewegung **zwischen** Hangendem und Liegendem **begünstigt**, so dass gegen N im gesamten gesehen eine gewaltige tektonische Reduktion des Schichtkomplexes **feststellbar** ist. **Im Grenz-niveau zwischen obernorischem** Dolomit und **Plattenkalk** sind daneben noch **S-vergente** Kleinschuppen ausgebildet. Die Verbindung der gegen S ansteigenden Gleitflächen, die N-Bewegung des Hangenden **zeigen**, über die Spi da Tantermozza mit den gegen N ansteigenden **Störungen** der Valletta-Seite ist schwierig durchzuführen. Es scheint, als würden die zwei Systeme **grösstenteils** seitlich ineinander übergehen und so äusserst kompliziert gebogene **Flächen** darstellen.

### 2c) Die Murtaröl-Scholle

An einer steil gegen S ansteigenden Fläche steigt ein carnischer Keil am **Murtaröl** bis auf den Grat empor. Der gegen N **fallende** Keil verbindet sich mit der **carnischen** Basis der Terza-Schuppe. Nördlich des Keils trägt das Carn einen Dolomitkomplex (Unternor?), der als Murtaröl-Scholle den Murtaröl-Grat bis zum P. 2328 **aufbaut**.

### c) Falcun-Mulde

#### 1. Umfang der Falcun-Mulde

Unsere Auffassung vom Umfang der Falcun-Mulde entspricht an der Spi da **Tantermozza** weitgehend derjenigen **HEGWEINS**. Allerdings fassen wir das Carn am Kontakt zum **Silvretta-Kristallin** nicht als eingewickelter Terza-Carn, sondern als basales Carn der Falcun-Mulde auf. Am **Muot-sainza** Bön ergeben sich, **infolge** der von uns festgestellten **Einwicklung** der Terza-Basis, gewisse **Differenzen** gegenüber der Abgrenzung **HEGWEINS**. Die Falcun-Mulde **wird längs** der NS-Achse der Spi da Tantermozza um

eine  
bun  
der  
cher  
Cluc  
sich  
tet f  
seite  
wär  
west  
rhät  
Falc  
als  
moz  
Dag  
Dolo  
Carn  
S  
Tren  
an.  
der  
Falc  
Sch  
nori  
tekt  
nich  
(195  
selb  
hier  
infol

2. B

A  
NW-  
fläch  
ersch  
teten  
hanc  
liege  
Die  
die u  
häuf  
grap  
Abkl  
I  
dass  
geset  
Mulde  
Ran

einen Betrag von rund 2 km vom Carn der Terza-Schuppe überfahren. Die **Überschiebungsfläche** steigt relativ flach zirka gegen N an und ist leicht gewölbt. Die **Abtrennung** der **Falcun-Mulde** gegenüber der vom S her ebenfalls unter der Terza-Schuppe eintauchenden **Quattervals-Decke** ist im untersuchten Gebiet recht **problematisch**. In der Val Cluozza ist der Kontakt unterhalb dem bis in den **Talboden** reichenden Terza-Carn nicht sichtbar. In der Val Tantermozza dagegen ist der Kontakt aufgeschlossen. Man beobachtet folgendes: nnterhalb dem südlichsten Teil des Terza-Carn zieht auf der rechten **Tal-**seite ein vorwiegend horizontal gelagerter Kalkzug durch, welcher südöstlich der **Park-**wärterhütte durch eine dünne Lamelle von N-fallendem Dolomit überlagert wird. Nordwestlich dieser Dolomitlamelle folgen unter dem Terza-Carn wiederum Kalkschiefer mit rhätischen Lumachellen. Dieser nördlichere Kalkzug verbindet sich gegen N mit der Falcun-Mulde. Dagegen erachten wir den südlich der Dolomitlamelle liegenden Kalkzug als nördlichen Ausläufer der Tantermozza-Scholle. Auf der E-Seite der Val **Tanter-**mozza ist diese direkte Verbindung nach **S** infolge Schuttbedeckung nicht aufgeschlossen. Dagegen ist sie auf der E-Seite des Muot-sainza Bön vorhanden. Die E-W streichende Dolomitlamelle setzt sich nach W ebenfalls am Muot-sainza Bön fort bis in den God Carolina.

Schon HEGWEIN nahm die diskordant eingeschuppte Dolomitlamelle als wesentliche Trennung zwischen Quattervals-Decke und Falcun-Mulde unterhalb der Terza-Schuppe an. **Wir** müssen zugeben, dass diese Trennung recht unsicher ist, und dass man hier in der Val Tantermozza mit ebenso grosser Wahrscheinlichkeit Quattervals-Decke und Falcun-Mulde zu einer Einheit zusammenfügen könnte, die unter der hangenden **Terza-**Schuppe durchziehen müsste. Die Dolomitlamelle könnte bei dieser Annahme als **ober-**norische **Dolomiteinlagerung** aufgefasst werden. Die Entscheidung dieses bedeutenden tektonischen Problems können wir auf Grund der Verhältnisse in der Val Tantermozza nicht fällen. Nach den **Angaben** von SPITZ und **DYHRENFURTH**, HEGWEIN und **EUGSTER** (1959) über die östliche Fortsetzung der Falcun-Mulde muss man die Falcun-Mulde als selbständiges, nördlicheres Element betrachten. Demzufolge waren wir genötigt auch hier im W eine Trennung zu suchen, die allerdings nicht sehr überzeugend ist, zum Teil **infolge** der schlechten Aufschlussverhältnisse.

## 2. Bau der Falcun-Mulde

An der Spi da Tantermozza ist die Falcun-Mulde im N durch die steil ansteigende **NW-Randlinie** begrenzt. Oben wird sie durch die im N flachliegende **Überschiebungs-**fläche der Terza-Schuppe abgeschlossen. Zwischen diesen **beiden** Flächen eingekapselt erscheint die **Falcun-Mulde** im N-S Profil als **sackförmiges** Gebilde mit einer **N-gerich-**teten, enggeschnürten **Öffnung**. Im **grossen** ganzen ist ein muldenförmiger Bau vorhanden. Wir konnten jedoch nirgends feststellen, dass es sich sicher um eine grosse liegende Mulde handelt, die aus **einer** verscherten liegenden Falte hervorgegangen ist. Die **Überschiebung** durch die Terza-Schuppe hat Schleppungserscheinungen bewirkt, die unter Umständen eine liegende Mulde im obigen Sinn vortäuschen könnte. Ob die häufig auftretenden Dolomitzüge und **-lamellen** unter der **Überschiebungsfläche** stratigraphischer oder tektonischer (verkehrter Mittelschenkel) Natur sind, bedarf noch der Abklärung.

Im schwer zugänglichen Querschnitt der Cluozza-Schlucht (Profil 2) beobachtet man, dass das basale Carn der Falcun-Mulde, welches bruchartig an der **NW-Randlinie** abgesetzt ist, durch einen ebenso markanten Bruch vom norisch-rhätischen Komplex der Mulde getrennt ist. Dieser Bruch verläuft an dieser Stelle nicht ganz parallel der **NW-**Randlinie. Einen weiteren Bruch im norisch-rhätischen Schichtkomplex stellt man in

der Val Padratscha fest. Er setzt die hangenden Kalke flexurartig neben Dolomit. Beim **Fussweg** nach **Cluozza** beobachtet man in der Val **Padratscha** eine eigenartige, vielleicht mit diesem Bruch zusammenhängende **Einspitzung** des **Terza-Carn** in die **Falcun-Mulde**. Möglicherweise ist diese Stelle als östlichstes Anzeichen der im W (**Muot-sainza Bön**) beginnenden **Einwicklung** der Terza-Basis zu werten. Nördlich der Val Padratscha liegt bei **Il Pra** ein **Dolomitkomplex** unter dem **Terza-Carn**, der **gegen S** bruchartig gegen Kalk abgesetzt ist. Der südlichere Teil der **Falcun-Mulde** ist in der Val Cluozza durch wirre, disharmonische Verfaltung der **Kalkkomplexe** und durch eingelagerte Dolomiten **unsicherer** tektonischer **Stellung** (**Verkehrtschenkel?**) gekennzeichnet. Die Basis der **Überschiebung** durch die Terza-Schuppe weist immer wiederkehrende **Rauhwackelinseln** auf.

Gegen W lässt sich die **Falcun-Mulde** über **Il Pra** in die Runsen der Vallinas oberhalb **Zernez** weiterverfolgen. Es handelt sich um einen **Gesteinszug** über dem **Silvretta-Kristallin**, der aus Carn an der **Basis**, **darüber** einem tieferen Dolomit, dann Kalk und **schliesslich** einem oberen Dolomit **besteht**. Der obere Dolomit entspricht dem Dolomit von **Il Pra**. Unter der **grossen Sackungsmasse** auf der W-Seite des **Murtaröl** verschwindet dieser **Gesteinszug** und taucht weiter **südlich** in der **Val Raschitseh** in derselben **Zusammensetzung** wieder auf. Im unteren Teil dieses Tales streicht das Carn E-W und taucht antiklinal gegen S ab (**Profil 4**). Von dieser Stelle an **gegen SW** sind an der Basis der **Falcun-Mulde** nur noch **linsig** **aufgeschlossene Rauhwackenreste** des basalen Carns festzustellen (vergleiche p. 22).

In der Val Tantermozza bildet der tiefere **Dolomit** über dem **Silvretta-Kristallin** die **Schlucht** im unteren Talabschnitt. Wandert man **talaufwärts**, so gelangt man etwa halbwegs zwischen **Carolina** und der **Parkwärterhütte** an eine **grosse** Schutthalde auf der nördlichen Talsaita. In dieser beobachtet man, wie schon in der Val Padratscha, ein **flexurartiges Herunterbiegen** des hangenden **Kalkzuges** und damit verbunden ein abruptes **Ende** des tieferen **Dolomitzuges**. Der höhere Dolomit keilt oberhalb der Schutthalde ebenfalls aus, so dass gegen die **Parkwärterhütte** zu nur noch der **Kalkzug** mit **Rhät** unter dem **Terza-Carn** liegt. Der bruchartige **Abschluss** des tieferen Dolomitzuges **setzt** sich **über** die Val Tantermozza in den Wald von **Carolina** am **Muot-sainza Bön** fort. Der Bruch streicht **ENE-WSW** und liegt damit in einer Linie mit der Val **Padratscha**. Aus **diesem** Grunde vermuten wir, dass diese **beiden flexur-** oder **bruchartigen** Begrenzungen des tieferen Dolomits **zusammenhängen**.

Auf der N-Seite des **Muot-sainza Bön** ist die **beginnende Einwicklung** des **Terza-Carn** zu beobachten. Den östlichsten **Aufschluss** von Carn findet man etwa bei P. 801 375/171 500 auf zirka 1960 m Höhe (Dolomit, **Tonschiefer**, Sandsteine). **Unter**, über und östlich von diesem Carn findet man stets Kalke der **Falcun-Mulde**, so dass das Carn an **dieser** Stelle gegen E in die Luft **heraus** streicht und unmöglich einfach als normale **westliche Fortsetzung** der stets **über** der **Falcun-Mulde** liegenden Terza-Basis sein kann. Dieses Carn am **Muot-sainza Bön** liegt in der **Falcun-Mulde** und **dürfte** daher eingewickelter **Terza-Carn** darstellen. Auf der N- respektive E-Seite der Val Tantermozza sieht man von der **Einwicklung** noch nichts. Das eingewickelte Carn zieht von **der** oben erwähnten Stelle an als zirka 60 m mächtiger **Gesteinszug** gegen W um den **Muot-sainza Bön** herum in die Val **S-chüra** und **von** dort über die Val **Verda** in die Rauhwaacke der Val **Mela** **Rauhwaacke** tritt in **grösserer** Menge erst südwestlich der Val **S-chüra** auf. **Unterhalb** des **Carnzuges** lässt sich die **Falcun-Mulde** ebenfalls weiter verfolgen bis in die Basalen Schuppen der Val-Mela-Schuppezone. Dabei **keilt** noch nördlich der Val **S-chüra** der tiefere Dolomit aus, währenddem die **Kalke durchziehen**. In der Val **S-chüra** und südlich davon tritt dafür wieder der obere Dolomit in **Erscheinung**.

Oberhalb dem **eingewickelten** Carn am Yuot-sainza Bön lassen sich **Quattervals-Decke** (Tantermozza-Scholle), Trennungs-Dolomit zur Falcun-Mulde (p. 123) und die nördlich davon liegenden Kalke der Falcun-Mulde in ihrer gewohnten **Streichrichtung** über die Kuppe des Berges nach **W** weiter verfolgen. Im Wald oberhalb Carolina streichen diese Elemente diskordant zum eingewickelten Carn und **werden nach und nach** von diesem abgeschnitten.

#### IV. Der tektonische Baustil und seine Deutung

##### a) Allgemeines

##### 1. *Das Verhältnis der Quattervals-Decke zur Terza-Schuppe*

Die enge **Verwandtschaft** dieser **beiden** Einheiten ergibt sich aus der Ähnlichkeit der faziellen Ausbildung der Obertrias, im besonderen der Nor-Rhät-Sedimente, des tektonischen Baustils, sowie auf **Grund** der **wenig** tiefgreifenden tektonischen Trennung (vergleiche unten). Wir glauben nicht, dass eine tektonische Trennung im Sinne **HEGWEINS** oder gar eine Zuordnung des einen Elements zum **«Mittelostalpin»**, des andern zum **«Oberostalpin»** gerechtfertigt ist.

##### 2. *Das Verhältnis von Quattervals-Decke und Terza-Schuppe zur Falcun-Mulde*

Seit **HEGWEIN**, der Terza-Schuppe und Falcun-Mulde einer tektonischen **Gross-**einheit zuordnete (**«Umbrail-Decke»**), wurde die interne Trennung zwischen diesen Einheiten eigentlich nicht mehr näher diskutiert. **EUGSTER** (1959) übernahm, von **NE** herkommend, die Trennung im Sinne **HEGWEINS** und betrachtet das System **Terza-Schuppe-Falcun-Mulde** als verscherte, liegende Falte. Wir stimmen mit **EUGSTER** überein, dass das basale Carn der Falcun-Mulde nicht im Sinne **HEGWEINS** als eingekeilter Rest der Terza-Schuppe **gedeutet** werden darf. Dagegen konnten wir in der westlichen Quattervals-Gruppe den Nachweis für eine verscherte, liegende Falte nicht erbringen (siehe p. 123). Sofern man die Trennung der Terza-Schuppe gegenüber der Falcun-Mulde als Trennung niederer Ordnung (z.B. Aufschiebung über einige Kilometer) annimmt, so ist die Frage nach dem Mechanismus der **Überschiebung** (verscherte Falte oder Gleitbrett-Verschuppung) sekundär. Neuerdings hat nun **STAUB** (1962) diese Trennung zu einer Trennung **höherer** Ordnung (Deckentrennung) gemacht, auf Grund welcher er eine Quattervals-Decke (inklusive Terza-Schuppe) von der Scarl-Decke (**u. a.** Falcun-Mulde) trennt. Aus den vorliegenden Untersuchungen geht aber hervor, dass die Trennung zwischen Terza-Schuppe und Falcun-Mulde in der westlichen Quattervals-Gruppe nicht bedeutender erscheint, als die Trennung **zwischen** Terza-Schuppe und **Quattervals-Decke**. Aus diesem Grunde und **weil** die Deckentrennung **STAUBS** auch im S der Quattervals-Decke nur **schwierig** zu verstehen ist (vergleiche p. 129 der vorliegenden Arbeit), möchten **wir** uns doch weitgehend den Ansichten von **HEGWEIN** und **EUGSTER** anschliessen und die Trennung als relativ lokale Aufschiebung auffassen.

##### b) Deutung des tektonischen Baustils

In der Obertrias der Quattervals-Decke, der Terza-Schuppe und der Falcun-Mulde liegen **sowohl** scheinbar nördlich-, als auch scheinbar **südlich-<sup>1)</sup>vergente** Strukturen vor.

<sup>1)</sup> «Nördlich»: umfasst jede Richtung im 1. und 4. Quadranten, «südlich» im 2. und 3.

Diese zwei Strukturarten lassen sich nach unserer Ansicht am ehesten durch die Annahme von zwei tektonischen Phasen des tektonischen Geschehens erklären.

### 1. Ältere Phase

Diese ist die Folge einer nördlich gerichteten Relativbewegung. Zu dieser Phase gehört die Überschiebung der Terza-Schuppe respektive deren Carn auf die Falcun-Mulde sowie auch die Abscherung der gesamten Obertrias-Platte von ihrem kristallinen-mitteltriadischen Substratum.

Neben dem Gleitniveau an der Basis des Carn machten sich in der älteren Phase auch andere, teils schichtparallele, teils listrische Flächen bemerkbar. Vor allem denken wir hier an das Grenzniveau Carn-Nor, auf welchem offensichtlich die postcarnische Schichtreihe als Ganzes verfrachtet wurde. Dies ergab an einigen Stellen Abscherung der jüngeren Schichtreihe, an anderen Stellen dafür ihre schuppenartige Anhäufung. Eine Stelle, an welcher Abscherung stattfand, war offensichtlich die Terza-Schuppe, wo unternorische Schichtglieder weitgehend fehlen. Über die tektonisch «blossgelegte» Carnoberfläche fuhren jüngere, auf höheren Gleitniveaus bewegte Schichten. Eine tektonische Anhäufung der unternorischen Schichtglieder findet man dafür im S der Quattervals-Decke. Die Verschuppung betrifft weitgehend nur die starren, dolomitreichen Anteile des Unternor. Jüngere Schichtglieder (z. B. von den Quattervals-Schichten an aufwärts) verhielten sich gegenüber der Verschuppung ihrer Basis als disharmonisches Stockwerk. Auf diese Weise begreift man, dass die Esan-Störungsfläche gegen N von dem höheren Stockwerk abgeschnitten wird respektive in deren Basis einschwenkt.

Damit kommen wir zu einem weiteren, wichtigen Gleitniveau, nämlich demjenigen an der Basis der unternorischen Kalkbildungen. Auf diesem Inhomogenitätsniveau wurde offenbar der grosse Teil des Oberen Stockwerkes und der norisch-rhätische Anteil der Terza-Schuppe abgeschert. Das Untere Stockwerk der Quattervals-Decke könnte man in diesem Sinne als verschuppten, zurückgebliebenen Anteil sowohl der Quattervals-Decke als auch der Terza-Schuppe ansehen. Damit könnte man annehmen, dass das OSW und der norisch-rhätische Anteil der Terza-Schuppe während der früheren Phase als einheitliche, selbständige Platte, auf dem Niveau der Quattervals-Schichten gleitend, in nördlicher Richtung über das verschuppte Unternor (Dolomit) und auf das Carn der Terza-Schuppe, von welchem die normale, hangende Schichtreihe abgeschert war, verfrachtet wurde. Innerhalb dieser durch eine listrische Fläche begrenzten Abscherungsdecke oder besser Stockwerk spielten aber wiederum höhere Gleithorizonte wichtige Rollen. Man denke hier vor allem an die oberen Mergel, über welche der starre Block des Obernor einigermaßen selbständig weiter geglitten ist. Vermutlich sind die flach bis leicht N ansteigenden Scherflächen der Valletta-Scholle (Profil 2) als Folge solcher Bewegungen aufzufassen (antithetische Staffelbrüche infolge Streckung des Gesamtkomplexes?).

### 2. Jüngere Phase

In der jüngeren Phase erfolgte die relative Bewegung in die südliche Richtung, vornehmlich wohl gegen S oder SW.

In dieser Phase schälte sich die Terza-Schuppe in ihrer heutigen Form heraus, indem sich von der Basis des Carn aus eine S-vergente, listrische Fläche bildete, längs welcher die Terza-Schuppe auf die südlicher liegenden Elemente (OSW der Quattervals-Decke) aufgeschoben wurde. Innerhalb der Terza-Schuppe fanden ebenfalls neben der Bildung von Teilschollen (z. B. Murtaröl-Scholle) interne, S-vergente Verschuppungen in kleinem

Rahmen statt. Die komplizierte Schuppen- und Schollenbildung in den unteren Schichten (basale Schichtreihe) südlich der Valletta-Scholle ist vermutlich das Resultat der **Einwirkung beider** Phasen. Das Vorhandensein einer kleinen, verkehrten Schuppe an der Basis der Terza-Schuppe weist **darauf** hin, dass die Aufschiebung des Nor möglicherweise aus einer verscherten Falte hervorgegangen sein könnte.

Die S-gerichtete **Kraftwirkung** auf die Quattervals-Decke wirkte sich im E und W verschieden aus. Betrachten wir die Tektonik im nördlichen Abschnitt des OSW, so stellen wir fest: im E (Crappa Mala) wirkte der Stress hauptsächlich auf diese nördliche Zone ein, die gegen S an sich steil aufstellenden Quattervals-Schichten gepresst wurde. Der Spannungsausgleich wurde hauptsächlich bewirkt durch die grossartige **Verschuppung** in der Tantermozza-Scholle, ferner durch die Bildung enggepresster Falten (**Zone mit Faltektektonik**). Wir erachten zum **Beispiel** die N-gerichtete Überschiebung einer Mulde über eine Falte an der **Crappa-Mala-E-Seite** (Fig. 19) als Ausdruck einer **Ausgleichsbewegung** in dieser Phase und nicht als Folge der älteren Phase. Diese Ansicht ist durchaus diskutabel; die **Faltenbildung** könnte in ihrer Anlage auf die ältere Phase zurückgehen. In den südlich anschliessenden Quattervals-Schichten bildeten sich nur kleinere, **S-vergente** Aufstauhungen.

Gegen W ändert sich das tektonische Bild. In der Val Tantermozza (E-Seite) wurde der Stress hauptsächlich in der Scherfläche b der Quattervals-Schichten aufgefangen; die Scherfläche ist **weiter** im E nur flexurartig ausgebildet. Es ergibt sich also für die Schichten oberhalb dieser Störungszone im W eine gegen W zunehmende **Aufschiebung** nach S, also eine relative Drehbewegung des westlichen Anteils gegen **S** und oben. Dafür wirkte der Stress nicht mehr auf die jüngeren Schichten und praktisch gar nicht mehr auf die Tantermozza-Scholle ein. Die Tantermozza-Scholle vollführte eine zu der oben erwähnten Rotation umgekehrte Drehbewegung, indem sich der östliche Anteil **stärker** gegen **S** und oben **bewegte**. Diese Erscheinungen sind auf die Divergenz zwischen dem Streichen der **Quattervals-Decke** und der Anlage der basalen **Überschiebung** der **Terza-Schuppe** zurückzuführen.

### 3. Zusammenfassung

Wir können die lokalen tektonischen Verhältnisse in der **gipfelbildenden** Obertrias der westlichen Quattervals-Gruppe durch Annahme der nachstehenden Phasenabfolge deuten:

1. Schub in nördlicher Richtung unter **Ausnützung** verschiedenster Gleithorizonte vom basalen Carn an aufwärts. Dadurch Bildung einer eigentlichen **Stockwerk-Tektonik**.

a) Vollständige Abscherung von Obertrias und Jüngerem auf dem Niveau des basalen Carn.

b) Im abgescherten Schichtkomplex **Überschiebungen** von älteren auf jüngere Schichten. Listrische Flächen hauptsächlich von der carnischen Basis ausgehend. Dazu **Überschiebung** der Terza-Schuppe auf Falcun-Mulde, eventuell über ein Stadium **mit** Faltenverbindung.

c) Bildung von Gleitbrettern. Als Folge davon **Überschiebung** von jüngeren Schichten auf ältere.

α) In starren Anteilen (dolomitreiche Komplexe) Verschuppung und Anhäufung der Schichtglieder an einigen Stellen, Abscherung an anderen Stellen. Abscherungsniveau an der Grenze Carn-Nor (**z. B.** Terza-Schuppe).

β) **Bildung** von Gleitbrettern auf höheren **Gleitebenen**. Dadurch entstand hauptsächlich ein Rauptstockwerk: Oberes Stockwerk der **Quatervals-Decke** plus **Nor-Rhät** der **Terza-Schuppe**. Dieses Stockwerk überfuhr disharmonisch die unter  $\alpha$  angeführten **Bildungen**. Wir können diese gesamte **ältere** Deckplatte als «Quatervals-Terza-Stockwerk» bezeichnen. **Hauptgleitniveau**: unternorische Kalkbildungen, speziell **Quatervals-Schichten**.

γ) Innerhalb des «Quatervals-Terza-Stockwerkes\* weitere Gleitbrettbildung. **Dazu hauptsächlich Gleitbewegung** des obernorischen Stockwerkes auf dem Niveau der oberen **Mergel** und damit primäre **Anlage** der **Tantermozza- und Valletta-Schollen**.

2. Schub in südlicher Richtung, vornehmlich S bis SW.

a) Aufschub der Terza-Schuppe in ihrer jetzigen Form auf die **Quatervals-Decke (OSW)** mit einer aus dem Carn gegen S aufsteigenden listrischen Fläche. Im **norisch-rhätischen** Anteil des «Quatervals-Terza-Stockwerkes» erfolgt die **Aufschuppung** eventuell über **Faltenstadium (verkehrte Basis-Schuppe)**.

b) **Im** südlichen Teil des «Quatervals-Terza-Stockwerkes», das heisst **im** Oberen **Stockwerk** der Quatervals-Decke fängt der nördliche Anteil an der Basis der **Terza-Schuppe** den S-gerichteten Stress weitgehend auf.

α) **Im E (Crappa Mala)**: Entstehung einer «**Presszone**» im nördlichen Anteil mit starker, **S-vergenter** Schuppen- und **Faltenbildung (Gleitniveau** vorwiegend obere Mergel). **Ausweichbewegungen** einiger Strukturen gegen oben täuschen entgegengesetzten **Bewegungssinn** vor. Im **südlichen** Anteil (Quatervals-Schichten) nur noch geringe **S-vergente** Aufstauchungen.

β) **Im W (Val Tantermozza)**: **Hauptentlastung** erfolgte längs einer südlicheren Störung **in** den Quatervals-Schichten, so dass nördlich von dieser die **ausgeprägte** Schuppen- und **Faltenbildung** ausbleibt. Die oberhalb dieser **Hauptstörung** liegende Scholle führte demnach **MW** eine relative **Drehbewegung** nach oben und gegen S aus. Die **Tantermozza-Scholle** erlitt demgegenüber relativ dazu eine umgekehrte **Drehbewegung**.

Die **ältere** Phase ist also charakterisiert durch ausgeprägte Stockwerk-Tektonik. Als **Hauptgleitniveau** darf, wie schon längst bekannt, die Basis des Carn (Evaporitserie) angenommen werden. Weitere wichtige **Gleithorizonte** liegen an der Grenze Carn-Nor (mergelige Horizonte des Carn?), in unternorischen **Kalkhorizonten**, im Niveau der oberen Mergel und in **Kalkbildungen** des obernorisch-rhätischen Komplexes. **Starre** Schichtpakete wurden verschuppt, inkompetente Glieder dagegen verhielten sich plastisch. **Im Falle** des «Quatervals-Terza-Stockwerkes» könnte **Schweregleittektonik** bei dieser frühen Phase eine entscheidende Rolle spielen.

In der jüngeren Phase kam es zu **sekundären Aufschiebungen** innerhalb des gesamten **obertriadischen**, gipfelbildenden Stockwerkes. Die **Hauptauswirkung** dieses Schubes gegen S besteht nach unserer Ansicht in der **Verfrachtung** der südlichen Teile des **obertriadischen** Stockwerkes über die Fraele-Zone [vergleiche p. 132]. Dadurch ergab sich im S eine **Deckenbildung** grösseren Ausmasses, die in der hier **verwendeten** Bezeichnung «**Quatervals-Decke**» festgehalten wird. Die **Quatervals-Decke** in ihrer heutigen Abgrenzung ist also eine Folge der jüngeren Phase. Es wäre auch möglich, diese durch die **frühere** Phase zusammengesetzte Einheit (USW und OSW) als Schuppe **zu** bezeichnen. **Inwieweit** die jüngere Phase als Folge einer Unterschiebung von S aufgefasst werden kann, ist ungewiss, da die Auswirkungen prinzipiell dieselben sind wie bei einem aktiven **Schub** aus N.



## G. REGIONALE TEKTONISCHE ZUSAMMENHÄNGE

Im folgenden soll versucht werden, die im ganzen untersuchten Gebiet festgestellten tektonischen Verhältnisse untereinander und im regionalen Rahmen einigermaßen einzupassen. Es liegt uns fern, eine Synthese der Engadiner Dolomiten geben zu wollen, denn eine solche setzt doch grosse Felderfahrung im gesamten Gebiet voraus. Wir möchten lediglich in kurzer Form einige Probleme und deren bisherige Lösungen aus der Sicht des vorliegenden Materials beurteilen, einige rein hypothetische Gedanken über mögliche Zusammenhänge zur Diskussion stellen und schliesslich eine gewisse tektonische Koordination zwischen den verschiedenen untersuchten Bauelementen zu erzielen versuchen. Für eine generelle historische Übersicht vergleiche Einleitung.

### I. Das Scarl-Quattervals-System

#### a) Allgemeines

Wir betrachten Quattervals-Decke, Terza-Schuppe und Falcun-Mulde als eng verwandte tektonische Elemente. Die enge Beziehung zwischen Quattervals-Decke und Terza-Schuppe geht aus unseren Detailuntersuchungen hervor. Bei der Beurteilung der Beziehung dieser zwei Elemente zur Falcun-Mulde stützen wir uns weitgehend auf die Untersuchungen von HEGWEIN und EUGSTER (1959). Da die Falcun-Mulde unbestritten mit der sogenannten Scarl-Decke (Unterbau) zusammenhängt, **müssen wir konsequenterweise** das ganze obertriadische **Stockwerk** des untersuchten Gebietes zu **einem** erweiterten Scarl-Quattervals-System zählen. Die primäre Anordnung des Nor der drei Elemente war, wie aus der Tektonik hervorgeht, von N nach S (respektive NW nach SE): Falcun-Mulde, **daran** anschliessend «Quattervals-Terza-Stockwerk» inklusive Unteres Stockwerk der Quattervals-Decke. Mit dieser mononappistischen Auffassung schliessen wir uns im Prinzip eng an diejenige von EUGSTER (1959) und vor allem TERMIER (1905) an.

Der neuen Auffassung von STAUB (1962) sind im W folgende Hauptargumente entgegenzuhalten:

1. Die Trennung der südlicheren Einheit zur Falcun-Mulde macht im N-Teil des untersuchten Gebietes nicht den Eindruck einer grossen Deckenabtrennung, an der doch noch Reste von tieferer Trias der Scarl-Decke zu erwarten wären.

2. Die Deutung der Schubfetzen am Corno dei **Cavalli** (Kristallin-Obertrias) als südliche Reste der zwischen Quattervals-Decke (oben) **und** Ortler-Decke (unten) liegenden Scarl-Decke wird sehr schwierig, sofern man (wie es STAUB tut) auch die Normale- und Verkehrte Schichtfolge der Val Mela zur Scarl-Decke rechnet, denn diese Zone liegt ja unterhalb des Fraele-Lias. STAUB (p. 62) nimmt als Erklärung an, dass sich beim weiteren Vorschub der Quattervals-Decke gegen N schmale Reste der Ortler-Decke zwischen Scarl- und Quattervals-Schollen eingeschoben hätten. Dem ist entgegenzuhalten, dass die gesamte Fraele-Zone keineswegs nur einen schmalen Rest darstellt. **Zudem** ist es mechanisch unwahrscheinlich, dass sich ausgerechnet das inkompetente Schichtglied des Fraele-Lias als mitgeschürftes Element an der Basis der Quattervals-Decke in eine Fuge der Scarl-Decke hinein spiesen könnte.

Jedenfalls scheint uns hier im W die **Auftrennung** STAUBS sehr problematisch zu sein, ganz abgesehen von seiner Auffassung über die lokalen Zusammenhänge der Val-Mela-Schuppenzone (vergleiche p. 133 dieser Arbeit).

## b) Quatervals-Decke

## 1. Fortsetzung der Quatervals-Decke

Diese Einheit setzt sich gegen E fort, wobei ihre **Stellung** im östlichen Raume umstritten ist. Im W (**Quatervals-Gruppe**) scheint sie, wie gesagt, einem **Scarl-Quatervals-System** **anzugehören**, so dass von unserem Standpunkt aus gesehen die einzige logische Konsequenz **darin** bestehen würde, sie der **Umbrail-Decke** als tektonische Einheit mehr oder weniger gleichzusetzen, also ganz im Sinne von **TERMIER** und **STAUB** (1937). Dieser Vergleich mit den Ansichten früherer Autoren **betrifft** indessen nur die gegenseitige räumliche Lagerung der verschiedenen Elemente und nicht die Mechanik ihrer Bildung (**Schubrichtung** etc.).

Die Quatervals-Decke weist nach **allen bisherigen** Untersuchungen ein allgemeines **W-E** bis **WNW-ESE** Streichen auf. Dies stimmt mit unseren Untersuchungen **überein**. Daneben stellten wir an **zwei** Stellen lokales N-S Streichen fest, nämlich am **Blaisun** und in der obersten Val Sassa. Für die ältere Phase der **tektonischen** Stockwerkbildung haben wir nirgends direkte Beweise für einen Schub gegen NW. Damit möchten wir, zumindest für das «**Quatervals-Terza-Stockwerk**», durchaus die Möglichkeit einer N-gerichteten **Bewegung** nicht **ausschliessen**. Nördlich der Ofenpass-Linie scheinen allerdings die Bewegungen des entsprechenden Stockwerkes («**Oberbau**») **allgemein** gegen NW erfolgt zu sein.

## 2. Die Esan-Störung

Die **östliche** Fortsetzung der Esan-Störung ist **höchst** problematisch. In der Val **Sassa** schwenkt die Basis des OSW in NS-Streichen um. Nach den Profilen von **HEGWEIN** ist dieses Umschwenken lokal. Die einzige bedeutende **Scherfläche** im E scheint diejenige am **Piz Saliente** zu sein, die sich in die **Schuppen-Zone** des Corno dei Cavalli fortsetzt. **Wir** machten die Hypothese zur Diskussion **stellen**, dass diese Störung die östliche Fortsetzung der **Esan-Störung** darstellt. Demnach würden die Schuppen des Corno dei Cavalli (**Kristallin-Obertrias**) einige in der älteren Phase an der Basis des OSW mit **geschürften Resten** der ehemaligen Unterlage der Quatervals-Decke [respektive «**Quatervals-Terza-Stockwerk**») **darstellen**. Im Felde **konnten** wir die vorgeschlagene direkte Verbindung nicht beobachten. Die unterhalb dem Piz Fier noch deutlich ausgebildete **Scherfläche** spaltet sich gegen NW in der **oberen** Val Mela (**Trupchun**) in **zwei** **Scherflächen**. Die tiefere verläuft im N-Hang der Val Mela und entspricht der **Trennfläche** zwischen den Schuppen a und b von **HEGWEIN**. **Ihre** Fortsetzung im S-Hang der Val Müschauns **konnten** wir, wie gesagt (p. 110), nicht feststellen. Die höhere **Scherfläche** kann **man** bis südlich der **F. Müschauns** weiterverfolgen. Die Verbindung mit der **Esan-Diskordanz** müsste unter dem Schutt der oberen Val **Müschauns** verlaufen.

Für die theoretische Verbindung der Esan-Diskordanz mit der Diskordanz am Piz Fier sprechen folgende **Punkte**:

1. Nach der Intersektion zu beurteilen ist die mit der **Corno-dei-Cavalli-Zone** zusammenhängende **Störung** eine **ziemlich** horizontale Fläche. Dabei ist sie nach N nicht weiter zu verfolgen. Diese **beiden Erscheinungen** zeigt auch die **Störungsfläche** unter dem Piz **d'Esan**.

2. Die **Scherfläche** des Piz Fier **liegt** horizontal und etwa auf derselben **Höhenkote** wie die **Esan-Störungsfläche**.

3. Die hangenden Schichten der **Fier-Scherfläche** fallen flacher ein als die liegenden. Dies ist vergleichbar mit den Verhältnissen an der **Esan-Störung**, während die **HEG-**

WEINSche Trennfläche der Schuppen a und b im N-Hang der Val Müschauns sich anders verhält.

Die Diskussion wäre unvollständig ohne den Hinweis, dass solche Verbindungen wie die hier vorgeschlagenen insofern gefährlich sind, als die Scherflächen im Verlauf ihres Streichens an Bedeutung zu- oder abnehmen können.

### 3. Das Obere Stockwerk der Quatterunls-Decke

Die Tantermozza-Scholle entspricht der Diavel-Schuppe von STAUB (1937) und damit der von HESS ausgeschiedenen Serraglio-Scholle. Sie stellt nach unseren Untersuchungen nicht eine eigentliche Schuppe, sondern ein teils verschupptes höheres Gleitbrett des OSW dar. Es stellt sich in diesem Zusammenhang die Frage, inwieweit der von HESS definierte «Oberbau» im E, soweit es sich um Dolomitschollen auf dem Rücken von Quattervals-Schichten handelt, nicht ebenfalls um ahgescherte obernorische Schichtglieder des OSW handeln könnte.

#### e) Terza-Schuppe

Nach EUGSTER (1959) setzt sich die Terza-Einheit gegen NW in die Unterengadiner Dolomiten fort. Insofern pflichten wir ihm bei, als auch wir der Ansicht sind, dass das Carn von Murteras da Grimels nördlich der Ofenstrasse wahrscheinlich dem Terza-Caru entspricht. Der «Oberbau» der sogenannten Scarl-Decke dagegen darf nicht ohne weiteres nur dem norisch-rhätischen Komplex der Terza-Schuppe gleichgesetzt werden, sondern sollte vorsichtshalber und allgemeiner als nordwestlicher Vertreter des «Quattervals-Terza-Stockwerkes» bezeichnet werden. Die Terza-Schuppe in ihrer heutigen Form ist ebenso durch die Aufschiebung auf die Quattervals-Decke, wie durch diejenige auf die Falcun-Mulde charakterisiert. Erstere ist vorläufig nördlich der Ofenstrasse nirgends sicher nachgewiesen. Wir möchten mit solchen Nomenklaturfragen keineswegs pedantisch wirken, sondern klarstellen, dass die teils auch zeitlich differenzierte Stockwerk-Tektonik der Obertrias sich nicht ohne weiteres über grössere Distanzen mit ähnlichen Stockwerken direkt parallelisieren lässt, da mit lithofaziellen Änderungen auch das Niveau der Gleitbahnen und der Betrag der Schubdistanz wechseln können. Die Definition von bestimmten Deckelementen wird in solchen Gebieten natürlich sehr provisorisch.

In diesem Zusammenhang ist folgender Gedanke noch erwähnenswert: kann die südliche Aufschiebung der Terza-Schuppe nördlich der Ofenstrasse nicht nachgewiesen werden, so steht möglicherweise die jüngere, S-Schub zeigende Phase mit der Bildung der Gallo-Linie (HESS 1953) in zeitlich-tektonischem Zusammenhang. Die Terza-Schuppe weist im untersuchten Gebiet allgemein EW-streichende Strukturen auf.

#### d) Falcun-Mulde und nordwestliche Randlinie

Die Falcun-Mulde entspricht dem «Unterbau» (nach BOESCH 1937: «Basale Triasserie») der sogenannten Scarl-Decke und streicht in den Unterengadiner Dolomiten NE-SW (EUGSTER, 1959). Nördlich der Val Tantermozza stellt man im allgemeinen zirka EW-streichende Strukturen und Faltenachsenebenen fest. Erst am Muot-sainza Bön findet man unterhalb des eingewickelten Terza-Carn NE-SW gerichtete Faltenachsen. Oberhalb des Carn streichen die Schichten aller Einheiten mehr oder weniger E-W.

Man stellt also ein sigmoidales Umbiegen der **Streichrichtungen** in der Falcun-Mulde zwischen Spöl und Val Mela (Brail) fest. Da die südliche **Umbiegung** in die NE-SW-Richtung mit der beginnenden **Einwicklung** des Terza-Carn zusammenfällt und nur unter ihr festzustellen ist, scheint diese **Richtungsänderung** eine gewisse tektonische Beziehung zur **Einwicklung** aufzuweisen. Die «Achse» der Einwicklung streicht zirka NE-SW. Das Carn wird am N-Ende des **Muot-sainza** Bön um einen messbaren **Betrag** von 250–300 m in die Falcun-Mulde eingewickelt. Damit stellt man also vom **Muot-sainza** Bön an gegen SW fest, dass die **Einwicklungsachse** des Terza-Carn und der liegende **Teil** der Falcun-Mulde **gleicherart** streichen, und zwar parallel dem allgemeinen Verlauf der **NW-Randlinie**. Die ganze Struktur macht den Eindruck einer **Schleppung** der Sedimentserien gegen SW, längs der **NW-Randlinie**. Tatsächlich treten im tieferen Dolomitzug der Falcun-Mulde häufig NS-streichende, kleine Blattverschiebungen auf.

Schon in einer früheren Publikation (vergleiche KARAGOUNIS und SOMM 1962) haben wir **darauf** hingewiesen, dass der Fraele-Lias nicht ohne weiteres dem Blaisun-Lias des **Albulapasses** tektonisch gleichgesetzt werden darf, und zwar tönten wir dabei die Existenz einer Engadiner-Linie an, die sich **im** tektonischen **Kartenbild** vom Malojapass bis nach Nauders als junge Störung abzuzeichnen scheint. Im vorliegenden Fall dürfte diese Störung, bei der es sich um eine **grosse** Blattverschiebungs-Zone handeln könnte, längs der Quaternals-Gruppe in der Kristallin-Sediment-Grenze verlaufen. Handelt es sich um eine Blattverschiebung, so müsste im untersuchten Gebiet die **Silvretta-Scholle** eine relative Bewegung gegen SW **vollführt** haben.

## II. Die Fraele-Zone

**Über** die westliche Fortsetzung der Fraele-Zone haben wir unsere Ansicht bereits niedergelegt (vergleiche oben sowie KARAGOUNIS und SOMM 1962). Verbinden wir die Normale **Schichtfolge** mit der **Varuschserie** (vergleiche p. 136), so **stellt** erstere die nördliche Fortsetzung der **Unter/Mitteltrias** der Ortler-Zone dar. **Aus** dem **tektonischen** Kontakt des Fraele-Lias mit dieser Serie geht hervor, dass ein Stoekwerk, bestehend aus **Rhät-Lias** und jüngerem **über** seine **eigene Unter/Mitteltrias-Basis hinweggeglitten** ist, **nachdem** bereits vorher die Obertrias abgeschert und verfrachtet **wurde**. Es **gilt** nun, die fehlende Obertrias zu suchen, die **unmöglich** nach S abgeschoben wurde, da sie dort stellenweise noch auftritt (Val **Casanna**). **Wir** möchten hier folgende Möglichkeit **zur** Diskussion stellen: Die fehlende Obertrias (**inklusive** jüngerer) ist in der Terza-Schuppe und der **Quaternals-Decke** vertreten. Diese Einheiten müssten demnach in einer ersten Phase in nördlicher Richtung verfrachtet worden sein, und in einer zweiten Phase, **nach** der **Überschiebung** der Normalen **Schichtfolge** durch den Fraele-Lias, **wieder** gegen S auf den Lias aufgeschoben worden sein. **Für** diese Annahme **im W** **sprechen** folgende Erscheinungen:

1. An der Basis der **Überschiebung** der Quaternals-Decke findet man im Lias S-vergente **Fältelung** (STEIGER 1962).
2. Die **Phasenabfolge** entspricht der im Scarl-Quaternals-System erörterten.
3. Quaternals-Decke und Terza-Schuppe weisen **bekanntlich** nur noch Reste von **prä-obertriadischen** Schichten auf.
4. Die **Trupchunkeile** als S-geschlossene Mulden widersprechen dieser Deutung nicht; sie **könnten** in der früheren Phase angelegt worden **sein**. Sie werden gegen N durch die **Überschiebung** der **Quaternals-Decke** **abgeschnitten**.

Mit dieser Deutung sind natürlich weitreichende tektonische Konsequenzen verbunden. Ortler-Zone und **Scarl-Quattervals-System** bildeten ursprünglich eine Einheit. Im **Ablagerungsraum** war die Ortler-Zone südlich des Ofenpassgebietes **angelegt**. Die südliche Fortsetzung der **Unter/Mitteltrias** der **Ofenpassregion** läge an der Basis der Fraele-Zone<sup>1)</sup>. Bei der **Gebirgsbildung** bildeten sich Decken in höheren Stockwerken (hauptsächlich ab **Obertrias** aus), was die Situation heute verschleiert. Aber auch tiefere Schichten sowie das **Kristallin** wurden in Einzelschollen aufgelöst, die einander schuppen- bis deckenartig überschoben haben. Scheinbar dürften die zwei im **Scarl-Quattervals-System** festgestellten Phasen weitgehend für das gesamttektonische Bild massgebend sein.

**Faziell** ergäbe sich keine Schwierigkeit, die Ortlerzone südlich dem **Scarl-Quattervals-System** einzuordnen. Dagegen wäre **gegenüber** dem **Unterostalpin** eine beträchtliche **faljelle Differenz** in den Mächtigkeiten und der Ausbildung der Schichten der **Unterengadiner Dolomiten** festzustellen. Bei der Annahme, dass das **Scarl-Quattervals-System** als ganzes die **Ortler-Zone** von S her überschoben hat (**TERMIER, STAUB** etc.), stellt man jedoch dieselbe **Differenz** in der **Unter/Mitteltrias** zwischen «**Scarl-Decke**» und **Ortlerzone** fest.

### III. Die tektonische Zuordnung der Einheiten der Val-Mela-Schuppenzone

**Zweifellos** berühren wir mit der Frage nach der tektonischen Stellung der einzelnen Glieder der **Val-Mela-Schuppenzone** ein heisses Eisen. Heiss vor allem deshalb, weil der Mangel an Aufschlüssen in der Umgebung von **S-chanf** nur eine bedingte Beurteilung, dafür verschiedene, scheinbar gleichberechtigte Interpretationen der Verhältnisse dieser wichtigen Schlüsselstelle der Geologie Mittelbündens zulässt.

#### a) Historischer Rückblick

**SPITZ** und **DYHRENFURTH** (1914) verbinden die Verkehrte und die Normale **Schichtfolge** der Val Mela zu einer liegenden Falte der **Trupchun-Antikline**. Diese trennt nach ihrer Meinung die Fraele-Mulde (oben) von der **S-chanfer** Mulde (unten). Letztere entspricht demnach etwa der von uns als Basale Schuppen bezeichneten Zone. Gegen N, in der Gegend der Val Raschtsch, sind nach **SPITZ** und **DYHRENFURTH** alle zwischen ihrer höchsten Einheit (Quattervals-Mulde) und der **NW-Randlinie** eingeschalteten Strukturen nach und nach ausgekilt. Dies betrifft (von oben nach unten): **Braulio-Antikline**, Fraele-Mulde, **Trupchun-Antikline** und **S-chanfer** Mulde. Gegen S wandelt sich die in der Val Verda vorerst nur durch Brüche («**Sekundäre Randlinie**») begrenzte **Trupchun-Antikline** in eine **Überschiebung** auf die **S-chanfer** Mulde um. Letztere taucht in der Val Trupchun fensterartig wieder empor (damit ist der unterostalpine **Flysch** von Chansels und seine triadische Unterlage gemeint). Die westlich aufgeschlossene Fortsetzung der **S-chanfer** Mulde ist der Dolomit von **S-chanf**.

Weitere Möglichkeiten ergeben sich, wenn man das Problem vom Albulagebiet her anfasst. Auffallenderweise begleitet auch dort eine triadische Schuppenzone den S-Rand des **Silvretta-Kristallins**. Diese wurde von verschiedenen Autoren teilweise mit den

<sup>1)</sup> Diese Möglichkeit wurde bereits durch **H. EUGSTER** in einem Vortrag an der 78. Generalversammlung der Schweiz. Geol. Gesellschaft (Schuls 1962) diskutiert.

Elementen der Val-Mela-Schuppenzone verbunden. **H. EUGSTER** (1923) versucht eine Verbindung der Verkehrten Schichtfolge mit den **Ducanfallen**. Er, wie auch **H. EGGENBERGER** (1926) erwägen aber auch die Möglichkeit, dass es sich bei dieser Serie um den verkehrten Mittelschenkel der Silvretta-Decke handeln **könnte**. **R. STAUB** (1924) sieht in diesen triadischen Schuppen der nördlichen Aibula eine westliche, **über** die Val Mela führende Fortsetzung der Umbrail-Decke (später Scarl-Decke). Den Dolomit von **S-chanf** verbindet er dabei mit der **Ortlertrias** der Val **Trupchun**.

**W. HEGWEIN** (1927) diskutiert eingehend die **Schuppenzone** der Val Mela. Die Normale Schichtfolge betrachtet er als der Ortler-Decke zugehörig und verbindet sie mit der von **STAUB** (1962) so bezeichneten «**Varusch-Serie**». Zur Verkehrten **Schichtfolge** rechnet **HEGWEIN** auch die Rauhwaacke und lässt für die Stellung dieser Serie drei Möglichkeiten offen:

1. In seinen Profilen sind sie, auf Angaben **F. ROESLIS** beruhend, aus faziellen Gründen als unterostalpin **ingezeichnet**.

2. Aus rein tektonischen **Gründen** erwägt er die Möglichkeit, sie als westliche, eingewickelte Fortsetzung seiner Umbrail-Decke (später «**Scarl-Decken**») zu deuten.

3. Sie könnte den **Verkehrtschenkel** der Ortler-Decke, also der **Normalen Schichtfolge** darstellen. Diese, in ähnlicher Weise von **SPITZ** und **DYHRENFURTH** postulierte Annahme **möchte HEGWEIN** jedoch aus faziellen Gründen verwerfen.

Die Basalen Schuppen verbindet **HEGWEIN** gegen N mit seiner Umbrail-Decke. Gegen S nimmt **er** als ihre Fortsetzung den Dolomit von **S-chanf** an.

**R. STAUB** (1937) vertritt die Auffassung, dass sich der Dolomit von **S-chanf** in zwei tektonische Einheiten gliedern lässt. Im nördlichen glaubt er wie **HEGWEIN** die **westliche** Fortsetzung des von der Ortler-Decke **eingewickelten scarliden** Unterbaues vor sich zu haben. Einen nur schwächtigen, südlichen Teil verbindet er mit der **Quattervais-Decke**.

**H. HEIERLI** (1955) verfolgt vom **Albula** her seine sogenannten **subsilvrettiden Triaslinen** in die Rauhwaacken der Val Mela. In seiner Arbeit erachtet er es als sehr **wahrscheinlich**, dass sich diese nach N in den Oberbau der Scarl-Deckefortsetzen, diskutiert aber daneben folgende weitere Möglichkeiten für die Stellung **der Triaslinen**:

1. Tiefverscherte **Muldenzüge** aus dem Rücken der Silvretta-Decke.
2. Verkehrter Mittelschenkel der Silvretta-Decke (vergleiche **F. ZYNDEL** 1912; **H. EUGSTER** 1923; **H. EGGENBERGER** 1926).
3. **Schubfetzen** der Quattervais-Decke.
4. Höhere Elemente der Ortler-Decke (Stelvio-Schuppe).

Den Dolomit von **S-chanf** verbindet **HEIERLI** direkt mit der Quattervals-Decke am Muot-sainza Bön, indem er eine Reihe von Aufschlüssen zwischen **Cinuos-chel** und der Val **Verda** anführt. Er weist zudem auf eine fazielle **Übereinstimmung** des Lias dieser Einheiten hin. Nach der Ansicht **HEIERLIS** hat die Ortler-Decke (Fraele-Zone, Normale Schichtfolge [?], Verkehrte Schichtfolge) sowohl die Quattervals-Decke als auch die Scarl-Decke unter sich eingewickelt. Letetere wurde dabei in der Gegend von **Cinuos-chel** wiederum von der Quattervals-Decke eingewickelt.

Die Ansichten der bisher **aufgeführten** Geologen, bis auf **SPITZ** und **DYHRENFURTH** alles Vertreter der Decken-Theorie, weisen **trotz** ihren Divergenzen zwei gemeinsame Züge auf:

1. Es wird immer wieder auf die **Möglichkeit** von **Einwicklungen** durch tiefere Decken hingewiesen. **SPITZ** und **DYHRENFURTH** interpretieren solche Erscheinungen als weit überfahrene **Mulden**.

2  
zwis  
Trup  
I  
der  
neue  
(ver  
male  
nung  
läufe  
spric  
Die  
Varu  
gehö  
Zuoz  
ist si  
nach  
der  
wick  
Arbe  
der  
b) K  
I. D  
N  
Tauc  
Lias.  
H  
gewi  
des I  
Aus  
hier  
legu  
des I  
zwar  
fassu  
grap  
ser E  
FURT  
Vert  
nicht  
Basis  
bis in  
dahe  
1) Ve

2. Obwohl im Felde nicht nachgewiesen, wird stets eine tektonische Verbindung zwischen der Normalen Schichtfolge und der **Varusch-Serie** (STAUB 1962) in der Val Trupchun angenommen.

In seiner letzten Publikation tritt R. STAUB (1962) noch einmal auf die Verhältnisse der Val Mela und der Val Trupchun ein und gelangt mit Hilfe dieser Schlüsselstelle zu neuen Resultaten für die gesamte Tektonik der Gebirge zwischen Ortler und **Engadin** (vergleiche auch allgemeiner historischer Rückblick der vorliegenden **Arbeit**). Die Normale und die Verkehrte Schichtfolge (inklusive Rauhacke) fasst er unter der Bezeichnung Val-Torta-Zone zusammen. Er betrachtet diese als letzten südwestlichen Ausläufer der **Unter/Mittel-Trias** der Scarl-Decke. Ähnlich wie SPITZ und DYHRENFURTH spricht er von einer tief durchscherten **Antiklinalstirn** mit **NE-SW** gerichteter Achse. Die Kristallin-Verrucano-Trias-Serie der unteren Val Trupchun bezeichnet er neu als Varusch-Serie und **trennt** sie tektonisch von der Val-Torta-Zone. Nach seiner Meinung gehört die Varusch-Serie zur Ortler-Decke und setzt sich fort in die Rauhacke der Zuozer-Zone. Demgegenüber **lässt** er die Val-Torta-Zone gegen S auskeilen; bei **S-chanf** ist sie nur noch durch ihren **kristallinen** Kern vertreten. Der Dolomit von S-chanf stellt nach dieser neuesten **Ansicht** STAUBS ein unter die Silvretta-Decke eintauchender Rest der Quattervals-Decke dar, welcher von der scarliden Stirn der Val-Torta-Zone eingewickelt wurde. Vergleichen wir seine Resultate mit denjenigen der bereits erwähnten **Arbeiten**, so **liegt** der Hauptunterschied **darin**, dass er die Val-Torta-Zone tektonisch von der Varusch-Serie trennt und zur Scarl-Decke zählt.

b) Kritische Bemerkungen<sup>1)</sup>

### 1. Dolomit von S-chanf

Nach H. HEIERLI (1955) ist dieses Element in der Form einer wohlausgebildeteri Tauchfaltenreihe in den Blaisun-Lias eingepresst. Die Schichtreihe umfasst Carn bis Lias, ist allerdings nirgends durchgehend aufgeschlossen.

HEIERLI und neuerdings STAUB (1962) erachten den Dolomit von **S-chanf** als eingewickelten Rest der Quattervals-Decke. **Als** ein Hauptargument wird die Ausbildung des Lias angeführt, der mit dem Lias der Quattervals-Decke faziell übereinstimmen soll. Aus der Quattervals-Decke **wurde** aber bisher noch nie Lias erwähnt. Es handelt sich hier offenbar um ein Missverständnis in der Interpretation der **HEGWEINSCHEN** Darlegungen. In tektonischer Hinsicht versucht HEIERLI (1955, p. 19/20) die Fortsetzung des Dolomits von S-chanf in den Runsen der Val Torta und der Val Mela zu finden und zwar im Niveau zwischen der Rauhacke und der Verkehrten Schichtfolge. Diese Auffassung können **wir** nicht bestätigen; nach unseren Untersuchungen besteht eine stratigraphische Verbindung zwischen der Verkehrten Schichtfolge und der Rauhacke. Unser Befund entspricht vielmehr den Ansichten von **HEGWEIN** und SPITZ und **DYHRENFURTH**. Demnach handelt es sich beim Dolomit von **S-chanf** um einen südwestlichen Vertreter des **nördlichen** Scarl-Quattervals-Systems. Die Terza-Schuppe kommt dabei nicht in Frage, da sie als Ganzes über der Rauhacke liegt, welche ihre eingewickelte Basis darstellt. Die **Falcun-Mulde** können **wir** dagegen mit einiger Sicherheit gegen SW bis in die Basalen Schuppen der Val Mela verfolgen. Der Dolomit von **S-chanf** dürfte daher am ehesten die südwestliche Fortsetzung der Falcun-Mulde darstellen.

<sup>1)</sup> Vergleiche **KARAGOUNIS** und **SOMM**, 1962.

## 2. *Rauhwaacke und Verkehrte Schichtfolge*

In **Übereinstimmung** mit HEGWEIN möchten wir die **Rauhwaacke** als carnisches Schichtglied zur Verkehrten Schichtfolge zählen. Wie aus unserem Befund am **Muot-sainza** Bön hervorgeht, **stellt** die Rauhwaacke höchst wahrscheinlich die eingewickelte carnische Basis der Terza-Schuppe dar. Dementsprechend würde es sich bei der Verkehrten Schichtfolge um die sonst überall fehlende **Unter/Mittel-Trias** der Terza-Schuppe handeln.

**Dieselbe Möglichkeit** wurde auch bereits **von HEGWEIN in Betracht** gezogen. Am **IM** bei Cinuos-chel ist die Rauhwaacke, soweit man dies im Gelände beurteilen kann, stets auf der E-Seite anstehend. Sie scheint über **Flin** mit dem Carn an der Mündung der Ova da Varusch in Verbindung zu stehen und sich in die Gipsmassen von S. **Güerg** bei S-chanf fortzusetzen.

**Demgegenüber** steht die Deutung der Verkehrten Schichtfolge als inverser Schenkel der Normalen Schichtfolge. Hauptsächlich aus tektonischen Gründen (vergleiche p. 29) möchten **wir** uns der Meinung **HEGWEINS** anschliessen und eine direkte antiklinale Verbindung als unwahrscheinlich betrachten. Die Verkehrte Schichtfolge ist eine von der Normalen Schichtfolge und ihren hangenden Elementen (Fraele-Zone) eingewickelte Serie.

Ebenso wenig glauben wir, dass man die Verkehrte Schichtfolge aus faziellen Gründen zum **Unterstalpin** rechnen **kann**, zeigt doch die Fazies **grosse Ähnlichkeit** mit derjenigen des Scarl-Quatervals-Systems im **Ofenpass-Gebiet**. Als basale Trias der Terza-Schuppe ist diese **Übereinstimmung** durchaus verständlich. Die tektonische Grenze zwischen **Unterstalpin** und dem sogenannten Mittelostalpin im Gebiet der Val Trupchun-Val **Casanna** ist **stark umstritten**, so dass die **Einordnung** der Verkehrten Schichtfolge ins **Unterstalpin** nur unsicher durchzuführen wäre.

## 3. *Normale Schichtfolge*

Obwohl wir eine direkte **antiklinale** Verbindung **zwischen** dieser Serie und ihrem Liegenden nicht befürworten, so ist trotzdem eine **gewisse** fazielle **Übereinstimmung** mit dem Scarl-Quatervals-System im Ofenpass-Gebiet unverkennbar.

Wir haben bereits festgestellt, dass es sich bei der Normalen Schichtfolge, auf Grund der **Faziesentwicklung** ebenfalls um ein westliches Element des **Scarl-Quatervals-System** handeln könnte. Diese Vermutung **wurde** erstmals von R. STAUB (1962) ausgesprochen. Auf der anderen Seite scheint uns aber, im Gegensatz zur Meinung STAUBS (1962), sowohl die fazielle als auch die räumliche **Übereinstimmung** zwischen der Normalen Schichtfolge und der Varusch-Serie (Ortler-System) auffallend. Analog **HEGWEIN** möchten **wir** daher die Normale Schichtfolge direkt mit der Varusch-Serie parallelisieren. Die von **STAUB** (1962) **vorgenommene tektonische** Aufspaltung in der **Ebene** von S-chanf beruht auf neueren Bohrungen, welche aber nie **tiefer** als bis in die **Gips-Anhydritzone** eingebracht wurden. Es scheint uns jedoch wahrscheinlich, dass diese Massen **infolge** junger, fortdauernder Mobilisation die tektonischen Zusammenhänge wohl allzusehr zerstört oder verschleiert haben könnten.

Es ergibt sich also ein Dilemma, indem die Normale Schichtfolge einerseits Anklänge an die Fazies des Scarl-Quatervals-Systems zeigt, andererseits tektonisch mit der **Ortler-Zone** im Zusammenhang zu stehen scheint. Dieses Dilemma kann nach unserer Meinung gelöst werden, indem man einerseits Scarl-Quatervals-System und **Ortler-System** auf Grund der Fazies nebeneinander im **Ablagerungsraum** einreicht, im übrigen aber die auf p. 132 gegebene tektonische Deutung annimmt, wonach sich die Tektonik



dieser Einheiten beziehungsweise ihre gegenseitige tektonische Beziehung zur **Hauptsache** in post-mitteltriadischen Schichten abgespielt hat. Mit dieser Annahme hätten **wir** in der Normalen Schichtfolge direkt den faziellen **Übergang** aus dem **Ofenpass-Gebiet** in die **Unter/Mitteltrias** des Ortler-Systems vor uns. Aus diesem Grunde ist es auch verständlich, dass die **fazielle** Differenz zur Verkehrten Schichtfolge nur gering ist. Wenn **wir** also behaupten, dass eine direkte antiklinale Verbindung zwischen Normaler und Verkehrter Schichtfolge unwahrscheinlich scheint, so möchten **wir** damit eine ursprüngliche, heute durch jüngere tektonische Bewegungen weit verscherte und deshalb zusammenhangslose antiklinale Verbindung in der **Unter/Mittel-Trias-Platte** des «**Ortler-Scarl-Quattervals-Systems**» keineswegs ausschliessen.

#### IV. Das **Silvretta-Kristallin** und die nordwestliche Randlinie

Wie aus dem allgemeinen historischen Rückblick hervorgeht, ist die Bedeutung dieser Kontaktfläche stark umstritten, Es stehen sich bisher prinzipiell zwei Auffassungen gegenüber:

1. Das **Silvretta-Kristallin** (inklusive **Ötztal-Kristallin**) hat als gewaltige Scholle die **Engadiner Dolomiten** überfahren. Dabei wurde die Silvretta-Decke von den tieferen Einheiten teilweise eingewickelt.
2. Das **Silvretta-Kristallin** bildet einen Teil der **kristallinen** Unterlage der Engadiner Dolomiten. Sekundäres Steilstellen der Kontaktfläche zerstörte grösstenteils den ursprünglich normal-stratigraphischen Kontakt.

Die erste Auffassung **wird** von Anhängern der **Deckentheorie**, die zweite sowohl von diesen als auch von Vertretern einer mehr autochthonen Tektonik der Sedimente verfochten. Die Kontroverse um die Stellung des **Silvretta-Kristallins** kann natürlich keineswegs nur von der Randlinie her abgeklärt werden, geschweige dem von dem kleinen Abschnitt derselben in der Quattervals-Gruppe.

Die sichere nordöstliche Fortsetzung der nordwestlichen Randlinie zieht nördlich des Piz **Nuna** in den **Gneiszug** von **Pra Putèr**. Dass dieser mit dem «**oberen Gneiszug**» südlich des Unterengadiner Fensters zusammenhängt, ist zwar sehr wahrscheinlich (**WENK** 1934) aber noch nicht sicher erwiesen. Im S setzt sich die nordwestliche **Randlinie** bis Ciuos-chelfort. Von dort an verläuft die Begrenzung des **Silvretta-Kristallins** mehr oder weniger E-W. An diesem **Südrand** fällt die Kontaktfläche steil nach N ein und überlagert die Sedimente des Albulagebietes. Entspricht der «**obere Gneiszug**» des Unterengadiner Fensters dem **Gneiszug** von **Pra Putèr**, so kann kaum angezweifelt werden, dass das **Silvretta-Kristallin** dem **Sesvenna-Kristallin** gleichzusetzen ist und damit zur **kristallinen** Unterlage der Engadiner Dolomiten gehört. Dies scheint tatsächlich die einfachste Lösung zu sein, besonders weil auch im E die verschiedenen **Kristallinmassen** (**Ötztal-**, **Sesvenna-Kristallin** etc.) **nur** schwer zu trennen sind (**WENK** 1934). Der Südrand der Silvretta-Scholle überlagert die Sedimente des Piz **d'Ela** und des Piz **Uertsch**. Entscheidend scheint damit die Frage nach dem Zusammenhang der Ela-Decke mit den Unterengadiner Dolomiten. Tatsächlich scheint ein solcher möglich zu sein, zumindest in bezug auf einige Elemente des Albulagebietes (vergleiche **KARAGOUNIS** und **SOMM** 1962). Damit hätte man die paradoxe Situation, dass das **Silvretta-Kristallin** einerseits unter (Unterengadiner Dolomiten und Quattervals-Gruppe) andererseits über (**Albula-Pass**) einigen vermutlich gleichzusetzenden Sedimentserien liegen müsste. Hier spielt nun die Frage nach der Bedeutung der Engadiner Linie eine wichtige, vermutlich sogar entscheidende Rolle.

## V. Zur zeitlichen Einstufung der Bewegungsphasen

Für diese stehen uns nur wenige Tatsachen zur Verfügung. Dadurch, dass in den **Trupchunkeilen** wahrscheinlich noch Paläozän mitgefaltet ist (vergleiche p. 36) kann eine prä-tertiäre Phase für den Grossteil der Tektonik ausgeschlossen werden.

Wir unterscheiden die ältere, in **bezug** auf die heutige Lage nördlich bis nordwestlich gerichtete Phase, und die jüngere, südlich bis südwestlich gerichtete Phase. Dabei ist die **Möglichkeit** einer transportierten Tektonik im Sinne **LEUPOLDS** (1934) zwischen oder nach diesen Phasen nicht ausgeschlossen. Immerhin halten wir **daran** fest, dass die S-gerichteten Bildungen allgemein nach dem N bis NW gerichteten Schub erfolgt sind. Es sei hier noch einmal **darauf** hingewiesen, dass der **südgerichtete** Schub ganz gut auch den Ausdruck einer Verschiebung aus der südlichen Richtung darstellen könnte, die sich **nur** in gewissen Stockwerken als **Rückschuppung** bemerkbar machte.

**Falls** eine Engadiner Linie als tektonische Störung wirklich existiert, so müsste sie jünger sein als die erwähnten Phasen. Ihr Verlauf in oder **zwischen** bestimmten tektonischen Elementen (**z. B. NW-Randlinie**) könnte jedoch durch ältere tektonische Anlagen weitgehend bestimmt worden sein.

## H. ZUR MORPHOLOGIE

Es **soll** in diesem Zusammenhang lediglich auf einige Punkte aufmerksam gemacht werden.

### a) Glazialbildungen

Die höchsten glazialen Ablagerungen des **Inn-Gletschers** befinden sich im untersuchten Gebiet auf etwa 2300 m. Dies stimmt **überein** mit dem morphologischen Relief auf der südlichen, nordwestlichen und nördlichen Seite der **westlichen Quattervals-Gruppe** (Val Trupchun, Engadin und Spöltal), **wo** sich die Obergrenze der **Eiswirkung** als schwach angedeutete Schulter zu erkennen gibt (Muot-sainza Bön, Murtaröl). Dieses Relikt ist kaum als alter **Talbodenrest** anzusehen, sondern dürfte einen einstigen **Eisrand** dokumentieren. Bei den glazialen Ablagerungen des Inn-gletschers handelt es sich um verstreutes, teils verrutschtes und versacktes Moränenmaterial, welches meist mit den lokalen, ebenfalls zum Teil glazigenen Schuttbildungen vermischt ist.

### b) Schotterbildungen

Sowohl Schotter- als auch Moränenmaterial ist in der Talsohle des **Engadins** oft mehr oder **weniger** sekundär **verfestigt**, so in der Val Torta, am Inn bei Cinuoschel und am Ausgang der Val Trupchun. Die Durchdringung von **Rauhwaacke** mit solchem Material haben wir bereits beschrieben (p. 24). Daneben treten im Engadin auch verfestigte Schotter mit mergeligem bis sandigem Bindemittel auf. Es sind die «Schotter von **S-chanf**», die **HEIERLI** (1955) eingehender beschrieb. Er deutet sie als Bildungen

eines postglazialen Rückzugsstadiums. Als Ergänzung dazu sei noch angeführt, dass sich am Ausgang der Val Mela (**Brail**), auf der linken Talseite ein alter Bachschuttkegel befindet, welcher vor der Schluchtbildung des Inn im Silvretta-Kristallin abgelagert wurde. Diese Schotter lassen sich mit den **Schotterbildungen** am Ausgang der Val Torta und der Val Flin vergleichen. Ihr **Verfestigungsgrad** ist unterschiedlich, doch ist ihrer Deutung als synchrone Bildungen zu den Schottern von S-chanf nichts entgegenzuhalten.

#### c) Blockströme und Schutt

Die starke **Zerklüftung** der Karbonatgesteine begünstigen eine Schuttbildung in den Hochtälern. Diese Erscheinung ist an der Bildung der Blockströme mitverantwortlich. Solche finden sich in der Val **Sassa**, der Valietta und im östlichen Schuttkar der Val Tantermozza unterhalb dem Piz Quattervals (Näheres bei **DOMARADZKI** 1951). **Oft** ist es schwierig, die subrezentten Moränen gegen die Wülste am Rande der Blockströme abzugrenzen.

#### d) Sackungen

Die grösste, schon von HEGWEIN erkannte **Sackung** befindet sich auf der Eiigadiner Seite des **Murtaröls** oberhalb Sur **Röven**. Der **Schichtverband** ist **grösstenteils** zerstört. Im Gebiet des Murtaröl sind auf zirka 200 m Nackentäler zu beobachten. Weitere, kleinere **Sackungen**, teils noch im Verband, treten am Murtaröl bei P. 2297 und westlich davon, in der Val Tantermozza **auf**. In der Val Cluozza sind die obernorisch-rhätischen Schichten auf der E-Seite der Spi da Tantermozza nördlich P. 2694 versackt. All diesen Sackungen ist gemeinsam, dass sie durch **Kriechbewegungen** im Carn der Terza-Schuppe ausgelöst wurden.

Die nordöstlichen und östlichen Hänge des **Muot-sainza Bön** weisen Nackentälchen und Sackungen auf, welche die Beobachtung der tektonischen Zusammenhänge an dieser wichtigen Stelle erschweren.

Grössere Bergstürze konnten keine festgestellt werden.

#### e) Quellen

Quellen sind in vorwiegend karbonatischen Gesteinen relativ selten. Die **grösseren** Bäche (Cluozza, Tantermozza) sind Schuttquellen. Ihrer zwei weisen starke Kalktuffbildung auf: die eine in der Val Cluozza, knapp unterhalb dem Weg nach Zernez. Zirka 200 m bevor dieser den Cluozza-Bach überquert, entspringt sie einer **Rauhwackenlinse** an der Basis der **Terza-Überschiebung**; die andere befindet sich auf der E-Seite der Val Tantermozza, auf zirka 2000 m, an der Grenze zwischen Schutt und dem aufgeschlossenen Carn der Terza-Schuppe. Zellige Kalke und **Rauhwacken** stehen auf gleicher Kote etwa 50 m weiter südlich an.

sen

rch, dass in den  
iche p. 36) kann  
werden.

bis nordwestlich  
ise. Dabei ist die  
) **zwischen** oder  
fest, dass die **S-**  
**ub** erfolgt sind.  
b ganz gut auch  
**llen** könnte, die  
ite.

t, so müsste sie  
**stimmten tekto-**  
tektonische An-

rksam gemacht

sich im **unter-**  
**ogischen** Relief  
n Quattervals-  
**ler Eiswirkung**  
**rtaröl**). Dieses  
einstigen **Eis-**  
handelt es sich  
ches meist mit  
it.

**Engadins** oft  
**inuos-chel** und  
t solchem **Ma-**  
**din** auch ver-  
die «Schotter  
als Bildungen

## Literaturverzeichnis

- AMMON, L. v. (1878): Die Gastropoden des Hauptdolomites und Plattenkalkes der Alpen. Abh. zool.-mineral. Ver. Regensburg, 11, Regensburg.
- AMPFERER, O. (1929): Einige Beispiele von Kerbwirkung und Reliefüberschiebung aus den Südtiroler Dolomiten. Jb. geol. Bundesanstalt, 79, 1/2, Wien.
- AMPFERER, O. und HAMMER, W. (1911): Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. Jb. k.k. geol. Reichsanstalt, 61, 3/4, Wien.
- AMSBURY, D. L. (1962): Detrital dolomite in central Texas. J. sedimentary Petrology, 32, 1, Tulsa.
- ANDREE, K. (1918): Über Vorkommen und Herkunft des Schwespatites am heutigen Meeresboden. Cbl. Mineral. Geol. Palaeontol., 1918, Stuttgart.
- ARBENZ, P. (1920): Über Faltenrichtungen in der Silvrettadecke Mittelbündens. Eclogae geol. Helv., 16, 1, Basel.
- (1934): Exkursion Nr. 92 B. Geol. Führer Schweiz, 14, Basel.
- ARGAND, E. (1916): Sur l'arc des Alpes Occidentales. Eclogae geol. Helv., 14, 1, Basel.
- ARTHABER, G. v. (1906): Die alpine Trias des Mediterran-Gebietes. Lethaea geognostica, 2. Teil, Mesozoicum I.
- BEALES, F. W. (1953): Dolomitic Mottling in Palliser (Devonian) Limestone, Banff and Jasper National Parks, Alberta. Bull. amer. Ass. Petroleum Geologists, 37, 10, Tulsa.
- (1958): Ancient Sediments of Bahaman type. Bull. amer. Ass. Petroleum Geologists, 42, 8, Tulsa.
- BEARTH, P. (1932): Geologie und Petrographie der Keschgruppe. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 12, Zürich.
- BEMMELEN, R. W. van (1957): Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). Jb. geol. Bundesanstalt, 100, 2, Wien.
- BISSELL, H. J. und CHILINGAR, G. V. (1958): Notes on diagenetic dolomitization. J. sedimentary Petrology, 28, 4, Tulsa.
- BITTNER, A. (1895): Lamellibranchiaten der alpinen Trias. I. Revision der Lamellibranchiaten von St. Cassian. Abh. k.k. geol. Reichsanstalt, 18, 1, Wien.
- (1901): Lamellibranchiaten aus der Trias des Bakonyerwaldes. Resultate der wiss. Erforschung des Balatonsees, Palaeontol. Anhang zu 1, 1.
- BLUMENTHAL, M. (1935): Zur Mechanik der Reliefüberschiebung. Eclogae geol. Helv., 28, 2, Basel.
- BOEHM, J. (1903): Die obertriadische Fauna der Bäreninsel. Avh. kungl. Svenska Vetenskapssakad., 37, 3, Stockholm.
- BOESCH, H. (1937): Geologie der zentralen Unterengadiner Dolomiten zwischen Ofenpass und Val Laschadura (Graubünden). Diss. Univ. Zürich.
- BÖSE, E. (1896): Zur Kenntnis der Schichtenfolge im Engadin. Z. dtsh. geol. Ges., 48, Berlin.
- BOGGILD, O. B. (1930): The shell structure of the mollusks. Danske vidensk. selsk. Skr., 9, 2, København.
- BRAUCHLI, R. (1921): Geologie der Lenzerhorngruppe. Beitr. geol. Karte Schweiz, n.F., 49, 2, Bern.
- BRÜCKNER, W. (1941): Über die Entstehung der Rauhawacken und Zellendolomite. Eclogae geol. Helv., 34, 1, Basel.
- BURKARD, G. (1953): Geologische Beschreibung der Piz-S-chalambert-Gruppe (Unterengadiner Dolomiten). Diss. Univ. Bern.
- CADISCH, J. (1953): Geologie der Schweizer Alpen. 2. erweiterte Aufl., Basel (Wepf).
- CAPELLINI, G. (1866): Fossili infraliassici del Golfo della Spezia. Mem. Accad. Sci. Ist. Bologna, (2a), 3, Bologna.
- CAROZZI, A. V. (1960): Microscopic Sedimentary Petrography. New York (Wiley & Sons).
- CAYEUX, L. (1929): Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. Mém. Carte géol. France, Paris.
- (1935): Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatés. Paris (Masson).
- CHAVE, K. E. (1954): Aspects of the biogeochemistry of magnesium. J. Geol., 62, 1, Chicago.

- CORNELIUS, H. (1935): Geologie der Err-Julier-Gruppe. I. Das Baumaterial (Stratigraphie und Petrographie excl. **Quartär**). Beitr. geol. Karte Schweiz, **n.F.**, 70, Bern.
- CUVILLIER, J. (1951): **Corrélations Stratigraphiques par Microfaciès en Aquitaine Occidentale**. Leiden (**Brill**).
- DIENER, C. (1923): Lamellibranchiata **triadica**. **Fossilium Catalogus, Animalia**, 19, Berlin.
- DITTMAR, A. v. (1864): Die Contorta-Zone. München (**Manz**).
- DOMARADZKI, J. (1951): Blockströme im Kanton Graubünden. Diss. **Univ.** Zürich.
- DUNBAR, C.O. und RODGERS, J. (1958): Principles of Stratigraphy. New York (Wiley & Sons).
- EGGENBERGER, H. (1926): Geologie der Albulazone zwischen dem Albulahospiz und **Scansfs** (Graubünden). **Eclogae geol. Helv.**, 19, 3, Basel.
- EMERY, K.O. und RITTENBURG, S. C. (1952): Early diagenesis of **California basin** Sediments in relation to **origin** of oil. Bull. amer. Ass. Petroleum Geologists, 36, Tulsa.
- EUGSTER, H. (1923 a): Geologie der **Ducangruppe** (Gebirge zwischen Albula und Landwasser). Beitr. geol. Karte Schweiz, **n.F.**, 49, 3, Bern.
- (1923 b): Der Ostrand des **Unterengadiner** Fensters. **Eclogae geol. Helv.**, 18, 2, Basel.
- (1924): Die westliche Piz-Üertsch-Kette (**Preda-Albulapass**). Beitr. geol. Karte Schweiz, **n.F.**, 49, 5, Bern.
- (1959): Beitrag zur Tektonik der **Engadiner** Dolomiten. **Eclogae geol. Helv.**, 52, 2, Basel.
- FABRICIUS, F.H. (1960): Sedimentation und Fazies des Rhät und der **Lias-Überdeckung** in den Bayerisch-Tirolischen Kalkalpen. Auszug Diss., Fak. **allg. Wiss.**, TH München.
- FAIRBRIDGE, R. W. (1955): Warm marine carbonate environments and dolomitisation. Tulsa geol. **Soc. Digest**, 23, Tulsa.
- FISCH, W.P. (1961): Der Verriicano auf der Nordost-Seite des Sernftales (Kt. Glarus). Mitt. naturf. Ges. **Glarus**, 11, **Glarus**.
- FRANK, M. (1934): Zur Bildungsgeschichte der oberen Trias am Nordrand der Kalkalpen zwischen Oberstdorf und Schliersee. Geol. Rdseh., 25, 2, Berlin.
- (1935): **Zur** Fazies und Bildung der Trias in den nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Salzach. Mitt. **mineral. petrogr. Inst.** TH Stüttgart, 1935, Stuttgart.
- FRAUENFELDER, A. (1916): Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen. **Eclogae geol. Helv.**, 14, 2, Lausanne.
- FRECH, F. (1904): Neue Zweischaler und Brachiopoden aus der Bakonyer Trias. Resultate der **wiss. Erforschung** des Balatonsees, Palaeontol. Anhang zu 1, 1.
- (1905): **Über** den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen mit besonderer Rücksicht auf den Brenner. **Wiss. Ergebn. dtsh. österr. Alpenver.**, 2, **Innsbruck**.
- (1907): Die Leitfossilien der **Werfener** Schichten und Nachträge zur Fauna des Muschelkalkes, der **Cassianer** und **Raibler** Schichten, sowie des **Rhaet** und des Dachsteinkalkes (Hauptdolomit). Resultate der **wiss. Erforschung** des Balatonsees, Palaeontol. Anhang zu 1, 1.
- FREI, F. (1925): Geologie der östlichen Bergünnerstöcke (Piz **d'Aela** und Tinzenhorn, Graubünden). Beitr. geol. Karte Schweiz, **n.F.**, 49, 6, Bern.
- GENGE, E. jun. (1958): Ein Beitrag zur Stratigraphie der südlichen **Klippendecke** im Gebiet Spillgerten-Seehorn (Berner Oberland). **Eclogae geol. Helv.**, 51, 1, Basel.
- GÜMBEL, W. v. (1887): Geologisches aus Westtirol und **Unterengadin**. Verh. **k.k. geol. Reichsanstalt**, 37, 16, Wien.
- (1888): Geologisches aus dem Engadin. **Jber. naturf. Ges. Graubünden**, **n.F.** 31, Chur.
- (1891): Geologische Bemerkungen über die Thermen von **Bormio** und das Ortlergebirge. **Sitz.-Ber. k. bayer. Akad. Wiss.**, 21, München.
- (1893): **Über** anstehenden Radiolarienjaspis in der **Schweiz**. **Neues Jb. Mineral. Palaeontol. Geol.**, 2, Stuttgart.
- (1893): Geologische Mitteilungen über die Mineralquellen von **St. Moritz** im Oberengadiu und ihre Nachbarschaft, nebst Bemerkungen über das Gehirge bei Bergün und die Therme von **Pfäfers**. **Sitz.-Ber. k. bayer. Akad. Wiss.**, 23, 1, München.
- HÄBERLE, D. (1908): Paläontologische Untersuchung Triadischer Gastropoden aus dem Gebiet von Predazzo. Verh. **naturhist.-med. Ver.** Heidelberg, **n.F.**, 9, Heidelberg.
- HAGN, H. (1955): Fazies und Mikrofauna der Gesteine der Bayerischen Alpen. **Internat. sedimentary petrogr. Ser.**, 1, Leyden.

- HAMMER, W.** (1908): Die Ortlergruppe und der Ciavalatschkamm. Jb. k.k. geol. Reichsanstalt, 58, 1, Wien.
- HEGWEIN, W.** (1927): Beitrag zur Geologie der **Quaternalsgruppe** im schweizerischen Nationalpark (Graubünden). Auszug Diss.: Jb. phil. Fak. II Bem, 7, Bern (Original d. Diss. in der Stadtbibliothek Bern).
- HEIERLI, H.** (1955): **Geologische Untersuchungen in der Albulazone zwischen Crap Alv und Cinuos-chel** (Graubünden). Beitr. geol. Karte Schweiz, n.F., 101, Bem.
- HEIM, A.** (1922): Geologie der **Schweiz**. 2, 2. **Leipzig** (C.H. Tauchnitz).
- HERITSCH, F.** (1914): Die Anwendung der Deckentheorie auf die Ostalpen **I-III**. Geol. Rdsch., 5, 2, 4, 8, Berlin.
- HESS, W.** (1949): Geologische Untersuchungen in den westlichen **Münsteralpen** zwischen Ofenpass und **Valle di Fraele**. Unveröffentl. Diplomarbeit ETH Zürich.
- (1953): Beiträge zur Geologie der südöstlichen **Engadinerdolomiten** zwischen dem oberen Münstertal und der **Valle di Fraele** (Graubünden). Eclogae geol. Helv., 46, 1, Basel.
- (1962): Über den Jaggl (**Cima del Termine**) am **Reschenpass** (Passo di Resio), **Südtirol**, und seine Deutung. Eclogae geol. Helv., 55, 2, Basel.
- HONGSON, A. W.** (1959): **On the Origin of Calcite-Filled Cavities in the British Dinantian Limestones**. Eclogae geol. Helv., 51, 3, Basel.
- HÜCKEL, B.** und **JACOBSHAGEN, V.** (1962): Geopetale **Sedimentgefüge** im Hauptdolomit und ihre Bedeutung für die tektonische Analyse der nördlichen Kalkalpen. Z. **dtsh.** geol. Ges., 113, 2/3, Berlin.
- HUGI, T.** (1945): **Gesteinsbildend** wichtige Karbonate und deren Nachweis mittels Färbmethoden. Schweiz. **mineral.** petrogr. Mitt., 25, Zürich.
- ILLING, V. L.** (1954): **Bahaman calcareous sands**. **Bull. amer. Ass. Petroleum Geologists**, 38, 1, Tulsa.
- (1959): **Deposition and diagenesis of some Upper Palaeozoic carbonate sediments in western Canada**. 5<sup>th</sup> World Petroleum Congress, Sect. 1, Pap. 2.
- INHELDER, H.** (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.
- KARAGOUNIS, K.** und **SOMM, A.** (1962): Geologische Probleme aus den südlichen Engadiner Dolomiten. Eclogae geol. Helv., 55, 2, Basel.
- KATZ, H.** (1948): Geologische Untersuchungen am **Piz Lad** bei **Sta. Maria** im Münstertal. Unveröffentl. Diplomarbeit ETH **Zürich**.
- KIRCHMAYER, M.** (1957): Durch **Mikrofossilien** belegte Grüne Schichten im norischen **Hauptdolomit in Oberösterreich**. Verh. geol. Bundesanstalt, 1957, Wien.
- KITTL, E.** (1900): Trias-Gastropoden des **Bakonyer** Waldes. Resultate der **wiss.** Erforschung des Balatonsees, Palaeontol. Anhang zu 1, 1.
- KLAEY, L.** (1957): Geologie der Stammerspitze. Untersuchungen im Gebiete zwischen Val Sinestra, Val Fenga und **Samnaun (Unterengadin)**. Eclogae geol. Helv., 50, 2, Basel.
- KOKEN, E.** (1897): Die Gastropoden der Trias um Hallstatt. **Abh.** k.k. geol. Reichsanstalt, 17, 4, Wien.
- KRISTAN, E.** (1957): **Ophthalmidiidae** und **Tetrataxinae (Foraminifera)** aus dem Rhät der Hohen Wand in Nieder-Österreich. Jb. geol. Bundesanstalt, 100, Wien.
- KRISTAN-TOLLMANN, E.** (1962): Stratigraphisch wertvolle Foraminiferen aus Obertrias- und Liaskalken der voralpinen Fades bei Wien. Erdöl Z., 78, 4, Wien und **Hamburg**.
- KÜBLER, H.** und **MÜLLER, W. E.** (1962): Die Geologie des Brenner-Mesozoikums zwischen **Stubai-** und **Pflerschtal (Tirol)**. Jb. geol. Bundesanstalt, 105, **Wien**.
- LEUCBS, K.** (1926): **Sedimentationsverhältnisse** im Mesozoikum der nördlichen Kalkalpen. Geol. Rdsch., 17, Berlin.
- (1928): Beiträge zur Lithogenese **kalkalpiner** Sedimente. **Neues** Jb. Mineral. Geol. Palaeontol., Abt. B, Bb. 59, Stuttgart.
- LEUPOLD, W.** (1934a): **Einleitung** zu den Exkursionen Nr. 92, 93 und 94 (Unterengadiner Dolomiten). Exkursion Nr. **92A**, 93, 94 (mit H. EUGSTER). Geol. Führer Schweiz, 14, Basel.

- LEUPOLD, W.** (1934b): Exkursion Nr. 87. Geol. Führer **Schweiz**, 13, Basel.
- MARSHALL, W.** (1941): Die Foraminiferen der **Triasablagerungen** von **Eberstein** bei **Klagenfurt**. Paläontolog. Z., 22, Berlin.
- MARTINA, E.** (1958): **Contributo alla conoscenza del Norico dell'Alta Valle di Gallo (Alpi Retiche, Bormio)**. Atti Soc. Ital. Sci. naturali, 97, 1, **Milano**.
- MCCROSSAN, R. G.** (1958): Sedimentary upboudinage » structures in the Upper Devonian Ireton Formation of **Alberta**. J. sedimentary Petrology, 28, 3, Tulsa.
- MERKI, P.** (1961): Der Obere Muschelkalk im östlichen Schweizer Jura. Eclogae geol. Helv., 54, 1 Basel.
- MILNER, H. B.** (1940): Sedimentary Petrography. 3. Aufl. London (Murby).
- NEHER, J.** und **ROHRER, E.** (1958): **Dolomitbildung** unter **Mitwirkung** von Bakterien. Eclogae geol. Helv., 51, 2, Basel.
- NIGGLI, P.** (1948): Gesteine und **Minerallagerstätten**. 1. Basel (Birkhäuser).
- (1952): **Gesteine** und Minerallagerstätten. 2. Basel (**Birkhäuser**).
- OBERHAUSER, R.** (1957): **Ein** Vorkommen von **Trocholina** und Paratrochoiina in der ostalpinen Trias. Jb. geol. Bundesanstalt, 100, Wien.
- OSMOND, J. C.** (1956): Mottled carbonate rocks in the **Middle Devonian** of eastern Nevada. J. sedimentary Petrology, 26, 1, Tulsa.
- OTT, E.** (1925): Geologie der westlichen **Bergünnerstöcke** (Piz Michèl und Piz Toissa, **Graubünden**). Beitr. geol. Karte Schweiz, n. F., 49, 5, Bern.
- PAREA, G. C.** (1960): Contributo alla conoscenza del **Triassico** superiore del gruppo **dell'Ortles**. Riv. Ital. Paleontol., 66, 3, Parma.
- PETTIJOHN, F. J.** (1957): Sedimentary rocks. New York (**Harper**).
- POTOAIE, R.** (1928): Petrographie der «**Ölschiefer**» und ihrer Verwandten. **Berlin** (Borntraeger).
- POZZI, R.** (1957): La geologia della bassa **Valle di Fraele (Alpi Retiche)**. Eclogae geol. Helv., 50, 1, Basel.
- (1959): Studio stratigrafico del **Mesozoico dell'Alta Valtellina (Livigno – Passo dello Stelvio)**. Riv. Ital. Paleontol., 65, 1, Parma.
- (1960a): **Rapporti tettonici fra Le Falde di Quaternals, Umbrail ed Ortles** dalla Val Saliente alla Val Forcola (**Alta Valtellina**). Rendic. Acc. Sci. Lett. Lombardo, Kl. A, 94, **Milano**.
- (1960b): **La fauna Liassica dell'Alta Valtellina** (Alpi Retiche). Riv. Ital. Paleontol., 66, 4, Parma.
- POZZI, R.** und **GIORCELLI, A.** (1960): **Memoria illustrativa** della Carta geologica della Regione compresa fra Livigno ed il **Passo dello Stelvio** (Alpi Retiche). **Boll. Serv. geol. Italia**, 81, Roma.
- RILEY, M. C.** und **BYRNE, J. V.** (1961): Genesis of **primary structures in anhydrite**. J. sedimentary Petrology, 31, 4, Tulsa.
- RODGERS, J.** (1954): Terminology of **limestone and related rocks**: an interim report. J. sedimentary Petrology, 24, 4, Tulsa.
- RÖSLI, F.** (1927): Zur Geologie der Murtirölgruppe bei **Zuoz (Engadin)**. Auszug Diss.: Jb. phil. Fak. II Bern, 7, Bern (Original d. Diss. in der **Stadtbibliothek** Bern).
- (1928): **Über** das gegenseitige Verhältnis von **Languard- und Campodecke**. Eclogae geol. Helv., 21, 1, Basel.
- RUCHIN, L. B.** (1958): **Grundzüge** der Lithologie. Berlin (Akademie-Verlag).
- SANDER, B.** (1922): **Über** bituminöse und **kohlige** Gesteine. **Mitt. geol. Ges. Wien**, 15, Wien.
- (1936): Beiträge zur **Kenntnis** der **Anlagerungsgefüge** (Rhythmische Kalke und Dolomite aus der **Trias**). **Leipzig (Akademie-Verlag)**.
- SARIN, D. D.** (1962): Cyclic **sedimentation** of primary dolomite and limestone. J. sedimentary Petrology, 32, 3, Tulsa.
- SCHAFFER, F. X.** (1951): Geologie von Österreich. Wien (Deuticke).
- SCHARDT, H.** (1908): Geologie de la **Suisse**. **Publ. dict. géogr. Suisse, Neuchâtel**.
- SCHIDLOWSKI, M.** (1961): Zur Revision des **ostalpinen Deckenbaus im Allgäu-Vorarlberger** Grenzraum. Z. dtsh. geol. Ges., 113, 1, **Berlin**.
- SCHILLER, W.** (1903): **Geologische Untersuchungen** im östlichen Unterengadin. I. **Lischannagruppe**. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br., 16, Freiburg i. Br.
- (1906): **Geologische Untersuchungen** im östlichen Unterengadin. II. **Piz-Lad-Gruppe**. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br., 16, Freiburg i. Br.

- SCHLAGINTWEIT, O. (1908): Geologische Untersuchungen in den Bergen zwischen Livigno, Bormio und **Sta. Maria** im Münstertal. Z. dtsh. geol. Ges., 60, 2/3, Berlin.
- SIEGEL, F.R. (1961): Variations of Sr/Ca ratios and Mg contents in Recent carbonate sediments of the northern Florida Keys area. J. sedimentary Petrology, 31, 3, Tulsa.
- SITTER, L.U. de und SITTER-KOOMANS, C.M. de (1949): The Geology of the Bergamasc Alps, **Lombardia**, Italy. Leidsche geol. mededeelingen, 14B, Leiden.
- SOMM, A. und SCHNEIDER, B. (1962): Zwei paläontologische und stratigraphische Beobachtungen in der Obertrias der südwestlichen Engadiner Dolomiten (Graubünden). *Ergebn. wiss. Untersuchg. schweiz. Nationalpark, n.F.*, 7, 47, **Chur**.
- SPÄNHAEUER, F. (1932): Geologie und Petrographie der Vadret-Sursiira-Gruppe. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 12, Zürich.
- SPITZ, A. und DYHRENFUHRTH, G. (1914): Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen **Schuls, Scans** und dem **Stilfserjoch**. *Beitr. geol. Karte Schweiz, n.F.*, 44, Bern.
- STÄUBLE, A. J. (1959): Zur Stratigraphie des Callovian im zentralen Schweizer **Jura**. *Eclogae geol. Helv.*, 52, 1, Basel.
- 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 Schweizer Alpen. *Beitr. geol. Karte Schweiz, n.F.*, 46, 3, Bern.
- (1924): Der Bau der Alpen. *Beitr. geol. Karte Schweiz, n.F.*, 52, Bern.
- (1928): Der **Bewegungsmechanismus** der Erde. **Berlin** (Borntraeger).
- (1934): Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. *Denkschr. schweiz. naturf. Ges.*, 69, Zürich.
- (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, Basel.
- (1962): Neuere geologische Studien zwischen Bünden und dem oberen Veltlin. I. Zur Gliederung der ostalpinen **Schubmassen** zwischen **Engadin** und **Ortler**. *Jber. naturf. Ges. Graubünden, n.F.*, 89, Chur.
- STAUFFER, K. W. (1962): Quantitative petrographic study of Paleozoic carbonate rocks, Caballo Mountains, New Mexico. J. sedimentary Petrology, 32, 3, Tulsa.
- STEHLI, F. G. und HOWER, J. (1961): **Mineralogy** and early diagenesis of carbonate sediments. J. sedimentary Petrology, 31, 3, Tulsa.
- STIEGER, R. (1962): **Geologie der Val Trupchun** (Engadin). Unveröffentl. Diplomarbeit ETH Zürich.
- STÖCKLIN, J. (1949): **Zur Geologie der nördlichen Errgruppe** zwischen Val d'Err und Weissenstein (Graubünden). Diss. Univ. Zürich.
- STOPPANI, A. (1858/1860): Paleontologie Lombarde. I. Les **Pétrifications d'Esino**. **Milano** (Bernardoni).
- (1860/1865): Paleontologie Lombarde. II. Geologie et Paleontologie des couches à Avicnla contorta. **Milano** (Bernardoni).
- STRECKEISEN, A. (1928): Geologie und Petrographie der Flüelagruppe (Graubünden). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 8, Zürich.
- TALLAFERRO, N.L. (1934): Contraction phenomena in cherts. *Bull. geol. Soc. Amer.*, 45, Washington.
- TERMIER, P. (1904): Les nappes des Alpes orientales et la **synthèse** des Alpes. *Bull. Soc. geol. France* (4), 3, Paris.
- (1905): Les Alpes entre le Brenner et la Valtelline. *Bull. Soc. geol. France* (4), 5, Paris.
- THEOBALD, G. (1864): Geologische Beschreibung von Graubünden. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, 2, Bern.
- (1866): Die südöstlichen Gebirge von **Graubünden**. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, 3, Bern.
- TOLLMANN, A. (1963): **Ostalpensynthese**. Wien (Deuticke).
- TOMMASI, A. (1903): Revisione della fauna a **Molluschi della Dolomia** principale di **Lombardia**. *Palaeontographia italica*, 9, Pisa.
- TORRICELLI, G. (1956): Geologie der Piz-Lad-Piz-Ajüz-Gruppe (Unterengadin). Diss. Univ. **Bern**.



- TRÜMPY, D. (1912): Zur Tektonik der untern **ostalpinen** Decken Graubündens. Vierteljahrsschr. naturf. Ges. Zürich, 58, Zürich.
- TRÜMPY, E. (1930): Beitrag zur Geologie der **Grignagruppe am Comersee** (Lombardei). Diss. Univ. Bern.
- TRÜMPY, R. (1960): Paleotectonic Evolution of the central and **western Alps**. Bull. geol. Soc. Amer., 71, Washington.
- TUYL, F. M. van (1916): The origin of dolomite. Ann. Rep. Iowa geol. Surv., 25, Des Moines.
- TWENHOFEL, W. H. (1932): Treatise on Sedimentation. Baltimore (Williams & Wilkins).
- UDLUFT, H. (1931): Ein **neuer** Beitrag zum Dolomitproblem. Z. dtsh. geol. Ges., 83, 1, Berlin.
- VERDAM, J. (1928): Geologische Forschungen im nördlichen **Rhätikon**. Diss. Univ. Zürich.
- VOLLRATH, P. (1929): zur Bildungsgeschichte der oberrheinischen und rhätischen Stufe im **Karwendelgebirge**. Mitt. mineral.-geol. Inst. TH Stuttgart, 7, Stuttgart.
- WARNE, S. S. J. (1962): A quick field or laboratory staining scheme for the differentiation of the **major carbonate minerals**. J. sedimentary Petrology, 32, 1, Tulsa.
- WENK, E. (1934a): Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 14, Zürich.
- (1934b): Der Gneisznng Pra **Putèr-Nauders** im **Unterengadin** und das Verhältnis der **Umbraildecke** zur **Silvretta/Ötztaldecke**. Eclogae geol. Helv., 27, 1, Basel.
- WICHER, C. A. (1952): **Involutina, Trocholina** und **Vidalina** – Fossilien des Riffbereichs. Dtsch. geol. Jb., 66, Berlin.
- WIRZ, A. (1945): Beiträge zur Kenntnis des **Ladinikums** im Gebiete des **Monte San Giorgio**. Schweiz. Paläontol. Abh., 65, Basel.
- WÖHRMANN, S. v. (1889): Die Fauna der sogenannten Cardita- und Raibler Schichten in den nordtiroler und bayerischen Alpen. Jb. k.k. geol. Reichsanstalt, 39, Wien.
- ZOEPPRITZ, K. (1906): Geologische Untersuchungen im **Oberengadin** zwischen Albulapass und **Livigno**. Ber. naturf. Ges. **Freiburg i. Br.**, 16, **Freiburg i. Br.**
- ZYNDEL, F. (1912): **Über** den Gebirgsbau Mittelbündens. Beitr. geol. Karte Schweiz, n.F., 41, Bern.

## Geologische Karten

- Geologische Karte der Schweiz 1:100 000. Blatt 15 (G. THEOBALD, 1864). Blatt 20 (G. THEOBALD, 1865).
- Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200 000. Blatt 4. St. Gallen–Chur (1959).
- 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 Schweizer Alpen 1:250 000 (R. STAUB, 1916).
- Nr. 74 Geologische Karte von **Mittelbünden** 1:25 000. B Blatt Davos (J. CADISCH und W. LEUPOLD, 1928). D Blatt Laudwasser (H. EUGSTER und W. LEUPOLD, 1930). E Blatt Piz **Michèl** (F. FREI und E. OTT, 1926). F Blatt Bergün (H. EUGSTER und F. FREI, 1927).
- Nr. 105 A und B, Tektonische Karte der Alpen mit Profilen 1:1 000 000 (R. STAUB, 1924).
- Nr. 115 Geologische Karte der Err-Julier-Gruppe 1:25 000. B Ostblatt (H. P. CORNELIUS, 1932).
- 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. SPÄNHAUER, 1941).
- Nr. 20 Blatt **Zernez** (H. BOESCH, J. CADISCH, W. HEGWEIN, F. SPÄNHAUER, E. WENK, 1948).
- Nr. 44 Blatt Schnls-Tarasp (Probedruck) (J. CADISCH, H. EUGSTER, E. WENK, G. TORRICELLI, G. BURKARD, 1962).
- Geologische Karte der Quaternalsgruppe im **schweiz. Nationalpark** (W. HEGWEIN, herausgeg. von der Schweiz. naturf. Gcs., 1934).

- Tektonische Karte der Gebirge zwischen Engadin und Veltlin 1:200 000 (R. STAUB, 1961, Jahresber. naturf. Ges. Graubünden, n.F., 90, Tafel III).
- Geologische Spezialkarten d. Österr.-Üng. Monarchie (Reichsanstalt) 1:75 000. Blatt 66 Glurns und Ortler (W. HAMMER, 1912).
- Geologische Spezialkarten d. Republik Österreich (Bundesanstalt) 1:75 000. Blatt 5245 Nauders (W. HAMMER, 1923).
- Carta geologica d'Italia 1:100 000.  
 Nr. 2/3 Mompiccio – Passo di Resia (1925).  
 Nr. 9 M. Cevedale (1951).
- Carta geologica della Regione compresa fra Livigno e il Passo dello Stelvio 1:35 000 (R. Pozzi und A. GIORCELLI, Istituto di Geologia, Univ. Milano, 1960).
- Geologische Karte der Gebirge zwischen Albulapass und Livigno 1:50 000 (in Lit. K. ZOEPPRITZ, 1906).
- Geologische Karte des Gebietes zwischen Livigno und Sta. Maria im Münstertal 1:100 000 (in Lit. O. SCHLAGINTWEIT, 1908).
- Geologisch-tektonisches Kärtchen und Profile der Ofenpass–Umbrail- und Stelviorouten (H. BOESCH und W. LEUFOLD, in PTT-Führer Ofenpass, Bern, 1955).**

### Topographische Karten

- Landeskarte der Schweiz 1:50 000. Blatt 249 Tarasp. Blatt 249 bis Resia. Blatt 259 Ofenpass. Blatt 259 bis Gloranza. Blatt 269 Bernina.
- Topographisches Atlas der Schweiz (Siegfried-Atlas) 1:50 000: Normalblätter: 424 Zernez. 428 Scafs. Zusammensetzungen: Blatt Ofenpass.
- Carta delle zone turistiche d'Italia del T.C.I. Milano, Gruppo Ortles–Cevedale.
- Carta d'Italia del Ist. geogr. militare: Foglio 2 Mompiccio. Foglio 3 Passo di Resia. Foglio 8 Bormio. Foglio 9 Monte Cevedale.

## Tafel I

1. Syntedimentäre (?) Breccie aus den Quaternals-Schichten. Einige Komponenten mit Silexkrusten (Hammerstiellänge = 37 cm, -kopflänge = 13 cm).  
*Fundort:* Blockstrom Valletta.
2. **Intraformationelle** Breccie (Thixotropiebreccie?) aus den **Quaternals-Schichten**. Komponenten mit Silex nachgezeichnet.  
*Fundort:* Blockstrom Valletta.
3. T-Dolomit im Niveau der **Prà-Grata-Schichten** am **N-Grat** des Piz **d'Esan** (oberste Val Mela). **TD** = T-Doloniit. **D** = **Dolomit**, **K** = Kalk (vorwiegend Quaternals-Schichten). **Deutliche** Abhängigkeit einiger TD-Linsen von einem Bnich (gestrichelt).
4. T-Dolomit (?) (hell) am Piz **d'Esan** N-Grat (nördlich Foirnn Val Torta) im Niveau des **unteren** norischen Dolomits und der **Prà-Grata-Schichten**, Dunkel = vorwiegend Kalk.



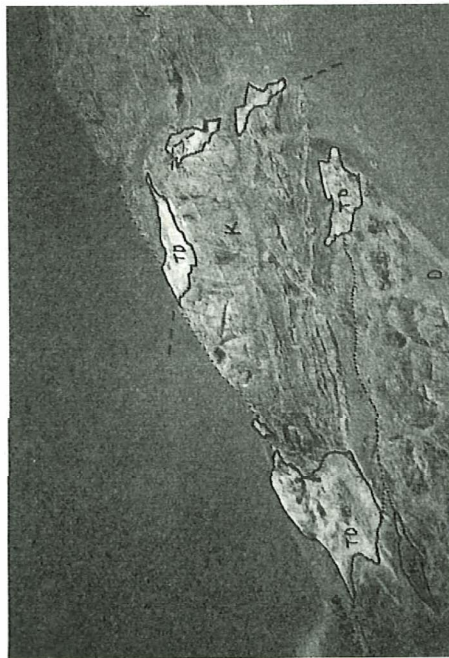
2



4



1



3

mit Silex-  
n. Kompo-  
Val Mela).  
tliche Ab-  
des unter-

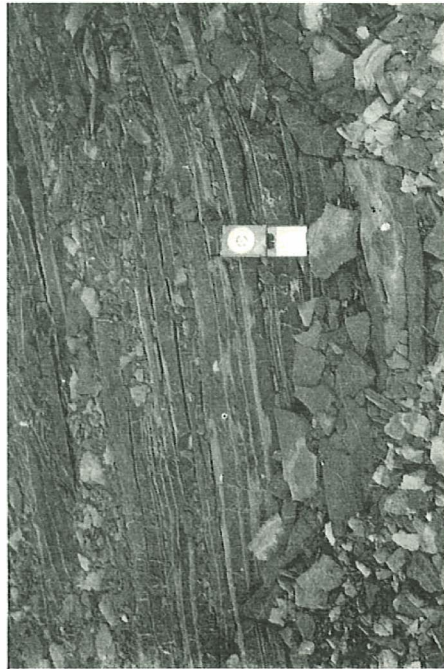


## Tafel II

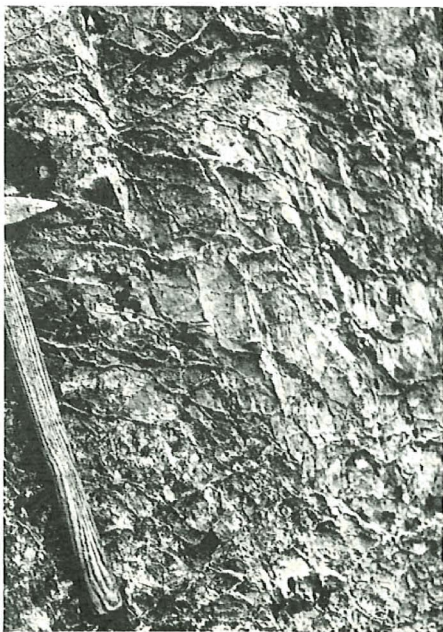
1. Dolomitische Durchaderung eines Kalkes der Quattervals-Schichten in der Terza-Schuppe, Valletta-W-Seite unterhalb P. 2469.
2. Übergang von Kalk (dunkel) in Dolomit (hell). Im Kalk Dolomitaggregatesowie dolomitische Suturen. Prä-Grata-Schichten der obersten Val Tantermozza (W-Kar).
3. Dolomitklüfte (weiss) im Kalk (dunkel). Prä-Grata-Schichten der oberen Val Sassa W-Seite.
4. Lagig-schlierig-unregelmässige Dolomitisation längs Schichtfugen. Prä-Grata-Schichten der obersten Val Tantermozza (W-Kar).



1 2



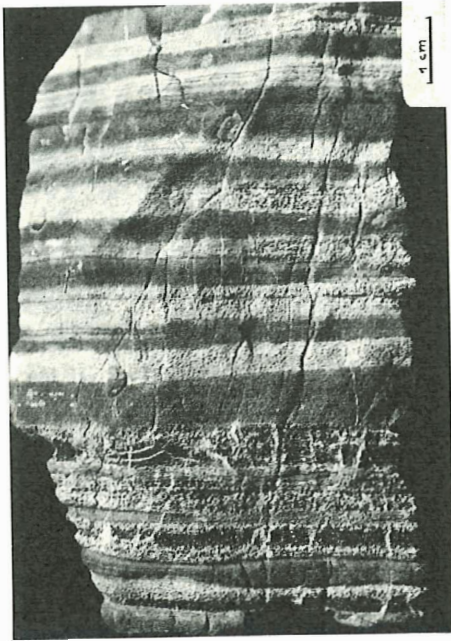
3 4



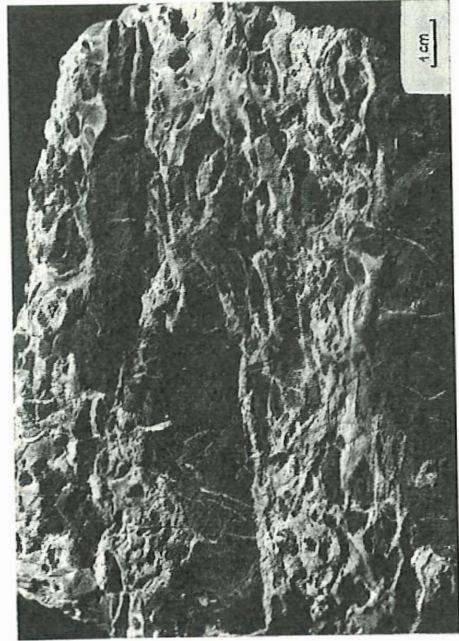
erza-Schuppe.  
e dolomitische  
assa W-Seite.  
Schichten der

*Tafel III*

1. Bänder von Kalk (schwarzgrau) und zweiphasig angelegtem Dolomit (grau und weissgrau). Man beachte Resistenzunterschiede gegenüber Verwitterung (Kanten). Weissgraue Dolomitmörner zum Teil einzeln in den Kalklagen. Helle Aderbildungen dolomitisch. *Fundort*: Prä-Grata-Schichten, oberste Val Tantermozza (W-Kar).
2. Vorwiegend ophthalmitische Gefügerelation zwischen Kalk (schwarzgrau) und Dolomit (grau und weissgrau). *Fundort*: wie oben.
3. Komplexe Gefügerelation (merimitisch-stromatitisch bis leicht ophthalmitisch) von Kalk (schwarzgrau) und Dolomit (grau und weissgrau). Wiederum typische Zweiphasigkeit. *Fundort*: wie oben.
4. Schlierige Dolomitisation (grau) von Kalk (schwarz). Teils suturartig; daneben merimitische (weisse) Gefügerelationen. Adern an den Suturen versetzt; also primäre, vermutlich noch kalkige Anlage der Adern älter als Stylolithbildung. *Fundort*: wie oben.



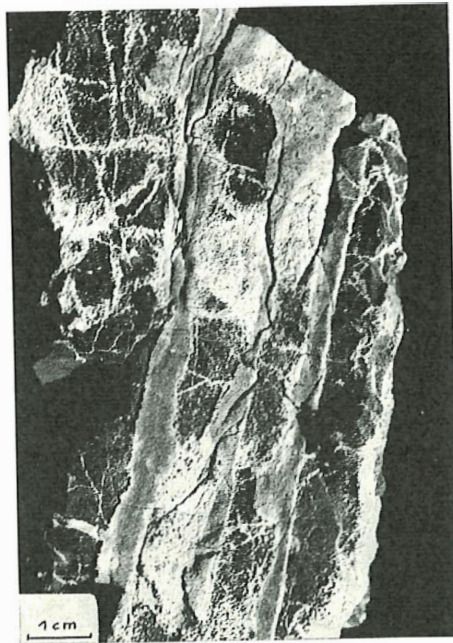
1



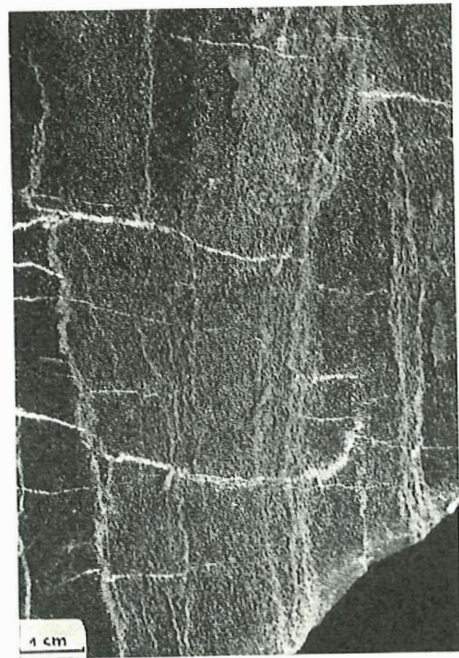
2

3

4



11



d weissgrau).  
olomitkörner  
: Prà-Grata-

Dolomit (grau

h) von Kalk  
eit. Fundort:

nerismische  
noch kalkige



## Tafel IV

1. *Anschliff*, Vergrößerung 1,5×. «Mottled Dolomiten (typischer Sekundärdolomit). Unregelmässige Bänderung mit starker Stylolithbildung (teils reliktsch erhalten). Schwarz = Kalk (nach LEMBERG gefärbt). *Fundort*: unternorischer Dolomit der Val Mela/Brail.

2. *Anschliff*, Vergrößerung 2×. Feingeschichteter, sekundärer Dolomit. Feinschichtung zu Lamellen und intraformationellen Kleinbreccien aufgelöst (Thixotropie?). Teilweise weisspatartige Bildungen (vermutlich durch hellen Dolomit nachgezeichnete, ältere, grobspätige Calcitausfüllungen, vielleicht in primären bis fröhdiaogenetischen oder syngenetisch mit der Schichtzerbrechung gebildeten Rissen und Hohlräumen). *Fundort*: unternorischer Dolomit der Val Mela/Brail.

3. *Anschliff*, Vergrößerung 2X. Feingeschichteter, mit Drusendolomit assoziierter Dololuit (Primärdolomit?, vergleiche p. 91).

a) Dololuitische Schicht mit primärem, durch Dolomitspat verheiltem Riss (Mitte).

b) Vorwiegend resedimentierte Schichtbruchstücke. Hohlräume und Zwischenmasse durch weissen Dolomitspat verkittet.

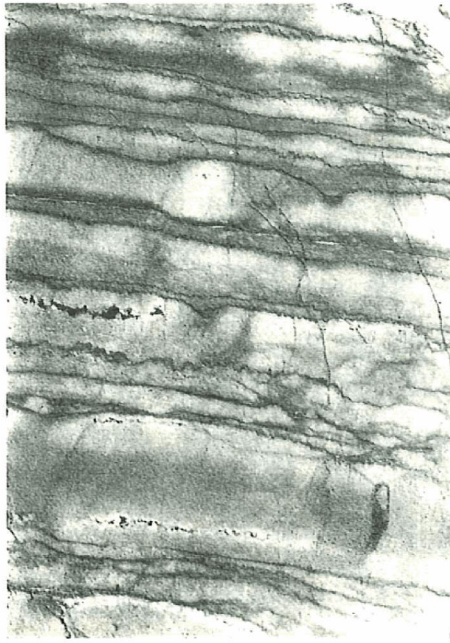
c) Schicht mit Querrissen, die durch Dolomitspat verheilt sind. Offenbar synsedimentär bis fröhdiaogenetisch zerbrochen.

d) Vorwiegend wie b.

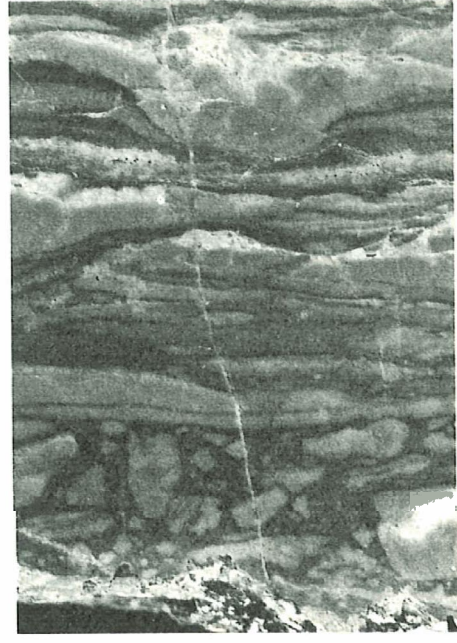
e) Abgebröckelte, geopetal angelagerte Sedimentbruchstücke. Der entstandene Hohlraum durch weissen Dolomitspat ausgefüllt. Oben augenförmige Drusenbildung (Typus «Birdseye», vergleiche p. 102). Handelt es sich um Gasblasen, die in der schwarzgrauen Schicht entstanden sind, so könnten diese durch die Schicht nach oben gewandert sein bis zur nächsten, bereits angelegten Feinschicht. Infolge Oberflächenspannung der Blasen wären diese an der Unterseite von Schicht (f) gefangen worden. Dies wäre als Kriterium für normale Lagerung zu werten. Oberhalb Schicht (f) wiederum ähnliche Hohlräume, welche diese Beobachtung zu widerlegen scheinen.

f) Riss in dieser Schicht durch dunkles Sediment ausgefüllt (Mitte). *Fundort*: unternorischer Dolomit Val Mela/Brail.

4. *Drusendolomit*. Man beachte die lagenweise Anhäufung der Drusen. *Fundort*: obernorischer Dolomit; Crappa Mala E-Seite.



1



2



f

e

d

c

b

a

3



1 cm

4

omit). Unregel-  
 hwarz = Kalk

ichtung zu La-  
 weisspatartige  
 itige Calcit aus-  
 it der Schicht-  
 it der Val Mela/

Dolomit (Pri-  
 te).

e durch weissen

entär bis früh-

ohlraum durch  
 eye», vergleiche  
 anden sind, so  
 eits angelegten  
 te von Schicht  
 erhalb Schicht  
 nen.

unternorischer

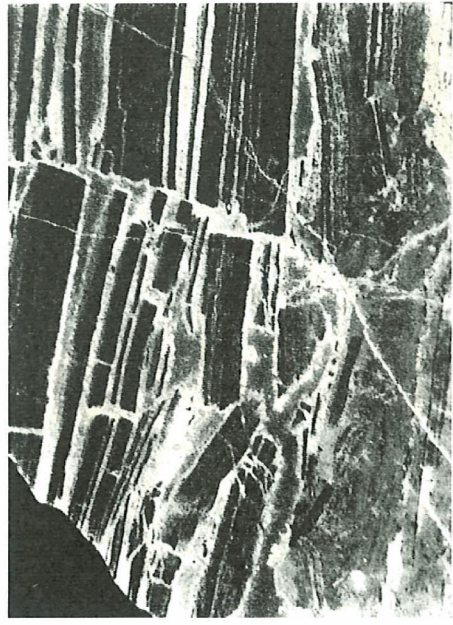
obernorischer

## Tafel V

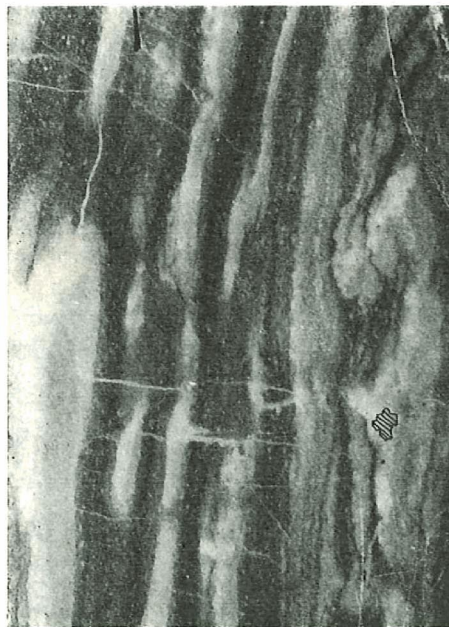
1. *Anschliff*, Vergrößerung 3X. «**Mottled Dolomite**\* (typischer Sekundärdolomit). **Augenartige** bis wolkige und lagige Gebilde. Man beachte Farbdifferenzen innerhalb der helleren Lagen (sekundär **überprägte Geopetalstrukturen?**). Die weissen Anteile sind weissspatartig. Schraffiert = **Kalkrest**. Die ursprüngliche Anlage dieser Gefügerelation **könnte** durch die Tätigkeit von Organismen (**Wurmgrabspuren**) oder **durch intraformationelle** Deformationen bedingt sein (**Mikroboudinage**; vergleiche p. 85). *Fundort*: **unternorischer Dolomit Val Mela/Brail**.
2. *Anschliff*, Vergrößerung 0,9X. Stromatitisehe Weissspatlagen. Teils deutliche **Nahtbildung**. Man beachte **Farbdifferenzen** der pigmentierten Lagen. *Fundort*: **unternorischer Dolomit Val Mela/Brail**.
3. *Anschliff*, Vergrößerung 1,5X. Augendolomit («**Mottled Dolomite**»). Typischer **sekundärer Dolomit**. Die dunkle Masse schmiegt sich um die augigen Gebilde (Kompaktion?), die in sich farblich differenziert sind. **Man** beachte stylolithische **Begrenzung** der augigen Gebilde sowie **Hohlraum-**bildung im Kern derselben. Oben weissspatartige Schicht mit Hohlraum und Naht. *Fundort*: **unternorischer Dolomit Val Mela/Brail**.
4. *Anschliff*, Vergrößerung 1,5X. Sekundärer Dolomit, der Schichteerbrechung mit Bildung von **Weissspatpalisaden** um die Komponenten zeigt (Thixotropie?). Das Material zwischen den dunklen Schichten ist rot (im Schliff: intergranulare, opake, eisenreiche **Füllmasse**). *Fundort*: **T-Dolomit der obersten Val Mela/Brail**.



2



4



1



3

t). Augenartige  
n Lagen (sekun-  
Schraffiert =  
igkeit von Orga-  
gt sein (Mikro-

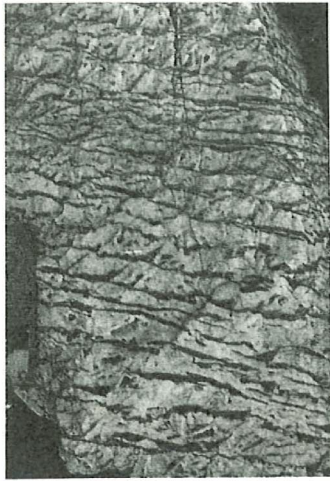
e Nahtbildung.  
er Dolomit Val

sekundärer Do-  
in sich farblich  
wie Hohlraum-  
Fundort: unter-

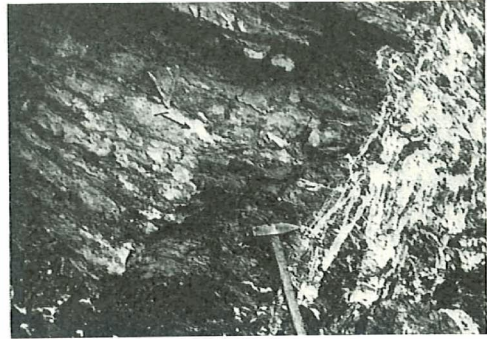
mit Bildung von  
zwischen den  
asse). Fundort:

## Tafel VI

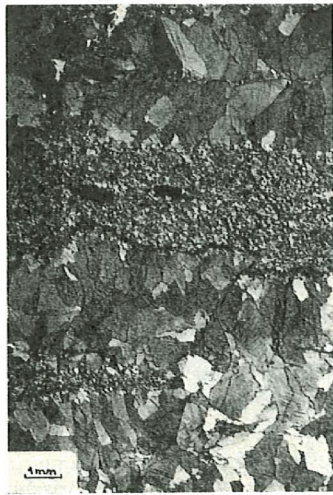
1. Weissspatdolomit **mit** weitgehender Einordnung der pigmentierten Lagen in ein **Parallelsystem** (Clivage?). **Daneben** Stylolithbildung. **Fundort:** Schutt Val Müschauns; wahrscheinlich **unter-**norischer Dolomit.
2. Weissspatschnüre senkrecht zur Schichtung (Pfeil). **Fundort:** obere (dolomitische) **Quattervals-**Schichten der Terza-Schuppe, Valletta W-Seite.
3. **Dünnschliff.** Stromatitische **Weisspatlagen**. Man beachte **in** einem Fall stylolithische Begrenzung, **M andern** Fall **Korngrößenübergang** aus den pigmentierten Lagen. Stylolith (Mitte) versetzt. Obere Weissspatlage mit deutlicher Mittelnaht. In diesem Exemplar wurden C-Achsen **ein-**gemessen (vergleiche p. 89). **Fundort:** unternorischer Dolomit Val **Mela/Brail**.
4. **Dünnschliff.** Dolomitreccie mit **Weisspatpalisaden** um die Komponenten. Grundmasse rot mit intergranularer, opaker **Füllmasse**. Komponenten grau, Feinschichtung und Pigmentierung reliktsch. **Fundort:** unternorischer Dolomit Val **Mela/Brail**.
5. **Dünnschliff.** Feingeschichteter, mit Drusendolomit assoziierter Dololutit (Primärdolomit?, vergleiche p. 91). Oberste Lamelle mit **Querrissen**, die durch hellen Dolomitspat verheilt sind. Darunter synsedimentäre Fältelung. Unten links kleine **Schichtaufwölbung** mit durch **weissen** Dolomitspat ausgefülltem Hohlraum und geopetaler Anlagerung von Sedimentbrockeei. **Fundort:** unternorischer Dolomit Val **Mela/Brail**.
6. **Dünnschliff,** Vergrößerung 30×. Typischer **Sekundärdolomit** (im Handstück «**Mottled** Dolomiten) mit differenzierter, reliktscher Pigmentierung der Mosaikstruktur. Unten helle, **weiss-**spatartige Lage mit opaker, intergranularer Füllmasse (schwarz). **Fundort:** unternorischer Dolomit Val **Mela/Brail**.



1



2



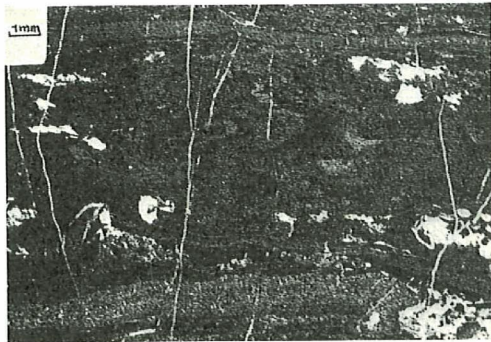
3



4



6



5

Parallelsystem  
cheinlich unter-

e) Quattervals-

thische Begren-  
ith (Mitte) ver-  
n C-Achsen ein-

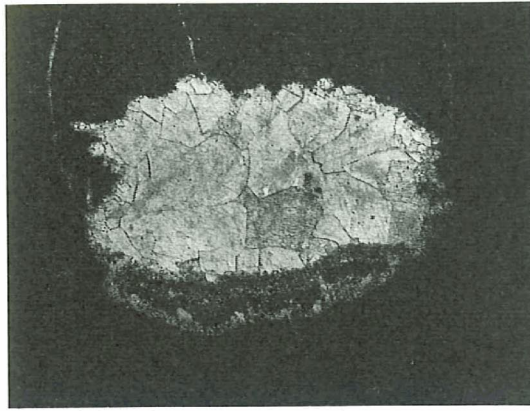
Grundmasse rot  
Pigmentierung

rdolomit?, ver-  
teilt sind, Dar-  
n weissen Dolo-  
cken. Fundort:

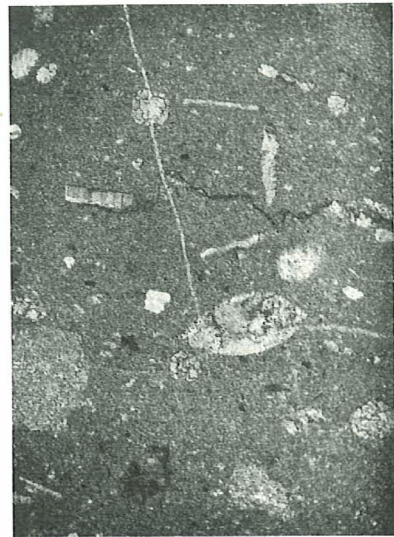
Mottled Dolo-  
en helle, weiss-  
orischer Dolo-

## Tafel VII

1. Dünnschliff, Vergrößerung 11 $\times$ . **Drusendolomit**. Der primäre Hohlraum ist mit **feingeschichteter**, interner, geopetaler **Sedimente**inlagerung versehen. Man beachte, dass das interne Sediment auf einem älteren, schmalen, pyritreichen Saum von Dolomitspat abgelagert wurde. **Fundort**: obernorischer Dolomit, Crappa Mala E-Seite.
2. Dünnschliff, Vergrößerung 23 $\times$ . Brecciöser, calcilitischer Halbschillkalk. Im dunkelbraunen **Kalkschlamm** sind **vorwiegend** dolomitisierte **Schalenreste**, daneben Ostracoden und sphärische Gebilde eingelagert. Breccienkomponenten(**Links**) vorwiegend Dolomit. **Fundort**: obere charakteristische Bank (obere **Quattervals-Schichten**) der Spi da Tantermozza nördlich P. 2996.
3. Dünnschliff, **Vergrößerung** 13 $\times$ . **Makrokristalliner**, sekundärer Dolomit mit **Mosaikstruktur**. Makroskopisch **wirkt** dieses Gestein **oolithisch** (vergleiche p. 82). Reliktisch erhalten: Schalenreste sowie **sphärische** Gebilde (Ostracoden?). Teilweise **opake, intergranulare** Füllmasse (schwarz). **Fundort**: unternorischer Dolomit der oberen Val **Mela/Brail**.
4. Dünnschliff. **Umkristallisierter** (dolomitisierter), schlecht sortierter, feiner Dolarenit. Lageweise kann der **Arenit** besser sortiert sein. Komponenten: vorwiegend dichte, dunkle, ovale Pellets. Daneben ganze und zerbrochene **Mikrofossilien** sowie (im Bild nicht sichtbar) **Echinodermentrümmer**. Alles **infolge Überprägung** leicht **reliktisch** erhalten, so **z.B.** auch Ader (rechts). **Fundort**: unternorischer Dolomit Val **Mela/Brail**.
5. Dünnschliff, Vergrößerung 23 $\times$ . «Wolkige **Struktur**» in einem Dolomit. Ellipsoidische Gebilde wahrscheinlich Ostracoden. **Fundort**: unternorischer (?) Dolomit der Murtaröl-Scholle (**Terza-Schuppe**).



1

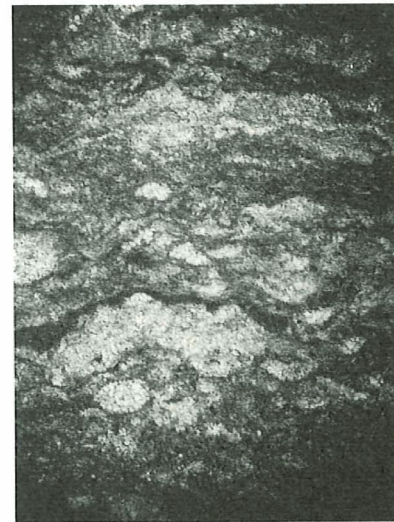


2

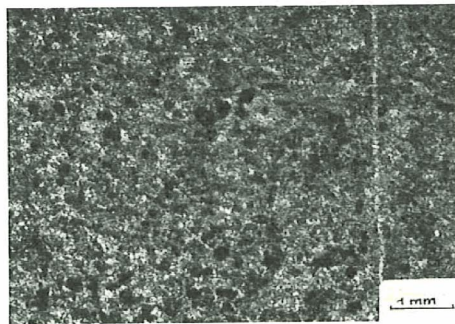


3

5



4



mit feingeschichteter  
interne Sedimentation  
wurde. Fund-

dunkelbraunen  
und sphärische  
minerale charakteri-  
siert (1996).

Mosaikstruktur.  
Schichten: Schalen-  
masse (schwarz).

arenit. Lagen-  
dunkle, ovale  
(par) Echinoder-  
Ader (rechts).

dische Gebilde  
scholle (Terza-



## Tafel VIII

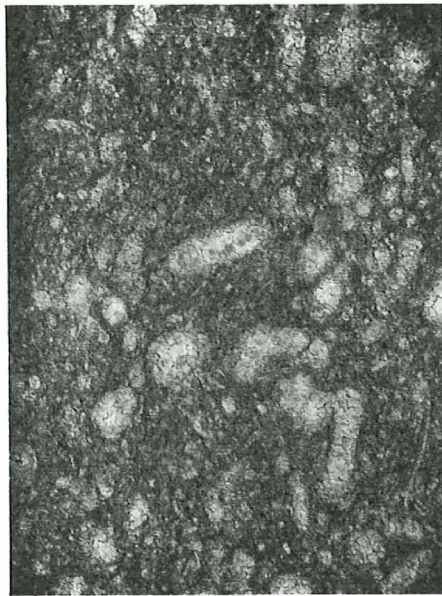
1. Diinnschliff, Vergrößerung 26×. Calcilitit mit zum Teil leicht «wolkiger Struktur». Grössere Gebilde = **vorwiegend** umkristallisierte (calcitische) Foraminiferen und Ostracoden. Kleinere Gebilde eventuell klastischen Ursprungs (?). Fundort: Kalkeinlagerung **im** unternorischen Dolomit der oberen Val Torta.
2. Diinnschliff, Vergrößerung 26×. Pyritreicher **Foraminiferen-Kalkmergel**. Pyrit = schwarz. Fundort: obere Mergel der Terza-Schuppe (S-Teil), **Valletta** E-Seite.
3. Diinnschliff, Vergrößerung 26×. Calcilitit bis feincalcarenitischer Ostracoden-Kalk. **Im** Calcilitit eingelagert dunkle Pellets sowie reichlich zerbrochene **Ostracodenschälchen**. Sekundäre Calcitbildung zwischen Ostracodenschalen teilweise sichtbar. Fundort: Diavel-Schichten, **Uerts dal Diavel**.
4. Diinnschliff, Vergrößerung 26×. «**Spergenit**». Einigermaßen gut sortierter Calcarenit mit folgenden Komponenten: **Schalentrümmer, Mikrofossilien, Echinodermenreste, Pellets** und Ooide. Sekundäre Karbonatausscheidung **z. B. oben** im Bild unterhalb des langen Schalenrestes sichtbar. Dolomitisation **unregelmässig** (**Grundmasse** und Komponenten). Teilweise sicher sekundär, teilweise **eventuell** primär (**z. B. dolomitische Pellets**). Solche Lagen können mit **calci-dolomitischen** Lagen in der **Feinschichtung** abwechseln. Fundort: Kalk-Dolomit-Grenzbildungen **im** Niveau der obersten Dinvel-Schichten der **Quatervals-Decke** (Val **Tantermozza** E-Seite).



2



4



1



3

struktur». Grössere  
noden. Kleinere  
porischen Dolo-

nit = schwarz.

noden-Kalk. Im  
nen. Sekundäre  
schichten, Uerts

arenit mit fol-  
lets und Ooide.  
restes sichtbar.  
sekundär, teil-  
i-dololutischen  
im Niveau der

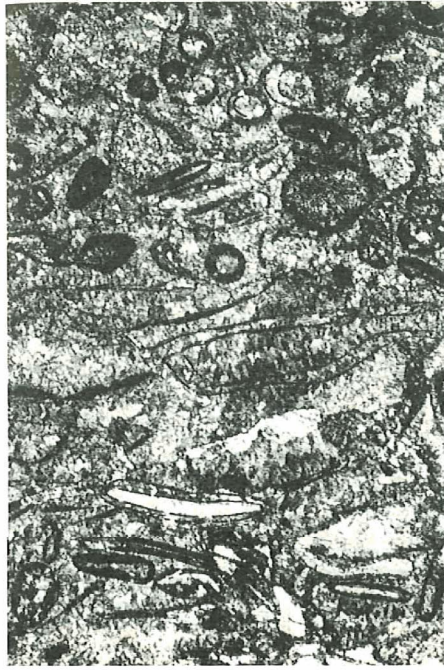
## Tafel IX

1. Dünnschliff, Vergrößerung 10×. «**Spergenit**». Gut sortierter Calcarenit mit folgenden Komponenten: Schalenrümmer, Pellets, **Mikrofossilien** (vorwiegend Ostracoden) und Ooide. Die Ooide sind rund bis **langgestreckt**. Im unteren Teil der Abbildung langgestrecktes Ooid mit Quarzkern (**weiss**). Daneben häufig **dolomitische** Kerne, ebenso **Dolomitfüllung** von Ostracodenschalen sowie teilweise Ersetzung von **Schalenbruchstücken**. Sekundäres Bindemittel **vorwiegend calcitisch** mit Dolomitnestern. Rechte **Bildhälfte** (dunkler) Hämatoxylin-Färbung. **Fundort**: Diavel-Schichten der **Quaternals-Decke** (Val Tantermozza E-Seite).

2. Dünnschliff. «**Spergenit**». Gut sortierter Calcarenit mit folgenden Komponenten: Schalenrümmer, Pellets, eventuell **Mikrokoprolithe** (längliche Gebilde unten rechts), Ooide sowie massenhaft Ostracoden. Letztere **zum** Teil mit interner, **geopetaler Sedimenteinklagerung**. Das Innere der Ostracodenschalen **im** allgemeinen **dolomitisch**. **Fundort**: untere Plattenkalke der Terza-Schuppe (Spi da Tantermozza).

3. Dünnschliff, Vergrößerung 26×. **Sedimentäre Inhomogenitätsfläche in einem Dololuit**. Unten: «körniger» Dololuit mit dunklen Pelleteinklagerungen. Oben: «**dichter**» Dololuit mit Schalenrümmer und Ostracoden sowie Pellets (**Halbschillkalk-artig**). Die untere Lage ist gegenüber der oberen gleichmässiger sortiert. **Fundort**: obernorischer Dolomit der Qiiaternals-Decke, Crappa-Mala-Grat.

4. **Dünnschliff**, Vergrößerung 15×. **Calcilutitischer Schiikalk**. **Bruchlose** Deformation der **Schalenreste**. **Im lutitischen** Sediment Andeutung von «wolkiger **Struktur**». **Fundort**: obere **Plattenkalke** der Terza-Schuppe, Spi da Tantermozza.



1

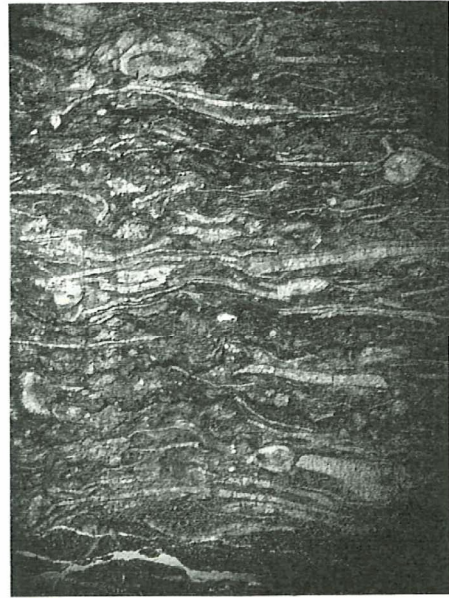


2

3



4



folgenden Kom-  
pakte. Die Ooide  
mit Quarzkern  
schalen sowie  
calcitisch mit  
Schalen-Schichten

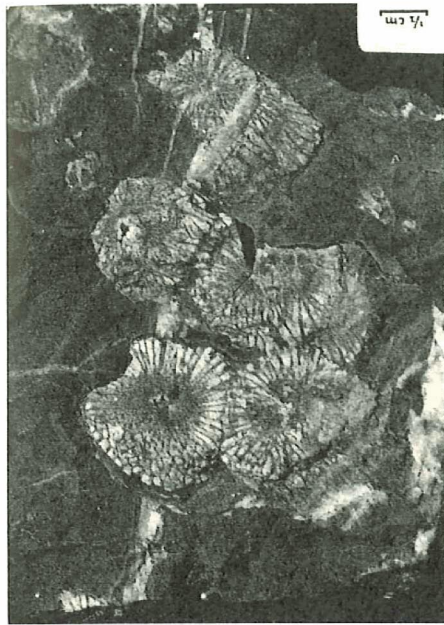
Unten: Schalen-  
sowie massen-  
Das Innere der  
Terza-Schuppe

lolutit. Unten:  
mit Schalen-  
gegenüber der  
Decke, Crappa-

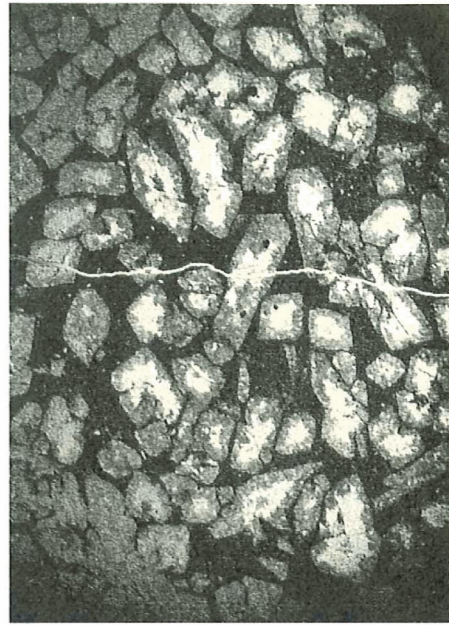
tion der Scha-  
obere Platten-

*Tafel X*

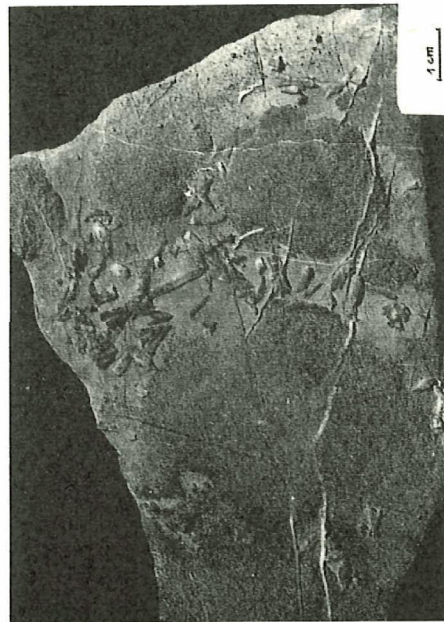
1. Pseudomorphosen von Calcit nach **Sulfatmineral (Coelestin ?)** in Senken einer etwas knolligen **Schichtfläche**. Fundort: Schutt, Val Sassa.
2. Pseudomorphosen von **Calcit** nach **Barytrossetten**. Man beachte, dass die **Aderbildung** älter ist (vergleiche Text p. 97). *Fundort*: Schutt der Val Tantermozza (vermutlich **Quaternals-Schichten**).
3. *Dünnschliff*, **Vergrößerung 15×**. **Annelidenröhren** in **knolligen** Gebilden (**Algenknollen ?**) vergleiche p. 74). *Fundort*: oberer Plattenkalk der **Terza-Schuppe**, **Spi** da Tantermozza.
4. *Dünnschliff*, **Vergrößerung 15×**. Coelestin-Kalk. Dichte, **feinsandige** (Quarz und Glimmer), **calcilitische Grundmasse** mit Kristallen von Coelestin. Partielle **Ersetzung** des Coelestin (**weiss**) vom Rand her und längs Rissen **durch mikrokristallinen Calcit**. Schwarze Flecken in den Kristallen sind **Pyrit**. In der Mitte keine Ader, sondern **Riss**. *Fundort*: **oberstes Nor** oder Rhät der **Quaternals-Decke**, **Muot-sainza** Bön, E-Seite.



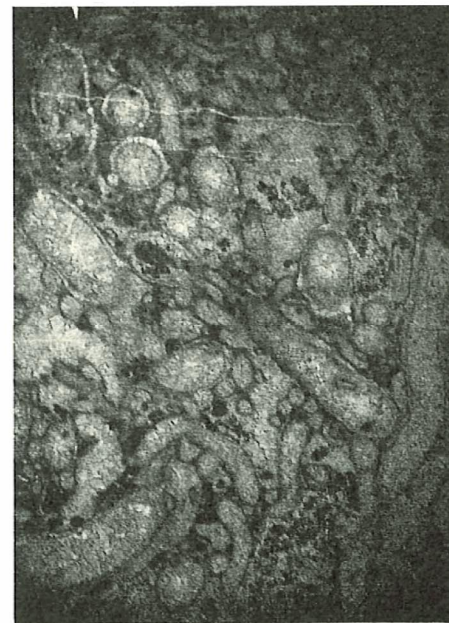
2



4



1



3

etwas knolligen

Bildung älter ist  
in Quaternärs-

knollen?) ver-  
za.

(und Glimmer),  
des Coelestin  
Flecken in den  
oder Rhät der