Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 66 (1973)
Heft: 1

Artikel: Geologie des Umbrailgebiets
Autor: Schmid, Stefan
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-164185

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

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

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

Download PDF: 02.10.2025

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 66/1	Seiten 101–210	Mit 21 Textfiguren und 3 Falttafeln (I-III)	Basel, Juni 1973

Geologie des Umbrailgebiets

Von STEFAN SCHMID

Geologisches Institut der ETH, Sonneggstrasse 5, 8006 Zürich

ABSTRACT

The area of investigation is situated within the eastern part of the "Engadiner Dolomiten", south of Sta. Maria im Münstertal (Kanton Graubünden, Switzerland). The region was crucial for the reinterpretation of the geology of the Eastern Alps in the light of the nappe concept, first attempted by TERMIER in 1905. The details of the tectonic structure in the Umbrail area are very complicated and have played an important role also for more recent syntheses, different from Termiers original scheme, so that a new and detailed investigation became necessary, the results of which are presented here.

The general structure is that of an imbricate zone ("Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone"), composed of two lithologically and tectonically separate units: 1. Upper Triassic sediments of the Engadine Dolomite facies ("Raibler Schichten" and "Hauptdolomit" formations) which are sheared off from their stratigraphical base and 2. pre-Mesozoic basement slices. This "Schuppenzone" represents a basal imbrication underneath and in the western front of a higher thrust complex, the "Ötztal" basement block, which overrode the sediments of the "Engadiner Dolomiten" shearing them off their stratigraphical base. The décollement horizon lies mainly in the "Raibler Schichten" formation. Geometrical evidence indicates that the relative displacement of the "Ötztal" basement was in a western direction during this phase. The tectonic interpretation is partly based on facies analysis derived from petrological studies of the basement rocks (part I) and stratigraphical studies of the Mesozoic sediments (part II). The main weight, however, is placed on a detailed description of the structure within and outside the main area of investigation (part III).

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort 104
Geologische Einführung 104
Problemstellung und Umfang der Untersuchungen 107

Erster Teil

Die kristallinen Anteile der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone

A. Einführendes 108
B. Der Muskovit-Kalifeldspat-Albit-Gneis 109
1. Allgemeines 109
2. Gneismylonite am tektonischen Kontakt zum Dolomit 111

C. Feinkörnige und meist schiefrige Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise, Sericitschiefer und Quarzphyllite . . . 113
1. Übersicht . . . 113
2. Rostig anwitternder, lagenweise quarzitischer Zweiglimmer-Plagioklas-Gneis . . . 114
3. Glimmerarme, zum Teil quarzitische Gneistypen . . . 114
4. Sericit-Chlorit-Schiefer und Quarzphyllite . . . 115
a) Grüne Sericit-Chlorit-Schiefer («Braulio-Schiefer» von Hess) . . . 115
b) Quarzphyllite, zum Teil karbonathaltig . . . 116
c) Schwarze und grüne Quarzphyllite des Piz Lad (Westgipfel) . . . 116
5. Der tektonische Kontakt von Zweiglimmer-Plagioklas-Gneisen zu triadischen Dolomiten am Piz Rims . . . 117
D. Die Pastoriserie . . . 118
1. Die Aufschlüsse am Passo dei Pastori . . . 118
a) Ergänzungen zu den von Hess beschriebenen petrographischen Grundtypen . . . 118
b) Detailprofil in der Pastoriserie . . . 119
c) Die Pegmatite auf der Südseite des Grenzkamms . . . 122
2. Die Aufschlüsse am Grat zwischen dem Piz Rims und dem Piz Lad . . . 122
3. Mineralparagenesen und Metamorphosegrad der Pastoriserie . . . 124
E. Dioritische Ganggesteine . . . 125
F. Zusammenfassendes zu den Kristallinserien der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen im engeren Untersuchungsgebiet . . . 127
G. Petrographische Vergleiche mit benachbarten Kristallinarealen . . . 129
1. Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone . . . 129
2. Kristallinklippen auf der Scarl-Einheit . . . 130
3. Münstertaler und Sesvenna-Kristallin . . . 130
a) Die südlichsten Aufschlüsse bei Sta. Maria («Münstertaler Quetschzone») . . . 130
b) Die Hauptmasse des Sesvenna-Kristallins . . . 131
4. Das Silvretta-Kristallin . . . 132
5. Das Ötztaler Kristallin . . . 133
6. Kristallin des Ortlergebiets und des oberen Veltlins . . . 135
a) Laaser Serie und Kristallin des Ortlergebiets . . . 135
b) Oberes Veltlin . . . 136
H. Ergebnisse der Untersuchungen des ersten Teils . . . 137

Zweiter Teil

Die mesozoischen Anteile der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone

A. Einführendes . . . 138
B. Die Raibler Schichten . . . 139
1. Das Profil am Piz Mezdi . . . 139
2. Die Raibler Schichten in der Valle Forcola . . . 141
3. Fazielle Vergleiche . . . 142
4. Röntgenanalyse alpin neugebildeter Hellglimmer . . . 143
C. Dolomitbrekzien am Übergang Raibler Schichten–Hauptdolomit . . . 144
1. Polymikte Brekzien mit tonig-calcitischer Dolomitmatrix . . . 145
2. Polymikte Dolomitbrekzien mit dolomitischer Matrix . . . 146
3. Monomikte, in situ entstandene Brekzien . . . 147
4. Fazielle Vergleiche . . . 148

D. Tektonite aus den Raibler Schichten 148
1. Calcitische, duktil verformte Tektonite aus den Raibler Schichten 148
2. Versuch einer Abschätzung der Bildungstemperatur dieser Tektonite 151
E. Die Hauptdolomitformation 152
1. Der basale Hauptdolomit in rein dolomitischer Ausbildung 153
2. Dolomitserie mit tonigen Horizonten dünnplattiger Dolomite und Kalke 153
3. Fazielle Vergleiche 154
F. Ergebnisse der Untersuchungen des zweiten Teils 155

Dritter Teil

Die Tektonik der südöstlichen Engadiner Dolomiten

A. Tektonische Einzelbeschreibung des engeren Untersuchungsgebiets 156
1. Die Südabdachung der Münstertaler Aufwölbung (Scarl-Einheit) und die Gallo-Linie . 156
a) Münstertaler Kristallin und Verrucanoformation südlich Sta. Maria 156
b) Die Mitteltrias im Unterbau der Scarl-Einheit 158
c) Raibler Schichten und Hauptdolomit in der Nordwand des Piz Lad und im Felsriegel nördlich des Lai da Rims 160
d) Die Gallo-Linie 162
2. Die Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone 166
a) Die Pravedermulde, eine selbständige Struktur zwischen Gallo-Linie und Umbrail-Hauptdolomit 166
b) Der Schuppenbau des Monte Forcola und die Val-Dössradond-Linie 167
c) Umbrail-Hauptdolomit und Klippenkristallin in der Umbrailgruppe östlich der Val-Dössradond-Linie 171
d) Die Unterlage der Umbrailtrias in der oberen Valle Forcola, im obersten Brauliotal und in der Val Muraunza 173
e) Die Ostseite der Val Muraunza 176
B. Der Bau der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone ausserhalb des engeren Untersuchungsgebiets und ihre Beziehung zu den anderen tektonischen Einheiten der südöstlichen Engadiner Dolomiten 179
1. Die westliche Fortsetzung der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone 179
a) Die Auflagerung der westlichsten Anteile der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone auf die östlichste Fortsetzung der Sedimente des Quatervals-Elements 179
b) Die Auflagerung des Quatervals-Elements auf die Schuppen des Monte Solena . . . 182
2. Die tektonische Auflagerung des Quatervals-Elements und der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone auf den Ortlerkomplex (Trupchun-Braulio-Linie) 183
3. Die östliche Fortsetzung der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone und deren Abscherungsbasis am Chavalatschkamm 186
a) Der Bau der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen am Chavalatschkamm 186
b) Die östliche Fortsetzung der Trupchun-Braulio-Linie im Trafoital 186
4. Die Schlinig-Linie und die kristallinen Klippen auf der Scarl-Einheit in den östlichen Engadiner Dolomiten 188
5. Die Gallo-Linie und die Münstertaler Aufwölbung 190
C. Zusammenfassung und Interpretation von Bewegungsabfolge und -richtungen 193
1. Zusammenfassende Beschreibung des Baus der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone . . 193
a) Der Gesteinsinhalt der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone 193
b) Die Veränderungen des Gesteinsinhalts im Ost-West-Profil 194
c) Das Umbiegen der E–W streichenden Gross- und Kleinstrukturen im Quatervals-Element und in der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone 195
d) Der Bau der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone, im Nord-Süd-Profil betrachtet . . 196
e) Die Abscherungsbasis der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone und ihre Unterlage . . 198
2. Bewegungsabfolge und -richtungen 199

Vorwort

Die Feldarbeiten in den Sommern 1966–1969 und die Auswertungen am geologischen Institut der ETH und der Universität Zürich wurden unter der Leitung von Prof. R. Trümpy durchgeführt. 1968 wurde ein Teil der Untersuchungen in einer Diplomarbeit provisorisch festgehalten.

Herr Prof. R. Trümpy zeigte stets grosses Interesse an der vorliegenden Untersuchung. Auf zahlreichen Begehungen und auch am Institut förderte er durch seine Anleitungen und Diskussionen meine Arbeit in grossem Masse, wofür ich ihm herzlich danke.

Zu Dank verpflichtet bin ich auch den Herren Prof. K. J. Hsü, Prof. E. Dal Vesco, Prof. R. Pozzi (Mailand), Dr. H. Eugster und Dr. A. G. Milnes sowie meinen Studienkameraden R. Dössegger, M. Fumasoli, R. Hänny, W. Klemenz, W. Müller, B. Schneider, J. Schneider, H. U. Schmutz und Ch. Siegenthaler für ihre Mithilfe und Diskussionsbeiträge im Feld und am geologischen Institut. Auch weiteren Mitgliedern des geologischen Instituts und dessen Leiter Prof. A. Gansser, welche zum Gelingen dieser Arbeit beitrugen, gilt mein Dank.

Dankbar bin ich auch den Herren R. Katz und R. Dössegger, welche mir ihre Detailkartierung zur Verfügung stellten.

Herrn Dr. M. Frey vom mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Bern danke ich für die röntgenographischen Untersuchungen von Tonmineralien, Frl. Dr. M. Corlett für Untersuchungen an der Mikrosonde des kristallographisch-petrographischen Instituts der ETH und der Universität Zürich. Herr Dr. J.-P. Beckmann bestimmte freundlicherweise einige Mikrofossilien.

Frau M. Kälin danke ich für die Mithilfe bei der Niederschrift des Manuskripts, den Herren E. Schärli und E. Schwyn für die Anfertigung zahlreicher Dünnschliffe und Herrn M. Zuber für photographische Arbeiten.

Die Drucklegung der Arbeit wurde durch grosszügige Beiträge aus dem Carl-Friedrich-Naef-Fonds der Universität Zürich einerseits und durch den Stipendienfonds des Kantons Zürich andererseits unterstützt.

Der grösste Dank aber gilt meinen lieben Eltern, welche mir ein Studium ermöglichten. Ihnen sei diese Arbeit gewidmet.

Geologische Einführung

Das Gebiet der Engadiner Dolomiten stellt eines der grössten Aufschlussareale von mesozoischen, hauptsächlich triadischen Sedimenten innerhalb des zentralostalpinen Deckensystems dar. Die Schichtreihe reicht vom jüngsten Paläozoikum (Verrucano) bis in die Kreide. Der Name «Zentralostalpin» wurde von TRÜMPY and HACCARD (1969) eingeführt und bezeichnet das Areal der oberostalpinen Decken zwischen der alpin-dinarischen Naht und dem Areal der oberostalpinen Sedimente der Nördlichen Kalkalpen. Da die tektonische Stellung der Nördlichen Kalkalpen relativ zu diesem Zentralostalpin noch nicht geklärt ist, wird auf den Terminus «Mittelostalpin» verzichtet. Zentralostalpin ist also eine gewissermassen «geographische» und tektonisch weitgehend neutrale Bezeichnung für einen Teil der oberostalpinen Decken.

Innerhalb des Zentralostalpins dominieren mächtige Schubmassen von Kristallin, die auch das Gebirgsdreieck der Engadiner Dolomiten nach allen Seiten hin umgeben,

mit grösstenteils alpintektonischem Kontakt. Es wurde oft versucht, dieses Zentralostalpin an seinem Westrande, im Gebiete des oberen Veltlins, des Südtirols (Vintschgau), des östlichen Graubünden und des Vorarlbergs aufzugliedern in ein System von mittel- und oberostalpinen Deckeneinheiten. Da aber eine solche Unterteilung sehr problematisch ist und da mit zusätzlichen Bewegungen zu rechnen ist, welche dem Hauptdeckentransport vorangingen oder folgten, wird hier auf den Begriff «Decke» für diese weitere Unterteilung verzichtet. Dies geschieht nicht etwa deshalb, weil die Deckennatur der zentralostalpinen Schubmasse abgelehnt würde, sondern weil die geometrischen Beziehungen dieser Untereinheiten des Zentralostalpins so komplex sind, dass eine Unterteilung in klar getrennte und übereinanderliegende Stockwerke (wie etwa im Falle der penninischen oder helvetischen Decken) nicht möglich ist. Es werden also auch für diese Untereinheiten tektonisch neutrale Begriffe gesucht, welche einzelne Schubmassen bezeichnen, die z.T. an spätalpinen Strukturen, z.T. «geographisch» gegeneinander abgegrenzt werden müssen.

Diese Aufgliederung wurde vorgenommen, um in dieser Arbeit eine gewisse Übersichtlichkeit zu ermöglichen, und sie erhebt keinesfalls Anspruch auf Allgemeingültigkeit:

Der Komplex der Engadiner Dolomiten wird eingerahmt durch

- den Silvrettakomplex im Nordwesten (Trennung an der Engadiner Linie),
- den Ötztalkomplex im Osten (Trennung an der Schlinig-Linie),
- den Campo-Ortler-Komplex im Südwesten (Trennung an der Trupchun-Brauliolinie).

Als «Linien» werden verschiedenste tektonische Trennflächen bezeichnet, teilweise aus historischen Gründen, teilweise auch, um eine Interpretation der Bewegungen an diesen Linien nicht vorwegzunehmen.

Eine gute Übersicht der weiteren zentralostalpinen Schubmassen ausserhalb der Engadiner Dolomiten und die Natur der Engadiner Linie vermittelt die Arbeit von TRÜMPY und HACCARD (1969).

Der Komplex der Engadiner Dolomiten wird hier folgendermassen aufgeteilt (vgl. Fig. 1):

Ötztalkomplex (inkl. die Chazforà-Decke von Termier)	Elemente des Komplexes der Engadiner Dolomiten	Terminologie von STAUB (1937)
	Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone (Verschuppung von Ötztaler Kristallin und Quatervals-Sedimenten)	Umbraildecke (z.T.)
	Terza-Element Quatervals-Element	Quatervalsdecke
	Scarl-Oberbau] Scarl-Einheit Scarl-Unterbau] Scarl-Einheit	Scarldecke

Die Sedimente der Scarl-Einheit sind stratigraphisch mit ihrer kristallinen Unterlage, dem Sesvenna-Kristallin (inkl. Münstertaler Kristallin und «Oberer Gneiszug»), verbunden. Der Scarl-Oberbau stellt lediglich ein höheres tektonisches Stockwerk von Obertrias und in der Lischannagruppe auch Jungschichten dar, welches von seiner Unterlage an einem tektonischen Gleithorizont (Raibler Schichten) abgeglitten ist,

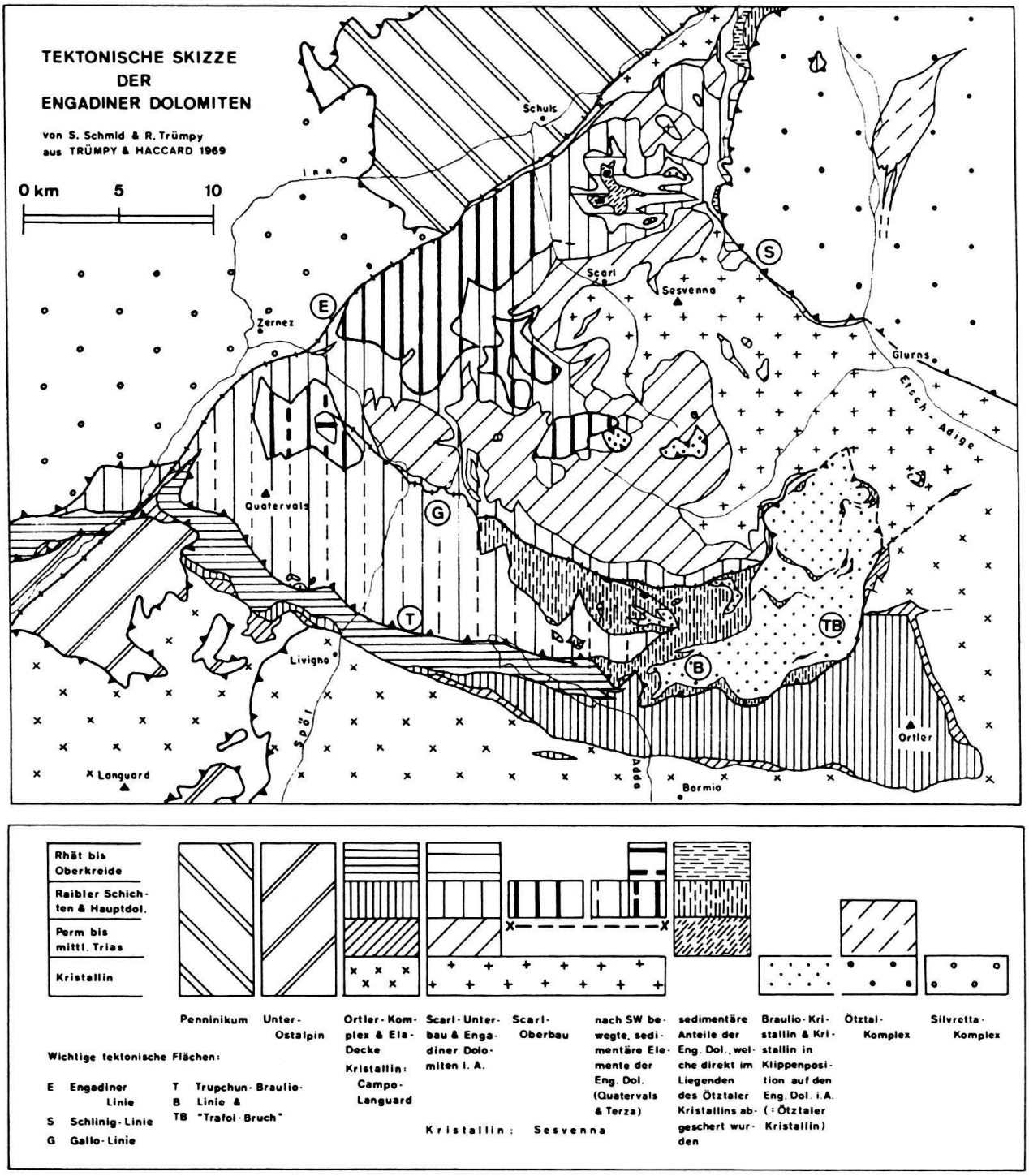


Fig. 1. Tektonische Skizze der Engadiner Dolomiten.

vermutlich in nordwestliche Richtung. Dieses Element verbindet sich aber in den nordöstlichen Engadiner Dolomiten wieder weitgehend stratigraphisch mit seiner Unterlage, dem Scarl-Unterbau.

Die obertriadischen Sedimente des Quatervals-Elements und der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone liegen von ihrer stratigraphischen Basis, dem Scarl-Unterbau und dem Sesvenna-Kristallin, vollständig abgeschert an ihrem Südwest-

rande direkt über den Sedimenten des Campo-Ortler-Komplexes an einer Überschiebungsbahn, der Trupchun-Braulio-Linie. Die nördliche Abgrenzung von Quatervals-Element und Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone, die Gallo-Linie, ist in ihrem östlichen Abschnitt gut ausgebildet, sie verliert aber in nordwestlicher Richtung an Bedeutung. Diese Abgrenzung zwischen dem Quatervals-Element und der Scarl-Einheit wird hier im Nordwesten (unteres Spöltal) fragwürdig und undeutlich. Die Abscherung des Quatervals-Elements und der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone erfolgte vermutlich in einer spätalpinen Phase in südliche bis südwestliche Richtung; das Quatervals- bzw. Terza-Element stellen die abgescherten obertriadischen Äquivalente des Scarl-Unterbaus bzw. -Oberbaus dar. Das Quatervals-Element und die Scarl-Einheit stossen an ihrem Nordrand, der Engadiner Linie, an den Silvrettakomplex und im Nordosten an das Unterengadiner Fenster.

Die Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone, die in der östlichen Fortsetzung des Quatervals-Elements liegt und von diesem nur künstlich abzugrenzen ist, zeigt einen Schuppenbau von abgescherten obertriadischen Sedimenten der Engadiner Dolomiten und einem tektonisch höheren Kristallin, das Termier Chazforà-Decke benannte und welches in dieser Arbeit vom Kristallin des Ötztaler Komplexes abgeleitet wird. Dieser Ötztalkomplex überschiebt an der Schlinig-Linie die nach Osten und Südosten ausdünnenden Sedimente der Scarl-Einheit und nimmt hier am Ostrande der Engadiner Dolomiten somit eine tektonisch höhere Stellung ein.

Das Untersuchungsgebiet der vorliegenden Arbeit befindet sich im südöstlichen Teil der Engadiner Dolomiten südlich Sta. Maria im Münstertal. Es wird versucht, den Schuppenbau der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone und seine Stellung zu den benachbarten Elementen der Engadiner Dolomiten einerseits und zum Campo-Ortler- und Ötztalkomplex andererseits zu klären.

Problemstellung und Umfang der Untersuchungen

Hauptthema dieser Untersuchungen ist die Abklärung der Tektonik einer lithologisch sehr heterogen zusammengesetzten Schuppenzone. Über das Gebiet der Engadiner Dolomiten und im speziellen auch das vorliegende Untersuchungsgebiet existiert eine umfangreiche Literatur, welche eine Vielfalt an tektonischen Konzepten anbietet. Obwohl einige dieser Untersuchungen kritisch überprüft werden, sei festgehalten, dass diese Arbeiten ein unentbehrliches Hilfsmittel waren, speziell die Arbeiten von SPITZ und DYHRENFURTH (1914) und HESS (1953). Es wird nicht in einem besonderen Kapitel, sondern jeweilen im Laufe der Ausführungen anhand konkreter Probleme auf die bestehende Literatur eingegangen.

Ein genaueres Studium der Petrographie der Kristallinserien und der Stratigraphie und Sedimentologie der mesozoischen Gesteine war unerlässlich für tektonische Überlegungen, insbesondere auch deshalb, weil die Anwendungsmöglichkeiten der Strukturgeologie in diesem Gebiete und bei diesem tektonischen Baustil äusserst beschränkt sind. Es wird versucht, die Frage der Herkunft sowohl der kristallinen als auch der mesozoischen Bestandteile der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone mit faziellen Überlegungen abzuklären.

Die petrographischen Untersuchungen des ersten Teils sind somit reines Hilfsmittel der Tektonik. Ich beschränkte mich hierbei auf detaillierte mikroskopische

Untersuchungen ohne Benützung der U-Tisch-Methode. Alle Dünnschliffe wurden zur Bestimmung von K-Feldspat und Plagioklas nach der Methode von BAILEY und STEVENS (1960) gefärbt. Als «Muskovit» wurden farblose Hellglimmer mit den optischen Eigenschaften des Muskovits, als «Sericit» sehr feinkristallines Glimmeraggregat bezeichnet. Alle prozentualen Angaben des Mineralbestands sind geschätzt.

Beim Studium der Sedimentgesteine wurden zusätzliche sedimentologisch-stratigraphische Beobachtungen gemacht, welche in dieser Arbeit nur angeführt werden, soweit sie in einem Zusammenhang mit der tektonischen Fragestellung stehen. Zur Unterscheidung von Calcit und Dolomit unter dem Mikroskop wurden sämtliche Dünnschliffe mit Hämatoxylin gefärbt.

Eine detaillierte Kartierung des engeren Untersuchungsgebiets ist in der Bibliothek des geologischen Instituts der ETH Zürich deponiert und schematisch in Tafel I dargestellt. Als wichtige Unterlage für das Gebiet des Piz Lad südlich Sta. Maria diente die Kartierung von H. R. KATZ (1948), welche mir dieser Autor freundlicherweise zur Verfügung stellte. Es waren auch ausgedehnte Begehungen in benachbarte Gebiete nötig: Während eines ganzen Terrainsommers wurden insbesondere der Gebirgskamm zwischen dem Rötlspitz und dem Piz Chavalatsch und die Gebirge zwischen der Valle di Fraéle und der Val Mora (Untersuchungsgebiet von HESS 1953 und POZZI) begangen. Als topographische Unterlagen für die Kartierung und die Ortsbezeichnungen diente die LK der Schweiz im Maßstab 1:25000.

Erster Teil

DIE KRISTALLINEN ANTEILE DER UMBRAIL-CHAVALATSCH-SCHUPPENZONE

A. Einführendes

In der geologischen Einführung wurde bereits angedeutet, dass die Sedimente der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen mit einem Kristallin verschuppt sind, welches nicht identisch ist mit dem Kristallin der stratigraphischen Unterlage der Engadiner Dolomiten, dem Sesvenna- und Münstertaler Kristallin. Das Kristallin im Liegenden der Trias des Piz Umbrail wurde in der bestehenden Literatur meist als stratigraphische Basis der Umbrailtrias bezeichnet und nach dem M. Braulio als «Braulio-Kristallin» bezeichnet. Die kristallinen Deckklippen der Umbrailgruppe, welche die Umbrailtrias tektonisch überlagern, wurden deshalb bezüglich ihrer tektonischen Stellung oft von diesem Braulio-Kristallin abgetrennt. Das Braulio-Kristallin wurde direkt mit dem Münstertaler Kristallin, also der stratigraphischen Unterlage der Engadiner Dolomiten, verbunden. Es wird zu prüfen sein, ob eine tektonische Gleichsetzung des Braulio-Kristallins mit dem Münstertaler Kristallin vom petrographischen Befund unterstützt werden kann oder ob sich dieses Braulio-Kristallin petrographisch eher an die Deckklippen der Umbrailgruppe anlehnt, wie dies HESS (1953) postulierte.

Die Tatsache, dass die Kristallinareale der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen einem Schuppenbau angehören, verunmöglicht in den meisten Fällen eine Beobachtung der ursprünglichen Lagerungsverhältnisse und der Beziehungen der einzelnen Serien zueinander. Es geht hier also um die Bestandesaufnahme eines alpin auseinandergerissenen und petrographisch heterogenen Kristallinareals. Es soll noch darauf hingewiesen

werden, dass diese Bestandesaufnahme bereits von HESS (1953) gemacht wurde, so dass die folgenden Beschreibungen zum Teil auf dieser Arbeit basieren und auf sie Bezug nehmen.

Die hier in einzelnen Kapiteln zu besprechenden Kristallinserien können auch feldgeologisch auseinandergehalten und kartiert werden.

B. Der Muskovit-Kalifeldspat-Albit-Gneis

1. *Allgemeines*

Dieses Gestein tritt im ganzen Gebiet mit sehr konstanter mineralogischer Zusammensetzung auf. Auch feldgeologisch hebt sich dieser relativ massige und glimmerarme Gneis von allen anderen Kristallinserien eindeutig ab, obwohl texturell eine grosse Variabilität festzustellen ist. SPITZ und DYHRENFURTH (1914) haben dieses Gestein als Muskovitgranitgneis kartiert. HESS (1953) spricht von einem «Orthokristallin», welches er mit dem von HAMMER und JOHN (1909) in der Angelusgruppe (Ortlergebiet) beschriebenen zusammen als «Angelus-Augengneis» bezeichnet. Es handelt sich um einen ausgesprochen glimmerarmen, sauren Gneis, der in Augen oder Flasern K-Feldspat führt. Durch starke Kataklase geht diese Textur oft weitgehend verloren zugunsten einer fast massigen, feinkörnigeren Ausbildung. Varietäten mit roten, gut ausgebildeten Augen von K-Feldspat und grünlichem Muskovit (am Piz Chazforà und im Valle del Gesso vorkommend) gleichen eher der von HAMMER und JOHN (1909) als «Gneis mit rotem Feldspat» ausgeschiedenen Varietät als dem «Angelus-Augengneis» desselben Autors. Deshalb ist die Anwendung des Begriffs «Angelus-Augengneis» auf diesen ganzen sauren Gneiskomplex etwas unglücklich. Der Mineralbestand dieser «Gneise mit rotem Feldspat» ist aber mit dem anderer Augen- und Flasergneise identisch, was HAMMER und JOHN (1909) auch für den Vintschgau feststellen.

Makroskopische Beschreibung

Es liegt ein Augen- bis Flasergneis vor, bei stärkerer Kataklase ein fast massiger feinkörniger Gneis. Mit der Kornzertrümmerung geht auch die Zerstörung der Paralleltextur einher. Aber auch in tektonisch wenig gestörten Proben ist die Ausbildung einer S-Fläche schlecht. Glimmerreiche Partien bilden stark gekräuselte, seitlich wenig persistente Lagen, an denen das Gestein beim Anschlagen nur schlecht bricht. Eine lineare Streckung des Gefüges ist im Gegensatz zu vielen Proben aus dem Münstertaler Kristallin nur selten und in solchen Fällen schwach ausgebildet.

Mikroskopische Beschreibung

Mineralbestand[1]):	Quarz	25–30%
	K-Feldspat	35–40%
	Albit (bis saurer Oligoklas?)	30–35%
	Muskovit	5–10%

Akzessorien: Chlorit, Zirkon–Monazit, Erze.
Bei starker Kataklase geht der Anteil an Quarz bis über 50% auf Kosten der Feldspäte.

In einem sehr ungleichkörnigen, porphyroklastischen Gefüge zeigt nur der Muskovit eine gute Idiomorphie. Eine Paralleltextur ist nur andeutungsweise durch schlecht eingeregelte Muskovitplättchen oder durch langgezogene, seitlich nicht persistente Muskovit-Sericit-Aggregate dokumentiert. Viele Proben, vor allem kataklastisch stark überprägte, zeigen überhaupt keine Paralleltextur.

---

[1]) Alle prozentualen Angaben sind geschätzt, die Variation der prozentualen Werte ist aber natürlich und resultiert nicht aus der Schätzung.

Das Bild einer alles überprägenden Kataklase ist oft dominierend, auch bei makroskopisch scheinbar nur schwach beanspruchten Gneisen.

Der *Quarz* ist in sämtlichen Proben undulös auslöschend, zuweilen in Bändern parallel der c-Achse. Deformationsbänder oder -lamellen sind selten. Allgemein ist dieses Mineral sehr ungleichmässig über den ganzen Schliff verteilt. Es tritt nie in grösseren, einheitlich auslöschenden Individuen auf (max. ∅ 0,5 mm), sondern in mosaikartigen Quarzpflastern. Die Korngrenzen sind fein suturiert, oft verschwommen, wobei bei zunehmender Kataklase Mörtelkränze entlang den Korngrenzen auftreten; schliesslich schwimmen nur noch undulöse Quarzrelikte in einer sehr feinkörnigen Quarz-«Grundmasse». Dieses neuentstandene Quarzgefüge, bestehend aus Körnern mit scharf abgegrenzten, polygonalen Umrissen, erinnert stark an die durch CARTER et al. (1964) experimentell durch Deformation erzeugten Quarzgefüge, welche durch Rekristallisation entstanden sind.

K-Feldspäte treten vor allem als Porphyroklasten von bis zu wenigen Millimetern ∅ auf, doch führt auch die feinkörnigere Grundmasse K-Feldspat. Die makroskopisch erkennbaren Augen und Flasern bestehen aus einem Aggregat mehrerer, stets perthitischer K-Feldspatporphyroklasten, stark zerbrochen und mit Albit- und Quarzeinschlüssen verunreinigt. Im Gegensatz dazu sind die K-Feldspäte der feinkörnigeren Grundmasse nie perthitisch und weisen eine schönere, meist das ganze Korn erfassende Mikroklingitterung auf. Strukturelle Anzeichen dafür, dass es sich bei diesen nichtperthitischen Feldspäten der Grundmasse um eine jüngere Generation handelt, fehlen. Der Albitanteil der grossen Perthitkristalle ist recht hoch (bis 50%), die K-Feldspatareale sind im Extremfall durch Albitadern in inselförmige Bereiche aufgelöst. Die Verzwillingung nach dem Karlsbader Gesetz ist verbreitet. Das in Figur 2 gezeigte Beispiel soll zeigen, dass die Perthite oft komplex gebaut sind. Die alte Perthitstruktur, welche eine nur schwache kristallographische Orientierung erkennen lässt und eventuell durch Entmischung entstanden ist, wird von jüngeren, breiteren Albitadern durchschlagen, und beide Systeme sind an jüngsten Klüftchen noch versetzt. Diese jüngeren Albitadern bestehen aus einem grobkörnigeren und meist noch verzwillingten Albit: Dies lässt eine Einwanderung Nahaltiger Lösungen und eine Verdrängung des K-Feldspats vermuten im Zusammenhang mit einer ersten mechanischen Beanspruchung, denn eine vorzugsweise kristallographisch kontrollierte Einregelung dieser zweiten Albitgeneration lässt sich nicht erkennen. Häufig sind auch Einschlüsse einzelner Albitkörner, ebenfalls verzwillingt und nicht selten sericitisiert. Die jüngsten Klüftchen sind zuweilen von einem feinkörnigen Quarz-Sericit-Gefüge erfüllt. Die schlechte Idiomorphie des K-Feldspats wird durch randlich in den Feldspat eindringende Quarzkristalle noch betont.

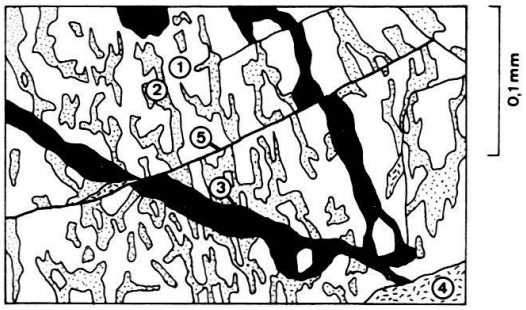


Fig. 2. Perthitische Struktur eines K-Feldspatporphyroklasten. *1* K-Feldspat, teilweise Mikroklingitterung. *2* Erste Generation von Albitadern, mit ± kristallographischer Orientierung. *3* Jüngere Albitgänge, aus grobkörnigerem (bis ∅ 0,3 mm), oft verzwillingtem Albit, die ältere Perthitstruktur durchschlagend. *4* Feinkörniges Quarz-Sericit-Gefüge, den Porphyroklasten umgebend und teilweise längs jüngster Klüftchen (5) in den K-Feldspat eindringend. *5* Jüngste Generation von Klüftchen.

Der *Plagioklas* tritt, abgesehen vom sekundären, mit perthitischem K-Feldspat verbundenen Albit, vor allem in der feinkörnigeren Grundmasse auf, kann aber vereinzelt auch als Grosskristall von bis zu 1 mm ∅ erscheinen. Er weist gegenüber dem K-Feldspat eine etwas bessere Idiomorphie auf. An zahlreichen, nach dem Albitgesetz verzwillingten Individuen wurde stets eine hohe maximale negative Auslöschungsschiefe (10°) in der Zone senkrecht (010) gemessen, so dass es sich um einen Albit, allenfalls einen sauren Oligoklas, handeln dürfte. Sehr gut beobachtbar anhand der Albitverzwillingung sind postkristalline Deformationserscheinungen: Im demselben Mineralkorn können die

Zwillingslamellen einerorts an Klüftchen versetzt und andernorts flexurartig verbogen sein. Oft durchziehen die Albitlamellen nicht den ganzen Kristall. Dass es sich mindestens teilweise um Druckverzwillingung handeln könnte, zeigen viele Zwillingslamellen, die an Klüftchen gebunden sind und seitlich von der Kluft weg ausklingen. Verunreinigt sind alle Albite durch Sericitmikrolithe, feine Bestäubung ist hingegen nie zu beobachten. Der Anteil der Mikrolithe am Gesamtvolumen des Albits ist von Korn zu Korn unterschiedlich, grössere Individuen weisen einen höheren Sericitgehalt auf. Die Mikrolithe konzentrieren sich in grösseren Mineralkörnern vor allem auf das Zentrum des Kristalles (Abbild einer Zonarstruktur?). Diese Sericiteinschlüsse können Leistchen von bis zu 0,3 mm Länge bilden.

Als Glimmermaterial ist ausschliesslich *Muskovit–Sericit* vertreten. Spuren ausgebleichter Biotite wurden nicht gefunden. Wie andere Kristallinserien zeigen, müsste vorhandener Biotit in Anbetracht der in unserem Gebiet herrschenden diaphtoretischen Überprägung stark chloritisiert sein. Chlorit tritt aber hier nur als eindeutige Spätbildung sehr spärlich in Mineralkornzwickeln als strahliges Aggregat oder in Klüftchen zusammen mit Sericit auf. Pseudomorphosen nach Biotit, die in biotitführenden Kristallinserien oft zu beobachten sind, fehlen ganz. Erzeinschlüsse in Muskoviten sind allerdings verbreitet. Die Muskovitleisten sind schon bei geringer Kataklase verbogen und fransen seitlich in ein Sericitgewebe aus. Bei fortschreitender Kataklase ist Muskovit bereits total zerrieben, während gleichzeitig die Feldspäte noch gut erhalten sind.

2. *Gneismylonite am tektonischen Kontakt zum Dolomit*

Es wird die von HSÜ (1955, S. 251–252) gegebene Definition eines Mylonits angewandt, die unter anderem als wichtiges Merkmal von Myloniten (im Gegensatz zu Kataklasiten) das Vorhandensein einer Paralleltextur («foliated texture») und von mehr als 50 % zermahlenem, feinstkörnigem Mineralaggregat nennt.

Unter den stark tektonisierten Proben dieses Gneises überwiegen Kataklasite mengenmässig. Erst im unmittelbaren tektonischen Kontakt zum Dolomit im Liegenden von Kristallinschuppen können Mylonite auftreten. Ein Profil, das einen solchen Kontakt und den Übergang eines Kataklasits zu einem Mylonit gut zeigt, befindet sich etwa 250 m nordöstlich des Praveder-Gipfels am Grat aufgeschlossen:

- Rund 20 m vom tektonischen Kontakt zum Hauptdolomit entfernt verliert der Flasergneis seine Textur und geht in ein milchigweisses, quarzitähnliches und massiges Gestein über. Erst im Anschliff zeigt sich andeutungsweise eine schlecht parallelorientierte flaserig-fleckige Textur. Die weisslichen Flecken von wenigen Millimetern ∅ erweisen sich unter dem Mikroskop nicht als K-Feldspäte, sondern als reliktische, grobkörnigere Gefügebereiche, wie sie sich in gewöhnlichen, stark kataklastischen Gneisen finden. Sie liegen in einer feinstkörnigen (∅ 0,02 mm und weniger) «Grundmasse» von Quarz, Feldspat(?) und Sericit. Dieses Gestein stellt mit einem Anteil von etwa 20 % granuliertem Gefüge und der kaum erkennbaren Paralleltextur die Vorstufe zu einem Mylonit dar.
- 15 m vom Kontakt steht ein geringmächtiges, tektonisch eingeschupptes Band eines rostigfarbenen Kataklasits an, der nach seinem Glimmerreichtum zu urteilen einen Abkömmling der «rostigen Serie» (vgl. Kap. C) darstellt.
- Nach dieser tektonisch bedingten Zwischenlagerung tritt in 7 m Distanz zum Dolomit wieder ein milchigweisses, schwach grünliches, quarzitähnliches Gestein auf, das eine recht gute Paralleltextur mit schwacher Schieferung aufweist und das nach dem mikroskopischen Befund einen Mylonit als Abkömmling des Mu-K-Fsp-Ab-Gneises darstellt. Ein derartiger Mylonit wurde ausser in diesem Profil nur noch an einer einzigen anderen Stelle, nämlich im Kristallinzug auf Kote 2750 m in der Nordwand des M. Forcola (160625/823050), gefunden, wo er in noch charakteri-

stischerer Form ausgebildet ist und deshalb als Vorlage für die folgende Beschreibung anhand von Figur 3 dient:

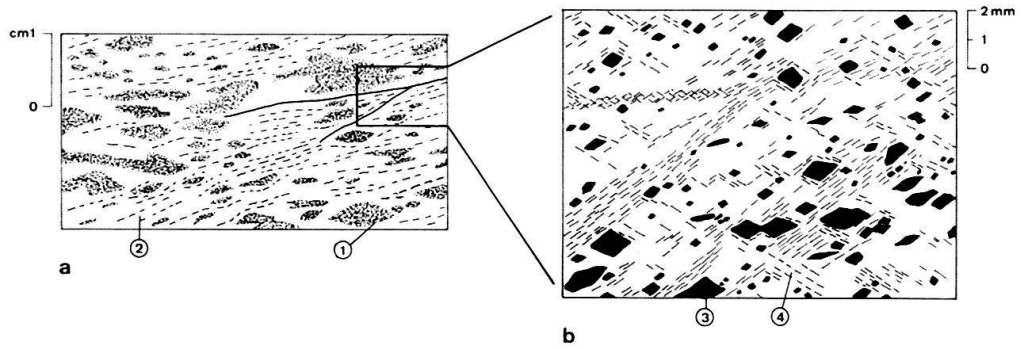


Fig. 3. *a* Im Anschliff sichtbares Gefüge eines Mylonits. *b* Ausschnitt aus Figur 3a unter dem Mikroskop (Weitere Beschreibungen im Text!).

Makroskopisch sichtbares Gefüge (Fig. 3*a*)

Nur auf einer Anschliffläche gut erkennbare, leicht nebulitische, lentikularflaserige Textur: Linsenförmige, einige Millimeter lange, weissliche, glimmerarme Partien (1) in einer glimmerreichen grünen «Grundmasse» (2). Die Elongationsrichtung dieser Linsen liegt in der schwach ausgebildeten, zur Kristallin-Dolomit-Kontaktfläche parallelen Schieferungsfläche. In beliebig orientierten Anschliffen senkrecht zur Schieferungsfläche zeigt sich dasselbe, in Figur 3a dargestellte Bild, so dass dreidimensional betrachtet Scheiben vorliegen.

Mikroskopisch sichtbares Gefüge (Fig. 3*b*)

Sehr gut eingeregeltes Gefüge von rhombenförmigen, praktisch glimmerfreien Quarz-Feldspat-Bereichen, die als nicht granulierte, feinkörnige (⌀ 0,1–0,4 mm) Gefügereste (3) in einem sericitischen, feinstkörnigen Mineralaggregat (4) schwimmen. Selten ist Mikroklingitterung des K-Feldspats in den grobkörnigeren Gefügebereichen erkennbar, Albitzwillinge wurden keine gefunden; der Quarz dominiert mengenmässig, so dass angenommen werden muss, dass vor allem feldspat- und glimmerreiche Gefügebereiche granuliert und der Feldspat zugleich zu Sericit und Quarz umgewandelt wurde.

Die kleineren dieser Rhomben werden oft von Quarz-Einkristallen gebildet. Auffallend ist, dass kein Mörtelquarz an den Korngrenzen dieser grobkörnigeren Gefügereste auftritt und dass der Quarz hier eine eher schwache undulöse Auslöschung zeigt. Dies könnte zeigen, dass durch die Zermahlung und Durchscherung des umgebenden Materials diese rhombenförmigen Bereiche offenbar vor weiterer mechanischer Beanspruchung verschont geblieben sind.

Die sericitführende Grundmasse ist derart feinkörnig, dass ihre Zusammensetzung mikroskopisch nicht mehr bestimmt werden kann. Bei gekreuzten Nicols sticht sofort die gute Einregelung der Sericitleistchen in zwei Richtungen, parallel zu den Rhombenkanten, ins Auge. Eine dieser Einregelungsrichtungen ist eindeutig bevorzugt (in Fig. 3*b* von rechts oben nach links unten verlaufend). Die makroskopisch feststellbare Schieferungsfläche und zugleich die Plattungsebene der sericitarmen Scheiben fällt mit keiner dieser zwei Richtungen zusammen, sondern sie liegt im spitzen Winkel dieser beiden Einregelungsrichtungen des Sericits, von der Winkelhalbierenden etwas gegen die dominierende der beiden Einregelungsflächen gedreht.

Um abzuklären, ob es sich bei diesen Einregelungsflächen dreidimensional gesehen um konjugierte Scherflächen handelt, wurden verschieden orientierte Schliffe angefertigt. Auf dem Stereonetz aufgetragen, definieren diese Einregelungsflächen aber keine Planaren, sondern eindeutig gekrümmte Einregelungsflächen.

Ein weiteres Mylonitvorkommen fand ich auf Begehungen östlich des Muraunzatals im Talausgang der Val Gronda. Es handelt sich um einen andersartigen Mylonit ohne grobkörnigere Restbereiche des alten Gefüges, der eindeutige Rekristallisations-

gefüge von feinkörnigem Quarz zeigt. Dieser Mylonit liegt in der nordwestlichen Fortsetzung des von Fopp dellas Muntanellas in die Val Muraunza hinunterziehenden Triaszugs (Koord. 161 100/830 550).

C. Feinkörnige und meist schiefrige Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise, Sericitschiefer und Quarzphyllite

1. *Übersicht*

Im Gegensatz zu der im vorigen Kapitel besprochenen Gneiseinheit liegt hier eine petrographisch vielfältigere Gruppe von Gesteinstypen vor, deren Charakter kleinräumig wechselt. Diese Variabilität ist vielfach nur durch alpintektonische und diaphtoretische Überprägung und nicht durch primäre petrographische Merkmale bestimmt. Die Abgrenzung dieser Serie gegen die Mu-K-Fsp-Ab-Gneise ist sowohl im Feld als auch unter dem Mikroskop (Abwesenheit von K-Feldspäten, Vorkommen von Biotit) eindeutig, und auch auf der Karte von SPITZ und DYHRENFURTH (1914) sind diese Gesteine als «Zweiglimmergneise» und «Phyllitgneise» nach denselben Kriterien von den Muskovitgneisen abgegrenzt worden.

Mengenmässig dominieren stark rostige, schiefrige und kleinverfältelte Gneisserien. Typische Aufschlüsse finden sich auf der Ostseite der Val Muraunza ausserhalb unseres Untersuchungsgebiets, am Grat Rötlspitz–Piz Val Gronda. Unklar und zuweilen künstlich ist die Abgrenzung von stärker schiefrigen bis phyllitischen Varietäten dieser Serie gegen Schiefer und Phyllite, die der Pastoriserie angehören (vgl. Kap. D). Vor allem am Grat zwischen dem Piz Rims und dem Piz Lad wechsellagern schwärzliche Phyllite, die HESS (1953) als «Casannaschiefer» bezeichnet mit Knotenglimmerschiefern und Quarziten, also typischen Vertretern der Pastoriserie.

Diese schwarzen «Casannaschiefer» betrachtet Hess als Leitgestein seiner auf den Seiten 58–61 beschriebenen Casannaschieferserie. Er rechnet die marmor- und glimmerschieferführenden Gesteine am Lad-Rims-Grat zusammen mit ähnlichen Serien am Piz Minschuns östlich der Val Muraunza dieser Casannaschieferserie zu. Diese Aufschlüsse am Piz Rims ordne ich aber mit den Gesteinen des Pastorikamms zusammen der Pastoriserie zu. Die Abtrennung dieser Casannaschieferserie, die nur untergeordnet wirkliche Quarzphyllite führt und wegen ihrer Vergesellschaftung mit Marmoren und Pegmatiten an die Serie am Passo dei Pastori erinnert, scheint mir ungerechtfertigt.

Die schwarzen Phyllite des Lad-Westgipfels werden in diesem Kapitel beschrieben, obwohl sie auf Grund ihrer Petrographie ebensogut als Glieder der Pastoriserie betrachtet werden könnten: Es handelt sich um Phyllonite[2]), die auch der Pastoriserie nicht fremd sind.

Weiter fallen in diese heterogene Serie grüne, sericitisch-chloritische Schiefer («Braulioschiefer» von Hess), wie sie südlich des Piz Umbrail in der tektonischen Unterlage des Umbrailhauptdolomits in den Bachtobeln von Pozzine anstehen. Auf Grund des Dünnschliffbilds und der Analogien zu Schiefern, die im Gebiete des

[2]) Dieser Begriff wird im Gegensatz zu «Phyllit», der noch keine genetische Interpretation impliziert, für Tektonite mit dem makroskopischen Aussehen von Phylliten verwendet (Def. vgl. SPRY 1969, S. 231).

Stilfser Jochs die Stelvioschuppe überlagern, vermute ich in diesen stark phyllitischen oder schiefrigen Varietäten Phyllonite.

Im folgenden seien einige Grundtypen dieser Serie herausgegriffen und beschrieben. Auf Seite 117 wird ein unmittelbarer tektonischer Kontakt solcher Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise mit dem Hauptdolomit am Munt da Milli Ons beschrieben.

2. *Rostig anwitternder, lagenweise quarzitischer Zweiglimmer-Plagioklas-Gneis*

Diese noch eindeutig als Gneis anzusprechende Varietät wird sowohl im Liegenden als auch im Hangenden der Umbrailtrias gefunden: im unteren Gehänge des Munt da Milli Ons gegen die Val Muraunza und auch am Lad-Gipfel und -Südgrat.

Makroskopische Beschreibung

Sofern nicht eine intensive Kleinfältelung die ursprüngliche Textur ganz verwischt, ist deutlich eine gebänderte Textur mit glimmerreichen und -armen, einige Millimeter breiten Lagen erkennbar, die in enggepresste Kleinfalten mit schieferungsparallelen Achsenebenen gelegt sind. Die Schieferungsflächen zeigen einen zusammenhängenden seidigen Glanz, wenn sie nicht ganz rostig verwittert sind. In der älteren Literatur wird deshalb oft von «Phyllitgneisen» oder «rostiger Serie» gesprochen. Am Lad-Hauptgipfel wurde eine stark quarzitische Varietät mit einigen Zentimeter mächtigen, quarzitischen Lagen von über 70% Quarz gefunden.

Mikroskopische Beschreibung

Mineralbestand:	Quarz Plagioklas (Albit–Oligoklas) Muskovit	Hauptgemengteile mit sehr stark variierendem prozentualem Anteil. Meist Qz > Plag.
	Biotit (vorwiegend zu Chlorit umgewandelt)	Bi < Musk
	Charakteristische Akzessorien: Granat, Turmalin, Apatit.	
	Weitere Akzessorien: Limonit und andere Erze.	

Typisch sind Glimmeraggregate mit stark dominierendem Muskovitanteil, die in ungestörteren Proben bis über 1 mm mächtige, schwach verbogene Glimmerlagen bilden, die ursprünglich optisch einheitlich waren. Die Spaltbarkeit nach (001) verleiht diesen Glimmeraggregaten eine feinfaserige Struktur, wobei längs den Spaltflächen Limonit und andere Erze den Glimmer stark verunreinigen. Diese Glimmerlagen sind in Umbiegungen enggepresster Falten in mikroskopisch kleine Sekundärfalten gelegt. In stärker deformierten Proben bilden sich chaotische, feinfilzige Glimmerhaufen. Der Biotit kann zuweilen gut idiomorphe dicktafelige, postkinematisch gewachsene Individuen bilden, die im alten Glimmergewebe sprossen und nicht chloritisiert sind.

Neben diesen fast reinen Glimmerlagen treten in stark gebänderten Proben folgende Feinlagen auf:

- Quarzlagen ohne Feldspat, mit wenigen isolierten Individuen von Biotit, Muskovit und Chlorit; meist seitlich nicht persistent und wahrscheinlich syn- oder postkinematisch entstanden.
- Eventuell eine sedimentäre Wechsellagerung widerspiegeln Feinlagen von Quarz und Plagioklas: Im Zentrum dieser Lagen überwiegend Quarz, im Kontakt zu den Glimmerlagen mehr Plagioklas und vor allem Biotit, der hier relativ häufiger ist als in den glimmerreichen Lagen.

Die stark zersetzten Plagioklase lassen keine Verzwillingung erkennen. Anhand des Vergleichs der Lichtbrechung mit Quarz muss auf sauren Plagioklas geschlossen werden (Albit–Oligoklas). Der Biotit ist meist stark chloritisiert. Granat tritt sehr feinkörnig und in verschiedener Häufigkeit auf; er kann auch fehlen.

3. *Glimmerarme, zum Teil quarzitische Gneistypen*

Auf der Ostseite des Grats zwischen Piz Rims und Piz Lad schalten sich zwischen die normalen Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise im Hangenden und die Mu-K-Fsp-Ab-

Gneise im Liegenden grau oder schwach grünlich anwitternde glimmerarme, biotitfreie Muskovit-Plagioklas-Gneise ein:

Mikroskopische Beschreibung

Mineralbestand:	Quarz	30–40%
	Plagioklas (Albit–Oligoklas)	50–60% (auch plagioklasfreie Bänder)
	Muskovit	10%
	Akzessorien: K-Feldspat, Chlorit, Titanit	

Die rundlichen, schwach gelängten, gleichkörnigen Quarz- und Plagioklaskörner haben Korngrössen von 0,1 bis 0,2 mm. Der Quarz verdrängt in wenige Millimeter mächtigen Bändern den Plagioklas ganz. Anhand der Feldspatfärbung konnte ein geringer Gehalt an K-Feldspat erkannt werden; im Gefüge weichen diese Gneise aber durch ihre Feinkörnigkeit stark vom Mu-K-Fsp-Ab-Gneis ab. Bemerkenswert ist auch das Vorkommen von Titanit.

In den Bachtobeln von Pozzine und am Weg von der Umbrailpasshöhe zur Bocchetta di Forcola südlich des Piz Umbrail finden sich, mit grünen, stark schiefrigen Gneisen und Phylloniten (vgl. Abschnitt 4) vergesellschaftet, zum Teil makroskopisch vollkommen massige, feinkörnig-quarzitische Gneise (Korngrösse selten über 0,1 mm):

Mikroskopische Beschreibung

Mineralbestand:	Quarz	40–60%
	Plagioklas (Albit–Oligoklas)	30–50%
	Biotit (zum Teil in Chlorit umgewandelt)	10–15%
	Muskovit	0–5%
	Akzessorien: Granat, Turmalin, Apatit, Zirkon–Monazit	

Die Akzessorien sind dieselben wie die der in Abschnitt 2 beschriebenen Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise. Ein gleichkörniges, schwach schiefriges Gefüge mit gelängten Quarz- und Plagioklaskörnern und schlecht eingeregelten Glimmern ist typisch.

4. *Sericit-Chlorit-Schiefer und Quarzphyllite*

Schiefrige bis phyllitische Gesteine treten vor allem in der kristallinen Unterlage der Umbrailtrias in der obersten Valle del Braulio auf. Im N–S verlaufenden Bachtobel westlich des Wortes «Pozzine» (LK 1:25000) stehen grüne, zuweilen violett anwitternde Schiefer an (Abschnitt 4a), welche mehr gneisig-quarzitische Typen im unteren Teil des Bachtobels überlagern. Die Übergänge Gneis–Schiefer sind oft fliessend. An tektonisch stark durchbewegten Flächen, etwa in der geometrischen Fortsetzung des noch westlich dieser Bachtobel von Pozzine endenden triadischen «Forcolazuges» (vgl. tekt. Karte von Hess 1953, Tf. VI, in der der Forcolazug fälschlich bis an die Landesgrenze weiter nach Osten gezogen wird), treten karbonathaltige Phyllonite auf (Abschnitt 4b). Ebenfalls an dieser Stelle seien die schwarzen und grünen Quarzphyllite des Lad-Westgipfels beschrieben.

a) Grüne Sericit-Chlorit-Schiefer («Braulio-Schiefer» von Hess)

Die oft spiegelglatten, seidig glänzenden Sericitüberzüge der Schieferungsflächen mit den einzelnen grünen Chloritputzen charakterisieren diese Schiefer.

Mikroskopische Beschreibung

Mineralbestand:	Quarz	20–60%
	Plagioklas (Albit–Oligoklas)	20–60%

Muskovit–Sericit 5–10%
Chlorit (wenig Biotitrelikte) 5–10%
Akzessorien: Granat, Turmalin (zum Teil bis 5%), Apatit, Zirkon–Monazit, Epidot, Calcit, Erze

Der Mineralbestand ist in stark umgewandelter Form derselbe wie in den Zweiglimmer-Plagioklas-Gneisen, neu treten Epidot und Calcit hinzu, und der Turmalin ist reichlicher vertreten. Die Plagioklase sind sehr stark sericitisiert und sind mit ebenfalls sericitisierten Muskoviten zu einem unsauberen, feinkörnigen Gewebe vermischt. Nur wenig Quarz, Muskovit und Plagioklas sind noch in grösseren Mineralkörnern erhalten (bis zu 0,2 mm ∅), die stark gelängt im Feldspat-Sericit-Gewebe liegen. Turmalin ist in gut idiomorphen Einzelkörnern als Neubildung etwas reichlicher vertreten als in den Zweiglimmer-Plagioklas-Gneisen. Der Mineralbestand und vor allem das lentikular-schiefrige Gefüge lassen in diesem Gestein einen Phyllonit vermuten, hervorgegangen aus einem normalen Zweiglimmer-Plagioklas-Gneis.

b) Quarzphyllite, zum Teil karbonathaltig

Karbonat tritt nur in den extrem phyllonitisierten Horizonten der kristallinen Unterlage der Umbrailtrias im oberen Brauliotal auf. In solchen Phylloniten ist kein Albit mehr erhalten, und sie bestehen nur noch aus extrem beanspruchtem, oft streifig lamelliertem Quarz und einem sericitartigen Gewebe. Das Karbonat ist stets stark eisenschüssig und bildet einzelne idiomorphe Rhomboeder inmitten eines älteren Quarzgefüges, zuweilen sind solche Rhomboeder randlich wiederum durch Quarz korrodiert. Der Karbonatgehalt ist in einem einzelnen, in der direkten geometrischen Fortsetzung der östlichsten Triasvorkommen des «Forcolazugs» liegenden Phyllonit so gross, dass brekzienartig extrem beanspruchte, lamellierte Quarzareale in einer Karbonatgrundmasse schwimmen (Koord. 158950/828050, am Weg vom Umbrailpass zur Bocchetta di Forcola).

Normale, karbonatfreie Quarzphyllite enthalten stets weit über 50% Quarz, der schieferungsparallel laminiert und zum kleineren Teil zu Mörtelquarz zerrieben ist, Sericit–Chlorit und keinen Feldspat.

Das eindeutig als Neubildung und nur in extrem durchbewegten Horizonten auftretende Karbonat ist vermutlich im Zusammenhang mit der alpinen Durchbewegung dieser Kristallinserien eingewandert und stellt zumindest in einem Falle eindeutig den Überrest eines total zerriebenen Triaszuges («Forcolazug») dar. Diese Phyllonitisierung wäre hier im Zusammenhang mit der alpinen Durchbewegung erfolgt. Dieses Vorkommen zeigt auch, dass alpintektonisch scheinbar einheitliche Kristallinareale doch tief zerschlitzt sein können.

c) Schwarze und grüne Quarzphyllite des Piz Lad (Westgipfel)

Diese Phyllonite sind makroskopisch und auch im Dünnschliffbereich mineralogisch sehr inhomogen zusammengesetzt. Glimmerfreie Partien führen neben etwa 30 % saurem Plagioklas nur Quarz; bis zu 80 % aus Sericit–Chlorit bestehende Glimmerhaufen führen nur Quarz und keinen Feldspat. Quarz- und Plagioklaskörner bilden ein gleichkörnig-lentikulares Gefüge mit Korngrössen um 0,05 mm ∅. Makroskopisch wie auch im Dünnschliffbereich ist dieses Gefüge wirr verfältelt und an verschieden orientierten Schieferungsebenen zerschert. Einige nur aus Quarz und untergeordnet aus unzersetztem, verzwillingtem Plagioklas bestehende, weisse, grobkörnigere Rekristallisate sind wiederverfaltet und der Quarz darin stark deformiert. Dies lässt vermuten, dass diese Phyllonite das Resultat einer vielphasigen Deformation sind. Wichtig ist, dass diese dunklen Phyllonite am Piz Lad im Feld gegenüber den normalen Zweiglimmergneisen scharf abgegrenzt sind und dass sie nicht an die Überschie-

bungsbahn der Kristallinkappe des Piz Lad gebunden sind, sondern in den höchsten erhaltenen Anteilen der Kristallinkappe auftreten.

5. *Der tektonische Kontakt von Zweiglimmer-Plagioklas-Gneisen zu triadischen Dolomiten am Piz Rims*

Auf der Ostseite des Piz Rims ist der unmittelbare Kontakt von Phylloniten an der Basis der kristallinen Kappe des Piz Rims zu Dolomiten der Umbrailtrias im Liegenden aufgeschlossen (Koord. 161075/828300). Da hier der bestaufgeschlossene Kontakt Kristallin–Trias im Untersuchungsgebiet vorliegt, sei er kurz beschrieben:

Von unten nach oben folgen sich (Kontakt als 0-Niveau):

1–0 m: Helle, bräunlichgelb anwitternde, massige Dolomite, von zahlreichen weisslichen Kalkspatklüftchen durchzogen.
Unter dem Mikroskop: Das ursprünglich rein dolomitische, feinkörnig bis dichte Gestein ist von bis zu wenigen Millimeter mächtigen Adern durchzogen, die aus grobkörnig rekristallisiertem Calcit (⌀ max. 0,5 mm) und untergeordnet Quarz (max. 5%) bestehen. Unmittelbar am Kontakt zum Kristallin sind auch drusenartige Calcitrekristallisate vorhanden; das ursprüngliche Dolomitgefüge ist bis zu 50% durch Calcit ersetzt. Auffallend ist der direkt am Kontakt recht grosse Erzgehalt (bis 5%): Durchwegs gut idiomorphe Pyritkörner (⌀ bis 0,2 mm, bis zu 20% in Goethit zersetzt), die wahllos verteilt das Karbonatgefüge durchsetzen. Der kataklastisch nicht beanspruchte Pyrit muss postkinematisch gesprosst sein.

0–5 cm: Rostiggrüne Phyllonitfragmente, in erdigem Gesteinsmehl liegend.
Unter dem Mikroskop: Die Mineralien sind extrem feinkörnig. Feinfaseriger Sericit ist vollkommen mit Quarz (und Feldspat?) durchmischt. In dieser granulierten Grundmasse liegen Augen und Linsen verschiedener Grösse, bestehend aus einem sericitfreien, etwas grobkörniger rekristallisierten Quarzgefüge, das zuweilen stark zerbrochenen, sericitisierten Plagioklas enthält. Das ganze Gefüge ist von schieferungsparallelen Goethitklüftchen durchwoben, und vor allem die quarzreichen Bereiche enthalten reichlich idiomorphe Pyritkörner, die randlich durch Goethit ersetzt sind. Untergeordnet tritt auch schlecht idiomorpher Rutil auf. Von den anderen, bereits beschriebenen Phylloniten unterscheidet sich dieses Gestein durch sein extrem feinkörnig zerriebenes und durchmischtes Mineralgefüge und durch seinen Erzreichtum.

Bei 10 cm: Unter dem Mikroskop: Lagiges, nur schwach verfälteltes Gefüge mit sericitreichen und -armen, bis zu 1 mm mächtigen Lagen, die aber stark diskordant zur makroskopisch sichtbaren Schieferung geneigt sind. Mit seiner Feinbänderung stellt dieser Phyllonit einen Übergangstypus zu einem Mylonit dar.

Bei 30 cm: Lage mit 30 cm langen und 10 cm mächtigen Quarzlinsen, die fluidal von Phylloniten umgeben sind. Die Längerstreckung der Quarzlinsen und die Schieferung der Phyllonite sind schwach diskordant zur tektonischen Kontaktebene orientiert.
Unter dem Mikroskop: Völlig sericitfreies Quarzgefüge mit vereinzelten sauren Plagioklasen. In einer feinkörnigen (⌀ 0,01 mm) rekristallisierten Quarzgrundmasse einige grössere, stark deformierte Quarz- und Plagioklaskörner. In der 5 mm mächtigen, makroskopisch grün erscheinenden Randzone gegen die Phyllonite Chlorit und grobkörniger Plagioklas (⌀ um 0,2 mm).

Bei 1 m: Dunkelgrüner, mylonitischer Chloritgneis, durch Scherflächen in einzelne Rhomben zerlegt.
Unter dem Mikroskop: Neben etwa 50% stark deformiertem sericitisiertem Plagioklas enthält dieser glimmerarme Typ nur stark schieferungsparallel gelängten und gebänderten Quarz mit n'_α parallel zur Längung, wenig feinkörnig rekristallisierten Quarz, ferner Chlorit (rund 15%) und wenig Pyrit.

Bei 3 m: Graugrüne, relativ massige Chlorit-Sericit-Gneise.
Unter dem Mikroskop: Quarzitischer Gneis (70% Quarz) mit ebenfalls gebändertem Quarz gleicher Orientierung. Kein Pyrit mehr vorhanden, dafür aber Rutil.

Bei 8 m: Derselbe Gneis wird reicher an Plagioklas und führt erstmals etwas Granat.

Bei 16 m: Erstmaliges Auftreten guterhaltener Muskovitleisten in einem grünen, feinkörnigen Muskovit-Plagioklas-Gneis.

Bei 18 m: Grobkörniger, stark kataklastischer Mu-K-Fsp-Ab-Gneis, eindeutig nicht mehr zur Serie der Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise gehörend. Die schiefrigen Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise begleiten auch anderswo häufig in einem schmal ausgezogenen Band diese tektonische Überschiebungsfläche; z.B. auf der Nordseite der Kristallinkappe des Piz Lad.

D. Die Pastoriserie

Diese Kristallinserie hebt sich durch ihre lithologische Vielfalt und ihre Mineralparagenesen ganz von den übrigen Kristallinserien der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen ab. HESS (1953, S. 56–58) leitete ihren Namen von dem am Passo dei Pastori (Grenzgrat östlich des M. Forcola) gelegenen Aufschlussgebiet her. Wie bereits erwähnt wurde (vgl. S. 113), werden ihr hier weitere Aufschlüsse zugeordnet, welche nicht an das namensgebende Aufschlussareal gebunden sind: vor allem die Aufschlüsse nördlich des Piz Rims, die HESS (1953, S. 58–61) zum Teil als «Casannaschiefer» beschrieb.

1. *Die Aufschlüsse am Passo dei Pastori*

a) Ergänzungen zu den von Hess beschriebenen petrographischen Grundtypen

Folgende petrographische Grundtypen wurden von HESS (1953, S. 56–58) beschrieben:
Biotit-Glimmerschiefer
Sillimanit-Granat-Knotenglimmerschiefer
Amphibolite
Marmore und Silikatmarmore
Pegmatite

Zu der bereits vorliegenden Beschreibung werden hier nur Ergänzungen angebracht. Die sehr variable quantitative mineralogische Zusammensetzung der Gesteine wird anhand von Figur 4 in Abschnitt 1b demonstriert werden.

Die *Sillimanit-Granat-Knotenglimmerschiefer* können als zusätzliches wichtiges Faziesmineral auch Staurolith in bis zu 2 mm dicken Porphyroblasten führen. Ebenso wie der Sillimanit ist der Staurolith frisch und unzersetzt und gern in glimmerreichen Lagen mit Granat vergesellschaftet. Der Sillimanit liegt in fibrolithischer Ausbildung vor und strahlt in umgebende Mineralkörner wie Quarz und Plagioklas hinein. Er tritt eng mit Biotit verwachsen in Knoten auf, deren Kern aus einem quarzdurchsiebten Granat besteht. Der Anorthitgehalt des Plagioklas liegt bei 15–20%. Schieferungsparallele Einlagerungen von reinen Quarzlagen oder glimmerarmen quarzitischen Gneisen sind typisch; letztere weisen oft eine zentimeterdicke Schicht im Kontakt gegen das Nebengestein auf, bestehend aus über 50% Turmalin. Wegen des geringen Feldspatgehalts und des mit den Glimmerschiefern identischen Mineralgehalts (lediglich mehr Quarz, weniger Glimmer) handelt es sich kaum um Pegmatitapophysen (vgl. HESS, S. 57). Dass die Turmalinisierung auf pegmatitisch-pneumatolytische Vor-

gänge zurückgeht, ist allerdings wahrscheinlich: auch der normale Glimmergneis ist stark von Turmalinneusprossungen durchsetzt.

In hornblendearmen, calcitischen Lagen feinschichtiger Amphibolite wurde Diopsid in grösseren Mineralkörnern gefunden, neben Epidot und Klinozoisit. Solche *Kalksilikatlagen* wechsellagern in nur zentimetermächtigen Lagen mit Amphiboliten. Der Anorthitgehalt der oft zersetzten Plagioklase in den *Amphiboliten* liegt bei 35–40 % und ist somit höher als in den Glimmerschiefern. Wenig Quarz ist in den Amphiboliten zuweilen enthalten.

Auf der Südseite des Grenzgrats ist inmitten von Pegmatitgängen noch ein lagiger *Granatamphibolit* erhalten, der in gewissen Lagen so reichlich Granat führt, dass diese im Anschliff tiefrot gefärbt sind. Unter dem Mikroskop stellt man in den hornblendereichen Lagen bis zu 80 % Hornblende fest, neben völlig umgewandeltem Plagioklas und etwas Titanit und Apatit. In den rotgefärbten, hornblendearmen oder -freien Lagen häuft sich der Granat in kleinen Körnern (⌀ 0,1–0,2 mm) zu Gehalten von bis zu 50 % an, ist aber vom Zentrum ausgehend grossenteils in Klinozoisit umgewandelt. Klinozoisit tritt in diesen Granatlagen auch in Form gut idiomorpher Leisten auf (5–10 %).

Von Hess nicht beschrieben sind stark diaphtoritisch überprägte *Chloritgneise* oder *-schiefer*. Der Chlorit ersetzt in solchen Gesteinen den Biotit oft vollständig. Auf dem M.-Forcola-Gipfel sind total chloritisierte Glimmerschiefer aufgeschlossen, die eindeutig noch als Abkömmlinge des sillimanitführenden Knotenglimmerschiefers erkennbar sind. Häufig mit Marmoren vergesellschaftet sind Chloritgneise, die neben sehr viel Quarz etwas Plagioklas und Chlorit, ferner untergeordnet Klinozoisit, Titanit, Calcit und Apatit führen. Schwärzliche, verschieferte Chlorit-Plagioklas-Gneise mit wenig Quarz in Adern und Drusen stellen eventuell total diaphtorisierte Amphibolite dar.

b) Detailprofil in der Pastoriserie

Sehr charakteristisch für die Pastoriserie ist die intensive Wechsellagerung verschiedenster petrographischer Typen im Detailprofil. Unmittelbar westlich Grenzstein Nr. 15 wurde deshalb ein Detailprofil genauer untersucht, welches vor allem die Vergesellschaftung von Marmor, Glimmerschiefer und Amphibolit innerhalb weniger Meter zeigt.

Profilbeschreibung anhand von Figur 4, von unten nach oben (die Numerierung entspricht derjenigen von Figur 4)

1: Granatführender Hornblendegneis, von stark wechselnder mineralogischer Zusammensetzung: Ho-reiche, amphibolitähnliche Lagen und plagioklasreiche, helle Bänder mit grossen Granatporphyroblasten.

2: Fliessender Übergang in feinlagigen, plattig brechenden Amphibolit. Grobkörnige Hornblende in hornblendereichen Lagen (bis zu 3 mm lange Leisten), in feinsten, 1–3 mm mächtigen leukokraten Lagen feinkörnigere Hornblende und viel zersetzter Plagioklas. Nach oben Zwischenschaltungen von biotitführenden, quarzitischen Linsen.

3: Intensive Wechsellagerung feinkörniger dunkler Amphibolite, lagiger Amphibolite und hornblendefreier (!) Biotitgneise. Diese Wechsellagerung ist zuweilen derart feinschichtig, dass sie im Dünnschliffbereich beobachtet werden kann.

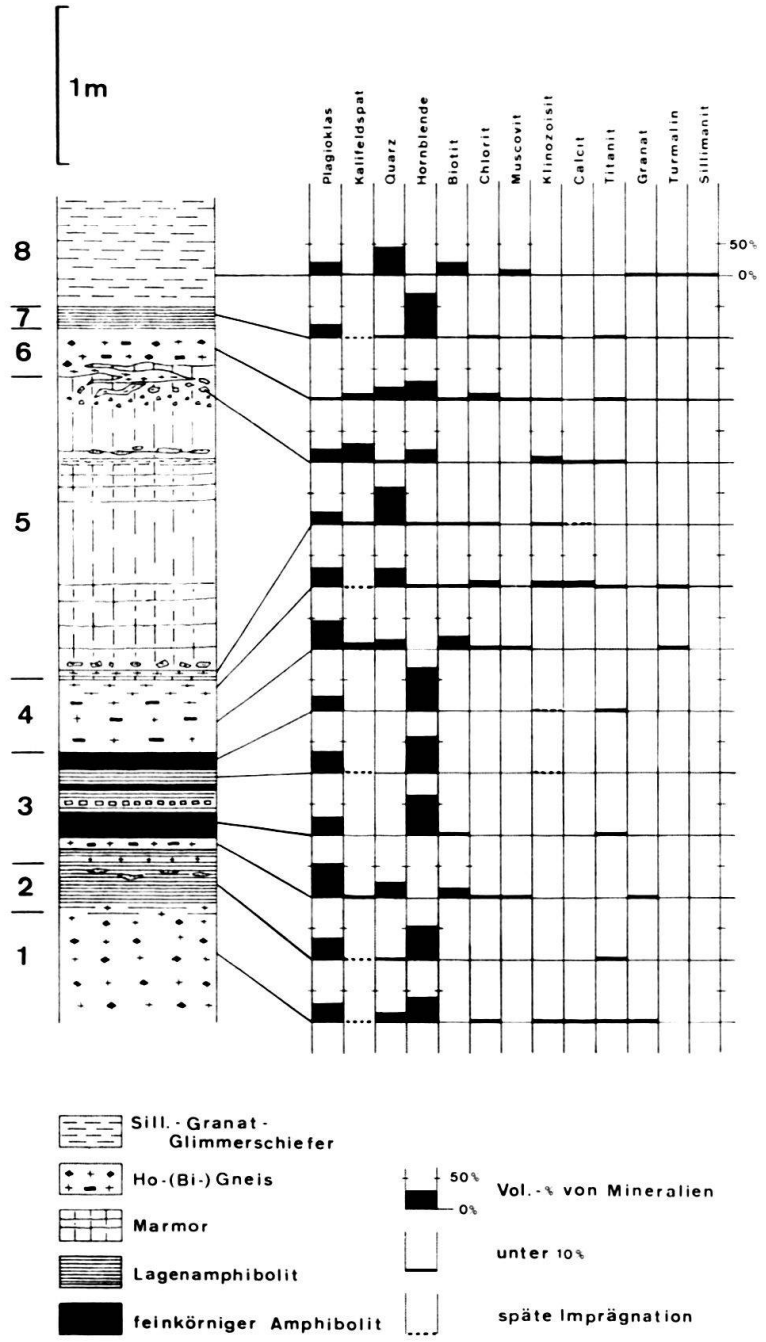


Fig. 4. Detailprofil in der Pastoriserie. (Die prozentualen Anteile der einzelnen Mineralien sind geschätzt.)

Mikroskopische Beschreibung

(Von unten nach oben): Grobkörniger Biotit–Amphibolit.
Feinkörniger biotitfreier Amphibolit mit 75% Hornblende.
2 cm mächtiges Biotitgneisband, ohne Hornblende und mit etwa 20% Quarz.
An der Basis dieses Gneisbandes granatführender Horizont, im Dach Anreicherung von Klinozoisit.
Wieder biotitfreier Amphibolit.

In einem mächtigeren Biotitgneisband tritt frischer Plagioklas auf mit einem Anorthitgehalt von 15 bis 20% (Amphibolite 35–40%!). Dieses Gneisband führt auch etwas K-Feldspat, der hier zum

ursprünglichen Mineralgehalt zu gehören scheint, im Gegensatz zu den Amphiboliten, in denen der K-Feldspat nur als Imprägnation längs Klüftchen auftritt. Querglimmer von Muskovit durchschlagen oft ältere Biotite.

Streng horizontiert tritt inmitten lagiger Amphibolite ein Schwarm linsenförmiger reiner Plagioklasrekristallisate auf, die aus grossen, unverzwillingten Mineralkörnern bestehen (∅ von wenigen Millimetern).

4: Biotitgneise, an der Basis hornblendefrei, mit horizontweise stark wechselndem Quarzgehalt (0–50%) und viel Turmalin. Weiter oben schiefrige Gneise mit stark chloritisiertem Biotit und weisslichen, zentimeterdicken Bändern, bestehend aus Calcit, Hornblende und Klinozoisit, die weiter oben einsetzende Marmorlage ankündigend.

5: Gutgebankte, reine, weisse Marmore, im oberen Teil zuweilen schiefrig-quarzitische Horizonte. Auffallend sind brekziöse Horizonte, welche diesen Marmorzug an der Liegend- und Hangendgrenze begleiten.

Im Liegendkontakt folgt einer ersten 1 cm mächtigen Marmorlage (nur wenig Quarz enthaltend) wieder eine wenige Zentimeter mächtige Biotitgneislage, welche von dieser ersten Marmoreinlagerung durch eine 5 mm mächtige, rein quarzitische Lage getrennt ist. Diese streng horizontierte Marmor-Gneis-Wechsellagerung wird durch einen Marmor mit Gneisbrekzienkomponenten nach oben hin abgelöst; schliesslich folgt der rein karbonatische Marmor. Im Hangenden des 2 m mächtigen Marmorzugs ist derselbe Übergang noch deutlicher beobachtbar: die Wechsellagerung wird seitlich und gegen das Innere des Marmorzugs zunehmend in einzelne Gneiskomponenten in Marmormatrix zerlegt. Figur 5 zeigt, wie sich ein solcher Gneiszug nach unten in den duktilen Marmor bohrt. Neben

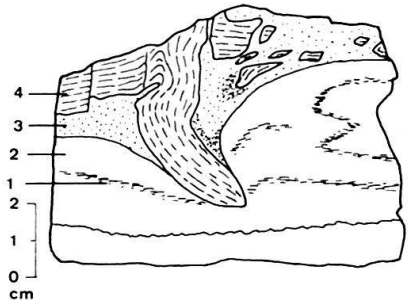


Fig. 5. Zeichnung eines Anschliffs senkrecht zur Stoffbänderung des Profils: Span von Gneis, der sich nach unten tektonisch in den Marmor bohrt. In demselben Handstück ist in einem parallel in einigen Zentimetern Abstand angefertigten Anschliff zu beobachten, wie sich die Spitze dieses Gneisspans ganz ablöst und in Marmor-Matrix liegt. *1* Dunkle Bänderung in weissem Marmor, Kleinfalten andeutend. *2* Reiner, weisser Marmor, gleichkörnig-xenomorphes Gefüge. *3* Grauer Marmor mit bis zu 10% nichtkarbonatischen Mineralien: Feldspäte, Hornblende, Titanit, Klinozoisit. Feinkörniges und im Kontakt zum Gneis langfaserig, parallel zur Kontaktfläche eingeregeltes Calcitgefüge. *4* Grüner Hornblendegneis, quarzfrei und mit viel K-Feldspat mit Mikroklingitterung. Hornblende und Klinozoisit im Kontakt zum Marmor angereichert, viel Titanit.

strukturellen Anhaltspunkten spricht auch die Tatsache, dass diese Brekzien sowohl im Liegenden als auch im Hangenden des Marmorzugs auftreten, für einen tektonischen Ursprung dieser Brekzienbildungen. Die Durchbewegung an dieser Stoffgrenze führt gegen das Innere des Marmorzuges so weit, dass schliesslich nur noch einzelne, gut isometrische, aber kantige Komponenten mit zueinander verdrehter Lage der Schieferungsfläche in der Marmormatrix liegen. Im Dünnschliff sind die Gneis-Marmor-Kontakte unscharf, einzelne Mineralkörner des Gneises splittern in das Karbonatgefüge ab. Die Gneiskomponenten weisen denselben Mineralbestand auf wie der Gneis von Figur 5, führen aber zusätzlich noch Quarz, der extrem beansprucht ist (mit Deformationsbänderung).

6: Hornblende-Biotitgneis mit sehr grobkörniger Hornblende (bis zu 2 mm lange Leisten), enthält K-Feldspat.

7: Feinkörniger, extrem hornblendereicher Amphibolit.

8: Übergang in die Sillimanit-Granat-Knotenglimmerschiefer, die hier keinen Staurolith führen, aber reichlich Sillimanit und Granat. Diese Glimmerschiefer bilden in grösserer Mächtigkeit das kleine Plateau am Grenzgrat westlich Grenzstein Nr. 15.

Auffallend in diesem Profil ist der kleinräumige, ausgeprägte Wechsel in der mineralogischen Zusammensetzung (vgl. Fig. 4), der sich schon im Dünnschliffbereich zu erkennen gibt. Der Amphibolit hält sich allgemein und nicht nur in diesem Detailprofil an den Marmor. Der unmittelbare Kontakt zum Marmor wird aber durch Gneise gebildet. Im Liegenden der Marmorbank fällt auf, dass gegen den Marmor hin der Biotit eher zurücktritt und durch Hornblende ersetzt wird; die Brekzienkomponenten schliesslich enthalten nur noch Hornblende als dunklen Gemengteil. Ebenfalls an den Marmorzug gebunden ist das Auftreten von K-Feldspat.

c) Die Pegmatite auf der Südseite des Grenzkamms

Grössere zusammenhängende Profile durch die Pastoriserie sind vor allem auf der Südseite des Grenzgrats aufgeschlossen. Hier sind die pegmatitische Durchtränkung und die diaphtoritische Überprägung aber so gross, dass kein gutes Bild der ursprünglichen petrographischen Zusammensetzung dieser Serien mehr gewonnen werden kann. An der tektonischen Basis der Pastoriserie sind ganze Schichtverbände durch Pegmatit ersetzt; einzelne grössere, unzusammenhängende Fetzen von Marmor und an einer Stelle auch Granatamphibolit schwimmen in einer Pegmatitmasse von mehreren Metern Mächtigkeit. Gegen oben hin, wo weniger mächtige Lagergänge vorliegen, ist schön zu sehen, dass diese Gänge das Nebengestein schieferungsparallel und nie diskordant durchschwärmen. Es wurden auch zwischen Marmoren boudinierte Pegmatitkörper beobachtet. Ganz eindeutig sind diese Pegmatite nur an die Pastoriserie gebunden; sie sind in den anderen Kristallinserien, die ja in tektonisch tieferer Stellung am Pastorigrat ebenfalls aufgeschlossen sind, nie beobachtet worden. Auch die starke Kataklase (nicht aber Schieferung) und die Boudinierung zwischen Marmoren zeigen, dass die Pegmatite mit der Pastoriserie durch alpintektonische Bewegungen in Kontakt zu den darunterliegenden Mu-K-Fsp-Ab-Gneisen gebracht wurden.

Neben feinkörnigen aplitischen Injektionen wiegen grobkörnige *Turmalin-Plagioklas-Pegmatite* vor, welche auch bei Abwesenheit von Turmalin leicht von den Mu-K-Fsp-Ab-Gneisen auseinanderzuhalten sind anhand ihrer massigen Textur und der abweichenden mineralogischen Zusammensetzung. Die schwarzen Turmalinstengel sind oft in ihrer Längserstreckung in einzelne Bruchstücke zerrissen, die bis zu 0,5 mm weit auseinanderliegen.

Unter dem Mikroskop ist auch die kataklastische Überprägung anderer Mineralien zu beobachten. Mengenmässig dominieren der sehr grobkörnige Albit und der Quarz. K-Feldspat und Muskovit treten spärlich auf: diese Pegmatite müssen also sehr kaliarm sein. Der Turmalin weist stets eine intensiv blaue Farbe auf, im Gegensatz zu den Turmalinen der Metamorphite, die grünbraune Farben zeigen. Zirkoneinschlüsse im Turmalin erzeugen pleochroitische Höfe; sehr spärlich treten Apatit und Granat auf.

2. *Die Aufschlüsse am Grat zwischen dem Piz Rims und dem Piz Lad*

Eine flachliegende Synform von Marmoren und Glimmerschiefern stösst nach Süden hin tektonisch diskordant an einen steil nordwärts fallenden Bruch, der unmittelbar nördlich des Rimsgipfels die Mu-K-Fsp-Ab-Gneise zu den Marmoren hin

abgrenzt. Beide Kristallinserien stehen hier also wie am Pastoripass in tektonischem Kontakt zueinander, wobei die Pastoriserie wiederum die Mu-K-Fsp-Ab-Gneise überlagert. Vor dem Wiederanstieg des Grats zum Piz Lad streicht dann die Pastoriserie in die Luft aus.

Petrographisch setzt sich die Pastoriserie hier aus Marmoren, Glimmerschiefern, Quarziten und Pegmatiten zusammen; Amphibolite fehlen. Die diaphtoritische Überprägung ist hier grösser. Es seien folgende, von der Diaphtorese relativ verschonte petrographische Typen beschrieben:

Die *Marmore* sind zuweilen weiss und rein karbonatisch (vorwiegend calcitisch), dann wieder brekziös mit Gneiskomponenten, ähnlich wie dies am Pastoripass beobachtet wurde. Diese gneisartigen Einschlüsse im Marmor sind wiederum reich an K-Feldspat, daneben führen sie Quarz, Plagioklas, Chlorit, Titanit und Erze. Im Gegensatz zu den Vorkommen am Pastoripass fehlt die Hornblende, der Klinozoisit ist spärlicher. Auch die Wechsellagerung mit den Amphiboliten fehlt. Häufig sind schön gebänderte Marmore mit lagig angehäuften, nichtkarbonatischen Verunreinigungen, die aber weniger als 5 Vol.-% ausmachen: Quarz, K-Feldspat, Plagioklas, Titanit und viel Erz.

Unmittelbar mit den Marmoren vergesellschaftet sind *Quarzite*, die in quarzreiche Glimmerschiefer übergehen können. Diese Quarzite bestehen aus über 90 % Quarz, daneben treten Plagioklas, Muskovit und Chlorit auf, akzessorisch Turmalin und Apatit.

Quarzreiche, zuweilen staurolithführende *Glimmerschiefer* begleiten ebenfalls diesen Marmorzug. Die Staurolithporphyroblasten sind stets stark zersetzt, aber noch eindeutig identifizierbar. Der Biotit ist grossenteils chloritisiert, der Muskovit zu Sericit zerrieben. Granat ist vorhanden, Sillimanit wurde aber nicht gefunden. Es wäre durchaus möglich, dass er durch die Diaphtorese zerstört wurde. Diese Glimmerschiefer ähneln sonst in Gefüge und Mineralbestand sehr den sillimanitführenden Glimmerschiefern des Pastoripasses.

Unweit dieser staurolithführenden Glimmerschiefer stehen an der ersten Einsattelung des Grats nördlich des Piz Rims dunkelglänzende feldspatfreie *chloritoid*führende *Knotenglimmerschiefer* an. Diese lagigen Schiefer von fast phyllitischem Aussehen führen quarzreiche Bänder mit Granatporphyroblasten von 0,5 bis 1 mm ⌀, phyllitische Lagen enthalten fast reine Glimmeraggregate. Auffallend ist, dass diese Schiefer keinen Feldspat führen, auch nicht in glimmerarmen Lagen. Staurolith fehlt, Muskovit ist reichlich vertreten, der Biotit ist teilweise chloritisiert. Der Chloritoid besitzt bei normaler Schliffdicke merkwürdigerweise keinen merklichen Pleochroismus, aber die chemischen Befunde einer Mikrosondenanalyse und die Spaltbarkeit senkrecht (001) lassen nicht daran zweifeln, dass es sich um Chloritoid handelt. Der Chloritoid ist randlich und längs der Spaltbarkeit oft mit Chlorit und Sericit verwoben. Viele Mineralkörner sind jedoch absolut frisch, aber auf das engste mit Muskovit (evtl. Paragonit?) vergesellschaftet.

Pegmatite sind hier relativ selten, werden aber in der Nachbarschaft der Marmore gefunden und weisen dieselbe mineralogische Zusammensetzung auf wie die Pegmatite am Pastoripass.

Neben diesen Gesteinstypen dominieren mengenmässig vor allem gegen den Piz Lad hin stark diaphtoritisch überprägte, zum Teil phyllonitische Schiefer.

3. *Mineralparagenesen und Metamorphosegrad der Pastoriserie*

Der hohe Metamorphosegrad dieser Serie ist sicher durch die letzten tektonischen Bewegungen diaphtoretisch überprägt worden, so dass Aussagen über diese ältere (sicher Präschuppenbau) Metamorphose problematisch sind. Sicher als Produkt dieser Diaphtorese kann nur der Chlorit angesprochen werden, der nur als Umwandlungsprodukt von Biotit (seltener von Granat und Hornblende) auftritt.

Die Paragenese der Glimmerschiefer weist eindeutig in die Amphibolitfazies: Quarz, Plagioklas (15–20 % An), Biotit, Muskovit, Sillimanit, Staurolith, Granat.

Die Tatsachen, dass Quarz und Muskovit bei Anwesenheit von Sillimanit noch stabil sind und dass kein K-Feldspat auftritt, weisen eventuell darauf hin, dass die Metamorphose unter höheren Drücken stattgefunden haben muss. Nach WINKLER (1967, S. 180) sind in der Sillimanit-Almandin-Orthoklas-Subfazies des Barrow-Typs Muskovit und Quarz nicht mehr stabil; das Stabilitätsfeld von Muskovit und Quarz dehnt sich erst bei höheren Drücken auch zu höheren Temperaturen hin aus. Das Auftreten von Staurolith neben Sillimanit weist experimentellen Daten von HOSCHEK (1967 und 1969) über die Stabilität des Stauroliths zufolge ebenfalls auf höhere Drücke hin: Staurolith ist bei tieferen Drücken im Stabilitätsfeld des Sillimanits (vgl. RICHARDSON et al. 1969) nicht mehr stabil. Es ist aber in diesem kleinen Aufschlussareal nicht abzuklären, ob Staurolith und Sillimanit tatsächlich gleichzeitig und im Gleichgewicht gebildet worden sind.

Das Auftreten von Diopsid in den kalksilikatischen Lagen der Amphibolite weist ebenfalls in die Amphibolitfazies; ausser dem diaphtoritisch entstandenen Chlorit wurden am Passo dei Pastori keine für die Grünschieferfazies charakteristischen Mineralien gefunden.

Etwas anders liegen die Verhältnisse in den Aufschlüssen nördlich des Piz Rims: Sillimanit wurde nicht gefunden, ebenso fehlt Diopsid (es liegen auch keine Amphibolit-Kalksilikat-Wechsellagerungen vor), dagegen treten Staurolith und das nach WINKLER (1967) für die Grünschieferfazies diagnostische Mineral Chloritoid vor. Die beiden Mineralien wurden allerdings nicht gemeinsam in demselben Handstück gefunden, sondern in folgenden Paragenesen:

Staurolith mit Quarz, Plagioklas, Muskovit, Biotit, Granat;
Chloritoid mit Quarz, Muskovit, Biotit, Granat.

Beide Paragenesen gehören nach feldgeologischen Befunden der gleichen Serie an, unterscheiden sich aber im Gesteinschemismus. Chloritoid wird zu Beginn der Amphibolitfazies nach Angaben von WINKLER (1967) durch Staurolith ersetzt. Nach HALFERDAHL (1961), der eine Liste von aus der Literatur gesammelten und selber untersuchten Mineralparagenesen aufführt, wird Chloritoid auch in Vergesellschaftung mit Staurolith gefunden. HOSCHEK (1969) hat gezeigt, dass Staurolith sich auch durch Reaktionen bilden kann, an denen Chloritoid nicht beteiligt ist. Positive Anhaltspunkte für die Vermutung, dass Chloritoid in unserem Falle als Produkt der Diaphtorese vorliegt, fehlen im Dünnschliffbild. Das Fehlen von Sillimanit in den Glimmerschiefern, die in ihrem Mineralgehalt und ihrem Gefüge Analogien zu den sillimanitführenden Glimmerschiefern am Pastoripass zeigen, könnte einen etwas niedrigeren Metamorphosegrad dieser Aufschlüsse am Piz Rims vermuten lassen, wenn man nicht annehmen will, dass der Sillimanit durch die diaphtoritische Überprägung verloren-

ging. Der Chloritoid tritt in feldspatfreien Gesteinen auf, die sich in ihrem Gesteinschemismus deutlich von den sillimanit- und staurolithführenden Glimmerschiefern abheben.

Die Anwesenheit von Staurolith auch in diesen Serien am Piz Rims weist diese Serie jedenfalls eindeutig in die Amphibolitfazies.

Folgende gemeinsame Charakteristika beider Serien können aber trotz etwas abweichender Lithologie und Mineralgehalt angeführt werden:

- Metamorphose in der Amphibolitfazies,
- Auftreten von Marmoren, vergesellschaftet mit kaliarmen Pegmatiten,
- Auftreten von Staurolith, dessen Vorkommen die mögliche chemische Zusammensetzung der Glimmerschiefer nach Angaben von HOSCHEK (1967) stark einengt: geringe Ca- und Alkaligehalte, geringer Wert des Verhältnisses Mg: Fe und schliesslich hohe Al-Werte,
- gemeinsame alpintektonische Stellung als höchste Kristallinschuppen über niedriger metamorphen Kristallinserien.

Es kann daher vermutet werden, dass beide Kristallinareale einem in seiner regionalen Ausdehnung begrenzten Gebiet entstammen. Zur Serie der Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise heben sich beide in lithologischer Zusammensetzung und Mineralgehalt deutlich ab.

E. Dioritische Ganggesteine

Während Pegmatitvorkommen auf die Pastoriserie beschränkt sind, finden sich dioritische Gänge nur in den beiden übrigen Kristallinserien. Diese Ganggesteine sind westlich der Val Muraunza stets derart chloritisiert, dass ihre dioritische oder dioritporphyritische Natur nur vermutet werden kann. HESS (1953) beschreibt im Kristallin an der Fuorcla Schumbraida (südlich des M. Forcola) einen «hellen Dioritporphyrit», der noch Hornblende enthält; ich konnte in meinen Proben jedoch keine Hornblende mehr beobachten. Es liegt meist ein feinfilziges Chloritgewebe vor, in welchem als grössere Mineralkörner nur noch wenig zersetzter Plagioklas, Epidot und neugebildeter Quarz (in kleinen Drusen) erkennbar sind. In einem Vorkommen auf der Westseite des vom Piz Chazforà nach Süden verlaufenden Grats sind wenigstens die Lagerungsverhältnisse beobachtbar: ein etwa 1 m mächtiger Gang eines dichten dunkelgrünen Gesteins durchbricht diskordant zur Schieferungsfläche der dort anstehenden Mu-K-Fsp-Ab-Gneise das Nebengestein. Kontakterscheinungen im Gneis konnten nicht festgestellt werden, ebensowenig Einschlüsse von Nebengestein.

Ein weniger überprägtes und in seiner mineralogischen Zusammensetzung am ehesten auf dioritische Zusammensetzung hinweisendes Gestein konnte ich erst auf der Ostseite der Val Muraunza finden, an der Westflanke des Piz Val Gronda. Dieses auch von SPITZ (vgl. Karte der Engadiner Dolomiten, 1915) und von HESS (1953, S. 54) beschriebene Vorkommen begleitet zunächst in ebenfalls ganz chloritisierter Form den nach Fopp dellas Muntanellas hinaufziehenden Triaszug, trennt sich aber auf etwa 2500 m Höhe von dieser eindeutig alpintektonischen Fläche und zieht in die darüberliegenden rostigen Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise, um sich dann so weit zu erholen, dass in einigen Aufschlüssen ein völlig massiger, gleichkörniger Diorit erscheint, den nur eine randliche chloritisch-schiefrige Zone begleitet. Dass aber auch dieses makro-

skopisch unversehrt aussehende Gestein eine Tektonisierung erlitten hat, zeigt das Dünnschliffbild.

Mikroskopische Beschreibung

Mineralbestand:	Hornblende	50%
	Plagioklas, sehr stark zersetzt und mit Sericit und Epidot verwoben	45%
	Quarz	5%

Die makroskopisch bis zu 2–3 mm langen, kurzstengeligen Hornblenden sind in Bruchstücke zerrissen. Diese gut idiomorphen Hornblendefragmente (vgl. Fig. 6, 2) liegen in einer stark umgewandelten Plagioklasgrundmasse (1), die viel schiefrig eingeregelten Sericit und etwas Epidot (oder Klinozoisit?) enthält. Der Quarz (5) zeigt undulöse Auslöschung. Als Umwandlungsprodukt von Hornblende tritt nur wenig Chlorit auf. Die Hornblende zeigt einen Pleochroismus von Schmutziggrün auf Gelblich. Ein farbloser, feinstengelig-faseriger Amphibol tritt als idiomorphe Neubildung im Kern der Hornblenden auf oder ersetzt die Hornblende randlich in scharf abgegrenzten Partien (3). Beide Amphibole sind optisch bezüglich ihrer kristallographischen Achsenrichtungen gleich orientiert. Von den Rändern dieser einheitlich orientierten Amphibolkörner wächst der farblose Amphibol in feinen Nadeln in abweichender und offenbar stressorientierter Richtung weiter in die Feldspatgrundmasse, zum Teil auch in Klüftchen zwischen den Hornblendefragmenten (4). Infolge dieses Auftretens in feinstengeligen Aggregaten und einiger optischer Merkmale (kleinere Auslöschungsschiefe, tiefere Lichtbrechung, höhere Doppelbrechung als die Hornblende), handelt es sich bei diesem Amphibol wahrscheinlich um Aktinolith. Da dieses Mineral nicht als primärmagmatische Bildung vorkommt, lässt sein Auftreten – höchstwahrscheinlich mit der alpinen Tektonisierung verbunden – auf eine Metamorphose niedrigen Grades schliessen.

Fig. 6. Dünnschliffzeichnung des Diorits vom Piz Val Gronda. (Nummern vergleiche den Text der Dünnschliffbeschreibung!)

Dieser Dioritgang am Piz Val Gronda durchschlägt die umliegenden Schiefergneise deutlich diskordant; die Schieferung der Gneise setzt sich jedoch randlich in den Dioritgang fort, so dass angenommen werden muss, dass diese Schieferung nach der Intrusion reaktiviert wurde und den Dioritgang randlich ergriff (vgl. Fig. 7). Im Gegensatz zur Ansicht von SPITZ und DYHRENFURTH (1914) muss deshalb die Intrusion dieser Gänge vor den letzten alpinen Bewegungen stattgefunden haben. Die Tatsache, dass solche Gänge sowohl in die Mu-K-Fsp-Ab-Gneise als auch in die Serie der Zwei-

glimmer-Plagioklas-Gneise intrudieren, liefert den wichtigen Hinweis, dass diese beiden Kristallinareale offenbar zur Zeit dieser Intrusion (nach der ersten Verschieferung; evtl. frühalpin?) bereits räumlich eng miteinander verbunden waren und gemeinsam mit diesen Gängen in die heutige Lage verfrachtet wurden.

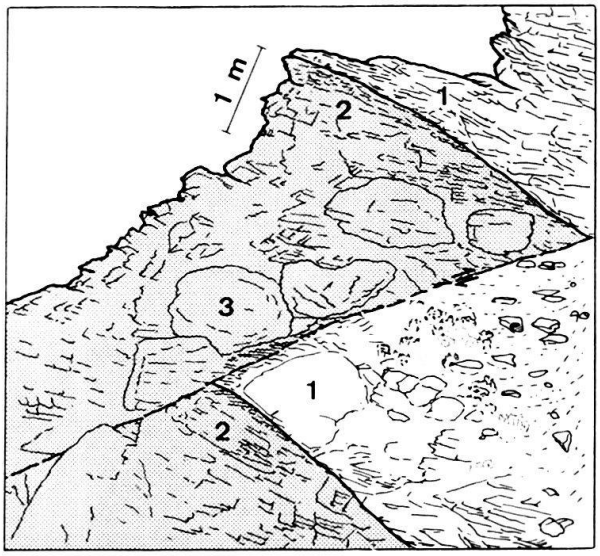


Fig. 7. Die Lagerungsverhältnisse des Dioritgangs vom Piz Val Gronda. *1* Nebengestein; verschieferte Zweiglimmer-Albit-Gneise. *2* Verschieferter, diaphtorisierter Diorit. Stoffgrenze zum Nebengestein diskordant zur Schieferung, Schieferung des Diorits konkordant zur Schieferung des Nebengesteins. *3* Massiger, relativ gut erhaltener Diorit, in einzelnen Blöcken. Zusätzlich ist der Gang an einer Bruchfläche versetzt.

F. Zusammenfassendes zu den Kristallinserien der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen im engeren Untersuchungsgebiet

Die Serie der *Mu-K-Fsp-Ab-Gneise* zeichnet sich durch eine sehr konstante mineralogische Zusammensetzung aus, welche etwa dem Chemismus eines Aplitgranits entspricht. Intrusivkontakte zu den anderen Kristallinserien wurden nicht beobachtet. Die Beziehung dieser Serie insbesondere zur mineralogisch heterogener zusammengesetzten Serie der Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise kann in dieser alpin stark zerschlitzten Schuppenzone kaum beurteilt werden. Die einer grösseren Variabilität unterworfene gneisig-augige Textur dieser Gesteine ist sicher präalpin: die alpine Orogenese hat rein destruktiv gewirkt in Form von Kataklase und seltener Mylonitisierung. An anderen ostalpinen Vorkommen dieses Gneistypus (vgl. Kap. G, S. 132) lässt sich dies beweisen, da die permotriadischen Verrucano-Buntsandstein-Formationen eindeutig diskordant diese Gneistextur überlagern.

Die geologische Geschichte der *Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise* ist wahrscheinlich komplex. Grosse Anteile dieser Gneise sind sicher in Zusammenhang mit der alpinen Verschuppungstektonik phyllonitisiert worden; die Häufung solcher Phyllonite z. B. an der Überschiebung des Brauliokristallins auf das Ortlermesozoikum am Stilfser Joch und andererseits unter der Umbrailtrias in der obersten Valle del Braulio ist auffallend. Dass aber auch nicht phyllonitisierte Anteile dieser Serie mindestens zweimalig, wovon einmal in Zusammenhang mit der alpinen Schuppentektonik, verschiefert wurden, zeigen die Verhältnisse am Dioritgang des Piz Val Gronda (vgl. Fig. 7, S. 127).

Die Vermutung, dass hier ehemals höher metomorphe Serien vorliegen, die in einer prä- oder frühalpinen Phase retrograd überprägt wurden, ist nicht abwegig. In Gebieten, wo die Pastoriserie stark diaphtorisiert und verschiefert ist, z. B. am Grat zwischen dem Piz Rims und dem Piz Lad, lässt sich nämlich eine Grenze zu der sonst so auffallend verschiedenen Pastoriserie kaum mehr ziehen.

In petrographischer und mineralogischer Zusammensetzung hebt sich die hochmetamorphe *Pastoriserie* (Paraserie der Amphibolitfazies) von den beiden anderen Serien sehr stark ab, was die nur in dieser Serie auftretende pegmatitische Durchtränkung noch akzentuiert. Die diaphtoritische Überprägung dieser Serie erfolgte zu einem grossen Teil in Zusammenhang mit der vorliegenden Verschuppungstektonik, im Gegensatz zur Serie der Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise, die zu einem früheren Zeitpunkt umfassend retrograd überprägt wurde oder primär schon niedriger metamorph war.

Bei der alpinen Verschuppung wurden Kristallinareale ganz verschiedener Herkunft und geologischer Vergangenheit zusammen mit triadischen Sedimenten in dieselbe alpintektonische Stellung gebracht. Ein «Brauliokristallin» kann petrographisch vom «Kristallin der Deckklippen der Murtaröl-Umbrail-Gruppe» nicht unterschieden werden (vgl. Hess 1953, S. 52–61); einzig die Pastoriserie ist im Liegenden der Umbrailtrias (Brauliokristallin) nicht vertreten.

Wichtig ist die Frage, wo diese Kristallinserien durch die alpine Schuppentektonik zueinander in Kontakt gebracht wurden und wo ältere, transportierte Kontakte vorliegen. Sie kann nur im Falle der Pastoriserie gut beantwortet werden: Am Pastoripass ist der Kontakt zu den Mu-K-Fsp-Ab-Gneisen sicher im Zuge der Verschuppung angelegt worden, wie dies die trennenden Züge von Raibler Schichten belegen. Am Piz Rims ist dieser Kontakt weniger eindeutig: Triadische Schürflinge fehlen hier in der Unterlage der Pastoriserie; aus der Geologischen Karte (Tf. I) kann aber entnommen werden, dass sich hier die Pastoriserie tektonisch diskordant sowohl auf die Serie der Mu-K-Fsp-Ab-Gneise als auch der Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise legt, wobei dieser Kontakt auch älter und transportiert sein könnte, was hier von den feldgeologischen Beobachtungen her aber unwahrscheinlich ist.

Die Kontakte zwischen den Mu-K-Fsp-Ab-Gneisen und den Zweiglimmer-Plagioklas-Gneisen sind oft sicher durch die alpine Verschuppungstektonik angelegt worden (vgl. dritter Teil). Es ist aber ebenso sicher, dass an anderen Stellen diese Kontakte vor der endgültigen Verfrachtung angelegt wurden: Die beiden Serien gemeinsamen dioritischen Gänge und zusätzliche tektonische Beobachtungen (vgl. dritter Teil) belegen dies.

Das grosse Problem einer kristallininternen Tektonik früh- oder präalpinen Alters, welche dieser endgültigen Verfrachtung in die Umbrail-Chavalatsch-Schuppen voranging, kann hier nur aufgeworfen werden. Die auf Seite 116 erwähnte Beobachtung, dass die Phyllonite des Piz Lad nicht an die Überschiebungsbahn des Kristallins auf die triadische Unterlage gebunden sind, wirft die Frage auf, ob es sich hierbei um transportierte Phyllonite handelt oder ob diese Phyllonite in Zusammenhang mit kristallininternen Bewegungen im Zuge der alpinen Schuppentektonik entstanden. In diesem Zusammenhang steht auch die Frage, ob die Serie der Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise im Zusammenhang mit früheren tektonischen Bewegungen diaphtoretisch überprägt wurde. Es gibt vor allem östlich der Val Muraunza, wo die alpintektonische Zer-

schlitzung der Kristallinareale weniger stark ist, Anzeichen dafür, dass gewisse Kontakte zwischen der Serie der Mu-K-Fsp-Ab-Gneise und der Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise tektonischer Natur sind (starke Diskordanz der Schieferung, vgl. S. 177), sicher aber nicht im Zuge der jüngsten alpinen Schuppentektonik angelegt wurden. Es wird im Laufe der folgenden Ausführungen über die petrographischen Vergleiche noch auf dieses Problem einer früh- oder präalpinen kristallininternen Tektonik aufmerksam gemacht, welches ja allgemein eines der wichtigsten, noch ungelösten Probleme der Alpengeologie darstellt.

G. Petrographische Vergleiche mit benachbarten Kristallinarealen

1. *Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone*

Auf Grund von Begehungen in der Murtarölgruppe sowie am Chavalatsch-Rötlspitz-Kamm und anhand der vorliegenden Literatur (HAMMER 1908a; SPITZ und DYHRENFURTH 1914; HESS 1953) kann festgestellt werden, dass keine weiteren Kristallinserien zu den bereits beschriebenen hinzutreten.

Die Mu-K-Fsp-Ab-Gneise führen auch in den Aufschlüssen des Chavalatschkamms keinen (oder nur wenig?) Biotit und heben sich gemeinsam mit den Vertretern des engeren Untersuchungsgebiets auch in den Gefügemerkmalen von den stark gestreckten Gneisen der Münstertaler Masse (vgl. Abschnitt 3) ab.

Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise liegen meist in der typischen schiefrig-rostigen Varietät vor.

Drei Vorkommen von sicheren und fraglichen Vertretern der Pastoriserie seien im folgenden kurz erwähnt:

- Am Grenzgrat südlich des Passo di Val Paolaccia gegen den M. Cornaccia hin (P. 2957 und 3043): Dieses direkt über norischen Kalken der Quatervalstrias liegende westlichste Kristallinvorkommen innerhalb der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen führt unter anderem folgende, für die Pastoriserie typischen Gesteine:
  Unreiner Marmor mit gneisigen Kalksilikatlagen,
  feinkörniger Ho-Bi-Gneis mit Quarz, Plagioklas, Hornblende, Biotit, Klinozoisit, Turmalin,
  stark tektonisiertes Quarz-Feldspat-Gestein (Pegmatit?).
- Aufschlüsse am Grat zwischen Piz Minschuns und Piz Chalderas:
  Klippe von dunkelgrauen bis schwarzen granatführenden Zweiglimmerschiefern bis -phylliten und anderen, wenig charakteristischen, häufig chloritführenden Phylliten, welche nach Angaben von HESS (1953, S. 60) am Piz Minschuns Pegmatite führen. Diese Schiefer und Phyllite legen sich wahrscheinlich alpintektonisch über normale, rostig-schiefrige Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise, die ihrerseits die nordwärts fallende Sedimentplatte des Fallaschjochs überlagern. Petrographisch sind Analogien zu den Aufschlüssen am Piz Rims vorhanden, was sich auch gut mit der naheliegenden Annahme, die Trias am Fallaschjoch stelle die verkümmerte Fortsetzung der Umbrailtrias dar, vereinbaren lässt. Das Fehlen von Marmoren, Amphiboliten und staurolithführenden Alumosilikatgneisen macht allerdings hier die petrographische Gleichsetzung mit der Pastoriserie etwas unsicher.
- Aufschlüsse südlich des Piz Chavalatsch (P. 2702,9):
  Tektonische Klippe von Marmoren und Sillimanit-Staurolith-Granat-Knotenglimmerschiefern über rostig-schiefrigen Zweiglimmer-Plagioklas-Gneisen (Phyllonite an der wahrscheinlich alpinen Überschiebungsfläche). Die Glimmerschiefer sind mit den entsprechenden Vorkommen am Pastoripass absolut identisch.

Diese Vorkommen von Pastoriserie sind auffallenderweise stets in den höchsten, noch erhaltenen Schuppen anzutreffen, allerdings mit Ausnahme des Vorkommens

am Passo di Val Paolaccia, welches aber das westlichste Vorkommen von Kristallin innerhalb dieser Schuppenzone darstellt (abgesehen vom Kristallin der Corna dei Cavalli, dessen Stellung noch nicht bekannt ist).

2. *Kristallinklippen auf der Scarl-Einheit*

Genauere Angaben über die Petrographie dieser Kristallinvorkommen fehlen in den entsprechenden Arbeiten von INHELDER (1952; Gebiet des Piz Terza nördlich Sta. Maria) und KELLERHALS (1966; Unterengadiner Dolomiten). Bei den von SPITZ und DYHRENFURTH (1914) als Amphibolite kartierten Gesteinen am Piz Terza handelt es sich nach INHELDER (1952) um Chlorit-Epidot-Schiefer; die Existenz von Quarzporphyrgängen am Piz Terza kann ich jedoch bestätigen. Im übrigen dominieren mengenmässig Mu-Granitgneise und zuweilen schiefrig-phyllitische Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise.

Die Kristallinklippen der Unterengadiner Dolomiten stellen nach der Auffassung INHELDERS (1952) Erosionsrelikte der Ötztaler Masse dar. Petrographisch handelt es sich nach KELLERHALS (1966) um «Gneise» und Granitporphyre. In der Kristallinklippe des P. 3043 südlich des Piz Lischanna fand ich bei einer Begehung Mu-Granitgneise und untergeordnet sericitisch-chloritische Glimmerschiefer.

Vertreter der Pastoriserie fehlen offenbar in diesen Kristallinklippen; in unserem Gebiete unbekannt sind andererseits Quarzporphyre und Granitporphyre.

3. *Münstertaler und Sesvenna-Kristallin*

Dieser grosse Gneiskomplex wird einerseits durch Verrucano- und Trias-Ablagerungen der Engadiner Dolomiten stratigraphisch überlagert und andererseits durch das Ötztaler Kristallin an seinem nordöstlichen Rande überschoben (Schlinig-Linie). Auf eigene Beobachtungen kann ich mich nur im südlichsten Abschnitt des Münstertaler Kristallins bei Sta. Maria stützen, im weiteren muss die bestehende Literatur (HESS 1953; HAMMER 1907 und 1908b; HAMMER und JOHN 1909; KELLERHALS 1966; SPITZ und DYHRENFURTH 1914) konsultiert werden.

a) Die südlichsten Aufschlüsse bei Sta. Maria («Münstertaler Quetschzone»)

Die Gesteine dieser von SPITZ und DYHRENFURTH (1914) zu Recht als «Quetschzone» kartierten Einheit weisen eine so starke alpintektonische Überprägung des ursprünglichen Gefüges auf, dass eine Ausscheidung von Gesteinstypen und vor allem deren Interpretation sehr schwierig ist (die von HESS 1953 aufgestellte Ausscheidung von Gesteinstypen konnte ich nur beschränkt nachvollziehen). Makroskopisch äussert sich diese Tektonisierung vor allem in einer starken Längung des Gefüges in E-W-Richtung, die auch den Verrucano unvermindert ergreift und sich somit als alpintektonisch erweist. Diese Längung, die gelegentlich zu reinen L-Tektoniten führt (vgl. S. 149), ist dem Kristallin der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen völlig fremd. Mikroskopisch wird diese Tektonisierung neben dem kataklastischen und mylonitischen Bild auch durch die Anwesenheit von idiomorphem, neugesprosstem Calcit in fast allen Proben (max. 10 %) dokumentiert.

Die petrographische Zusammensetzung dieser Kristallinserie weicht von derjenigen der Kristallinanteile der Schuppenzone ebenfalls stark ab. Neben sericitischen Phylloniten («Paraschiefer» von HESS 1953; S. 50–51), deren Ursprungsgestein schwer zu bestimmen ist, treten folgende Gesteinstypen auf:

- Vor allem muskovitführende Alkalifeldspatgneise, welche auch Biotit führen können, heben sich durch ihre Armut an K-Feldspat auch im Mineralbestand von den Mu-K-Fsp-Ab-Gneisen der Schuppenzone ab. Diese mittelgrau oder leicht violett anwitternden Gneise sind auch fein- und gleichkörniger beschaffen, Mikroklin-Porphyroblasten fehlen. Zum Teil mag dieses Gefüge eine Folge der alpinen Tektonisierung sein.
- «Grüner Biotitgneis»: Dieser charakteristische, dunkle, meist grünlich, seltener blaugrau gefärbte, feinkörnige Gneis hebt sich von den übrigen Tektoniten und Gneisen dieser Quetschzone gut ab: er ist immer wandbildend. Er tritt im Val Schais in zwei nach Süden fallenden, um die 20 m mächtigen Lagern (über Kote 1630 m und 1670 m bildet er Wasserfälle) und weiter an der Umbrailpaßstrasse in stärker tektonisierter Form auf (oberhalb der Kurve mit dem Restaurant Plattatschas bei Kote 1810 m, tektonisch in den Verrucano eingespiesst), fehlt aber in den Umbrail-Chavalatsch-Schuppen.
  Unter dem Mikroskop: Einen variablen Anteil (max. 50%) des Gefüges stellt eine mylonitische feinkörnig-sericitische Masse. In dieser sind Gefügereste und einzelne Mineralkörner von Quarz, saurem Plagioklas, intensiv rotbraun gefärbtem Biotit und untergeordnet Muskovit erkennbar. Im Val Schais ist der Biotit nur schwach chloritisiert, an der Umbrailstrasse liegt nur noch ein Chlorit-Erz-Gewebe als Produkt des Biotit vor, zum Teil sind Sagenitgitter von Rutil sichtbar, welche auf einen titanhaltigen Biotit als Ausgangsmaterial hindeuten.
- Von SPITZ und DYHRENFURTH (1914) irrtümlich als Amphibolit kartierte, dunkelgrüne Chloritschiefer, konkordant zur Schieferung in Phylloniten der tiefsten Aufschlüsse oberhalb des Elektrizitätswerks von Sta. Maria liegend, fehlen ebenfalls in Gesteinen der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen. Diorite, welche die kristallinen Schiefer diskordant durchschneiden, sind im Münstertaler Kristallin nicht bekannt.

Diese Unterschiede in petrographischer Zusammensetzung und vor allem in alpiner Tektonisierung zwischen der Münstertaler Quetschzone und dem Kristallin der Schuppen hervorzuheben ist deshalb wichtig, weil die enge geographische Nachbarschaft des Münstertaler Kristallins an der Umbrailstrasse mit dem Kristallin der Schuppenzone (beide Areale sind nur durch Verrucano und etwas Triasdolomit bei Punt Teal voneinander getrennt) bei flüchtiger Betrachtung zunächst eine direkte Verbindung unter der Trias des Piz Lad–Val Schais hindurch vermuten lassen könnte (KELLERHALS 1965, Profil S. 46). Dass diese Verbindung nicht existiert, wird noch mit geometrisch-tektonischen Überlegungen zu belegen sein.

b) Die Hauptmasse des Sesvenna-Kristallins

Vor allem die Arbeit von HAMMER und JOHN (1909) gibt einen guten Überblick dieser «Augengneise und verwandten Gesteine», die mengenmässig in dieser Einheit absolut dominieren. Diese zweiglimmrigen Augen- und Flasergneise zeigen vor allem im Scarltal, wo der Biotit zuweilen fehlt, eine recht ähnliche oder gar identische Ausbildung zu den Mu-K-Fsp-Ab-Gneisen unseres Gebiets (KELLERHALS 1966; mündl. Mitteilung meines Studienkollegen KLEMENZ). Daneben beschreibt HAMMER auch feinkörnigere Typen im Avignatal und sehr grobkörnige porphyrische Typen am Piz Sesvenna (Porphyrgranit von HAMMER und JOHN 1909, «Zweiglimmer-Granitgneis» von KELLERHALS 1966). Die chemischen Analysen von JOHN (1909) zeigen aber eine weitgehende chemische Identität dieser strukturell verschiedenen Varietäten. Nur süd-

lich und östlich des Piz Sesvenna erwähnt HAMMER (1909) tonalitische Körper innerhalb dieser Gneismasse.

«Paraschiefer» sind in dieser ganzen Kristallinmasse fast unbekannt. Die Serie der Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise sowie die Pastoriserie fehlen ganz. HAMMER (1909) ist die «geschlossene Gneismasse des Münstertals» gegenüber den zerschlitzten Arealen solcher Gneise am Chavalatschkamm und im Vintschgau aufgefallen. Erst im Oberen Gneiszug des Unterengadins treten Amphibolite und auch Biotit-Plagioklas-Gneise und Glimmerschiefer auf als «Derivate sandig-toniger Sedimente» (E. WENK, in *Erläuterungen zu Atlasblatt 44: Schuls-Tarasp*, S. 20); letztere führen Disthen, Staurolith und in Quarzknauern Andalusit.

Die alpine Deformation des Hauptteils dieser Gneismasse scheint im allgemeinen weniger intensiv zu sein als in der Münstertaler Quetschzone (lediglich richtungslose Kataklase). Hingegen fand ich in den unteren Hängen auf der Nordseite des Vintschgaus, zwischen Spondinig und Schlanders, denselben Typus einer linearen E-W-Streckung wieder, der in der Münstertaler Quetschzone auftritt. Dabei handelt es sich um eine von HAMMER und JOHN (1909) als «Schlanderser Gneis» ausgeschiedene Varietät eines biotitarmen Mu-K-Fsp-Ab-Gneises, der stellenweise phyllonitisiert ist. Zusammen mit diesen Gneisen treten nach HAMMER (1931) auch Sericitphyllite des Verrucano auf. Beide Gesteinsgruppen liegen im Liegenden der fraglichen östlichen Fortsetzung der Schlinig-Linie in den Vintschgau. Die Münstertaler Quetschzone könnte sich somit theoretisch mit diesem Schlanderser Gneis unter den Deckklippen des Chavalatschkamms nach Osten hin verbinden.

Wichtig ist weiter die auf Begehungen im Schlinigtal[3]) (am Fusse der Felswand der «Croda Nera» auf etwa 2100 m; vgl. LK 1:25000, Blatt S-charl) gemachte Beobachtung, dass die Verrucano-Buntsandstein-Formation die gneisige Textur des Alkalifeldspatgneises stratigraphisch diskordant überlagert. Damit ergibt sich sicher ein präalpines Alter für die Anlage der primären Gneistextur dieser Gneise.

4. *Das Silvretta-Kristallin*

Es wird hier vor allem der schweizerische Anteil dieser riesigen Schubmasse von Kristallin zum Vergleich herangezogen, der in übersichtlicher Form vor allem durch STRECKEISEN et al. (1966) und GRAUERT (1969) gut beschrieben ist. Durch Altersbestimmungen (GRAUERT 1969) ist endgültig nachgewiesen, dass der wesentliche Teil der Bildungsgeschichte dieser Kristallinmasse im Perm beendet ist, Einflüsse einer alpinen Metamorphose sind nur durch Mischalter im Südosten der Silvrettamasse bei Zernez wahrscheinlich gemacht worden.

Paragneise und Amphibolite einerseits, Granitgneise andererseits beteiligen sich am Aufbau dieser Kristallinmasse im Verhältnis 1:1. Der hohe Anteil an Amphiboliten (20% des anstehenden Gesteins) fällt auf, ebenso die Armut an Marmoren und Kalksilikatgesteinen. Beschränkt mit Vertretern der Pastoriserie vergleichbar in Mineralgehalt und Metamorphosegrad sind Tonerdesilikatgesteine innerhalb der Paragneise, welche Staurolith, Disthen, Andalusit und Sillimanit führen können. Pegmatite und Marmore sind aber äusserst selten.

---

[3]) Gemeinsame Exkursion mit R. Trümpy, meinem Lehrer, und R. Dössegger, meinem Studienkameraden.

Unter den Granitgneisen ist der Flüelagranitgneis (grobflaserig-augiger Zweiglimmer-Alkalifeldspat-Gneis) am weitesten verbreitet. Der Mu-Granitgneis vom Typus «Frauenkirch», der am ehesten mit den Mu-K-Fsp-Ab-Gneisen unseres Gebiets vergleichbar ist, tritt mengenmässig stark zurück und besitzt ein vom Flüelagranitgneis, der mit 427 Mio. Jahren datiert ist, abweichendes Alter: etwa 351 Mio. Jahre (GRAUERT 1969).

Die in der Silvrettamasse auftretenden postherzynisch-präalpinen Diabasgänge weichen in ihrem Mineralgehalt (augitführend) von unseren dioritischen Gängen ab (vgl. BEARTH 1932).

Das Kristallin des Silvrettakomplexes zeigt also gesamthaft wenig Ähnlichkeit zu unseren Kristallinvorkommen, was aber in Anbetracht der grossen geographischen Entfernung und des sehr unterschiedlich grossen Aufschlussareals keine allzu grosse Aussagekraft besitzt.

5. *Das Ötztaler Kristallin*

Diese grosse Kristallinmasse zeigt, wie gross die Änderungen im Gesteinsinhalt in quantitativer und qualitativer Zusammensetzung innerhalb eines alpintektonisch weitgehend einheitlichen Kristallinareals sein können (mit Ausnahme südlicher Einheiten: Matscher Decke und Schneeberger Zug). Eine Übersicht der Bauelemente vermitteln Beschreibung und Übersichtskarte der Arbeit von SCHMIDEGG (1964), ferner Werke von HAMMER (v.a. 1931) und SCHMIDT (1964). Der Bau der nördlichen Areale (nördlich der Linie Langtauferer Tal–Wildspitze) zeigt in petrographischer und struktureller Hinsicht (Schlingentektonik) grosse Ähnlichkeiten zum Silvretta-Kristallin. In einem südlicheren Bereiche überwiegen Paragneise und Glimmerschiefer, die im Gebiet um Vent ebenfalls in einen grossräumigen Schlingenbau einbezogen sind. Petrographisch sehr wechselvolle Serien bilden ganz im Süden schliesslich einen dritten Grossbereich, der eventuell teilweise von der übrigen Ötzmasse alpintektonisch abzutrennen ist (Matscher Decke und Schneeberger Zug).

Die Geschichte des Ötztaler Kristallins scheint im nördlichen Abschnitte derjenigen des Silvretta-Kristallins weitgehend zu entsprechen, worauf vor allem Altersbestimmungen von SCHMIDT et al. (1967) hindeuten. Gegen Süden hin stellen diese Autoren jedoch eine zunehmende Verjüngung der Biotitalter fest (Mischalter von 163 und 95 Mio. Jahre), fassen aber Werte von 80 Mio. Jahren in den Biotiten des Schneeberger Zugs nicht als Mischalter, sondern als das Ende einer frühalpinen Metamorphose auf. Dieses Ergebnis wird durch Biotitalter in den Raibler Schichten des südlichen Brennermesozoikums unterstützt (77 Mio. Jahre; MILLER et al. 1967).

PURTSCHELLER (1969) hat an Alumosilikatgesteinen des nördlichen Teils der Ötztaler Masse petrographische Untersuchungen durchgeführt: Er beschreibt eine alte Sillimanitzone mit randlichen Disthenzonen und weiter südlich eine jüngere Metamorphosezone, welche durch die Umwandlungsreaktion von Staurolith charakterisiert wird. Falls diese Polymetamorphose tatsächlich zutrifft, muss abgesehen von der frühalpinen Metamorphose im Süden zusätzlich mit einer vorpermischen Polymetamorphose gerechnet werden. In neueren Arbeiten leider nicht untersucht sind die für unsere Vergleiche so interessanten Serien der Matscher Decke, wo noch südlich der Chloritoidzone Purtschellers eine weitere Sillimanitzone auftritt.

Die Mu-K-Fsp-Ab-Gneise der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen sind mit einigen Vorkommen im Ötztaler Kristallin nach Beschreibungen HAMMERS (1909) identisch. Die Varietät des «Gneis mit rotem Feldspat» z. B., die unter anderem im Liegenden der Verrucano-Formation des Jaggl auftritt, erinnert in Gefüge und Mineralgehalt ganz an die entsprechenden Vorkommen am Piz Chazforà (vgl. S. 109). Solche Muskovitaugen- und -flasergneise häufen sich nach HAMMER (1909) vor allem im südwestlichen Bereiche der Ötztaler Masse (Vintschgau).

Rostig-schiefrige Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise sind im Ötztaler Kristallin ebenfalls verbreitet. HAMMER bezeichnet solche Schiefergneise mit sericitischen Schichtflächen als «Phyllitgneise» und findet deren Hauptverbreitungsgebiet wiederum im Vintschgau (v.a. unter den Glimmerschiefern der Matscher Decke [HAMMER 1931], im Langtauferer Tal und an der Reschenscheideck). Er deutet diese Gesteine als Tektonite, was er mit deren Häufung an Bewegungszonen und den Übergängen in gewöhnliche Gneise begründet. Leider ist der alpine Anteil dieser Tektonisierung auch im Ötztaler Kristallin nur schwer abzuschätzen. Anhand eigener Beobachtungen an der Schlinig-Überschiebung im Gebiete des Schlinigpasses kann ich feststellen, dass dort sowohl «Phyllitgneise» als auch guterhaltene Amphibolite und Granatglimmerschiefer direkt in tektonischen Kontakt mit den Sedimenten des östlichen Scarl-Mesozoikums treten und dass diese «Phyllitgneise», falls sie wirklich eine retrograde Metamorphose im Gefolge einer Diaphtorese erlitten hatten, ihr Gefüge jedenfalls nicht den spätalpinen Bewegungen längs dieser Schlinig-Linie verdanken.

Erstaunlich gross sind die Ähnlichkeiten der in ihrem Gesteinsinhalt so charakteristischen Pastoriserie zu Serien der Matscher Decke [4]). Erstaunlich deshalb, weil eine so enge Vergesellschaftung von Marmoren, Pegmatiten, Amphiboliten und Glimmerschiefern naturgemäss nur in ausdehnungsmässig beschränkten Arealen zu erwarten ist. Ein gut zugänglicher Aufschluss findet sich am linken Ufer des Saldurbachs hinter dem Dorfe Schluderns im Vintschgau. Hier fand ich u.a. die für die Pastoriserie so charakteristische Vergesellschaftung von Marmor und Pegmatit wieder. Dünnschliffproben eines Sillimanit-Granat-Knotenglimmerschiefers und eines Amphibolits (Aufschlüsse oberhalb der Churburg, Schluderns) zeigten auch völlige Identität in Petrographie und Mineralgehalt dieser Proben mit solchen der Pastoriserie. Auch HESS (1953, S. 58) vergleicht die Pastoriserie direkt mit dieser Serie, die er als «Hochaltserie» bezeichnete. Im Liegenden sind diese Glimmerschiefer der Matscher Decke von Granatphylliten begleitet; beide Serien liegen schliesslich auf «Phyllitgneisen» und stark deformierten Schlanderser Gneisen (vgl. Profile in HAMMER 1931, S. 183). Diese Granatphyllite sind mit den nördlich des Piz Rims beschriebenen phyllitischen Knotenglimmerschiefern (vgl. S. 123) und vor allem mit den Vorkommen am Grat des Piz Minschuns–Piz Chalderas (vgl. S. 129) vergleichbar, die wir in die Pastoriserie eingereiht haben.

Der Schneeberger Zug der südöstlichen Ötztaler Masse weicht vor allem in seiner petrographischen Zusammensetzung von Pastoriserie und Matscher Decke ab: nur schwache Pegmatitführung, mächtigere Marmorlager und Vorkommen von Hornblendegarbenschiefern (vgl. HAMMER 1931). Der Metamorphosegrad dieser Serie

[4]) Diese Bezeichnung wurde von SCHMIDEGG (1964) übernommen. Die Lage der Glimmerschieferserie ist der Tafel 1 in SCHMIDEGG (1964) zu entnehmen. Ihre eventuelle alpintektonische Abtrennung von den benachbarten Kristallinarealen wird im tektonischen Teil zu diskutieren sein.

dürfte in der höheren Grünschieferfazies liegen. Die durch eine Übergangszone direkt südlich an den Schneeberger Zug grenzende marmorführende Serie, welche SCHMIDEGG (1964) der Laaser Serie am Südhang des Vintschgaus gleichsetzte und mit demselben Namen bezeichnete, ist höher metamorph und wird im nächsten Kapitel berücksichtigt.

Die Ganggesteine des Ötztaler Kristallins können äusserst vielgestaltig sein, wie die Arbeit HAMMERS (1912) über die Ganggesteine am Rassassergrat zeigt. Unter den basischen Gängen scheinen dort pyroxenführende Diabase zu dominieren, andererseits sind Gänge saurerer Zusammensetzung häufig, deren westlichste Vertreter in den kristallinen Deckschollen der nordöstlichen Engadiner Dolomiten (vgl. S. 130) liegen und die im Kristallin der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen fehlen. Aus anderen Bereichen des Ötztaler Kristallins fehlen leider genauere Angaben über die auftretenden Ganggesteine.

6. *Kristallin des Ortlergebiets und des oberen Veltlins*

Diese grossräumige Kristallinmasse, die sich bis an die Tonale-Linie im Süden erstreckt, wird nur in einigen Randgebieten durch Züge von sicher mesozoischen Gesteinen aufgegliedert. Die tektonische Aufteilung dieser Kristallinmassen (Languard-, Campo- und Grosinadecken) wurde in den verschiedenen Synthesen verschieden durchgeführt. Detaillierte petrographische Untersuchungen fehlen jedoch meistenorts, so dass es sehr schwierig ist, petrographische Vergleiche anzustellen.

a) Laaser Serie und Kristallin des Ortlergebiets

Dieses durch Arbeiten von HAMMER (1906a, 1908a) und ANDREATTA (v.a. 1952, 1953 und 1954) besser bekannte Teilgebiet lässt sich nach Angaben von SCHMIDEGG (1953) alpintektonisch nicht von den Arealen der südöstlichen Ötztaler Masse (im unteren Vintschgau bei Meran) trennen. Die meist senkrecht bis steil nach Süden fallende Laaser Serie scheint irgendwie synform auf «Phyllitgneisen» zu liegen, welche ihrerseits in fast senkrechter Lagerung die untersten Hänge auf der Südseite des Vintschgaus begleiten und auf der Nordseite des Vintschgaus unter die Matscher Decke nordwärts abtauchen (vgl. HAMMER 1906a, Tf. XV, und 1931, Fig. 2), vergesellschaftet mit dem bereits erwähnten «Schlanderser Gneis» (S. 134). Die Aufschlüsse der Laaser Serie finden ihre Fortsetzung erst nach längerem Unterbruch im Taleinschnitt des unteren Vintschgaus auf der Nordseite des Tales wieder, südlich an den Schneeberger Zug anschliessend.

Petrographisch handelt es sich um eine an mächtigen Marmorlagen reiche Serie von Staurolith-Glimmerschiefern und untergeordnet Amphiboliten, die nur spärliche Pegmatitlager aufweist. Erst an ihrem Ostende (Martell-Tal) wird die Laaser Serie noch durch pegmatitische Gänge des Marteller Granits erfasst. Auch im Metamorphosegrad – Fehlen von Sillimanit – hebt sich diese nördlich des Vintschgaus auch disthenführende Serie von der Pastoriserie und den Matscher Glimmerschiefern ab.

Grössere Ähnlichkeiten zu Serien unseres Untersuchungsgebiets (v.a. Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise) weisen die obenerwähnten «Phyllitgneise» im Liegenden der Laaser Serie auf.

Mit den Mu-K-Fsp-Ab-Gneisen unseres Gebiets weitgehend identisch sind die «Angelus-Augengneise» Hammers, die allerdings neben dem dominierenden Muskovit

auch Biotit führen. Diese Gneise ersetzen gegen Westen hin die ausdünnende Laaser Serie.

Eine Quarzphyllitgruppe überlagert im Gebiete der Laaser Spitze die Laaser Serie, um dann gegen Westen hin (Cevedale-Gebiet) ein immer breiter werdendes Areal einzunehmen. Diese niedrigmetamorphen Phyllite (Andreatta interpretiert sie als Phyllonite, KAPPELER 1938 spricht von «Casannaschiefern») bilden schliesslich überall die kristalline Unterlage des Ortlermesozoikums, wobei sich häufig geringmächtige Lager eines hellen Mu-Gneises zwischen Phyllite und Verrucanoformation einschalten. Diese Quarzphyllitformation hebt sich in ihrem petrographisch eintönigen Charakter von entsprechenden, geringmächtigen phyllonitischen Zügen im Kristallin der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen ab.

Während in den bisher besprochenen ostalpinen Kristallinarealen jüngere basische Gänge meist in Form von Diabasen vorliegen (Silvretta!), ist das Ortlergebiet reich an dioritischen Gängen (zum Teil die «Suldenite» und «Ortlerite» der alten Literatur), welche zum Teil dem Dioritgang vom Piz Val Gronda ähnliche Lagerungsverhältnisse zeigen. Diese Gänge intrudieren in die verfaltete Ortlertrias und sind nach KAPPELER (1938, S. 47) andererseits doch noch von letzten alpinen Bewegungen erfasst worden.

Ganz im Süden überschieben sich nach Angaben ANDREATTAS (1954) an der Pejo-Linie «katazonale Paraschiefer» auf niedriger metamorphe Serien: «Meso- bis epizonale Paraschiefer» (eventuell den «Phyllitgneisen» Hammers entsprechend?). Diese hochmetamorphe Serie südlich der Pejo-Linie begleitet die Tonale- und Judikarien-Linie und ist sowohl mit der Tonaleserie als auch der Pastoriserie vergleichbar.

b) Oberes Veltlin

Die Quarzphyllite begleiten die Basis des Ortlermesozoikums weiter bis ins westliche Livigno. Mit tektonischem Kontakt (frühalpin oder älter?) legen sich auf dieses im Norden vor allem aus diesen «Casannaschiefern» aufgebaute Campo-Kristallin höhere Einheiten: die Grosina-Einheit im Bereich der Grosinatäler südwestlich von Bormio. Aus diesem Gebiet liegen auch die einzigen Detailuntersuchungen neueren Datums vor: KOENIG (1964) und SCHUDEL (unveröffentlichtes Manuskript, deponiert an der ETH Zürich).

Schudel zeigte, dass sich das Campo-Kristallin tektonisch in mindestens 3 Teilschollen aufgliedert. Als sicher alpin erachtet dieser Autor aber nur die tektonische Auflagerung der Grosinaschollen auf das Campo-Kristallin. Im Campo-Kristallin beschreibt Schudel biotitfreie, saure porphyroklastische Gneise, die «Trevesina-Gneise», welche auffallend den Mu-K-Fsp-Ab-Gneisen unseres Gebiets gleichen. Sowohl an die Pastoriserie als auch an die Tonaleserie erinnert die «Dossaserie» Schudels, welche eine der Teilschollen des Campo-Kristallins aufbaut. Die Grosinaschollen enthalten vor allem biotitführende, granodioritische Gneistypen. Die Befunde Schudels sind in diesem Zusammenhang deshalb interessant, weil sie zeigen, dass geometrisch vielleicht plausible Verbindungen des Grosina-Kristallins zu den Kristallineinheiten der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen (Braulio-Kristallin) durch petrographische Befunde nicht untermauert werden können (in der tektonischen Karte Staubs, Anhang zur Bernina-Karte, 1946, und neuerdings auch in den Erläuterungen zu Blatt Bormio der Carte Geologica d'Italia von BONSIGNORE et al. 1969 wird diese Verbindung gezogen).

Unmittelbar nördlich an die Tonale-Linie schliesst sich eine hochmetamorphe, petrographisch wechselvolle Serie an: die vor allem von CORNELIUS (1915 und 1930) beschriebene Tonaleserie, der weiter im Osten mindestens ein Teil der «katazonalen Paraschiefer» (ANDREATTA 1952) südlich der Pejo-Linie zugeordnet werden kann. Vor allem die zahlreichen Pegmatitgänge, welche Serien von sillimanitführenden Zweiglimmergneisen, Marmoren und Amphiboliten meist konkordant durchschwärmen, erinnern ganz an die Verhältnisse in der Pastoriserie.

Eine direkte Herleitung der Pastoriserie von der Tonalserie ist aber unwahrscheinlich. Es zeigt sich ja interessanterweise auch im Campo-Kristallin («Dossaserie») und im südlichen Ötztaler Kristallin (Matscher Glimmerschieferserie, Laaser Serie), dass hochmetamorphe Serien, die mehr oder weniger an die Tonaleserie erinnern, auf niedriger metamorphen Serien liegen, ohne Zwischenschaltung mesozoischer Züge[5]). Es stellt sich auch hier die Frage nach dem Alter (frühalpin oder älter) dieser bedeutsamen tektonischen Grenzen.

H. Ergebnisse der Untersuchungen des ersten Teils

Die Zusammensetzung der kristallinen Anteile der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone ist heterogen: Es nehmen an diesem Schuppenwerk Kristallinserien mit verschiedener geologischer Vergangenheit und vielleicht auch verschiedener Herkunft teil. Eine stratigraphische Auflagerung von Sedimenten der Permo-Trias auf diese Kristallineinheiten wurde nirgends beobachtet. Die Aufsplitterung des Kristallins der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone in verschiedene, gesonderte Deckeneinheiten wäre ungerechtfertigt.

Der Vergleich mit anderen oberostalpinen Arealen wurde deshalb vorgenommen, weil sich die sedimentären Anteile des Schuppenbaus für eine fazielle Einordnung in den ostalpinen Ablagerungsraum nur beschränkt eignen: Es liegt nur ein kleiner Ausschnitt der triadischen Schichtreihe vor. Somit sind Anhaltspunkte für die Beantwortung der Frage nach der Herkunft dieser Schuppen neben den geometrisch-tektonischen Überlegungen vor allem aus diesen faziellen Vergleichen zu gewinnen. Es soll aber sogleich betont werden, dass solche Vergleiche von im wesentlichen voralpin geprägten und in vorpermischer Zeit wahrscheinlich dem gleichen Grundgebirgskomplex angehörigen Kristallinserien für Fragestellungen der alpinen Tektonik nur einen ganz beschränkten Aussagewert haben. Es ist durchaus möglich, dass verschiedenste petrographische Einheiten die gleiche alpintektonische Stellung einnehmen (wie dies ja in der vorliegenden Schuppenzone der Fall ist) oder dass umgekehrt die petrographische Identität zweier Kristallinareale nicht deren alpintektonische Gleichstellung beweisen kann. Die hier angestellten petrographischen Vergleiche liefern sicher alleine keine schlüssigen Kriterien für die Zugehörigkeit dieser Kristallinschürflinge in der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone zu dem einen oder anderen zentralostalpinen Kristallinareal. Sie bekommen erst zusammen mit anderen Überlegungen tektonischer Natur eine beschränkte Aussagekraft.

---

[5]) Die Frage der Datierung eines alten Deckenbaus wird neuerdings in den Westalpen diskutiert: Eine solche Überschiebungsbahn ohne begleitende mesozoische Gesteine liegt auch in der Unterlage der Sesia-Dent-Blanche-Decke vor, an der sich die Valpellinserie bzw. die «zona diorito-kinzingitica» auf eine niedriger metamorphe Unterlage überschiebt (vgl. CARRARO et al. 1970).

Die Ergebnisse der angestellten petrographischen Vergleiche lassen sich etwa so zusammenfassen:

- Sowohl die Mu-K-Fsp-Ab-Gneise als auch die rostig-schiefrigen Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise finden sich vor allem im Bereich des mittleren und oberen Vintschgau wieder: Am Westrande der Ötztaler Masse und in der kristallinen Unterlage des Ortlermesozoikums. Doiritische Gänge finden sich vor allem im Ortlergebiet. Die petrographisch sehr charakteristische und für Vergleiche viel besser verwendbare Pastoriserie findet Analogien nur einerseits in den Serien der Matscher Decke nördlich des Vintschgaus und andererseits in der Tonaleserie. Gesamthaft betrachtet treten alle in der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone zum Teil tektonisch miteinander vergesellschafteten Kristallinserien in ebenfalls enger Vergesellschaftung (zum Teil alpin- oder frühalpin-tektonisch?) und auf engem Raum zusammen im Gebiet des mittleren Vintschgaus entlang der wahrscheinlichen Fortsetzung der Schlinig-Überschiebung nach Osten hin auf. Eine tektonische Herleitung der Kristallinserien der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone vom Westrande des Ötztalkomplexes würde dem petrographischen Befund zumindest nicht widersprechen.
- Eine Verbindung der Kristallinserien der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone mit dem Münstertaler Kristallin ist aus petrographischen Gründen sehr unwahrscheinlich.

Zweiter Teil

DIE MESOZOISCHEN ANTEILE DER UMBRAIL-CHAVALATSCH-SCHUPPENZONE

A. Einführendes

Südlich einer steilstehenden tektonischen Grenzfläche, welche von Punt dal Gall («Gallo-Linie», vgl. KARAGOUNIS 1962) durch die Val Mora und das obere Val Vau in die Nordwand des Piz Lad und schliesslich nach Punt Teal an der Umbrailpaßstrasse (Kote 1883 m) verläuft (vgl. Fig. 1), fehlen sowohl die Verrucano-Buntsandstein-Formation als auch die karbonatische unter- und mitteltriadische Schichtreihe gänzlich. Auch die basalen Raibler Schichten (Grenzdolomit) und der Diabas-Gang der Lad-Nordwand und der Turettaskette – beide Formationsglieder sind im Liegenden der «oberen Rauhwacke» horizontiert – fehlen südlich dieser Linie mit einer für fazielle Überlegungen bedeutsamen Ausnahme: auf I Alt südlich des M. Solena (Fraele-Tal) erwähnen SPITZ und DYHRENFURTH (1914, S. 55) Vorkommen von Diabas-Schiefern. Diese Aufschlüsse konnten auf Begehungen tatsächlich verifiziert werden: Violett und grün gefärbte Diabas-Schiefer, zum Teil mit rundlichen Karbonateinschlüssen erinnern ganz an die Verhältnisse am Turettaskamm.

Ebenso fehlen im untersuchten Gebiet Sedimente des höheren Norians, des Rhaetians und der Jungschichten. Die Raibler Schichten und der basale Hauptdolomit wurden aus der gesamten oberostalpinen Schichtreihe tektonisch isoliert und bilden zusammen mit kristallinen Serien das vorliegende Schuppenwerk.

Detaillierte sedimentologisch-stratigraphische Beobachtungen an Detailprofilen der Raibler Schichten und des Hauptdolomits werden hier nicht angeführt, soweit sie

nicht für tektonische Fragestellungen wichtig sind. Es ist beabsichtigt, diese Untersuchungen gemeinsam mit den Ergebnissen zweier stratigraphisch-sedimentologischer Diplomarbeiten in den Engadiner Dolomiten (DÖSSEGGER 1970, MÜLLER 1970) zu publizieren.

B. Die Raibler Schichten

Der Name «Raibler Schichten» wurde erstmals – auf die Fazies von Raibl beschränkt – durch v. HAUER (1855, S. 745) verwendet. Derselbe Autor verallgemeinerte diesen Begriff später im Sinne eines Formationsnamens (v. HAUER 1872, S. 207) für die Mergelschichten der oberen Trias, die über Hallstätter Kalk und Wettersteinkalk sowie deren Äquivalenten liegen. In neueren, in den Engadiner Dolomiten durchgeführten Arbeiten wurde der Name «Karn» als Formationsbegriff verwendet (KARAGOUNIS 1962, SOMM 1965), was aber etwas unglücklich ist, da Verwechslungen mit dem chronostratigraphischen Begriff «Karnian» auf der Hand liegen. Es wird deshalb hier auf den auch von SPITZ und DYHRENFURTH (1914) benützten Begriff «Raibler Schichten» zurückgegriffen, der auch das von KARAGOUNIS (1962) auf Grund von Diploporenfunden als «oberladinische Grenzdolomite» bezeichnete Formationsglied einschliesst, weil sich dieses Formationsglied im lithologischen Charakter ganz an die Raibler Schichten anlehnt. Die Raibler Schichten im allgemeinen und die evaporitische Einlagerung in den tieferen Raibler Schichten («Obere Rauhwacke») im besonderen stellen einen ausgezeichneten Abscherungshorizont dar, was das Fehlen unter- und mitteltriadischer Sedimente in den Umbrail-Chavalatsch-Schuppen verständlich macht.

Ein gutes und tektonisch verhältnismässig wenig gestörtes Profil der Raibler Schichten konnte lediglich am Piz Mezdi (vgl. Tf. I) aufgenommen werden. Die schöne Faltenstruktur auf der Westseite des Piz Mezdi ist allerdings nicht in den Bau der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen einbezogen und stellt ein tektonisch selbständiges Element zwischen der südwärts fallenden Trias des Turettaskamms und der Lad-Nordwand einerseits und der Schuppenzone andererseits dar. Innerhalb der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen selber ist nirgends ein gutes Profil aufgeschlossen; mit Ausnahme der tektonisch stark gestörten Aufschlüsse in der oberen Valle Forcola liegen nur Fetzen von Raibler Schichten im Liegenden mächtiger Hauptdolomitpakete vor. Die Gesteinstypen dieser reduzierten Serie entsprechen denjenigen des Mezdi-Profils; nur in der Valle Forcola kommen zusätzlich einige atypische Horizonte vor. Evaporitische Gesteine (Gips und Rauhwacke) treten stets in nicht horizontierten Vorkommen auf, oft an wichtigen tektonischen Grenzflächen.

1. *Das Profil am Piz Mezdi*

Dieses Profil von etwa 200 m Gesamtmächtigkeit vermittelt einen guten lithologischen Überblick dieser sonst selten zusammenhängend aufgeschlossenen Formation. Die Profilspur wurde durch den Nordostschenkel der Falte gelegt. Leider sind aber Hangend- und Liegendgrenze der Raibler Schichten hier nicht beobachtbar: im Liegenden ist diese Mezdi-Falte tektonisch abgeschert und zudem unter dem Schutt verborgen, der Hangendkontakt ist weitgehend tektonischer Natur. Die Formationsglieder der Grenzdolomite und der Oberen Rauhwacke fehlen deshalb an der Basis, die

für den höchsten Teil der Raibler Schichten typischen Dolomitbrekzien fehlen grossenteils (diese sind aber unterhalb des Piz Umbrail aufgeschlossen, vgl. S. 144).

Es liessen sich folgende drei Einheiten ausscheiden (von unten nach oben):

1. Einheit (100 m); Dolomitabfolge mit wenig terrigenen Einflüssen: An der Basis zwei tonig-sandige Horizonte (mergelige Dolomite, Tonschiefer und sandführende Dolomite[6]) in einer Abfolge von häufig mit Tonhäuten überzogenen Dolomitbänken. Die obersten 60 m sind aber rein karbonatisch und nur schwer von Dolomitserien der Hauptdolomitformation unterscheidbar. Recht häufig sind laminierte Dolomite, bei denen es sich oft um «cryptalgalaminate carbonates» (AITKEN 1967) handelt.

2. Einheit (85 m); Wechsellagerung von gutgebankten Dolomiten mit tonig-sandigen Horizonten: Diese lithologisch wechselvolle Abfolge bildet eine schöne Antiklinalumbiegung unter dem Piz Mezdi (vgl. HESS 1953, Fig. 12, S. 117). Es fallen schon von weitem zwei etwa 10 m mächtige terrigene Hauptniveaus auf, welche beide u.a. Dolomitsandsteine und Feinsandsteine führen und deren höheres mit dem Vorkommen von detritisch-oolithischen Kalken einen Leithorizont bildet.

3. Einheit (20 m); beigefarbene Dolomite mit dunklen Tonhäuten und Dolomitbrekzien mit mergelig-sandiger Matrix: Charakteristisch beige anwitternde Dolomite mit stets in den Schichtfugen auftretenden braunschwarzen Tonhäuten und -putzen bilden zusammen mit Dolomitbrekzien diese noch in kleinen und stark tektonisierten Vorkommen der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen sofort wiedererkennbare höchste Einheit der Raibler Schichten. Dolomitbrekzien sind allgemein charakteristisch für den Übergang der Raibler Schichten zum Hauptdolomit innerhalb der Engadiner Dolomiten, treten in diesem Profil aber nur in geringer Mächtigkeit auf, zum Teil infolge einer tektonischen Überprägung der Formationsgrenze in diesem Profil. Da auf Seite 144 näher auf diese Dolomitbrekzien eingegangen wird, sei hier auf einige Beobachtungen an Brekzien dieses Profils hingewiesen (vgl. Fig. 8).

Die dolomitischen, polymikten, meist etwas linsig-fluidal eingeregelten Brekzienkomponenten sind in Anwitterung und mikroskopischem Gefüge zum Teil mit den beigefarbenen Dolomiten identisch und frei von terrigenem Detritus. Die Dolomitmatrix der Brekzie ist tonig-mergelig, schwach calcitisch und führt terrigenen Feinsanddetritus: K-Feldspäte und Glimmer (in tonig-sandigen Horizonten der 2. Einheit häufig) fehlen ganz, hingegen treten neben korrodiertem Quarz neu Albit und Turmalin auf. Diese beiden Mineralien treten stets zusammen mit Quarz in gleicher Korngrösse und nur in der Brekzienmatrix auf, was gegen eine autigene Bildung spricht. In einigen für die Grosszahl der Brekzien atypischen Feinbrekzien wurde eine zyklische Gradierung (auch des Turmalin- und Albitdetritus) sowohl in tonig-sandigen als auch feinbrekziösen Zyklen festgestellt; zusätzlich treten «slump-structures» in tonigen Lagen auf.

Diese Beobachtungen deuten auf eine grössere Veränderung der Sedimentationsbedingungen hin im Übergang zum Hauptdolomit. Eine Gradierung war in den Sandschüttungen der tieferen Horizonte nie festzustellen, ebensowenig «slumping». Es ist möglich, dass hier mit submarinen Rutschungen oder gar Turbiditätsströmungen zu rechnen ist.

---

[6]) Sandführende Dolomite: Dolomite mit weniger als 5% nichtkarbonatischem Feinsand und Siltdetritus. Als Dolomitsandsteine werden Gesteine mit 35–50% nichtkarbonatischem Feinsand- und Siltdetritus in karbonatischer Matrix bezeichnet. Werte zwischen 5% und 35% fehlen im ganzen Profil!

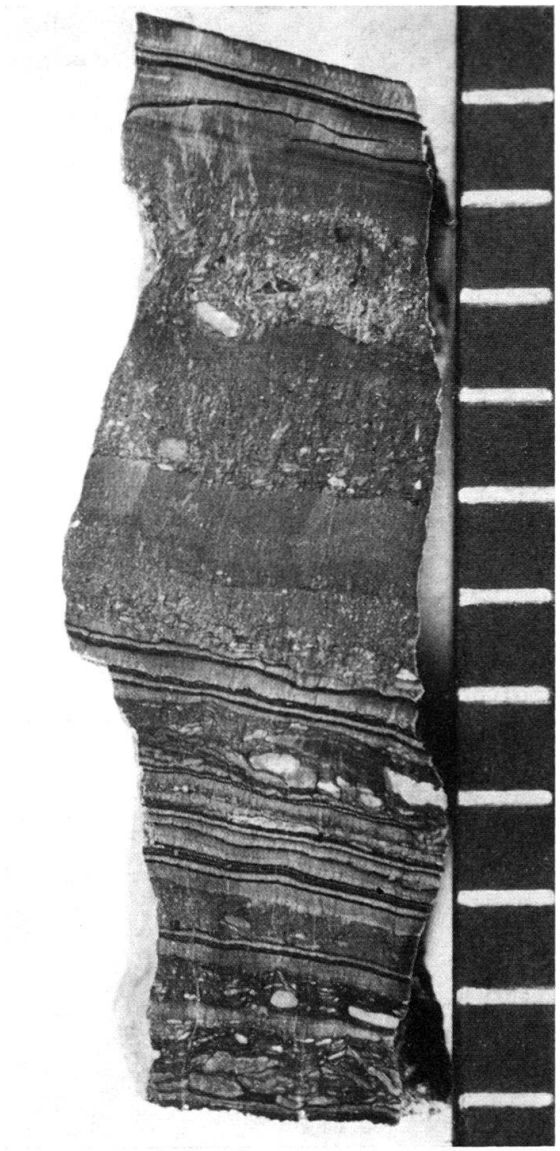


Fig. 8. Gradierte Dolomitfeinbrekzie mit feinkörnigeren Zyklen im Liegenden und Hangenden. In den unteren feinkörnig-gradierten Lagen einzelne Dolomitbrekzienkomponenten, die nicht in die Gradierung einbezogen, sind und «Slump-structures» (Anschliff; Maßstab mit Zentimetereinteilung).

2. *Raibler Schichten in der Valle Forcola*

In der obersten Valle Forcola verbreitert sich der südlich der Punta da Rims (vgl. Tf. I) durch ein grösseres Gipsvorkommen (Valle del Gesso) dokumentierte Raibler Zug im Liegenden der Umbrail-Hauptdolomitplatte zu einem grösseren Aufschlussareal, des westwärts an der Val-Dössradond-Linie abrupt endet. In der Hoffnung, diese in den Schuppenbau des Umbrailgebiets einbezogenen Raibler Schichten faziell mit den Raibler Schichten am Piz Mezdi vergleichen zu können, wurde ein Profil gelegt, ausgehend von der Baita di Forcola in nordöstlicher Richtung. Leider sind die Serien aber derart tektonisiert und offensichtlich auch tektonisch repetiert (Gesamtmächtigkeit entlang diesem Profil von 500 m), dass kein stratigraphisches Profil gewonnen werden konnte.

Eine isoklinal nach Nordosten einfallende, fast ausschliesslich dolomitische Serie (zuweilen Tonhäute auf Schichtfugen) mit typischen Raibler Brekzien an der Basis stellt sich in nordöstlicher Richtung fortschreitend immer steiler, um in ein Südwestfallen umzukippen. Nur an einer Stelle schaltet sich eine Bank von auffällig gelb anwitterndem, porösem Feinsandstein (wahrscheinlich mit herausgelöster karbonatischer Matrix) ein; Schiefertone fehlen, wahrscheinlich aus tektonischen Gründen. Für die Abklärung der Frage nach normaler oder überkippter Lagerung der nordostwärts fallenden Basis dieses Profils konnten leider keine sedimentologischen Kriterien gefunden werden. Da die Raibler Brekzien andernorts im Übergang zum Hauptdolomit auftreten, ist es aber naheliegend, eine Verkehrtlagerung dieses nordostwärts fallenden Schichtstosses bei der Baita di Forcola anzunehmen.

Die nordöstlich anschliessenden höheren Anteile dieses Profils sind stark verfaltet und an Brüchen zerhackt. Generell unterscheidet sich diese Serie durch einen grösseren Anteil an Schiefertonen (mit einem Horizont von 20 m Mächtigkeit) einerseits und durch das Auftreten von schwarz oder rauchgrau anwitternden Dolomiten andererseits vom basalen nordostwärts fallenden Schichtstoss. Der oolithisch-kalkige Horizont fehlt hier, dagegen liessen sich unbestimmbare Austernschalen an der Schichtunterseite einer Dolomitbank finden, die mit Schiefertonen wechsellagert. Die für die Raibler Schichten typischen Dolomitsandsteinbänke treten in hier auffallend gelblicher Anwitterung in zwei Horizonten auf und weisen die für die Raibler Schichten atypisch dunkel anwitternden Dolomitserien zusammen mit den Schiefertonen eindeutig der Raibler Formation zu.

Der Kontakt dieser Raibler Schichten gegen den Hauptdolomit im Hangenden (Umbrail-Hauptdolomit) ist hier sicher tektonischer Natur (tektonische Diskordanz); die typischen Brekzienbildungen dieses Niveaus fehlen.

Das Ausmass der Tektonisierung dieser Serien äussert sich erst in Dünnschliffen richtig: fast alle Dolomitproben sind strukturlos rekristallisiert. Die an den Dolomiten des Mezdi-Profils beobachteten Strukturen können in diesen Dolomiten deshalb nicht wiedererkannt werden. Eine auffällige Erscheinung ist der hohe Calcitgehalt der spröde tektonisierten Dolomite. In einem Anfangsstadium ist der Calcit auf ein Netzwerk von Klüftchen beschränkt; offenbar ausgehend von diesen Klüftchen ist im Extremfall fast das ganze Gefüge calcitisiert. Auffällig ist auch das häufige Auftreten von autigenem Quarz mit Spuren einer intensiven Deformation: undulöse oder streifig angeordnete Quarzaggregate.

3. *Fazielle Vergleiche*

Innerhalb des Untersuchungsgebiets ist kein wesentlicher Unterschied in der Ausbildung der Raibler Schichten zwischen den Vorkommen der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen und dem einer anderen tektonischen Einheit angehörenden Mezdi-Profil erkennbar. Eine etwas abweichende lithologische Ausbildung zeigt das Aufschlussareal in der Valle Forcola, doch ist es wegen der starken Tektonisierung dieses Vorkommens wahrscheinlich, dass diese Unterschiede durch die unterschiedliche tektonische Beanspruchung akzentuiert wurden. Es ist andererseits erstaunlich, dass in zahlreichen, tektonisch isolierten Aufschlüssen von Raibler Schichten in der Schuppenzone einzelne Schichtglieder des Mezdi-Profils überhaupt noch erkannt werden können: vor allem die Dolomite der 3. Einheit des Mezdi-Profils sind verbreitet. Das wichtigste Argument

gegen eine fazielle Trennung der Sedimentanteile der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen von der Trias am Turettaskamm liefert allerdings der Seite 138 schon erwähnte kleine Diabas-Aufschluss am M. Solena (eine tiefste Schuppeneinheit, welche direkt der Stelvioschuppe der Ortlerzone aufgelagert ist): Diese Diabas-Vorkommen sind auf den Turettaskamm und den Piz Lad beschränkt und sind sonst weder in den übrigen Engadiner Dolomiten noch in der Ortlerzone bekannt; sie dürften somit eine sehr lokale Verbreitung haben.

Sowohl SOMM (1965) als auch KLEMENZ (1967) fanden im *Quatervalsgebiet* bzw. im *Oberbau der zentralen Engadiner Dolomiten* zwei tonig-sandige Niveaus in den höheren Raibler Schichten. Vor allem die Schichtreihe in der Val Mingèr (KLEMENZ 1967) erinnert im Detail stark an das Mezdi-Profil: dort unterlagert ebenfalls eine mächtige, rein karbonatische Serie die beiden tonig-sandigen Niveaus, was im Quatervalsgebiet nicht zu beobachten ist. Vorkommen oolithischer Kalke sind auf die Turettaskette (DÖSSEGGER 1970) und auf das Ofenpassgebiet (SPITZ und DYHRENFURTH 1914) beschränkt. Sowohl SOMM (1965) als auch KLEMENZ (1967) beschreiben nur vollständig dolomitisierte Oolithe.

Anzeichen submariner Rutschungen in den obersten Raibler Schichten fehlen im Gebiete der Engadiner Dolomiten mit Ausnahme der von HESS (1953, S. 79) am Piz Dössradond beschriebenen «geflossenen Tonschiefer und Brekzien», welche dieser Autor bereits zur Hauptdolomitformation rechnet. Hess führt die Genese dieser wohl auf die südöstlichen Engadiner Dolomiten beschränkten Sedimentationsstörungen auf Schlammströme zurück.

Auf einen Vergleich mit anderen oberostalpinen Arealen und mit dem sehr variabel ausgebildeten Karnian der Südalpen wird hier verzichtet und auf SOMM (1965), S. 49–50) verwiesen.

4. *Röntgenanalyse alpin neugebildeter Hellglimmer*

Aus einem Schieferton der 2. Einheit des Mezdi-Profils und der Probe eines mergeligen Dolomits (den Aufschlüssen von Raibler Schichten am Fussweg zum Lai da Rims entnommen) wurde der Gehalt an Hellglimmern separiert und freundlicherweise durch Herrn Dr. M. Frey (mineralogisch-petrographisches Institut der Universität Bern) röntgenographisch untersucht mit folgendem Ergebnis:

Die Werte der Illit-Kristallinität betragen 5,6 für die Schiefertonprobe und 4,8 für die Dolomitmergelprobe (Einstufung dieser Werte vgl. FREY 1969). M. Frey bezeichnet diese Werte als typisch für die Anchizone, wie man sie im Mesozoikum und Tertiär der Glarner Alpen, etwa in der Umgebung von Linthal, findet. Es kann als sicher gelten, dass die Grünschieferfazies noch nicht erreicht ist. Dass es sich nicht um detritischen Illit handelt, geht aus der perfekten Einregelung dieser Illitplättchen in die Schieferungsfläche hervor.

Die d-Werte des (060)-Reflexes wurden ebenfalls durch M. Frey in einer Guinier-Aufnahme ermittelt und ergaben folgende Werte:

d(060) der Tonschieferprobe: 1,506 Å
d(060) der Dolomitmergelprobe: 1,509 Å

Dies ergibt nach M. Frey für beide Proben einen relativ grossen (Mg + Fe^{total})-Gehalt der Muskovit-Teilformel $(Mg + Fe^{total})_n/O_{10}\,(OH)_2$, was entweder auf eine

beträchtliche Ferrimuskovit-Komponente oder auf relativ grossen Phengitgehalt schliessen lässt.

C. Dolomitbrekzien am Übergang Raibler Schichten–Hauptdolomit

Die im Gebiete der Engadiner Dolomiten an diesem Übergang häufig, aber nicht überall auftretenden Brekzienbildungen wurden von zahlreichen Autoren beschrieben und verschieden benannt. Je nach dem stratigraphischen Niveau ihres Auftretens und nach der lithostratigraphischen Grenzziehung werden sie als «oberkarnische Riesenbrekzie» (HESS 1953; SOMM 1965) oder als «Hauptdolomitbasalbrekzie» (EUGSTER 1923; LEUPOLD 1934) bezeichnet. Neuere Arbeiten (SOMM 1965; MÜLLER 1970) interpretieren diese Brekzien zu Recht als Primärbrekzien, wobei eine einseitige Zuordnung aller dieser Brekzienvorkommen zur Raibler oder zur Hauptdolomitformation nicht möglich ist. Eine völlig abweichende Deutung, welche für die Interpretation der tektonischen Verhältnisse grosse Konsequenzen in sich birgt, hat KELLERHALS (1965) gegeben: die Beobachtung einer direkten Auflagerung der «norischen Basisbrekzie» auf das Brauliokristallin an der Umbrail-Ostflanke und das Auftreten einer bzw. vier kleiner Kristallinkomponenten in zwei Blöcken nichttransportierten Verwitterungsschutts verleitet diesen Autor zur Postulierung einer Transgression des Hauptdolomits direkt auf das Brauliokristallin. Somit würde diese «Hauptdolomit-Basalbrekzie» im Umbrailgebiet eine Transgressionsbrekzie in einem unter- und mitteltriadischen Schwellengebiet darstellen.

Gegen diese letztgenannte Auffassung sprechen zahlreiche tektonische Beobachtungen. Aus den hier folgenden Beschreibungen sollte hervorgehen, dass diese Brekzie auch aus rein lithologischen Gründen nicht als Transgressionsbrekzie direkt über kristallinem Untergrund bezeichnet werden kann. Es sei vorweggenommen, dass ich trotz intensiven Nachforschungen keine kristallinen Komponenten in diesen Brekzien finden konnte!

Am eindrücklichsten präsentieren sich diese Brekzienbildungen an der von Kellerhals erwähnten Ostflanke des P. Umbrail, wo sie in einer noch einigermassen zusammenhängenden Sackungsmasse vorliegen. Die Gesamtmächtigkeit ist schwer abzuschätzen, doch ist sie für die in den Engadiner Dolomiten üblichen Verhältnisse sicher anormal gross (mindestens 100 m), gemessen von der Auflagerung auf dem Brauliokristallin bis zum Einsetzen einer normalen, nur untergeordnet brekziösen Hauptdolomitsedimentation.

Innerhalb dieser Sackungsmasse lassen sich folgende drei Brekzientypen auseinanderhalten:

1. Typ: Polymikte Brekzien mit tonig-calcitischer Dolomitmatrix,
2. Typ: Polymikte Dolomitbrekzien mit rein dolomitischer Matrix,
3. Typ: Monomikte, in situ entstandene Brekzien.

Typ 1 tritt horizontiert stets an der Basis der ganzen Sackungsmasse auf, darüber folgen Typ 2 und Typ 3, die nicht gut horizontierbar sind, Typ 3 tritt allerdings vorwiegend im Übergang zum normalen Hauptdolomit auf.

Die Typen 2 und 3 konnten innerhalb des Untersuchungsgebiets gemeinsam als «Brekzien an der Basis der Hauptdolomitformation» kartiert werden (in der geologischen Karte Tf. I. mit den Raibler Schichten zusammengefasst), Typ 1 wurde gemeinsam mit den Raibler Schichten kartiert.

1. *Polymikte Brekzien mit tonig-calcitischer Dolomitmatrix*

Diese hellgrau anwitternden, relativ feinkörnigen Brekzien lassen sich anhand ihrer oft flachausgezogenen und auch häufig gerundeten Komponenten (Fig. 9) leicht von den beiden anderen Brekzientypen unterscheiden. In der Anwitterung und im Dünnschliff findet man neben Komponenten von feinkristallinem, hellgrau oder beige anwitternden Dolomit- auch Tonschiefer- oder Dolomitmergelkomponenten. Gewisse Gefügebereiche oder ganze Horizonte sind ausgesprochen feinbrekziös (Millimeterbereich), und auch die grössten Komponenten übersteigen einen Durchmesser von wenigen Zentimetern nicht. Die vorwiegend dolomitische Matrix ist schwach calcitisch und weist ebenfalls einen kleinen Tongehalt auf, was eine duktile Verformung dieses Brekzientyps erlaubt (vgl. S. 148–151). Diese schichtparallele tektonische Plättung ist sicher weitgehend für das linsig-fluidale Gefüge in Anschliffen senkrecht zur Plättung verantwortlich.

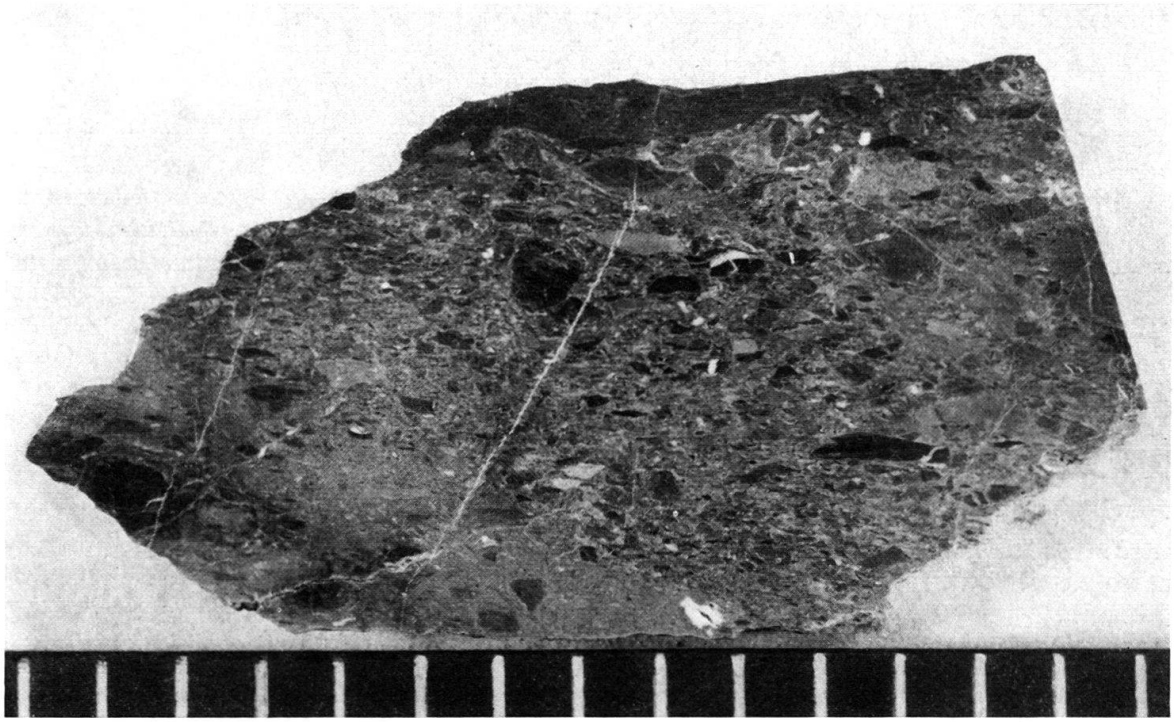


Fig. 9. Polymikte Brekzie mit tonig-calcitischer Dolomitmatrix; Dolomitbrekzien am Übergang Raibler Schichten–Hauptdolomit östlich Piz Umbrail. Die Plättung des Gefüges ist weitgehend tektonischer Natur. Links unten eine feinbrekziöse Lage, diskordant zur Schieferungsebene (Anschliff; Maßstab mit Zentimetereinteilung).

Derartige Brekzienbildungen wurden bereits am Mezdi-Profil in der 3. Einheit beschrieben. Ein Grossteil der Komponenten setzt sich auch am Piz Umbrail aus den für diesen höchsten Anteil der Raibler Schichten charakteristischen beigen Dolomiten zusammen. Anzeichen dafür, dass Komponenten aus der unteren oder mittleren Trias in dieser Brekzie vorliegen, bestehen nicht. Es ist nun im Zusammenhang mit der von KELLERHALS (1965) geäusserten Interpretation dieser Umbrailbrekzien als Transgressionsbrekzien auf kristallinen Untergrund interessant, dass die von diesem Autor zitierte eigentliche «norische Basisbrekzie» mit den riesigen Komponenten gar nicht direkt das Brauliokristallin überlagert, sondern dass das Kristallin von dieser sinnvollerweise noch in die Formation der Raibler Schichten zu stellenden Brekzie überlagert wird. Geröllzusammensetzung und Gefüge einerseits, die Ähnlichkeiten zu den Verhältnissen am Piz Mezdi (wo die ganze Unter- und Mitteltrias entwickelt ist) andererseits

lassen eine Interpretation dieser Brekzie als Transgressionsbrekzie auf kristallinen Untergrund unmöglich zu. Es ist wahrscheinlicher, diese Brekzien als submarine Rutschungsbrekzien zu deuten, was vor allem auch mit den im Mezdi-Profil und am Piz Dössradond beobachteten Verhältnissen übereinstimmen würde.

Der Kontakt der Brekzie zum Brauliokristallin im Liegenden ist nur an einer Stelle am Grenzgrat auf Kote 2800 m anstehend und nicht versackt. Über einem intensiv verfalteten und in der Faltenachsenrichtung stark gelängten Phyllonit steht diese Brekzie in extrem stark verschieferter und in nach derselben Richtung (Ost–West) gelängter Form an. Im Aufschlussbereich ist der Kontakt eindeutig tektonischer Natur, wobei es nicht abwegig ist, die Phyllonitisierung des Kristallins und die Deformation der Brekzie auf dasselbe tektonische Ereignis zurückzuführen.

2. *Polymikte Dolomitbrekzien mit dolomitischer Matrix*

Die Komponenten dieser Brekzie sind völlig ungerundet oder nur schwach gerundet und von besserer Sphärizität. Von Stylolithen begleitete Karbonatlösungsflächen an den Begrenzungsflächen der Komponenten erzeugen allerdings oft eine diagenetische Rundung und dichtere Packung der Komponenten. In verschiedensten Grautönen anwitternde Dolomitkomponenten, strukturlos oder laminiert, erzeugen zusammen mit beige anwitternden Dolomiten und seltener vorkommenden Schiefertonfragmenten ein buntfleckiges Bild. Eine Schichtung oder Gradierung der Brekzie fehlt ganz. Komponenten verschiedener Herkunft (sichere Raibler Fragmente und an den Hauptdolomit erinnernde laminierte Dolomite) sind trotz fehlender Rundung vollkommen durchmischt. Die Grösse der Komponenten variiert stark vom Millimeterbereich bis zu wenigen Dezimetern.

Ein Teil der tonfreien Dolomitmatrix setzt sich aus mehr oder weniger erzhaltigem (Rot- oder Braunfärbung) oder erzfreiem grobkristallinem Dolomitspat (Weißspat) zusammen. Der arenitische oder feinbrekziöse Primärzement kann durch diesen Sekundärzement weitgehend ersetzt sein. Die Neigung der Dolomitspatkristalle zur Idiomorphie ist in stark erzhaltigen Partien grösser, häufig werden Spaltbarkeit und Umrisse der Dolomitrhomben durch korninternes oder randliches Erz akzentuiert. Im Erzanschliff wurde lediglich Limonit mit gelegentlichen Pseudomorphosen nach Pyrit gefunden.

Die genetische Interpretation dieser Brekzien muss die starke Durchmischung lithologisch verschiedener Komponenten bei kleinem bis fehlendem Rundungsgrad erklären. Im Gegensatz zum 1. Brekzientyp treten hier häufiger Komponenten aus dem Intertidalbereich (algenlaminierte Dolomite) auf, was eine geringe Wassertiefe für das Liefergebiet dieser Komponenten verlangt. Da diese Brekzien im Umbrailgebiet aus den feinkörnigen Brekzien des 1. Typus im Liegenden in kontinuierlichem Übergang hervorgehen, ist auch hier die Annahme submariner Rutschungen, eventuell durch Thixotropiebrüche verursacht, möglich, wobei der Transport intertidaler Sedimentfragmente in subtidale Bereiche die vorliegende Durchmischung erklären könnte.

In der Sackungsmasse des Piz Umbrail tritt dieser Brekzientyp mengenmässig gegenüber den beiden anderen Typen stark zurück. Gut aufgeschlossen und als alleiniger Vertreter dieser Brekzienbildungen an der Raibler-Hauptdolomit-Formationsgrenze tritt diese Brekzie jedoch in den sedimentären Anteilen der tektonischen Schuppen des M. Forcola auf, wo sie stets die Basis der Hauptdolomitbretter begleitet, meist in direktem tektonischem Kontakt zu Kristallineinheiten dieses Schuppenwerks. An solchen, eindeutig tektonischen Kontaktflächen ist auch die Vererzung und damit die Rotfärbung der Dolomitmatrix am stärksten. Diese Rotfärbung der Matrix an tektonischen Flächen ist durch Imprägnation im Zusammenhang mit tektonischen Überschiebungen zu interpretieren (vgl. BOESCH 1937, S. 42). Die Deformation dieser Brek-

zien ist stets völlig spröde. Stark deformierte Brekzien im Gebiet des M. Forcola zeigen eine Absplitterung kleiner Fragmente von grösseren Brekzienkomponenten in die Matrix.

3. *Monomikte, in situ entstandene Brekzien*

Die Komponenten dieser Brekzie bestehen durchwegs aus mittel- bis dunkelgrau anwitternden, laminierten Dolomitfragmenten. An zahlreichen Stellen ist zu beobachten, wie diese Brekzien aus lokalen Schichtzerbrechungen mit nur wenig gegeneinander verdrehten Komponenten oder aus gewölbten und synsedimentär «verfalteten», laminierten Dolomiten (Fig. 10) hervorgehen. Gegen das Hangende dieser Brekzienbildungen schalten sich vermehrt grössere Partien unbrekziösen, algenlaminierten Hauptdolomits ein. Metergrosse Komponenten treten auf, wobei oft in solchen Fällen eine Einteilung in Komponenten und Matrix im Aufschlussbereich fraglich wird. Bei diesen laminierten Dolomiten – typische Stromatolithe sind häufig – handelt es sich sicher grossenteils um algenlaminierte Dolomite, wie sie in tieferen Anteilen der Raibler Schichten und vor allem im basalen Hauptdolomit auftreten; für die Raibler Schichten typische Dolomite und mergelig-tonige Sedimente fehlen als Komponenten ganz.

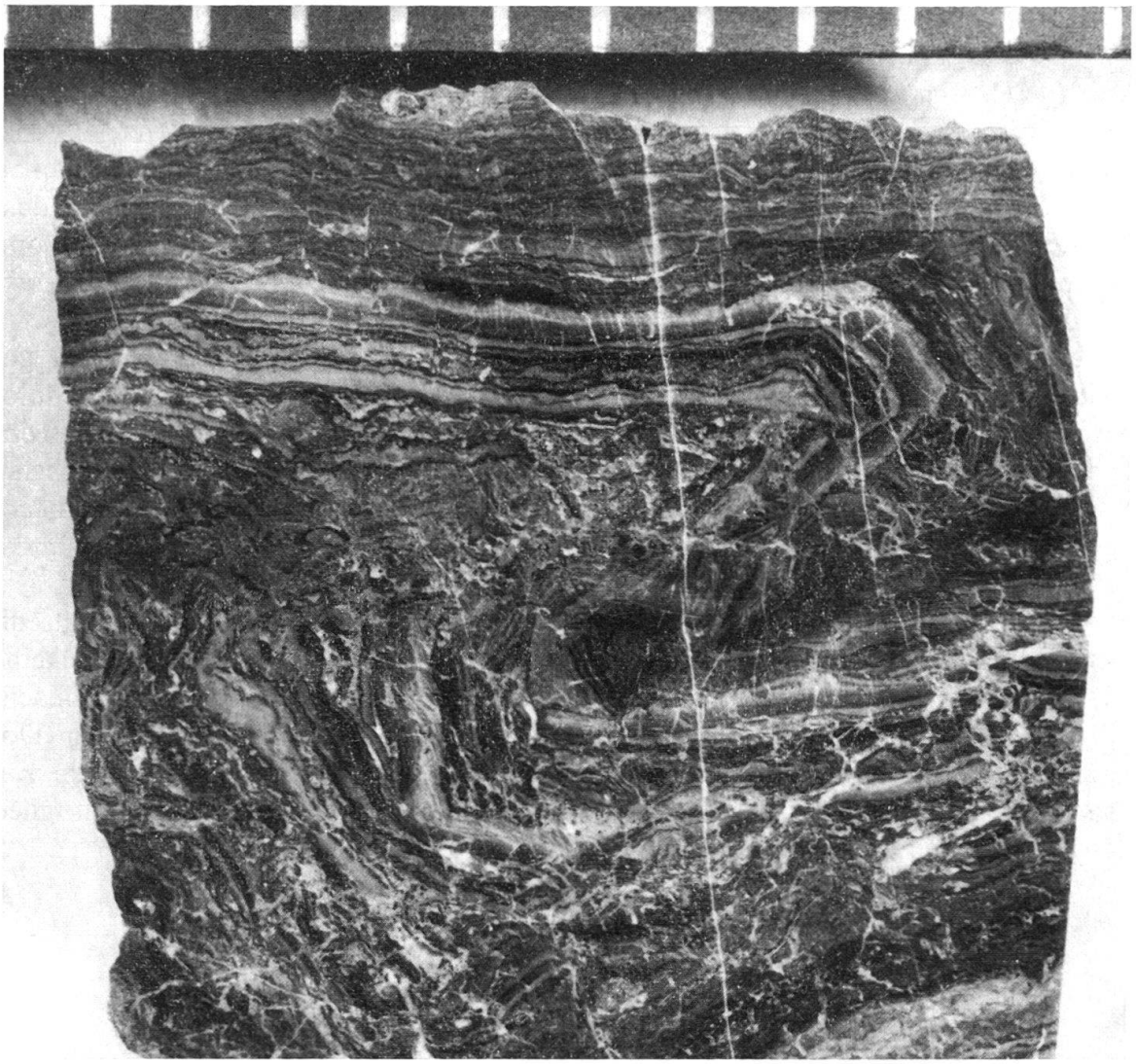


Fig. 10. Synsedimentär «verfaltete» und zum Teil in Einzelstücke zerbrochene Algenlamination; monomikte In-situ-Brekzien am Übergang Raibler Schichten–Hauptdolomit (östlich Piz Umbrail). Aus dieser hier abgebildeten Sedimentationsstörung entwickelt sich in seitlichem Übergang eine monomikte «Riesenbrekzie». (Anschliff Maßstab mit Zentimetereinteilung).

Die Matrix besteht teilweise aus grobkristallinem Dolomit-Weißspat: In solchen Fällen kontrastiert die Matrix stark zu den Komponenten. Häufig besteht jedoch die Matrix aus demselben Dolomitmaterial wie die Komponenten, und die Umrisse der Komponenten sind im Anschliff nur undeutlich an der wechselnd orientierten Lamination erkennbar.

Eine enge Vergesellschaftung von intertidalen, ungestörten Algenrasen mit Brekzienbildungen ist sowohl fossil (MATTER 1967) als auch rezent (LOGAN 1961; DAVIES 1970 und andere) beobachtet worden. Davies erklärt die Entstehung solcher rezenter Vorkommen durch die Bildung von Rissen infolge thermischer Einflüsse oder Volumenänderungen durch differentielle Verhärtung des Sediments, eine nachfolgende Aufwölbung der Sedimentkruste längs solcher Risse und letztlich eine Loslösung ganzer Sedimentblöcke durch Gezeitenstürme. Eine genetische Interpretation dieser In-situ-Brekzie als Thixotropie-Brekzie wäre theoretisch ebenfalls denkbar, doch fehlen Anzeichen einer für diese Brekzien typischen gangförmigen «intrusiven» Mobilisation des Sedimentmaterials.

4. *Fazielle Vergleiche*

Aus den Ausführungen im obigen Abschnitt geht hervor, dass die Brekzienbildungen an dieser Formationsgrenze lokal und nicht horizontbeständig auftreten. Es ist deshalb schwierig, die lokalen Verhältnisse im Umbrailgebiet für die Frage der Beheimatung dieser Sedimentschuppen zu verwenden. Es kann lediglich gesagt werden, dass der 1. Brekzientyp des Umbrailgebiets nur im Mezdi-Profil und am Piz Dössradond vorkommt, innerhalb der Engadiner Dolomiten. Typ 2 und 3 treten auch andernorts auf, allerdings nicht in dieser mächtigen Entwicklung.

Vor allem im Ofenpassgebiet beschreibt MÜLLER (1970) Brekzientypen, die gut unseren Typen 2 und 3 entsprechen. An anderen Stellen ist die Basis der Hauptdolomitformation wieder völlig unbrekziös entwickelt (Profil Ova d'Spin–Champ sech; vgl. BOESCH 1937, S. 42). Eventuell kann eine für die Zeit der Ablagerung der höchsten Raibler Schichten angenommene verstärkte epirogenetische Aktivität zu dieser mächtigen und lokalen brekziösen Serie im Umbrailgebiet führen (was Brekzientyp 1 und 2 betrifft).

Mit dem Brekzientyp 3 setzt im Umbrailgebiet die normale Hauptdolomitsedimentation im Intertidalbereich ein, wobei für die Entstehung dieser Brekzien keine tektonische Aktivität vorausgesetzt werden muss. Darauf deuten auch die Beobachtungen von KAPPELER (1938, S. 35) hin: er beschreibt in einer Serie «gebänderter» Dolomite (in dieser Arbeit als «laminiert» bezeichnet) der Ortlertrias Vorkommen von Primärbrekzien, die sich aus ungestörten Serien in einem mittleren Formationsglied des Hauptdolomits und nicht an dessen Basis entwickeln.

D. Tektonite aus den Raibler Schichten

1. *Calcitische, duktil verformte Tektonite aus den Raibler Schichten*

Die vorwiegend dolomitischen Karbonatgesteine der Schuppenzone reagierten völlig spröde auf mechanische Beanspruchung. Durch dieses Zerbrechen der Dolomite entstehen häufig von Calcit ausgeheilte Klüftchen im mikroskopischen Bereich (vgl. Raibler Schichten in der Valle Forcola), im Extremfall liegen Kakirite vor (am M. For-

cola). Nur an drei Stellen des untersuchten Gebiets kam es zu einer starken duktilen Verformung karbonatischer Gesteine, und zwar zu einer Streckung, die im Extremfall einen reinen L-Tektonit ohne jegliche Schieferung hervorbringt. Diese Vorkommen sind an tektonische Flächen gebunden: Val-Dössradond-Linie und Überschiebungskontakte (vgl. auch die S. 140 beschriebenen Brekzien mit tonig-calcitischer Dolomitmatrix).

1. Am Bachlauf der unteren Val Dössradond auf Kote 2360 m stehen stark nach 275°/40° (Fallazimut und -winkel) gestreckte dolomitische Kalke und reine Kalke an, die zum Teil noch brekziöse Primärstruktur zeigen und durch bis zu 1 cm grosse, weiss herauswitternde Dolomitporphyrotope auffallen.

2. Im Pässchen zwischen dem Piz Chazfora und dem Piz Rims finden sich alle Übergänge von mit calcitischen Schlieren durchzogenen Dolomitbrekzien bis zu fast ganz calcitischen, reinen L-Tektoniten (vgl. Fig. 11). Diese Tektonite sind vergesellschaftet mit gelblich anwitternden und von braunschwarzen Tonhäuten überzogenen Dolomiten, die typisch für die 3. Einheit der Raibler Schichten im Mezdi-Profil sind. Leider sind die Tektonite selber nicht unmittelbar anstehend, so dass deren Streckungsrichtung unbekannt ist. Es ist jedoch eindeutig, dass diese Raibler Schichten den Überschiebungskontakt der Chazfora-Kristallinklippe über den Umbrail-Hauptdolomit begleiten.

3. In den Aufschlüssen von Raibler Schichten westlich unterhalb des Piz Mezdi konnten in der Nähe des beschriebenen Profils ebenfalls derartige calcitische Gesteine mit Dolomitporphyrotopen gefunden werden, die neben einer gewissen Streckungskomponente auch eine Schieferung aufweisen. Dieses dritte Vorkommen ist insofern wichtig, als hier diese Tektonite eindeutig in der 3. Einheit des Profils am Piz Mezdi horizontiert werden können.

Zu diesen Vorkommen kann also folgendes festgehalten werden:

- Diese Kalktektonite sind mit typischen Raibler Brekzien und Raibler Dolomiten vergesellschaftet, die in relativ ungestörten Verhältnissen nur sehr wenig Calcit enthalten, die aber einen gewissen Tongehalt aufweisen.
- Die duktile Verformung beschränkt sich auf calcitische Gesteine oder Gefügebereiche; Dolomit reagierte nur spröde auf mechanische Beanspruchung.
- Die drei Vorkommen sind unmittelbar an tektonische Flächen gebunden.

Für die Herkunft oder Entstehung dieser Tektonite werden zwei Erklärungsmöglichkeiten herangezogen:

1. An diesen tektonischen Flächen wurden aus irgendeinem Niveau der Trias tonig-kalkige Anteile mitgeschürft, die sich dann mit Raibler Schichten tektonisch vermengten.
2. Es findet eine Umkristallisation der Raibler Dolomitbrekzien gleichzeitig mit der Deformation statt, wobei Dolomit weitgehend durch Calcit ersetzt wird. Ein Teil des Magnesiums wird in die Dolomitporphyrotope eingebaut, ein Grossteil müsste aber abgeführt werden.

   Die erste Erklärung ist vorerst besser verständlich, vor allem auch deshalb, weil die Raibler Schichten ja einen Abscherungshorizont bilden.

Folgende Beobachtungen verschiedener Übergangsstadien sprechen aber sehr für die zweite Hypothese:

Noch eindeutig als Raibler Brekzien anzusprechende Gesteine zeigen nur eine selektive Umkristallisation der tonig-kalkigen Matrix zu einem deutlich gelängten Calcitgefüge mit einzelnen neugesprossten Dolomitkristallen. In einem weiteren Stadium sind lang ausgezogene Gefügebereiche ganz calcitisch, der Rest des Gefüges ist noch dolomitisch, aber es setzt eine Sammelkristallisation zu einzelnen Dolomitporphyrotopen in toniger Matrix ein; Brekzienkomponenten sind noch mit teilweise primärem Dolomitgefüge erhalten, zeigen aber unter dem Mikroskop verschwommene und

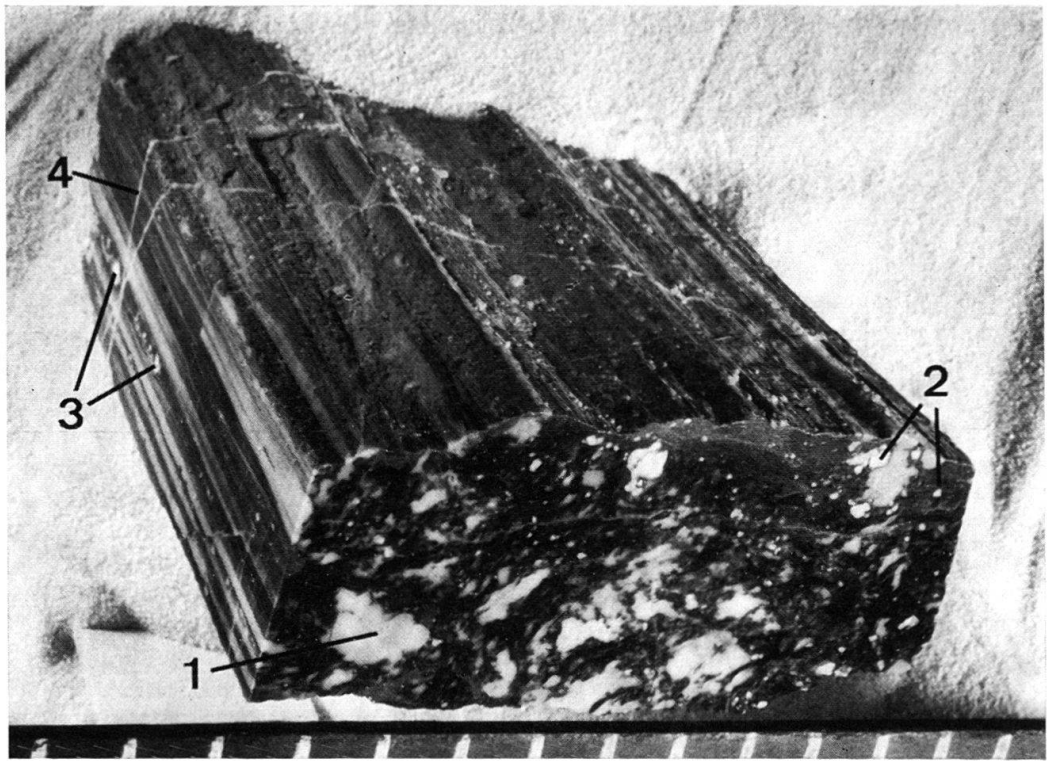


Fig. 11. Tektonit aus den Raibler Schichten im Pässchen zwischen dem Piz Chazfora und dem Piz Rims. Anschliff in der Ebene senkrecht zur Streckung: Weissliche, wolkig-unscharf begrenzte Partien von tonfreiem Calcit (1) und tonhaltige, dunkle Partien erzeugen ein nicht geplättetes, pseudobrekziöses Gefüge. Kleinere, weisse und scharf begrenzte Dolomiteinkristalle (2). Anschliff in der Ebene parallel zur Streckung: Dasselbe Calcitgefüge ist zu langen Streifen ausgezogen, nicht aber die Dolomitporphyrotope (3). Calcitische, weisse Zerrklüfte in der Ebene senkrecht zur Streckungsrichtung (4) (2 Anschliffflächen und eine Anwitterungsfläche; Maßstab mit Zentimetereinteilung).

etwas langgezogene Umrisse. Im Endstadium liegt schliesslich der in Figur 11 abgebildete Kalktektonit vor, der nur noch einzelne, zu recht grossen (bis 1 cm Durchmesser) idiomorphen Einkristallen gesprosste Dolomitkörner enthält, die in einer stark gelängten, calcitisch-tonigen Grundmasse liegen. Die makroskopisch sichtbare Streckung ist in Figur 11 an streifenartig angeordneten tonreichen und -ärmeren Partien erkennbar, die im Schnitt senkrecht zur Streckungsrichtung isometrische Umrisse zeigen. Dass die Dolomitporphyrotope in der calcitisierten Matrix noch weitergesprosst sind, ist an einigen zonar gebauten Dolomitkörnern und mit der Beobachtung nachweisbar, dass die Kristalltracht des Dolomitindividuums sich schemenhaft in der calcitischen Umgebung abbildet. Figur 12 zeigt, dass die sprossenden Dolomitrhomben in der duktilen Kalkmatrix noch senkrecht zur Streckungsrichtung gedreht wurden.

Diese duktile Verformung ist offenbar zusammen mit einer Umkristallisation des primär dolomitischen Gefüges vor sich gegangen. Die Wegfuhr des Magnesiums in Lösung wäre denkbar in Gegenwart sulfatführender Gesteine an diesen tektonischen Flächen. Evaporite sind in den Raibler Schichten vorhanden in den basalen Serien, die im Mezdi-Profil nicht mehr aufgeschlossen sind. In den Umbrail-Chavalatsch-Schuppen sind diese Evaporitgesteine sehr mobil und begleiten verschiedene tektonische Flächen, immer losgelöst aus dem stratigraphischen Schichtverband. Unmittelbar vergesellschaftet mit diesen drei Vorkommen von Kalktektoniten findet man sie aber nicht. Immerhin steht aber 400 m östlich des Aufschlusses im Val Dössradond in analoger tektonischer Stellung ein Gipslager an. Auch die Überschiebungsfläche der kristallinen Gipfelkappe des Piz Mezdi ist von tektonischen Rauhwacken begleitet, un-

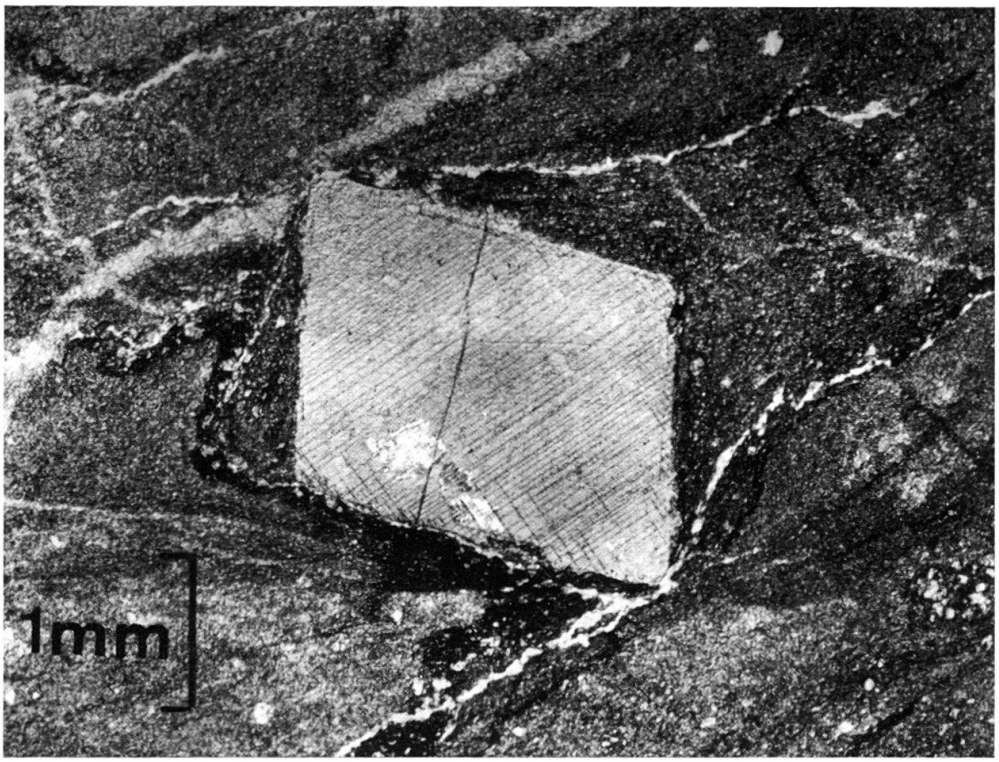


Fig. 12. Dolomitporphyrotop in tonig-calcitischer Grundmasse. Dünnschliff in der Ebene senkrecht zur Streckungsrichtung eines Kalktektonits aus den Raibler Schichten (vgl. Fig. 11). Der spröde Dolomitkristall wurde in der duktilen Calcitmatrix aus seiner ursprünglichen Lage herausgedreht. Ursprüngliche Lage auf der linken Seite des Dolomitrhombus angedeutet durch Tonanreicherung (Dünnschliff, nichtpolarisiertes Licht).

weit der Fundstelle dieser Kalktektonite. Lediglich in der Nähe des dritten Vorkommens am Piz Chazfora fehlen Evaporitaufschlüsse.

Als Gegenstück zur tektonischen Dolomitisierung liegt hier offenbar eine tektonische Mobilisierung von Kalken vor, die einen an das Problem der tektonischen Rauhwacken, an die Lochseitenkalke der Glarner Überschiebung oder auch an die «Fliesskalke» der Wurzelzone erinnern mag.

2. *Versuch einer Abschätzung der Bildungstemperatur dieser Tektonite*

Experimentelle Untersuchungen über den Mg-Gehalt des Calcits im Gleichgewicht mit Dolomit unter Temperaturbedingungen zwischen 548 und 796 °C sind von GRAF und GOLDSMITH (1955 und 1958) und GOLDSMITH und HEARD (1961) durchgeführt worden. Von THEODORE (1970) liegt eine Arbeit vor, in welcher diese experimentellen Daten praktisch benützt wurden zur Bestimmung der Bildungstemperatur hochmetamorpher Mylonite. Für Temperaturen unter 500 °C liegen leider keine experimentellen Daten vor. Die von GRAF und GOLDSMITH (1958) ermittelte Kurve des Mg-Gehalts (in Mol-% $MgCO_3$) im Calcit in Funktion der Temperatur wurde von THEODORE (1970) in einer doppelt logarithmischen Aufzeichnung linearisiert und zu tieferen Temperaturen extrapoliert. Nur unter der Annahme der Richtigkeit dieser Extrapolation und der durch das Experiment gegebenen Bedingungen sind die untenstehenden Aussagen gültig.

Der Mg-Gehalt des Calcits wurde durch Messungen am Röntgendiffraktometer bestimmt nach der von THEODORE (1970) angewandten Methode: Bestimmung von

2θ der Calcit-($10\bar{1}4$)-Linie mit CuK-Strahlung bei einer Geschwindigkeit von $^1/_8{}^\circ$ 2θ pro Minute. Als Standardsubstanzen zur Ausmessung der «peaks» wurden Si und NaCl verwendet.

Folgende Werte von d($10\bar{1}4$) in Å des Calcits wurden gemessen (die gleichzeitige Anwesenheit von Dolomit wurde ebenfalls röntgenographisch nachgewiesen):

Probe	Fundort	Calcit d ($10\bar{1}4$)	Δ d*)	Mol-%**) $MgCO_3$	T °C
1 Tektonit	Piz Rims	3,030	0,006		
2 Tektonit	Piz Rims	3,030	0,006		
3 Tektonit	Piz Rims	3,029	0,007	2,0	370
4 Tektonit	Val Dössradond	3,032	0,004		
5 Tektonit	Val Dössradond	3,031	0,005		
6 Tektonit	Val Dössradond	3,031	0,005		
7 Tektonit	Val Dössradond	3,029	0,007	2,0	370
8 Tektonit	Piz Mezdi	3,030	0,006		
9 Dolomitisierter Oolith	V. Madonna	3,030	0,006		
10 Marmor	Pastoriserie, nördlich P. Rims	3,029	0,007	2,0	370

*) Gegenüber d ($10\bar{1}4$) bei reinem Calcit.
**) Umrechnung in Mol-% $MgCO_3$ nach THEODORE (1970).

Da der $MgCO_3$-Gehalt des Calcits durch die postmetamorphe Abkühlung oder durch Verwitterung herabgesetzt werden kann (GRAF und GOLDSMITH 1955), ist nur der maximale Gehalt an $MgCO_3$ massgebend. Dieser Maximalwert liegt bei diesen Proben bei einer Temperatur von 370 ± 10 °C. Dieser Wert ist aber nur unter den obenerwähnten Bedingungen gültig und soll nur als provisorischer Richtwert gelten. Interessant ist, dass sowohl die Probe eines undeformierten dolomitisierten Ooliths als auch die Probe eines alpin wiederbeanspruchten Marmors aus der ursprünglich höher metamorphen Pastoriserie ebenfalls gleich hohe Temperaturwerte ergaben. Dies zeigt, dass die daraus resultierende hohe Temperatur sich offenbar nicht auf diese Tektonite beschränkt und demzufolge für das ganze Gebiet angenommen werden muss. Diese 370 °C entsprechen einem Temperaturbereich knapp unterhalb der Grünschieferfazies, was mit den Messungen der Illit-Kristallinität (vgl. S. 143) an alpin neugebildeten Hellglimmern übereinstimmen kann. Erst breiter angelegte Untersuchungen werden aber darüber entscheiden können, ob diese Methode der Temperaturbestimmungen bei so niedriger Temperatur zuverlässig ist.

E. Die Hauptdolomitformation

Mit Ausnahme von Aufschlüssen im nördlichen Vorbau des Piz Praveder und im Bachtobel der untersten Val Dössradond – diese Areale gehören einem tektonisch weitgehend selbständigen Element an: der Pravedermulde – ist der Hauptdolomit im gesamten untersuchten Gebiet und auch in den westlich anschliessenden höheren Hauptdolomitschollen des Murtarölgebiets stets rein dolomitisch ausgebildet. Der landschaftliche Charakter der Berge südlich der oberen Val Vau und der Val Mora wird wesentlich durch diese schroffen Hauptdolomitwände geprägt, an deren Fuss sich riesige Schuttfächer ansammeln.

1. *Der basale Hauptdolomit in rein dolomitischer Ausbildung*

Die Hauptdolomitanteile der M.-Forcola-Schuppen sind derart tektonisiert, dass oft nicht einmal mehr die Schichtung erkennbar ist. Zu einer Verfaltung dieser Dolomitpakete kommt es nicht; die einzelnen Dolomitbänke «verschweissen» sich zu einer spröde zerhackten Dolomitwand ohne sichtbare Schichtung. Der Umbrail-Hauptdolomit, welcher östlich der Val-Dössradond-Linie die kristallinen Gipfelkappen des östlichen Untersuchungsgebiets unterlagert, nimmt aus tektonischen Gründen in westlicher Richtung an Mächtigkeit zu, indem in dieser Richtung zunehmend höhere Anteile der Formation erhalten sind. In tektonisch relativ ungestörtem Zustand und maximaler Mächtigkeit liegt diese Formation am Piz dal Lai vor. Hier war die Aufnahme eines stratigraphischen Profils möglich, welches für den Hauptdolomit in rein dolomitischer Ausbildung repräsentativ sein dürfte.

Hier soll lediglich auf folgende Ergebnisse dieser Profilaufnahme hingewiesen werden:

Die Profilspur führt längs eines Schuttbandes in der Nordwand des Piz dal Lai von Kote 2480 m südlich des Lai da Rims bis zum Gipfel (2826 m). Das Profil weist eine Gesamtmächtigkeit von etwa 350 m auf. Die Basis des Profils verschwindet im Schutt, die tiefsten Anteile der Hauptdolomitformation und die Grenze zu den Raibler Schichten, die nach Profilkonstruktionen rund 100 m tiefer liegen müsste, sind also nicht aufgeschlossen. Der Piz-dal-Lai-Gipfel muss knapp unter der Überschiebungsfläche der Kristallinklippen liegen, ebenfalls aus geometrischen Konstruktionen zu schliessen. Es ist also hier mit einer primärstratigraphischen Mächtigkeit des in den Schuppenbau einbezogenen Hauptdolomitpakets von mindestens 400 m zu rechnen; grössere tektonische Repetitionen einzelner Schichtglieder können auf Grund der lithologischen Gliederung des Profils ausgeschlossen werden.

Erst unterhalb des Gipfels tritt eine 20 m mächtige, nach oben zunehmend tektonisierte Zone auf, in der auch tektonische Brekzien vorkommen. Nur die höchsten 15 m des Profils könnten deshalb ein an der Basis der über den Piz dal Lai hinwegziehenden Kristallinüberschiebung mitgeschlepptes Dolomitpaket darstellen.

Sämtliche Horizonte sind rein dolomitisch, kalkige oder tonig-mergelige Horizonte fehlen vollständig. Ein basaler, sehr schlecht gebankter Schichtstoss hebt sich von einem höheren, besser gegliederten ab. Lokal ist im oberen Teil des Profils eine rhythmische Abfolge gutgebankter Dolomite aus dem Intertidalbereich und massigeren Dolomiten aus dem Subtidalbereich festzustellen. Charakteristisch für den Hauptdolomit in der Gegend des Lai da Rims sind schlechtgebankte, weissgrau anwitternde Dolomitbänder, deren Gefüge im Dünnschliff auffallend den von FISCHER (1964) beschriebenen «Loferites» gleicht.

2. *Dolomitserie mit tonigen Horizonten dünnplattiger Dolomite und Kalke*

Die nach Norden geöffnete liegende Pravedermulde enthält in ihrem Muldenkern eine Serie zum Teil dünnplattiger Dolomite, welche mit schwarzen Schiefertonen wechsellagern. Die Hauptmasse der Praveder-Nordwand besteht aber aus sehr intensiv tektonisierten, wandbildenden Dolomiten ohne tonige Zwischenschaltungen. Diese Mulde streicht nach Westen hin in den untersten Einschnitt des Val-Dössradond-

Baches, wo über einer wasserfallbildenden Felsstufe bei Kote 2180 m folgende, auch kalkführende Schichtserien gut zugänglich sind:

Über der basalen, rhythmisch gebankten, 20 m mächtigen Dolomitwand setzt eine Wechsellagerung zwischen maximal 2 m mächtigen Schichtgliedern schwarzer Schiefertone einerseits und plattiger, schwarzgrauer, etwas mergeliger Dolomite andererseits ein. Weiter bachaufwärts biegt diese etwa 20 m mächtige Serie jäh an einer nach Norden geöffneten, liegenden Mulde um.

Im tektonisch Hangenden dieser liegenden Mulde liegt eine rund 20 m mächtige Serie kleinverfalteter, plattiger, zum Teil etwas mergeliger schwarzer Kalke. Diese max. 10 cm mächtigen Kalkbänke zerspringen beim Anschlagen klirrend in «Scherben». Im Anschliff ist eine Lamellierung im Millimeterbereich erkennbar, hervorgerufen durch unterschiedlichen Tongehalt und Korngrösse des Calcitgefügs. Anhand von Anschliffen, welche synsedimentäre Rutschungserscheinungen mit Schleppfaltung zeigen, konnte verkehrte Lagerung nachgewiesen werden. Es handelt sich also bei dieser liegenden Mulde, welche die westliche Fortsetzung der Pravedermulde darstellt, um eine Synklinalumbiegung.

Diese plattigen Kalke fehlen in der Praveder-Nordwand. Sie keilen nach Osten hin entweder tektonisch aus oder sie gehen seitlich in Dolomite über. Nach Westen hin sind sie jedoch etwa 300 m weit in die Hochfläche von Dössradond hinein verfolgbar.

3. *Fazielle Vergleiche*

Die Dolomitserien der Pravedermulde heben sich durch ihre kalkig-tonigen Einlagerungen (vgl. Tf. I) eindeutig vom rein dolomitischen Umbrail-Hauptdolomit ab. Ihre stratigraphische Stellung innerhalb der norischen Schichtreihe ist schwer abzuschätzen, da diese Mulde ein tektonisch weitgehend selbstständiges tektonisches Element darstellt, sie sei anhand von Vergleichen diskutiert:

Derartige Kalkzüge sind in der *oberen Val Mora* verbreitet: Die Kalkeinlagerungen auf der Südseite des Piz Dössradond (wahrscheinlich die mehr oder weniger direkte, nur von der Val-Dössradond-Linie unterbrochene Fortsetzung der Kalke im untersten Bachlauf der Val Dössradond) ziehen nach Angaben von Dössegger (1970) weiter nach Westen in den Talgrund der obersten Val Mora. Im Talausgang der Val della Crappa ordnen sie sich eindeutig südlich der dort von einem Kristallinaufschluss begleiteten Gallo-Linie an. Der Kontakt dieser Kalkzüge zur Turettastrias (Scarl-Einheit) und somit auch zu den Raibler Schichten und zum Hauptdolomit des Piz Dössradond ist somit tektonischer Natur. Dies unterstreicht auch die Vermutung, dass diese Kalkzüge weiter nach Westen hin in die Nordhänge des Piz dellas Palas ziehen (vgl. Geol. Karte von Spitz und Dyhrenfurth 1914; «Rhätkalke und -mergel»). Die Möglichkeit, dass hier höhere Anteile der norischen Schichtreihe vorliegen, ist also durchaus gegeben, obwohl diese Kalkzüge unweit der Formationsgrenze Raibler Schichten–Hauptdolomit am Piz Dössradond aufgeschlossen sind.

Im *Quatervalsgebiet* treten plattige Kalke bereits im Unternorischen Dolomit auf, Mergel und Schiefertone jedoch erstmals in den Oberen Mergeln (vgl. Somm 1965, S. 57). Somm konnte zeigen, dass diese Oberen Mergel auch in der Terzaschuppe kalkig-mergelig sind, dort aber von vollständig dolomitisierten Quatervals- und Diavelschichten eingerahmt werden. Unter der Voraussetzung, dass eine Übertragung der Schichtreihe von Somm auf unser Gebiet möglich ist[7]), kommt somit am ehesten eine Parallelisation mit den Oberen Mergeln der *Terzaschuppe* in Frage.

---

[7]) Leider fehlen neuere sedimentologisch-stratigraphische Untersuchungen im dazwischen liegenden Gebiet: Cassa del Monte del Ferro, Cima del Serraglio.

Die rein dolomitischen Serien im Umbrailgebiet und am M. Forcola sind oft eindeutig stratigraphisch von Raibler Schichten unterlagert und stellen deshalb sicher basale Anteile der ganzen norischen Schichtreihe dar. Da die Obergrenze des Hauptdolomits stets tektonischer Natur ist, kann nicht die Rede davon sein, dass sich diese Schichtreihe durch ihre rein dolomitische Ausbildung faziell von anderen norischen Schichtreihen der Engadiner Dolomiten abhebe. Die basalen Anteile des Hauptdolomits sind auch in der *Quatervalstrias* am Südgrat des P. Teafondada (vgl. HESS 1953, Fig. 1, S. 83) und im Müschaunsdolomit der Val Trupchun (vgl. SCHNEIDER, im Druck) rein dolomitisch entwickelt. Dasselbe lässt sich vom Hauptdolomit des Piz Dössradond (*Turettastrias* nördl. der Gallo-Linie) und des *Oberbaus der zentralen Engadiner Dolomiten* sagen. Diese Hauptdolomitserien sind noch zu wenig untersucht, als dass hier feinere fazielle Vergleiche möglich wären. Auf Grund von Begehungen und der Literatur kann nur betont werden, dass sich die Hauptdolomitfazies des Umbrailgebiets nicht wesentlich von der Entwicklung des Hauptdolomits in den übrigen Einheiten der Engadiner Dolomiten abhebt. Die von HESS (1953, Tab. 2, S. 77) gegebene Zusammenstellung der Faziestypen im Nor der südlichen Engadiner Dolomiten berücksichtigt die Möglichkeit zu wenig, dass in den verschiedenen tektonischen Elementen auch verschiedene stratigraphische Einheiten vorliegen. Die von ihm angeführten Kriterien sind zudem weitgehend vom Grad der Tektonisierung der Dolomitserien abhängig.

F. Ergebnisse der Untersuchungen des zweiten Teils

Die Raibler Schichten stellen einen ausgezeichneten tektonischen Abscherungshorizont dar; sie zeigen Detailverfaltungen und zum Teil eine duktile Verformung in calcitischen oder calcitisierten Horizonten. Der Dolomit und vor allem die Hauptdolomitformation als ganze verhalten sich spröder. Der Hauptdolomit liegt als nicht verfalteter und in seiner Mächtigkeit dominierender (ursprüngliche stratigraphische Mächtigkeit maximal etwa 400 m) Schichtstoss in normaler Lagerung vor. Lediglich die besser gebankten Dolomite mit den mergelig-kalkigen Horizonten in der Pravedermulde biegen muldenartig um und sind auch in Detailfalten gelegt. Strukturelle Messungen sind deshalb sowohl in den Raibler Schichten (inkompetente Verfaltung) als auch im Hauptdolomit (nur schwache Änderungen im Schichtfallen) nur beschränkt möglich und wenig aussagekräftig.

An verschiedenen Stellen konnte anhand von sedimentologischen Kriterien eine Normal- oder Verkehrtlagerung festgestellt werden.

Es kann wenigstens für das untersuchte Gebiet festgehalten werden, dass eine Aufspaltung der Engadiner Dolomiten in Scarl-, Quatervals- und Umbraildecke auf Grund fazieller Befunde ungerechtfertigt ist, was EUGSTER (1959) bereits postulierte. Nach den Untersuchungen von POZZI (u.a. 1965) lässt sich auch die Ortlerdecke von einer «Quatervalsdecke» auf Grund rein fazieller Argumente nicht abtrennen. Im Detail fügt sich die Ausbildung der Trias der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen am engsten an die Scarltrias der zentralen und vor allem der südöstlichen Engadiner Dolomiten (Turettaskamm) an, vor allem was die höheren Raibler Schichten und den Übergang in die Hauptdolomitformation betrifft. Die tonig-kalkigen Züge im Hauptdolomit der Pravedermulde sind eventuell mit den Oberen Mergeln der Terzaschuppe vergleichbar.

Auf Grund der Untersuchungen von Illiten aus tonigen Sedimenten der Raibler Schichten kann nach freundlicher Mitteilung von Dr. M. Frey der Schluss gezogen werden, dass das Gebiet alpin anchimetamorph ist, sicher aber noch nicht in den Bereich der Grünschieferfazies gehört (Diskussion dieser metamorphen Fazieszonen vgl. FREY 1969, S. 108–110). Die nur mit Vorsicht aufzunehmenden Ergebnisse einer Temperaturbestimmung ergaben eine Temperatur von 370 °C ± 10 °. Diese Temperatur liegt noch unterhalb des Beginns der Grünschieferfazies nach Angaben von WINKLER (1967) und stimmt grob mit dem Illitbefund überein.

Dritter Teil

DIE TEKTONIK DER SÜDÖSTLICHEN ENGADINER DOLOMITEN

A. Tektonische Einzelbeschreibung des engeren Untersuchungsgebietes

1. *Die Südabdachung der Münstertaler Aufwölbung (Scarl-Einheit) und die Gallo-Linie*

a) Münstertaler Kristallin und Verrucanoformation südlich Sta. Maria

Das tektonisch sehr intensiv beanspruchte Münstertaler Kristallin wird durch die Verrucano-Buntsandstein-Formationen überlagert an einem im Prinzip stratigraphischen Kontakt, der hier südlich Sta. Maria aber tektonisch stark überprägt ist. Der basale Abschnitt dieser Formationen, die sogenannten Streifensericitschiefer[8]), stossen nach Süden hin bei Punt Teal (Umbrailstrasse, P. 1883) direkt an die südfallende, östliche Fortsetzung der Gallo-Linie. Die Reduktion der nördlich des Piz Turettas etwa 1300 m mächtigen Verrucano-Buntsandstein-Formationen in östliche Richtung auf 300 m an der Umbrailstrasse erfolgt auf einer Horizontaldistanz von 6 km durch tektonisches Abschneiden der höheren Anteile der Formationen, während die Streifensericitschiefer durchziehen.

Diskordant zu den sehr steil nach Süden einfallenden Schieferungsflächen von Kristallin und Streifensericitschiefern liegt der Kontakt beider Serien sehr flach und zieht auf konstanter Höhe (Kote 1700–1800 m) vom Talausgang der untersten Val Vau bis in die Val Schais. An der Umbrailstrasse setzen beim Restaurant Plattatschas (Kote 1787,7) die Streifensericitschiefer erstmals ein; bergaufwärts begleiten auf eine Distanz von 250 m versackte Verrucanoblöcke das Strassenprofil, bis bei Kote 1810 m grüne, chloritisierte Biotitgneise einsetzen. Dieses Kristallin formiert einen nach Norden geschlossenen, in die Verrucanoformation (vgl. Fig. 20) eindringenden Keil, der schliesslich bei Kote 1830 m an der Umbrailstrasse wieder durch Streifensericitschiefer überlagert wird.

Deformationsstil und Strukturen: Die sericitischen Phyllonite der Münstertaler Gneise und die Streifensericitschiefer sind an der Umbrailstrasse und in der Val Schais oft nicht leicht auseinanderzuhalten, da beide Serien von derselben Deformation ge-

---

[8]) SPITZ und DYHRENFURTH (1914) bezeichneten mit diesem Namen buntstreifig anwitternde Sericitschiefer, bestehend aus vorwiegend sericitischen langausgezogenen (Vulkanit?-)Geröllen und vereinzelten quarzitischen Geröllen. Nach HESS (1953) und DÖSSEGGER (1970) stellen diese Streifensericitschiefer eine etwa 300 m mächtige, basale Serie der am P. Turettas rund 1300 m mächtigen Verrucano-Buntsandstein-Formation dar.

prägt sind, die sich in einer extremen Durchschieferung und zugleich Längung des ganzen Gefüges äussert. Die p-T-Bedingungen dieser Deformation grenzten sicher hart an die Grünschieferfazies, wenn sie nicht bereits innerhalb der Grünschieferfazies liegen[9]).

Figur 13 zeigt schematisch die Beziehungen zwischen den Strukturelementen, welche sowohl das Kristallin als auch die Streifensericitschiefer der Verrucanoformation in den Aufschlüssen an der Umbrailstrasse ergreifen und somit sicher alpin sind.

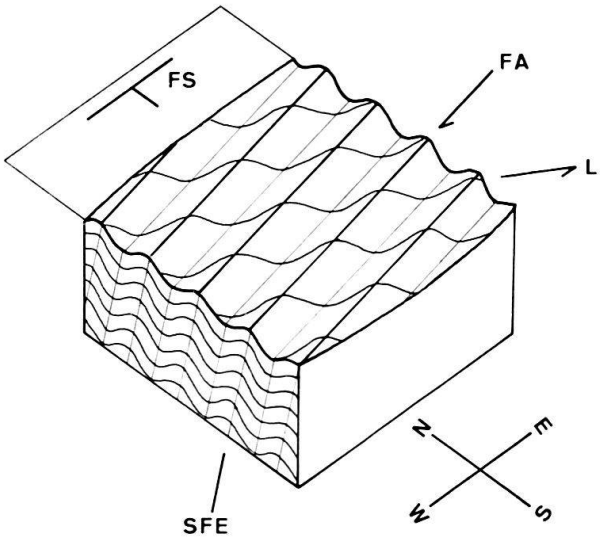


Fig. 13. Strukturelemente in den Streifensericitschiefern und im Kristallin an der Umbrailstrasse (Symbole vgl. Text).

Auf der steil südfallenden Schieferungsfläche erkennt man zwei Linearelemente:

1. Die Lineation L, welche eine Streckungslineation darstellt und sich makroskopisch äussert in einer extrem starken Längung der buntfleckigen (Vulkanit?-)Gerölle der Sericitschiefer (deshalb «Streifensericitschiefer») von über 1:10 und einzelner quarzitischer Gerölle in etwas geringerem Ausmasse. Mikroskopisch ist sowohl in den Streifensericitschiefern als auch in den Gneisen eine starke Längung von Mineralkörnern und Aggregaten zu erkennen.

2. Jüngere Kleinfaltenachsen FA, welche eine Wellung der Schieferungsfläche und der Lineation L erzeugen und denen ein steil südfallender Faltenspiegel FS zugeordnet ist. Die Ausprägung dieser Kleinfaltenachsen tritt oft etwas zurück sowie auch ihre nur sporadisch entwickelte Achsenebenen-Orientation. Die Spur der Achsenebene SFA weicht etwas von der Senkrechten zum Faltenspiegel ab, was eine schwach asymmetrische Wellung bedingt.

Die Schieferungsfläche kann zugunsten von L ganz zurücktreten, wie das in Streifensericitschiefern der Val Vau und in Gneisen der Val Schais der Fall ist, wo reine L-Tektonite vorliegen. Da Schieferung und Längung sich in ihrer Intensität gegenseitig ablösen, ist eine gleichzeitige Anlage beider Elemente anzunehmen. Bei L-Tektoniten ist als zusätzliches Element eine flexurartige Verbiegung oder Versetzung von L an Kluftflächen zu beobachten, die genau senkrecht zur Streckungsrichtung orientiert und wahrscheinlich als gleichaltrige Zerrklüfte zu deuten sind.

---

[9]) Eindeutig positive mineralogische Anzeichen für die Grünschieferfazies in den Streifensericitschiefern konnte ich in den gesammelten Proben nicht finden, sie wären eventuell bei einer genaueren petrographischen Untersuchung der Verrucanoformation zu erwarten. Es dürfte einige Schwierigkeiten bereiten, neugebildeten Hellglimmer von detritischem zu unterscheiden.

Die Orientierung der Gefügeelemente ist die folgende, auch in Figur 13 dargestellte:

Die Schieferungsfläche bzw. der Faltenspiegel FS entspricht meistens in seiner Orientierung dem Streichen und Fallen des Scarl-Unterbaus in der Turettaskette (WNW–ESE). Erst in unmittelbarer Nähe der Gallo-Linie und in der Val Schais stellen sich aberrante Streichrichtungen ein. Der Fallwinkel beträgt in den tiefer gelegenen Aufschlüssen der Umbrailstrasse bis Kote 1700 m 10 bis 20°, stellt sich dann schnell steil und bewegt sich bis Punt Teal zwischen 45 und 70°. Die Änderung der Orientation der Schieferungsflächen an der Umbrailstrasse von Kote 1700 m weg bis nach Punt Teal geschieht um eine Achse, die mit 45° nach Südosten einfällt und eventuell identisch ist mit einer grossangelegten Flexur an der nach Südosten abtauchenden Münstertaler Aufwölbung. Dieses Umschwenken ist jünger als die Schieferungsfläche und damit auch L, fällt aber nicht mit FA zusammen und dürfte somit auch diese Faltenachsen verbiegen.

FA und L verändern ihre Orientierung innerhalb FS derart, dass beide Lineationen bei Plattatschas an der Umbrailstrasse einen Winkel von 50° in der Ebene FS einschliessen, bei Punt Teal aber einen solchen von nur 10°. Dies kann bei Punt Teal eine zur Faltenachse parallele Streckungslineation vortäuschen. Tatsächlich ist aber der Streckungslineation nirgends eine Faltenachsenrichtung zugeordnet, so dass eine Streckungslineation in der Bewegungsrichtung nicht ausgeschlossen ist.

Da die Lineation L und die Achse der flexurartigen Verbiegung von FS fast gleich orientiert sind, bleibt die Fallrichtung von L recht konstant von der Val Vau bis in die Val Schais bei 20 bis 30° östlichem bis südöstlichem Einfallen. FA fällt mit 10° bis 20° nach Westen bis Nordwesten ein, bei Punt Teal schwach nach Osten.

Es ergibt sich somit folgende Phasenabfolge:

1. Anlage von Schieferungsfläche und Streckungslineation (letztere in E-W- bis NW-SE-Richtung).
2. Verfaltung an Kleinfalten mit WNW–ESE bis W–E streichenden Achsen (relativ unbedeutend).
3. Grossräumige Verbiegung der Kleinstrukturen an einer nach Südosten abtauchenden Achse.

Alle in Phase 1 und 2 angelegten Gefügeelemente verlaufen zur Gallo-Linie bei Punt Teal diskordant; die oben erwähnte, grossräumige Verbiegung kann aber auch gleichzeitig diese Störungsfläche ergriffen haben.

b) Die karbonatische Mitteltrias im Unterbau der Scarl-Einheit

Die tektonischen Verhältnisse am Südrand des Scarl-Unterbaus, der bei Punt dal Gall an die Gallo-Linie und an das Nordende der Quatervals-Einheit stösst, wurden von Karagounis (1962) beschrieben. Aus seiner tektonischen Karte (Tf. V) geht hervor, dass sich erst in der Gegend von Jufplaun und des Piz Daint die WNW–ESE streichende, nach Südsüdwesten einfallende Schichtplatte des Unterbaus in der Turettaskette zu entwickeln beginnt. Die Trias der Turettaskette streicht also parallel zur Gallo-Linie; bei Punt dal Gall stossen aber die dort N–S streichenden Unterbaufalten diskordant an die Gallo-Linie, wo sie nicht bereits vorher in südliche Richtung ausklingen.

Die tektonischen Verhältnisse am Turettasgrat selber wurden durch DÖSSEGGER (1970) beschrieben. In der Gegend des Piz Turettas wird diese Schichtplatte an einer vermuteten, leichten Querstörung in ein E-W-Streichen abgedreht. Dies hat zur Folge, dass vorübergehend zwischen der Untergrenze der karbonatischen Untertrias und der nicht ganz so stark in E-W-Streichen abgedrehten Gallo-Linie ein Raumangebot entsteht[10]), das ein weniger steiles Südfallen der Unter- und Mitteltrias in dieser Gegend zulässt. In der Arlbergdolomitplatte nördlich Alp Praveder sichtbar und im Blockdiagramm (Tf. III) dargestellt, ist tatsächlich eine zunehmende Verflachung der Schichtplatte bis zu ihrem endgültigen Abtauchen an der Gallo-Linie zu beobachten, im Gegensatz etwa zum durch HESS (1953, Tf. VII) im Profil dargestellten, einfachen, schwungvollen und steilen Südfallen dieses Unterbaus.

DÖSSEGGER (1970) beschreibt in der Gegend des Piz Turettas annähernd isoklinale Detailfalten im kalkigen, basalen Teil des alpinen Muschelkalks mit Amplituden von wenigen Zehnern von Metern, deren Faltenachsen und Achsenebenen vorerst unverständlicherweise steil nach Osten einfallen. Wenn man diese Falten um die hier E–W-streichende Achse der Münstertaler Aufwölbung um 45–60° in die Horizontallage zurückklappt, ergibt sich folgende Orientierung: Die Faltenachsen fallen flach nach Südosten ein, die Achsenebenen sind mit 45° nach Nordosten geneigt, was eine Vergenz der Falten nach Südwesten ergibt.

Beim Übersetzen auf die südliche Talseite bei Las Clastras in der mittleren Val Vau keilt diese Schichtreihe vollständig aus, so dass die Raibler Schichten der Steilstufen nördlich des Lai da Rims sich direkt auf die Buntsandsteinformation legen (vgl. Tf. I). Im Val da la Fracha setzt die Unter- und Mitteltrias wieder ein, ist im Nordhang des Piz Lad voll entwickelt[11]) mit steilem Südfallenvon bis zu 80° (vgl. KATZ 1948) und keilt in der Val Prasürabun auf der Westseite der Val Muraunza wiederum aus. Wie in der mittleren Val Vau legen sich auch hier die Raibler Schichten direkt auf den Buntsandstein. Bei Punt Teal schliesslich fehlt die ganze karbonatische Trias bis auf Raibler-Dolomit-Fetzen von wenigen Metern Mächtigkeit.

Dieses zweimalige Auskeilen ist weitgehend durch die Intersektion dieser südfallenden und offenbar nach Süden auskeilenden triadischen Schichtplatte mit den zwei Taleinschnitten der Val Vau und der Val Muraunza bedingt. Der Stil dieses Auskeilens ist im Talausgang der Val della Fracha (östliches Seitental der mittleren Val Vau) gut zu beobachten und in Figur 14 dargestellt.

Die Beobachtung, dass nach Süden hin sukzessive Muschelkalk, Lad-Schichten, Arlbergdolomit und schliesslich die untersten Raibler Schichten mit ihrem Diabas-Gang steilstehend an einer flacher liegenden tektonischen Fläche auskeilen, lässt sich auch in der Val Prasürabun, ebenfalls auf Kote 2100 m, machen. Eine Interpretation dieser eigenartigen Schubfläche wird erst im grösseren tektonischen Zusammenhang diskutiert (vgl. S. 191).

Schubfetzen von alpinem Muschelkalk und nach SPITZ und DYHRENFURTH (1914) auch von Arlbergdolomit begleiten schliesslich als letzte Reste des karbonatischen Scarl-Unterbaus die Überschiebungsfläche der Kristallin-Schuppen des Chavalatsch-

---

[10]) Dieses vergrösserte Raumangebot lässt es auch zu, dass sich am Piz Dössradond die Schichtreihe nördlich der Gallo-Linie bis in den Hauptdolomit komplettiert.

[11]) KATZ (1948) beschreibt hier tektonische Komplikationen, die aber grösstenteils als Sackungen zu interpretieren sind.

kamms über das Münstertaler Kristallin und seine stark ausgedünnte Verrucanobedeckung auf der Südostseite des unteren Münstertals.

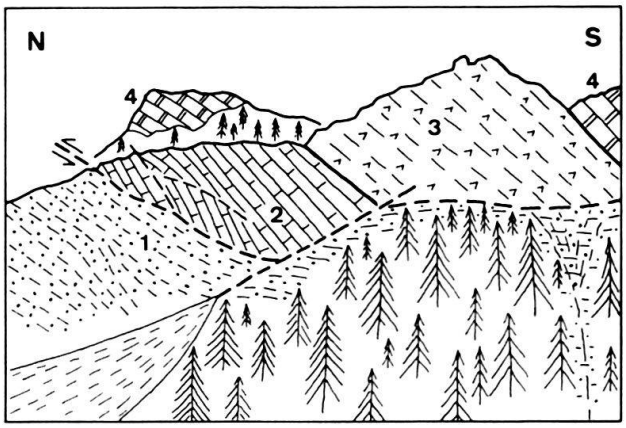


Fig. 14. Blick auf die Felswände auf der Ostseite des Talausgangs der Val della Fracha auf Kote 2000–2100 m von Westen her gesehen. *1* Verrucano-Buntsandstein. *2* Hier dolomitisch entwickelte Formation des alpinen Muschelkalks. *3* «Mittlere Rauhwacke» (KATZ 1948) bzw. «Ladschichten» (DÖSSEGGER 1970): evaporitische Entwicklung der höheren Muschelkalkformation am Piz Lad. *4* Arlbergdolomitformation. Die karbonatische Unter- und Mitteltrias fällt mit 50–60° nach Süden ein, diskordant zum flachliegenden Buntsandstein.

c) Raibler Schichten und Hauptdolomit in der Nordwand des Piz Lad und im Felsriegel nördlich des Lai da Rims

Bisherige Untersuchungen

Da die Aufschlüsse in der Lad-Nordwand einen guten Einblick in die Verhältnisse am Südrand des Scarl-Unterbaus im Kontakt zu den Umbrail-Chavalatsch-Schuppen bieten[12]), nehmen sie eine Schlüsselposition ein, die in der vorhandenen Literatur verschieden gedeutet wurde:

Bereits SPITZ und DYHRENFURTH (1914) erkannten in der Lad-Nordwand einen Zug von Hauptdolomit, der nach Osten und Westen hin auskeilend als Kern einer nach Norden geöffneten, liegenden Synklinalumbiegung gedeutet wurde. In der durch LEUPOLD (1934), STAUB (1937) und auch KATZ (1948) vertretenen tektonischen Konzeption einer mittelostalpinen Umbraildecke, welche durch eine oberostalpine Scarldecke überschoben wird, würde diese «Ladmulde» die Einwicklungsmulde der oberostalpinen Scarldecke (im Süden durch die kristallinen Klippen der Umbrailgruppe vertreten) vor und unter die Stirn der mittelostalpinen Umbraildecke darstellen: Das Klippenkristallin des Piz Lad verbände sich um diese Mulde mit dem Münstertaler Kristallin. HESS (1953) erkannte, dass die Existenz dieser «Ladmulde» als «nicht einwandfrei erwiesen» gelten kann (S. 116), und STAUB (1964), der in seiner letzten Arbeit die Scarldecke als durch die Umbraildecke überschoben betrachtete, widerrief nun ebenfalls die Existenz dieser Mulde. KELLERHALS (1965) zeichnete in seinem Profil durch die Umbrailgruppe wiederum eine Synklinalumbiegung in den Raibler Schichten, in deren Liegendem sich das Kristallin der Scarl-Teildecke mit dem der Umbrail-Teildecke (Brauliokristallin) verbindet. An der Stelle dieser Umbiegung nimmt er für die Triaszeit einen unwahrscheinlichen Faziessprung zwischen seinem «Münstertaler Becken» und der «Umbrailschwelle» an (vgl. S. 144).

Eigene Untersuchungen

Aus den folgenden, von der Val Vau ausgehend gegen Osten beschriebenen Beobachtungen geht hervor, dass eine solche «Ladmulde» tatsächlich nicht existiert: Im

[12]) Allerdings ist vielerorts mit Sackungen zu rechnen, deren Bedeutung hier soweit als möglich berücksichtigt wurde.

Felsriegel nördlich des Lai da Rims sind die Raibler Schichten in zwei Grossfalten gelegt, die nur annähernd zylindrische Umbiegungen darstellen mit zudem verschieden stark nach Ostsüdost einfallenden Achsen, weshalb das in Figur 15 gezeigte Detailprofil nur schematisch den Schichtverlauf darstellt:

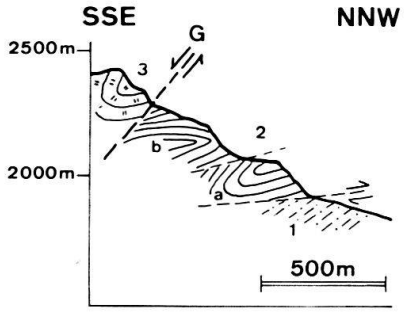


Fig. 15. Detailprofil durch den Felsriegel nördlich des Lai da Rims (Erklärung siehe Text).

Über den Buntsandstein (1) legen sich in tektonischem Kontakt direkt die Raibler Schichten (2). Diese tektonische Fläche ist identisch mit der in den Figuren 14 und 16 dargestellten Störungsfläche, an welcher Unter- und Mitteltrias des Scarl-Unterbaus nach Süden hin auskeilen. Der Liegendschenkel von Umbiegung *a* liegt normal. Diese Synklinalumbiegung, deren Achse mit 40° steil nach Ostnordost einfällt, wird von der Antiklinalumbiegung *b* diskordant überlagert. Falte *b* zeigt eine nur mit 10° nach Ostnordost einfallende Faltenachse und eine mit 15° nach Ostsüdost fallende Achsenebene, an welche sich die beiden insoklinalen Schenkel eng anschmiegen. Der Hangendschenkel dieser Umbiegung *b* schliesslich wird gegen die Gallo-Linie G hin zu deren Orientierung etwas abgelenkt und stösst an dieser Störungslinie direkt an den Hauptdolomit (3) der Pravedermulde (vgl. S. 166).

Diese beiden Falten würden sich ostwärts tief unter der Antiklinalumbiegung des Piz Mezdi fortsetzen, wenn sie nicht an einer wahrscheinlich im Schutt des Mezdi anzunehmenden Querstörung abbrechen. Dieser schönen und von den Faltenstrukturen von Figur 15 völlig losgelösten Mezdi-Falte kann eine Vergenz nach Südwesten zugeschrieben werden: die Faltenachse fällt mit 15° nach Ostsüdost ein; deren zugeordnete Achsenebene ist mit 30° nach Nordosten geneigt. Diese Antiklinalumbiegung trägt den Hauptdolomit des Piz Mezdi, der an einem stark tektonisierten, aber im Prinzip stratigraphischen Kontakt die Raibler Schichten überlagert. Dieser Hauptdolomit des Piz Mezdi, der also einer Antiklinalumbiegung aufliegt, findet seine Fortsetzung nach Osten nun im Hauptdolomit der «Ladmulde», nur auf kurze Distanz durch zwei Querstörungen unterbrochen (vgl. geologische Karte, Tf. I).

Die Situation in der Lad-Nordwand ist schematisch in Figur 16 dargestellt:

Über Buntsandstein (1), Unter- und Mitteltrias (2) folgen die Raibler Schichten (3), deren Basis eindeutig stratigraphisch mit der Mitteltrias verbunden ist (Diabaszug und «obere Rauhwacke» der Lad-Nordwand!). Der Hauptdolomit (4) legt sich auf höhere, abgeschürfte Anteile dieser Raibler Schichten (3), welche in der oberen Val Prasürabun (Westseite der Val Muraunza) in chaotische und zum Teil steilachsige Falten gelegt sind (Faltenachsen mit bis zu 80° nach Südwesten einfallend). Diese Falten stellen aber nicht direkt die Fortsetzung der Mezdi-Antiklinale dar, deren Achse ostwärts an der Gallo-Linie abbrechen muss, sie sind aber analog dieser Antiklinalstruk-

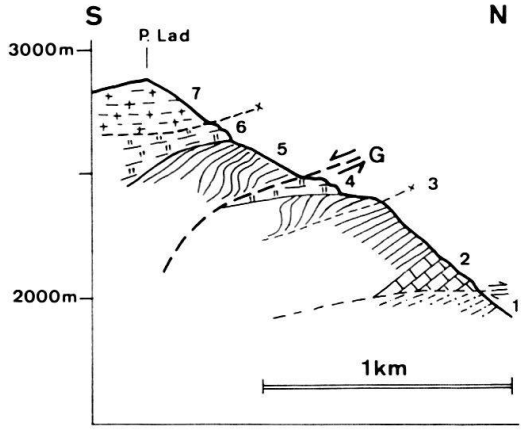


Fig. 16. Detailprofil durch die Lad-Nordwand nördlich des Ladgipfels (Erklärung siehe Text).

tur vom normalen südfallenden Scarl-Unterbau abgeschürft. Die Intersektion mit der oberen Val Prasürabun zeigt ein Auskeilen dieses Hauptdolomitspans (4) nach S hin an der Gallo-Linie (G), wie dies auch am Mezdi beobachtet wird. Bei Punt Teal schliesslich keilen auch die Raibler Schichten (3) bis auf wenige Reste an der Gallo-Linie aus. Über die tektonisch höheren Raibler Schichten (5), die am Pizzet mächtig entwickelt sind, und die nordwärts stark ausgedünnte und streckenweit fehlende Hauptdolomitplatte des Piz Umbrail (6) legt sich das Gipfelkristallin des Piz Lad (7). Einheiten 5, 6 und 7 stellen die nördliche Fortsetzung der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone dar, die sich an der hier flachliegenden Gallo-Linie eindeutig dem Scarl-Unterbau aufschiebt.

Einerseits die Detailfaltungen in den von ihrer stratigraphischen Basis abgeschürften Raibler Schichten des Scarl-Unterbaus (z. B. Mezdi-Antiklinale), andererseits diese Verdoppelung der Raibler Schichten an der Gallo-Linie sind somit für die sehr mächtige Anhäufung von Raibler Schichten in der Lad-Nordwand verantwortlich zu machen; nicht aber eine einfache, muldenartige Umbiegung der Raibler Schichten an einer «Ladmulde», im Sinne von LEUPOLD (1934).

d) Die Gallo-Linie

Bisherige Untersuchungen

Diese den Südrand des Scarl-Unterbaus begleitende, südfallende tektonische Fläche wurde durch HESS (1953, S. 111) als Gallo-Linie bezeichnet. Erstmals erkannte BÖSE (1896) diese «Verwerfung» bei Punt dal Gall. Hess verfolgte diese Linie nach Osten bis nach Punt Teal an der Umbrailstrasse. Diese Störung ist komplexer Natur und wurde in der Literatur verständlicherweise verschieden gedeutet: STAUB sah in ihr zuerst (1937) eine Überschiebungsfläche der Scarldecke auf die Quatervals-Umbrail-Decken, dann (1964) der Quatervals-Umbrail-Decken auf die Scarldecke. HESS (1953) deutete sie als «Anschub- und Prallzone» der südlichen Quatervals- und Umbrail-Elemente an die Scarldecke. SCHNEIDER (im Druck) verfolgte die westliche Fortsetzung dieser Linie ins Quatervalsgebiet und machte die wichtige Beobachtung, dass sich diese Linie aufspaltet und so ihre «Doppelnatur» offenbart: Sie streicht einerseits als Abscherungsfläche des Quatervals-Elements über den Scarl-Unterbau weiter nach Norden und verliert an Bedeutung, andererseits zieht sie als normale Verwerfung («Praspöl-Bruch») in die Terzagruppe und versetzt dort die Überschiebungsbahn des Terza-Elements auf das Quatervals-Element. KARAGOUNIS (1962), der im wesentlichen die Interpretation von Hess übernahm, erkannte östlich Punt dal Gall ebenfalls einerseits eine flach südfallende Auflagerungsfläche des Quatervals-Elements auf den Scarl-Unterbau, andererseits einen steilstehenden «Bruch», der einen abgesenkten Südflügel (Quatervals-Element) gegen einen gehobenen Nordflügel (Scarl-Unterbau) stellt.

Der weitere Verlauf der Gallo-Linie nach Osten

Wie in der tektonischen Skizze von HESS (1953, Tf. VI) dargestellt, zieht die Gallo-Linie über Mots auf die Südseite der westlichen Val Mora und wechselt gegen den Piz Dössradond hin auf die nördliche Talseite über, nachdem sie über eine längere Strecke im Talgrund der Val Mora verborgen bleibt. Bemerkenswert ist, dass nach HESS (1953) bei Mots, nach DÖSSEGGER (1970) am Piz Dössradond und nach meinen eigenen Beobachtungen am Piz Mezdi und Piz Lad nördlich der Gallo-Linie noch Hauptdolomitkeile der Scarl-Einheit erhalten sind. Bei Mots stösst die Gallo-Linie an die im Süden bereits zur Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone gehörige Serraglio-Scholle[13]); das Quatervals-Element wird also auf der Südseite dieser Linie nach Osten hin von der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone abgelöst. Mit dieser Ablösung geht auch eine Änderung in der Streichrichtung der Gallo-Linie in ein E-W- und schliesslich SW-NE-Streichen einher (vgl. Fig. 17). Die Gallo-Linie erweist sich also als recht wichtige tektonische Grenze innerhalb der Engadiner Dolomiten, indem sie die Quatervals-Umbrail-Einheit im Süden von der Scarl-Einheit im Norden abtrennt.

Die Detailbeobachtungen von DÖSSEGGER *(1970) und meine eigenen Aufnahmen*

Der Scarlunterbau-Hauptdolomit des Piz Dössradond stösst an der Gallo-Linie direkt an die Dolomitserie mit Horizonten dünnplattiger, toniger Kalke und Dolomite, analog zur Situation bei Mots. Diese tonig-kalkige Serie wurde von HESS (1953) als östlichster Vertreter des Quatervals-Elements betrachtet, aus den Ausführungen auf Seite 154 und aus Beobachtungen DÖSSEGGERS (1970) geht aber hervor, dass diese tonig-kalkigen Horizonte mit entsprechenden Serien am Piz Pala Gronda und damit auch der Serraglioscholle vergleichbar sind und als Teile der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen aufgefasst werden. Auf Dössradond spaltet sich von der Gallo-Linie eine Nebenlinie ab: die Val-Dössradond-Linie (vgl. Kap. 2b).

Die Gallo-Linie verläuft weiter ostwärts im Taleinschnitt der obersten Val Vau, auf deren Südseite überwechselnd. Das Südgefälle dieser Störungsfläche kann hier dank dem nach Norden vorspringenden Piz Dössradond (Scarl-Unterbau) zwischen Kote 2000 und 3000 m mit etwa 45° angegeben werden (vgl. Fig. 17). Von der Abspaltung der Val-Dössradond-Linie bis zum Felsriegel nördlich des Lai da Rims wird sie auf ihrer Südseite von der Pravedermulde (vgl. nächstes Kapitel) begleitet. Die begleitende Zerrüttungszone ist unter dem grossen Wasserfall des Lai-da-Rims-Abflusses erstmals wieder sichtbar: die ursprüngliche Wechsellagerung beiger Dolomite mit Tonhäuten und Tonschieferzwischenlagen (Einheit 3, Mezdi-Profil) wird zu einer tektonischen Brekzie ausgewalzt, in deren Tonschiefermatrix einzelne linsenförmige Fragmente der kompetenten Dolomitbänke schwimmen. Die Deformation ist also nicht von der Art einer Gesteinszertrümmerung an einem «Bruch», sondern die Raibler Schichten sind unter dem Hauptdolomit der Pravedermulde deutlich schiefrig ausgewalzt, was sich auch an einer besser zugänglichen Stelle beobachten lässt: über dem Weg, der von der Alp Clastras direkt zum Lai da Rims führt (zwischen Kote 2300 und 2400 m).

Die Intersektionslinie mit der Topographie steigt nun steil gegen den Piz Mezdi hin an. Südlich der Gallo-Linie wird die Pravedermulde durch Umbrailsedimente und

[13]) HESS (1953) ordnete die Serraglioscholle im Quatervals-Element ein, die hier vorgenommene Zuordnung zur Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone wird später begründet (vgl. S. 180).

schliesslich das Gipfelkristallin des Mezdi abgelöst. Auf ihrer Nordseite stösst sie direkt an die Antiklinale in den Raibler Schichten und an den nach Süden hin auskeilenden Hauptdolomit des Mezdi. Der weitere Verlauf in der Lad-Nordwand ist in Figur 16 und Tafel I festgehalten. In der obersten Val Prasürabun (Westseite der Val Muraunza) ist er stellenweise schwer festzulegen, da die Raibler Schichten des Umbrail-Chavalatsch-Elements direkt an die Raibler Schichten der Scarl-Einheit stossen (vgl. Fig. 16). Mit Sicherheit markiert aber wieder der Kristallinkeil nördlich des Pizzet (vgl. Tf. I) den weiteren Verlauf der Gallo-Linie durch ein steiles Tobel südwestlich Punt Teal bis nach Punt Teal selber. Es ist dies ein Kristallinkeil, der von KATZ (1948) als in den Muldenkern der «Ladmulde» eingewickeltes Ladgipfelkristallin gedeutet wurde und der nach meiner Auffassung analog dem Kristallin im Talausgang der Val da la Crappa in der oberen Val Mora (vgl. DÖSSEGGER 1970 und S. 170) am abgesenkten Südflügel dieser Störungsfläche nach unten geschleppt wurde. Wie in dem obenerwähnten Tobel sichtbar ist, bohrt sich dieser Keil in die Tiefe, sitzt also den Raibler Schichten nicht einfach auf.

Aus Figur 17 ist ersichtlich, dass sich die Gallo-Linie nördlich des Piz Lad flachlegt, was allerdings auch zum Teil durch grossangelegte Sackungen in Richtung Münstertal bedingt sein könnte. Zudem setzt ein südlich der Gallo-Linie verlaufender, steil südfallender Bruch (Abrutschbasis einer Sackung?) die dem Ladgipfelkristallin vorgelagerte Kristallinklippe von P. 2714 auf seiner Nordseite etwas hinunter.

Ganz eindeutig ist diese Verflachung aber östlich Punt Teal. Die an der Umbrailstrasse nahezu senkrecht stehende Gallo-Linie zieht vorerst steil ins östliche Talgehänge der Val Muraunza, um plötzlich auf gleicher Höhe verbleibend in die obere Val Schais abzudrehen. Zugleich verbreitert sich der Triaskeil von Punt Teal etwas und nimmt das mächtige Gipslager der obersten Val Schais auf. Diese Raibler Schichten von Punt Teal und der Val Schais stellen die östliche Fortsetzung des Scarl-Unterbaus und nicht etwa der Umbrailtrias in tektonisch reduzierter Mächtigkeit dar, was durch Reste von Diabas-Schiefern östlich oberhalb Punt Teal (Kote 2100 m, wo der Weg zur Alp Costainas ein gutes Profil durch den Triaskeil von Punt Teal zeigt) wahrscheinlich gemacht und durch die ebenfalls in die Val Schais weiterziehende Verrucanoformation gesichert wird.

Wie STAUB (1964) erkannte, liegt hier am Chavalatschkamm eine entscheidende Stelle für das Verständnis der Verhältnisse am Südrand der Scarl-Einheit vor. Was in der Nordwand des Piz Lad noch teilweise durch Sackungen erklärbar ist, zeigt sich hier eindeutig: die steilstehende Gallo-Linie biegt in eine flachliegende Überschiebungsfläche um[14]). Wichtig für eine Deutung dieser Umbiegung ist die Tatsache, dass die bei Punt Teal steilstehende Gallo-Linie sich nicht etwa in die Überschiebungsfläche und eine zusätzliche, steilstehende Bruchfläche aufspaltet, welche die Kristallinschuppen des Chavalatschkamms versetzen würde, analog den Verhältnissen am Westende der Gallo-Linie (SCHNEIDER, im Druck). Eine derartige Möglichkeit kann auf Grund einer genauen Prüfung auf Begehungen hier mit Sicherheit ausgeschlossen werden.

Dies alles deutet auch hier am Ostende der Gallo-Linie auf eine Zweiphasigkeit des tektonischen Geschehens hin. Es ergeben sich zwei Möglichkeiten einer Interpretation:

[14]) Erst über der Val Schais setzt die gewaltige Sackung von Taunter Portas in Richtung Münstertal ein, von der die eigentliche Umbiegungsstelle mit Bestimmtheit unberührt bleibt, was auch der grossräumige Verlauf dieser Überschiebungsbahn um den ganzen Chavalatschkamm herum zeigt.

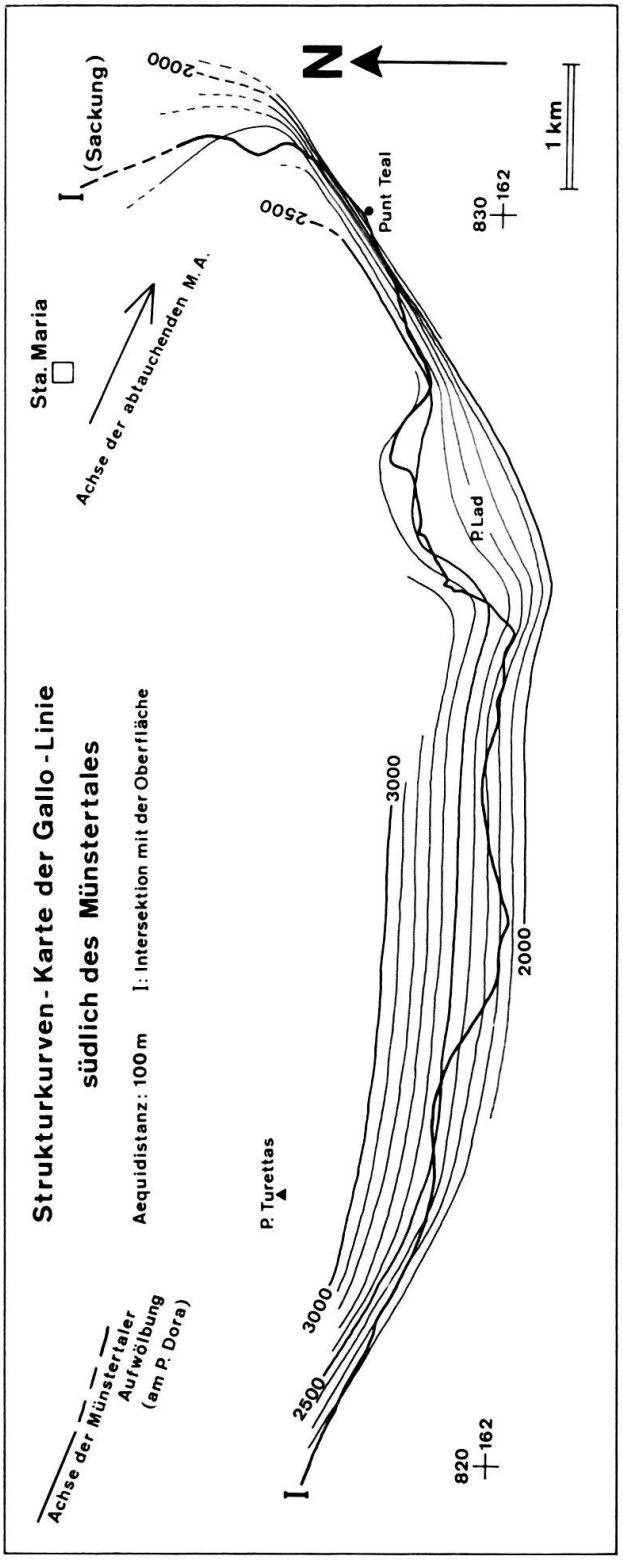


Fig. 17. Strukturkurvenkarte der Gallo-Linie südlich des Münstertals.

1. Eine präexistente Verwerfung wird durch eine spätere, separate Überschiebung des Chavalatschkristallins überschoben und zugedeckt.
2. Eine flachliegende präexistente Störungsfläche wird flexurartig verbogen.

Obwohl der zweiten Möglichkeit schon aus den hier angeführten Detailbeobachtungen (Verflachung der Gallo-Linie nicht primär in östlicher Richtung fortschreitend,

sondern vertikal nach oben, vgl. Fig. 20) der Vorzug gegeben werden muss, sprechen erst die in Kapitel B5 angeführten grösseren Zusammenhänge (Beziehung zwischen Gallo-Linie einerseits und der nach Süden auskeilenden Scarl-Einheit und der Münstertaler Aufwölbung andererseits) deutlich für die zweite Lösung.

Zusammenfassend sei noch einmal festgehalten, dass die Gallo-Linie nach Osten hin vorerst in ein W-E-, dann in ein SW-NE-Streichen abbiegt, sich zugleich im Osten nach oben hin flachlegt und am Chavalatschkamm die Überschiebungsbahn der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone auf die Scarl-Einheit darstellt. Damit zeigt sich auch hier im Osten die «Doppelnatur» der Gallo-Linie.

2. *Die Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone*

a) Die Pravedermulde, eine selbständige Struktur zwischen Gallo-Linie und Umbrail-Hauptdolomit

Im Bachlauf der untersten Val Dössradond beschreiben dünngebankte, kalkigtonige Horizonte der Hauptdolomitformation auf Kote 2250 m eine nach Norden geöffnete, liegende Synklinalumbiegung mit verkehrtliegendem Hangendschenkel (vgl. die Ausführungen S. 153). Die kalkigen Horizonte dieses Verkehrtschenkels sind in zusätzliche Detailfalten gelegt. Die Faltenachse dieser grossräumigen Umbiegung streicht nach Osten hin in horizontaler Lagerung in den nördlichen Vorbau des Praveder weiter und bricht nach Westen hin an der Val-Dössradond-Linie ab. Die stark innerhalb einer mit 20° südfallenden Ebene rotierenden Kleinfaltenachsen fallen mit der Achsenebene dieser Umbiegung zusammen.

In der Nordwand des Praveder selber lässt sich diese Synklinalumbiegung nur schwer erkennen. Die Achse streicht hangparallel weiter E–W. Die Deformation ist hier im Detail chaotisch, da mächtigere Dolomitwände zwischen imkompetent verfalteten, dünnbankigen Horizonten an Brüchen zerhackt sind. Immerhin ist von Dössradond aus erkennbar, dass sich die Umbiegung ostwärts öffnet, indem sich der Hangendschenkel in senkrechte Lagerung zurückbiegt. Erst von Osten her (Piz Mezdi) ist, wie in Figur 18 dargestellt, wieder eine eindeutige, wenn auch gestörte Umbiegung zu erkennen. Am Weg zum Lai da Rims sichtbar, keilt diese Großstruktur aber nach Osten hin aus an der Gallo-Linie und vielleicht an einer weiteren, unter dem Schutt zu vermutenden Querstörung (vgl. S. 161).

Diese parallel zur Gallo-Linie streichende Struktur wird nach Süden hin an einer nur durch wenige Schürflinge von Raibler Schichten begleiteten, ebenfalls südfallenden Störungsfläche von dem in flacher Lagerung heranstreichenden Umbrail-Hauptdolomit des Piz dal Lai und des Pravedergipfels getrennt (vgl. Fig. 18). Diese beiden Hauptdolomitserien stossen meist an einer breiten Zerrüttungszone direkt aneinander, an der Schichtmessungen unmöglich sind und deren genauer Verlauf an Ort und Stelle schwer auszumachen ist. Das Gipslager nördlich des Piz Praveder belegt diese Auftrennung aber eindeutig: An eine direkte Verbindung beider Hauptdolomitserien ist nicht zu denken, was auch der stratigraphische Befund nicht zulässt (vgl. S. 154).

Die tektonische Stellung dieser ganz vom Deformationsstil der übrigen Umbrail-Chavalatsch-Schuppen im Untersuchungsgebiet abweichenden Großstruktur beurteilte Hess (1953) anders: er sah in ihr die direkte Fortsetzung der Mezdi-Antiklinale. Auch ich dachte vorerst (Schmid 1968) an eine Stellung dieser Struktur nördlich der

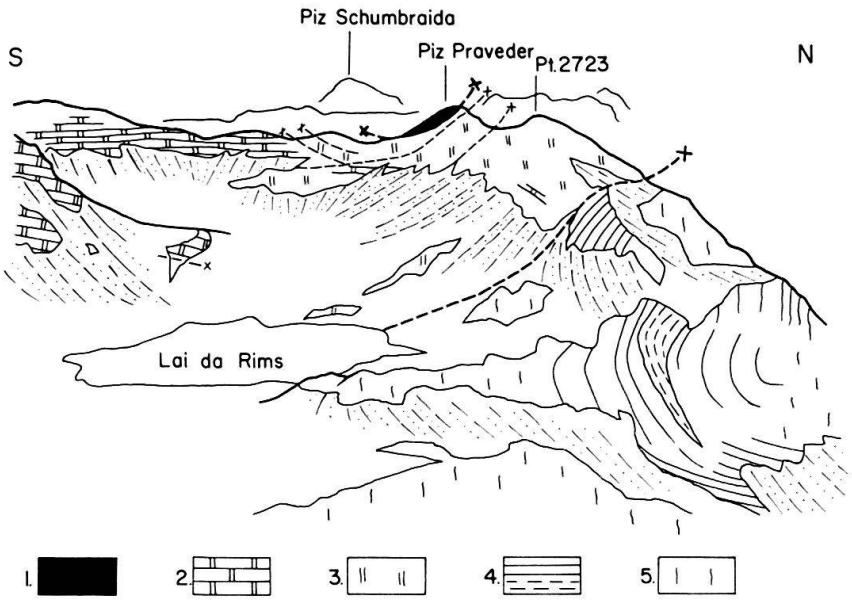


Fig. 18. Blick vom Piz Mezdi gegen den Piz Praveder. 1. Gipfelkristallin des Piz Praveder. 2. Umbrail-Hauptdolomit mit erkennbarer Schichtung. 3. Umbrail-Hauptdolomit ohne erkennbare Schichtung, unter der Kristallinüberschiebung abgeschürft. 4. Dünngebankte Dolomite mit tonigen Horizonten, muldenförmig umbiegend. 5. Massige Dolomite der Pravedermulde.

Gallo-Linie. Die Beobachtung aber, dass sich auch am Piz Dössradond und noch eindeutiger am Talausgang der Val da la Crappa kalkführende Serien südlich der Gallo-Linie einordnen, schliesst diese Interpretation aus. Zudem wird die Pravedermulde durch die Val-Dössradond-Linie, eine jüngere südliche Abspaltung der Gallo-Linie, im Hangenden abgeschnitten (vgl. folgendes Kapitel), was wiederum die geometrische Stellung dieser Struktur südlich der Gallo-Linie belegt.

b) Der Schuppenbau des Monte Forcola und die Val-Dössradond-Linie

Der Schuppenbau des M. Forcola

Spitz (1914, S. 169, Fig. 62) nahm die Ausscheidung der tektonischen Stockwerke am M. Forcola bereits bis ins Detail richtig vor, was einmal mehr die präzise Arbeitsweise dieses Geologen aufzeigt, wenn ihm auch dieser M. Forcola als «vielleicht der merkwürdigste Berg der ganzen Engadiner Dolomiten» vorkommen musste. Für das Verständnis des Baus der ganzen Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone nimmt diese Lokalität eine Art Schlüsselposition ein. Von hier ausgehend, erscheint der tektonische Bau der Umbrailgruppe und dessen Interpretation in einem neuen Licht, weshalb die Detailbeschreibung von hier ausgehend nach Osten fortschreitend erfolgt.

Dieser im Felde vorerst chaotisch erscheinende Schuppenbau zeigt einige Gesetzmässigkeiten:

1. Die Kristallin-Anteile des Schuppenbaus werden in westlicher Richtung zunehmend geringmächtiger, verschmelzen aber in östlicher Richtung zu einer einzigen Kristallinmasse, die an der Dössradond-Linie abbricht. Die sedimentären Anteile verhalten sich im umgekehrten Sinne.
2. Raibler Schichten und Brekzien an der Basis der Hauptdolomitformation liegen durchwegs an der Basis der Sedimentkeile, also an den Kontaktflächen der Sedi-

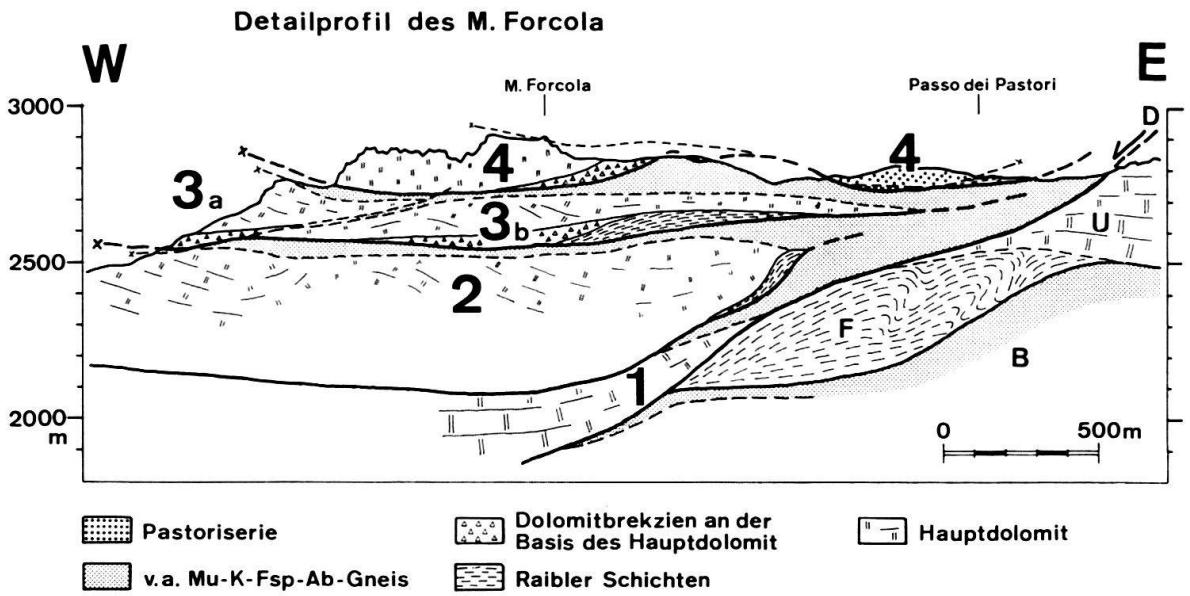


Fig. 19. Detailprofil des M. Forcola. *1* Rasch nach Norden und Osten auskeilender Quatervals-Hauptdolomit und Kristallin von Dössradond. *2* Unteres Stockwerk von Raibler Schichten, Hauptdolomit und Mu-K-Fsp-Ab-Gneisen. Westliche Fortsetzung: Tiefere Schuppen des Cuclèr da Jon dad'Onsch, welche die Kristallinschürflinge südlich des Gipfels tragen. *3* Mittleres Stockwerk von Raibler Schichten, Hauptdolomit und Mu-K-Fsp-Ab-Gneisen, auf der Westseite des M. Forcola an einem sicher jüngeren, WNW-streichenden Bruch in *3a* und *3b* unterteilt[15]). Westliche Fortsetzung: «Obere Jon-dad-Onsch, Schuppen» (vgl. HESS 1953 und Blockdiagramm auf Tf. III). *4* Kristallin der Pastoriserie, Gipfeldolomit des M. Forcola und Schubfetzen von Raibler Schichten an der Überschiebungsbahn der Pastoriserie am Passo dei Pastori. *D* Val-Dössradond-Linie. *U* Umbrail-Hauptdolomitplatte. *F* Raibler Schichten der Valle Forcola. *B* Brauliokristallin.

mentschuppen auf den Kristallinzügen. Dies lässt durchwegs eine Normallagerung dieser Sedimentpakete annehmen.

3. Die Schubflächen liegen im Prinzip flach, fallen aber von allen Seiten etwas gegen ein unter dem M. Forcola liegendes Zentrum ein. Der M. Forcola liegt in einer schüsselförmigen Eintiefung, welche weitgehend ein Abbild der ebenfalls schüsselförmigen Val-Dössradond-Linie darstellt (vgl. die weiteren Ausführungen).

Gedanklich ist diese Verschuppung als Produkt eines zweiphasigen tektonischen Geschehens aufzufassen, wobei diese beiden Phasen jedoch einem einheitlichen Bewegungsvorgang angehören können.

Phase A: Überschiebung einer Kristallinmasse über Hauptdolomit.

Phase B: Abscherung in den oberen Raibler Schichten und Verschuppung dieser Einheit – die im Liegenden aus obertriadischen Sedimenten, im Hangenden aus Kristallin bestand – an neuen, weitgehend die Raibler Schichten begleitenden Überschiebungsbahnen.

An einen stratigraphischen Kontakt Raibler Schichten–Kristallin ist aus den im zweiten Teil dieser Arbeit angeführten Gründen sedimentologischer Art nicht zu denken, abgesehen davon, dass alle diese Kontakte tektonisch ausgesprochen stark beansprucht sind und die Raibler Schichten an der Basis der Sedimentpakete oft ganz fehlen.

---

[15]) Die ganze Forcola-Nordwand ist an solchen jüngeren, steil südfallenden Brüchen zerhackt.

Stellenweise dünnen die Kristallinzüge nach Westen hin derart aus, dass nur noch ein wenige Meter breites, rostfarbenes Band mylonitisierten Kristallins vorhanden ist. Dies ist vor allem auf der Nordseite des M. Forcola gut zu beobachten, im Kristallinzug des Stockwerks 3, woraus auch der auf Seite 112 beschriebene Mylonit stammt. Ein Profil durch diesen auf 3 m Mächtigkeit reduzierten Kristallinzug (vgl. SCHMID 1968) zeigt, dass an dieser Stelle vor allem der Hangendkontakt des Kristallinzugs stark mylonitisiert ist und dass nur der Dolomit im Hangenden dieses Zugs eine etwa 1,5 m mächtige Kakiritzone aufweist.

Die Fortsetzung dieses Schuppenbaus nach Westen ist ungestört. Im Norden stösst das unterste Stockwerk 1 (hier nur noch aus dem Kristallin von Dössradond bestehend) direkt über der Abscherungsfläche der Dössradond-Linie an die Kalke der Pravedermulde. Im Osten hebt sich der Schuppenbau des M. Forcola an der Dössradond-Linie über die Umbrail-Hauptdolomitplatte hinaus.

Erst aus der Darstellung im Blockdiagramm (Tf. III) und aus der Analogie zu den Verhältnissen in der Val Tea Fondada wird die Beziehung der Forcolaschuppen zum Hauptdolomit des Schumbraida im Süden klar. An der Fuorcla Schumbraida stösst das mittlere Stockwerk (3) direkt an den Hauptdolomit des Nordost-Vorgipfels des Piz Schumbraida. Dieser Schrumbraida-Dolomit wird wohl von internen Schubflächen durchzogen (vgl. Kap. 1 b, S. 182), enthält aber keinerlei Kristallinschürflinge. Es wird später noch genauer zu begründen sein, warum der Schrumbraida-Hauptdolomit entgegen der Auffassung von HESS (1953) die östlichste Fortsetzung des Quatervals-Elements darstellt. Vom Halbfenster der Val Tea Fondada zieht jedenfalls die Überschiebungsfläche der Jon-dad'Onsch-Schuppen (und damit auch der Forcolaschuppen) auf das Quatervals-Element in die obere Val Schumbraida. Zugleich wird aber diese Überschiebungsfläche sehr steil gestellt an einer möglicherweise jüngeren, steil nordfallenden tektonischen Fläche, so dass der Hauptdolomit des Schumbraida im Prinzip steil unter die Forcolaschuppen einfällt, durch diesen vermuteten, nordfallenden Bruch nordwärts in die Tiefe gesetzt.

Die Val-Dössradond-Linie

Die Vertikalkomponente an einem durch die Val Dössradond verlaufenden Bruche müsste mindestens 400 m betragen, gemessen an der Versetzung des Kristallins der westlichen Talseite gegenüber dem Kristallin des Pravedergipfels. (HESS 1953 erkannte in dieser Störung einen Bruch, dem er aber einen Versetzungsbetrag von nur 100 m zuschrieb.) Der Verlauf der Intersektionslinie dieser tektonischen Fläche mit der Topographie lässt aber eine tektonische Trennungsfläche grösseren Ausmasses vermuten:

Auf der Ebene von Dössradond wird ein sicher anstehender Kristallinaufschluss[16]) neben und über die an dieser Störungsfläche westwärts abbrechende Pravedermulde gestellt. Im Talgrund der Val Dössradond zieht diese Linie talaufwärts und überschreitet westlich des Passo dei Pastori den Grenzgrat, um hierauf hinunterzuziehen in den Talgrund der Valle Forcola, über die nach Westen hin an ihr abbrechende Hauptdolomitplatte des Piz Umbrail und die Raibler Schichten der Valle Forcola hinweg. Eindeutig dokumentiert ist ihr weiterer Verlauf durch den bereits von POZZI (1960) bemerkten Kristallinschürfling 300 m nordwestlich der «Baita di Forcola», auf

[16]) HESS (1953) erwähnt zu Recht, dass die Kartierung eines der beiden von SPITZ und DYHRENFURTH (1914) auf Dössradond angegebenen Kristallinaufschlüsse unrichtig ist.

den mich dieser Autor anlässlich gemeinsamer Begehungen freundlicherweise aufmerksam machte. Von hier aus zieht die Val-Dössradond-Linie auf der Westseite der unteren Valle Forcola südwärts wieder etwas ansteigend an der Basis der Hauptdolomitwände des Schumbraida weiter bis in den Südabfall des M. Solena im Fraele-Tal (vgl. Kap. 16, S. 182). Sie vereint sich also mit der westlichsten Fortsetzung des «Forcolazugs» von HESS (1953), an welchem der Quatervals-Hauptdolomit des Schumbraida direkt die Stelvioschuppe und damit den ganzen Campo-Ortler-Komplex überlagert. Dieses Zusammenlaufen der Val-Dössradond-Linie mit der Überschiebungsbahn des Quatervals-Elements auf den Campo-Ortler-Komplex (Trupchun-Braulio-Linie) wird in Kapitel 1b, S. 182, noch näher zu beschreiben sein.

Auf Dössradond, wo Aufschlüsse leider nur lückenhaft sind, vereinigt sich die Val-Dössradond-Linie mit der Gallo-Linie, wofür folgende Anhaltspunkte vorliegen: Das am Grenzgrat beim Passo bei Pastori anhand der Intersektion feststellbare Einfallen der Val Dössradond-Linie mit 20–30° nach Westen biegt nordwärts in ein SW- bis SSW-Fallen unbekannter Neigung um. Die Streichrichtung fällt also hier genau mit derjenigen der Gallo-Linie in der unteren Val Mora (WNW–ESE) zusammen. Die Stelle des Zusammentreffens dürfte ungefähr beim Talausgang der Val da la Crappa in der oberen Val Mora anzusetzen sein: An dieser Stelle biegt die Gallo-Linie von einem WNW-ESE-Streichen in das E-W-Streichen ihrer östlichen Fortsetzung ab (vgl. Fig. 17), und hier befindet sich auch der «rätselhafte» Kristallinaufschluss der oberen Val Mora, der als an der hier mit der Gallo-Linie vereinigten Val-Dössradond-Linie mitgeschlepptes Kristallin aufgefasst wird und somit die vorübergehend auskeilende Fortsetzung des Kristallins von Dössradond darstellt.

So erscheint die Val-Dössradond-Linie also als eine schaufelförmige, nach Westen geneigte Abscherungsfläche. Sie stellt eine Abscherungsfläche sekundärer Bedeutung innerhalb der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone dar, an welcher das Quatervals-Element nach Osten hin endgültig abbricht und die eine Abspaltung von zwei ihr übergeordneten tektonischen Flächen darstellt: der Gallo-Linie im Norden und der Braulio-Trupchun-Linie im Süden.

Aus Figur 19 geht hervor, dass diese Abscherungsfläche mit der Detailverschuppung am M. Forcola in einem genetischen Zusammenhang stehen könnte, im Sinne einer Abschiebung in westliche Richtung, welche diese Verschuppung erzeugen oder reaktivieren würde. Die Überschiebungsbahnen der einzelnen Schuppen müssten bei dieser Annahme nach Osten hin in diese Abscherungsfläche einmünden oder zumindest sich ihr anschmiegen, was nur teilweise zu beobachten ist: Der Hauptdolomitzug von Stockwerk 3 bricht auf der Südseite des Passo dei Pastori an dieser Abscherungsfläche deutlich diskordant ab, ebenso der Hauptdolomit von Stockwerk 2 in der Val Dössradond. Gegen eine mechanisch bedeutende Rolle dieser Abschiebung im Zusammenhang mit der Verschuppung der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone spricht auch die Tatsache, dass der zum Bau des M. Forcola analoge Schuppenbau der Umbrailgruppe sehr deutlich diskordant an der Val-Dössradond-Linie nach Westen hin abbricht. Die Möglichkeit, dass ein bereits vorhandener Schuppenbau von dieser tektonischen Fläche ergriffen und am M. Forcola eventuell reaktiviert wurde, wird bei einer Interpretation des tektonischen Geschehens in Betracht zu ziehen sein, wobei diese Zweiphasigkeit aber wiederum einem einheitlichen Bewegungsablauf entsprechen kann.

c) Umbrail-Hauptdolomit und Klippenkristallin in der Umbrailgruppe östlich der Val-Dössradond-Linie

Einführendes

Als TERMIER (1905) als erster Geologe den Deckenbau der Ostalpen erkannte, waren für ihn nicht zuletzt die Beobachtungen in der Ortlergruppe und am Umbrailpass von grosser Bedeutung: «En un jour de marche, on peut, de Bormio à Santa-Maria, ou de Bormio à Ferdinandshöhe[17]), étudier les trois nappes, et constater leur superposition» (S. 247–248). Diese drei Deckeneinheiten sind: Die Ortlerdecke, die Umbraildecke und Erosionsreste einer höchsten Decke in Form der «terrains cristallins du Piz Chazfora».

Tatsächlich zeigt sich, vom Passo di Stelvio aus gesehen, der Bau der Umbrailgruppe in so grossartiger Einfachheit, dass einem geologisch ungeschulten Betrachter hier die Existenz grösserer Überschiebungsbeträge anschaulich vor Augen geführt werden kann: Das Gipfelkristallin des Piz Chazfora überschiebt die Umbrailsedimente und ihre scheinbare kristalline Unterlage (Brauliokristallin), nach Süden hin über den Piz Umbrail in die Höhe ausstreichend.

Die Sedimentplatte des Piz Umbrail und Detailverschuppungen an der Überschiebungsbahn des Klippenkristallins

Der an seinem Südende flach nach Nordwesten einfallende Umbrail-Hauptdolomit zieht von der Val Dössradond bis in die Umbrailgruppe ungestört weiter. Erst die schwankende Mächtigkeit des oft diskordant an die Grenzfläche zur kristallinen Unterlage stossenden Umbrail-Hauptdolomits und die weiter nördlich in der Gegend des Lai da Rims stark schwankenden Streichrichtungen zeugen von einer intensiven Tektonisierung. Diese intensive, spröde Deformation des Hauptdolomits äussert sich erst richtig am Aufschluss selber, wo oft keine Bankung oder Schichtung mehr erkennbar ist.

Im Westen trägt dieser Hauptdolomit die kristallinen Klippen des Piz Praveder und zwei südlicher gelegene kleine Klippen in der Nähe des Grenzgrates. Von dem mächtig entwickelten und relativ ungestörten Hauptdolomit des Piz dal Lai lösen sich gegen den Pravedergipfel hin zwei stark tektonisierte Gleitbretter ab, die keinerlei Schichtung mehr erkennen lassen (vgl. Fig. 18). Der 400 m mächtige Schichtstoss von Hauptdolomit am Piz dal Lai wird in südlicher Richtung tektonisch auf 100 m reduziert, dies über eine Horizontaldistanz von etwa 750 m. Die kleine Kristallinklippe am Piz dal Lai, von der später noch die Rede sein wird, erlaubt diese Eingabelung der Mächtigkeit auf 100 m am Grenzgrat. Dieselbe Erscheinung lässt sich auch vom Piz dal Lai aus gegen Osten beobachten. Im Querschnitt Piz Umbrail Piz Lad reduziert sich die Mächtigkeit von 300 m am Piz Umbrail nordwärts auf wenige zehn Meter. Die scheinbar grosse Mächtigkeit am Piz Umbrail ist jedoch nur durch eine Repetition der Schichtreihe bedingt. Diese Repetition wird durch einen Zug von Raibler Schichten dokumentiert. Generell kann also eine tektonische Reduktion des Hauptdolomits vom Piz dal Lai ausgehend in südlicher und östlicher Richtung festgestellt werden.

In diesem Band von Raibler Schichten in der Umbrail-Südwand entpuppte sich eine im Feld gesammelte «Tonschieferprobe» als Phyllonit kristalliner Herkunft, was die Bedeutung dieser Verschuppung erhöht. Nordwärts dünnt dieser Zug allerdings aus und wird durch Detailverschuppungen unter dem Piz Rims und dem Munt da Milli Ons abgelöst. Ein neuer, ausgewalzter Kristallinzug begleitet hier die Hauptüberschiebungsbahn des Klippenkristallins, innerhalb von Dolomiten des Liegenden

[17]) Heute: «Passo di Stelvio».

verlaufend. Im kleineren erinnern diese Verhältnisse an den M. Forcola; sie sind für die Interpretation der Verschuppung am M. Forcola im besonderen und in der ganzen Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone im allgemeinen von Bedeutung. Hier am Piz Rims zeigt es sich, dass die Detailverschuppung ein einer grösseren Kristallinüberschiebung untergeordnetes Phänomen ist, welches ohne die Annahme einer Zweiphasigkeit erklärt werden kann. Die Fortsetzung des Raibler Zuges der Umbrail-Nordwand in westlicher Richtung ist nicht mehr weit verfolgbar, da die Raibler Schichten ausdünnen und hauptdolomitinterne Schubflächen nur bei besten Aufschlussverhältnissen überhaupt erkannt werden können.

Bemerkenswert ist ferner das Vorkommen von Raibler Schichten an der Basis des Gipfelkristallins am Piz Chazfora zwischen Umbrail-Hauptdolomit und Kristallinüberschiebung (diesen Schürflingen entstammt der auf S. 150 beschriebene L-Tektonit). Im Gegensatz zu der am M. Forcola und am Piz Praveder beobachteten direkten Auflagerung der Kristallinbretter auf den Hauptdolomit begleiten hier in der Umbrailgruppe aus dem stratigraphischen Verband abgeschürfte Raibler Schichten stellenweise die Überschiebungsbahn. Dies widerspricht Punkt 2 der auf Seite 167 erwähnten Gesetzmässigkeiten des Schuppenbaus am M. Forcola, indem hier Raibler Schichten an Stelle des Hauptdolomits die Unterlage der Überschiebungsbahn des Kristallins begleiten.

Die kristallinen Klippen des Piz Chazfora und des Piz Rims sind von einer Reihe steil südfallender Brüche durchzogen, deren Versetzungsbetrag aber unbedeutend ist, wie die geringfügige Versetzung der Überschiebungsfläche des Kristallins auf den Hauptdolomit anzeigt. Sie sind eventuell im Zusammenhang mit der Einmuldung des Kristallins zwischen dem Piz Rims und dem Piz Lad in ihre sedimentäre Unterlage entstanden.

Zum Kristallinvorkommen an der Bocchetta del Lago (vgl. Tf. I)

STAUB (1964) zog eine tektonische Trennung nördlich und südlich dieses Kristallinvorkommens weiter in die Tiefe und interpretierte dieses Kristallin als an dieser Trennungsfläche verschürft. Weiter nach Osten hin streicht nach seiner tektonischen Karte (Tf. I) diese tektonische Fläche ins Liegende der kristallinen Klippen der Umbrailgruppe. Hier setzte er die tektonische Trennung zwischen Schumbraida-Quatervals-Trias und Umbrailtrias an, wobei die Bedeutung, welche Staub dieser Trennungsfläche beimass, etwas unklar bleibt, da er andernorts (S. 46) schreibt, dass die «Quatervals-Elemente mit völliger Sicherheit in die Umbraildecke des Piz Umbrail selber» einmünden. Er hat offenbar die Existenz einer tektonischen Trennung von der Art der Val-Dössradond-Linie geahnt, diese aber an der falschen Stelle angesetzt. Obwohl dieses Kristallin einer muldenartigen Eintiefung des Hauptdolomits aufliegt (analog zum Pravederkristallin!), ist mit Sicherheit eine Fortsetzung dieses Kristallins an einer Störungsfläche in nördliche oder südliche Richtung zu verneinen.

Der weitere Verlauf der Sedimentplatte des Piz Umbrail nach Norden auf der Westseite der Val Muraunza

Der Hauptdolomit des Piz Umbrail dünnt nach Norden hin zunehmend aus und wird durch Raibler Schichten in seinem Liegenden ersetzt, die südlich des Pizzet nur als Schürflinge die Basis des Hauptdolomits über der kristallinen Unterlage begleiten.

Diese Mächtigkeitsänderungen geschehen recht abrupt über das schlecht aufgeschlossene Kar von Rims Pitschen hinweg (westliches Seitental der Val Muraunza). Wohl deshalb setzten hier KATZ (1948) und HESS (1953) eine wichtige tektonische Trennung an: Katz sah hier die Stirnumbiegung der Umbraildecke, Hess die östliche Fortsetzung der Gallo-Linie, also der «Anprallzone» der Umbraildecke an die Scarldecke. Beiden blieb die Stellung eines auf der Nordseite dieses Kars aufgeschlossenen Hauptdolomitaufschlusses unklar, der aber zweifellos die nördliche Fortsetzung des Umbrail-Hauptdolomits darstellt, die in der Lad-Nordwand bereits nachgeweisen wurde (vgl. Fig. 16). Ebenso setzen die Raibler Schichten an der Basis des Hauptdolomits, die sich bereits südlich des Kars zu einem mächtigeren Band verbreitern, auf die Nordseite über. Am Pizzet sind diese Raibler Schichten zu sehr grosser Mächtigkeit angehäuft, möglicherweise bedingt durch die intensive und chaotische Verfaltung an NE-SW streichenden, also zum Streichen der Störungsfläche an der Gallo-Linie parallel orientierten Faltenachsen. Diese Raibler Schichten stossen nach Norden hin direkt an den Kristallinkeil nördlich des Pizzet und damit auch direkt an die Gallo-Linie.

d) Die Unterlage der Umbrailtrias in der oberen Valle Forcola, im obersten Brauliotal und in der Val Muraunza

Einführendes

Die Ansicht von TERMIER (1905), dass die kristalline Unterlage der Umbrailtrias (also das Brauliokristallin) die nordwärts sich mit dem Münstertaler Kristallin verbindende stratigraphische Basis der ganzen Umbraildecke im Sinne von Termier (also des ganzen Komplexes der Engadiner Dolomiten) darstelle, ist von zahlreichen Autoren immer wieder aufgegriffen worden, zuletzt in modifizierter Form von STAUB (1964), KELLERHALS (1965) und POZZI (1965). Diese Verbindung wurde statuiert, obwohl HESS (1953) auf Grund eingehender petrographischer Studien bereits zeigte, dass das Brauliokristallin nicht mit der Münstertaler Basis direkt verbunden werden kann.

Eine weitere Schwierigkeit ergab sich aus der Annahme, dass das Brauliokristallin die stratigraphische Basis der Umbrailtrias darstelle. Die Verrucano-Buntsandstein-Formationen und die gesamte karbonatische Mitteltrias fehlen an diesem Kontakt mit Ausnahme eines kleinen Vorkommens von Buntsandstein bei Punt Teal, auf das noch einzugehen sein wird. Einerseits wurde versucht, diese Schwierigkeit mit einer sekundären tektonischen Überprägung dieses stratigraphischen Kontakts zu umgehen, andererseits wurden unwahrscheinliche Faziesänderungen auf kürzeste Distanz beigezogen. HESS (1953) und STAUB (1964) versuchten auch, dieses Brauliokristallin an tatsächlich vorhandenen und «konstruierten» Triaszügen weiter zu unterteilen und nur ein dünnes Band von Kristallin als eigentliches Brauliokristallin aufzufassen.

Die hier zu begründende Annahme, dass der Kontakt der Umbrailsedimente zum Brauliokristallin prinzipiell tektonischer Natur ist, ahnte HESS (1953) bereits, als er, angeregt durch Ausführungen von SPITZ und DYHRENFURTH (1914), in seinen Schlussbetrachtungen die Möglichkeit erwähnte, dass «das Kristallin sich recht eigentlich mit fremden Federn schmücken würde» (S. 129). Das Resultat meiner Untersuchungen wird nun bestätigen, dass die oft von den Systematikern der Deckenlehre missverstandene und keineswegs rein autochthonistische Deutung von SPITZ und DYHRENFURTH (1914) im Prinzip richtig ist: eine höhere kristalline «Decke», die Schlinig-Decke dieser beiden Autoren, zerlegte die tektonisch tieferen Sedimente der Scarl-Einheit in Gleitbretter, wobei auch «die Auflagerungsfläche der Trias auf das Kristallin zur Gleitfläche werden kann» (S. 211).

Eigene Untersuchungen

Die grosse, tektonisch bedingte Anhäufung von Raibler Schichten in der Valle Forcola (vgl. Fig. 19) wird in westlicher Richtung unter der Val-Dössradond-Abscherungsfläche zu einem dünnen Zug von Raibler Schichten reduziert. Im Süden stösst sie an einem jungen Bruch direkt an die Sedimente der Stelvioschuppe, im

Osten verfingert sie sich mit den westwärts ausdünnenden Brauliokristallin in einer komplizierten Detailverschuppung. Überlagert werden die Raibler Schichten an einem ebenfalls tektonischen Kontakt durch den Hauptdolomit des Piz Umbrail.

Die Gefügemessungen in diesem Aufschluss der Valle Forcola waren nur beschränkt interpretierbar, da diese dünngebankte Dolomitserie im Liegenden des starren Umbrail-Hauptdolomits sicher inkompetent verfaltet wurden und die tektonische Begrenzung dieser Aufschlüsse nach allen Seiten hin sehr komplex ist.

Gesamthaft zeigt sich ein Umschwenken des NW-SE-Streichens von Schichtflächen, Grossfaltenachsen und Kleinfaltenachsen an der Basis der Aufschlüsse bei der Baita di Forcola in ein SW-NE-Streichen dieser Elemente in östlicher Richtung fortschreitend und zugleich auch nach oben, gegen die Überschiebungsfläche des Umbrail-Hauptdolomits hin. Es wurde bereits bei der stratigraphischen Beschreibung dieser Raibler Schichten erwähnt, dass die Dolomitbänke an der Basis dieses Aufschlusses sich zunehmend steiler stellen gegen Norden, um schliesslich in ein Südfallen umzukippen, und dass tektonische Repetitionen in diesen Raibler Schichten vorliegen müssen. Meistenorts werden diese SW–NE streichenden Umbiegungen von der Überschiebungsfläche an der Basis des Umbrail-Hauptdolomits diskordant abgeschnitten. Es kann nirgends beobachtet werden, dass ältere Falten durch jüngere überprägt würden. Dasselbe Umschwenken eines NW-SE-Streichens im Westen («Quatervalsstreichen») in ein SW-NE-Streichen im Osten («Umbrailstreichen») wird auch im Grossbereich der gesamten südlichen Engadiner Dolomiten beobachtet und wird erst zusammenfassend beurteilt werden können.

Von grosser Wichtigkeit für die Beurteilung der tektonischen Stellung dieser Raibler Schichten der Valle Forcola und für die Natur des Kontaktes zwischen Umbrail-Hauptdolomit im Hangenden und Brauliokristallin im Liegenden sind die ostwärts gegen die Punta di Rims hinaufziehenden, basalen Verschuppungen unter der Überschiebungsfläche des Umbrail-Hauptdolomits. Es zeigt sich südlich der Punta di Rims gutaufgeschlossen und eindeutig, in der Valle Forcola in einer komplizierten Verfingerung, dass der Umbrail-Hauptdolomit nicht von der gipsführenden Fortsetzung dieser Raibler Schichten der Valle Forcola direkt unterlagert wird, sondern von einem ausgewalzten Phyllonitzug. Dieser höhere Kristallinzug endet keilförmig in den östlichsten, ebenfalls gipsführenden Raibler Schichten der Valle Forcola. Die Hauptmasse des Kristallins im Liegenden dieser Raibler Schichten zieht einerseits südwärts weiter, die Kristallinklippen des Pedenolo-Plateaus und des M. Braulio aufbauend, andererseits nördlich des bereits erwähnten Bruches im Talgrund der Valle Forcola ausdünnend unter die Raibler Schichten der Valle Forcola, die hier zusammen mit den Raibler Schichten im abgesenkten Südflügel des Bruches neben die Sedimente der Stelvioschuppe gestellt werden.

Hess (1953) hat diesen Zug von Raibler Schichten «Forcolazug» benannt und ihn weiter nach Osten in die Val Muraunza und den Triaszug am Piz Val Gronda verfolgt (vgl. folgendes Kapitel). Staub (1964) zog diesen «Forcolazug», den er als ausgewalztes Südende der Scarldecke ansah, auf den Umbrailpass weiter und verband ihn mit der «Goldseetrias»[18]). Dieser Triaszug sollte sich schliesslich um den ganzen Chavalatschkamm herum mit der Scarltrias im Münstertal verbinden.

[18]) Ein Vorkommen von Triasdolomiten inmitten des Brauliokristallins nordöstlich des Passo di Stelvio.

Es zeigt sich aber, dass dieser «Forcolazug» eine für grosstektonische Korrelationen völlig ungeeignete Detailverschuppung darstellt, die ostwärts schnell ausdünnt, in eine kristallininterne Schubfläche (vgl. S. 116) überleitet und zudem einen anderen Verlauf nimmt. Diese Scherfläche zieht östlich der Punta di Rims steil in die Tiefe gegen die Paßstrasse des Stelvio hin (vgl. geologische Karte, Tf. I). Der abweichende Verlauf dieses «Forcolazugs» bei Hess und Staub ist dadurch bedingt, dass diese Autoren ein Vorkommen von dolomitischem, etwas zementiertem Moränenschutt am Weg vom Umbrailpass zur Bocchetta di Forcola (1 km westlich des Zollhauses, Kote 2600 m) als Rauhwacke der Raibler Schichten ansahen.

Die tektonische Auflagerung des Umbrail-Hauptdolomits auf den höheren, in östlicher Richtung schnell an Mächtigkeit zunehmenden Kristallinzug wird anschaulich demonstriert durch die nach Nordwesten fallenden Hauptdolomitbänke, die diskordant an ihre nun zum Grenzgrat südöstlich des Piz Umbrail weiterstreichende Überschiebungsbahn stossen. Von der Landesgrenze bis zur Punta di Rims brechen immer höhere Anteile der Umbrailtrias an der Überschiebungsbahn ab. Südöstlich des Piz Umbrail brechen die auf Seite 144 beschriebenen Dolomitbrekzien ebenfalls diskordant an der Überschiebungsbahn ab; bis in die Valle Forcola grenzt der Hauptdolomit des Piz Umbrail direkt an den höheren Kristallinzug.

Nordwärts zieht nun dieser Kontakt von der Landesgrenze weg weiter in die Val Muraunza, vorerst von einer Sackung überdeckt und dann den immer mächtiger werdenden Raibler Zug an der Basis des Umbrail-Hauptdolomites begleitend, der sich schliesslich zur riesigen Anhäufung von Raibler Schichten am Pizzet verbreitert. Dieser Raibler Zug nimmt eine tektonisch höhere Stellung ein als die Raibler Schichten des «Forcolazuges». Nördlich des Kars von Rims Pitschen stellt sich dieser Kontakt aber plötzlich steil (nach Nordwesten fallend) und schliesslich senkrecht, bis er bei Punt Teal an der Gallo-Linie abbricht.

Hier treten an einem NE–SW streichenden, senkrecht stehenden Bruch, der in die Raibler Schichten des Pizzet weiterstreicht und diese Überschiebungsbahn nur sekundär steilstellt, die bereits erwähnten Schubspäne von Buntsandstein auf. KATZ (1948) ist die Existenz dieser nur wenige Meter mächtigen Linse von Buntsandstein nicht entgangen. Dieses Vorkommen von Buntsandstein, welches vom Nordflügel der Gallo-Linie stammen muss, wurde an diesem mit der Gallo-Linie zusammenlaufenden Bruch mitgeschleppt. Der Buntsandstein liegt nicht direkt am Kontakt Kristallin–Raibler Schichten, sondern unweit davon in der Fortsetzung des Bruches in die Raibler Schichten des Pizzet. Dieser Bruch muss, der Verschleppung von Buntsandstein zufolge, eine beträchtliche Horizontalverstellung bewirkt haben. Zudem hat er mit seiner Vertikalkomponente die Raibler Schichten des Pizzet neben das Kristallin gestellt. Andererseits ist keine Verstellung der hier in spitzem Winkel ebenfalls SW–NE streichenden Gallo-Linie an diesem Bruche feststellbar, was die Annahme einer Abpaltung der Gallo-Linie berechtigt.

Der Kontakt zwischen der Umbrailtrias und ihrer kristallinen Unterlage ist also tektonischer Natur. Er unterscheidet sich nicht prinzipiell von entsprechenden Kontakten am M. Forcola. Das Brauliokristallin ist somit zusammen mit den Kristallinklippen der Umbrailgruppe Bestandteil einer einheitlichen Schuppenzone, der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone.

e) Die Ostseite der Val Muraunza

Der Gegensatz beider Talseiten in ihrem geologischen Aufbau lässt hier im Talgrund vorerst eine grosse Querstörung vermuten; dies vor allem, wenn man feststellt – nur die Veränderungen im Nord-Süd-Profil zu beiden Talseiten berücksichtigend –, dass die ganze Umbrailtrias auf der östlichen Talseite fehlt. Bei Punt Teal stösst zudem anstelle der Raibler Schichten des Pizzet auf der östlichen Talseite direkt das Brauliokristallin an die Gallo-Linie. Bei der Betrachtung eines Ost-West-Profils zeigt es sich jedoch, dass sich der Bau der Ostseite der Val Muraunza in kontinuierlicher Weise aus den bereits beschriebenen tektonischen Tendenzen der Umbrailgruppe ergibt:

- Die Abscherungsfläche des Umbrail-Hauptdolomits über dem «Brauliokristallin» zeigt westlich der Val Muraunza ein Nordwestgefälle, welches die Umbrailtrias ohne Annahme einer Querstörung über den Gipfel des Piz Val Gronda hinwegstreichen lässt.
- Die am M. Forcola im kleinen gemachte Feststellung eines Ausdünnens sedimentärer Gleitbretter in östlicher Richtung lässt sich auch im Querschnitt Val Dössradond–Val Muraunza in der Umbrailtrias machen, und es wäre östlich der Val Muraunza eigentlich zu erwarten, dass dieses sedimentäre Gleitbrett zwischen dem Kristallin der Klippen und dem Brauliokristallin zu geringer Mächtigkeit ausdünnt und sich schliesslich in eine kristallininterne Scherfläche auflöst.

Diese vermutete Fortsetzung der Umbrailtrias nach Osten lässt sich tatsächlich aufzeigen. In der bis heute einzigen umfassenden Beschreibung der Geologie des ganzen Chavalatschkamms hat HAMMER (1908a) festgehalten, dass die Trias am Fallaschjoch in ihrer tektonischen Stellung zur Umbrailtrias «homolog» ist. Dieser deutlich nach Norden einfallende und schnell ausdünnende Triaskeil[19]), am Fallaschjoch selber verdoppelt, zieht westwärts weiter und erreicht südwestlich des Piz Chalderas die nordöstliche Ecke der geologischen Karte (Tf. I). Dieser weitere Verlauf des Fallaschjochzugs ist schlecht aufgeschlossen, war aber mit einer detaillierten Untersuchung nachweisbar dank einiger Aufschlüsse von Triasgesteinen. Der Aufschluss auf Alp Prasüra (vgl. Karte von SPITZ und DYHRENFURTH 1914: «Muschelkalk» und «Buntsandstein»: es handelt sich in Wirklichkeit um einen Dolomit unbekannter Stellung, vergesellschaftet mit Phylloniten) verbindet sich als Fortsetzung der Trias des Fallaschjochs mit den bereits auf unserer Karte (Tf. I) dargestellten Aufschlüssen westlich des Piz Chalderas (Raibler Dolomit und Gips, eindeutig nicht zur Trias der Val Schais gehörend). Auf der Ostseite des Grenzkamms beim Fallaschjoch dünnt dieser Triaszug jedoch schnell aus und setzt sich eventuell in einer der zahlreichen, isolierten Triaslinsen fort (vgl. HAMMER 1908a und ANDREATTA 1951, Blatt Cevedale C.I.). Die Fortsetzung dieses Triaszugs nach Süden hin wurde von SPITZ und DYHRENFURTH (1914) irrtümlicherweise in der Trias des Piz Val Gronda gesucht. Die Trias des Fallaschjochs streicht aber südwärts weit über die südlicheren Kristallinareale hinaus in die Luft.

Die analoge tektonische Stellung von Fallaschjochtrias und Umbrailtrias lässt sich nicht beweisen, doch bestehen Anhaltspunkte für diese Annahme:

- Die Trias am Fallaschjoch trägt das Kristallin des Piz Minschuns–Piz Chalderas, ein Kristallin, das petrographisch weitgehend identisch ist mit demjenigen zwi-

[19]) Dolomite unbekannter stratigraphischer Stellung und eindeutige Raibler Dolomite.

schen Piz Rims und Piz Lad (vgl. S. 129), also tektonisch im Hangenden der Umbrailtrias.

- Die Trias am Fallaschjoch streicht nach Süden hin über ihre tektonische Unterlage in die Luft, analog zur Situation südlich des Piz Umbrail.
  Ein zweiter Triaszug, der von SPITZ und DYHRENFURTH (1914) bereits kartiert wurde und dessen Existenz von LEUPOLD (1934) zu Unrecht bestritten wurde, begleitet nur lückenhaft eine steil nordfallende Scherfläche südlich des Piz Val Gronda, deren östliche Fortsetzung im Val Constainas nicht mehr von Trias begleitet ist (vgl. Fig. 20). Diesemit 30° gleich der Trias am Fallaschjoch nordfallende Scherfläche ordnet sich also im Liegenden der Fallaschjochtrias ein.

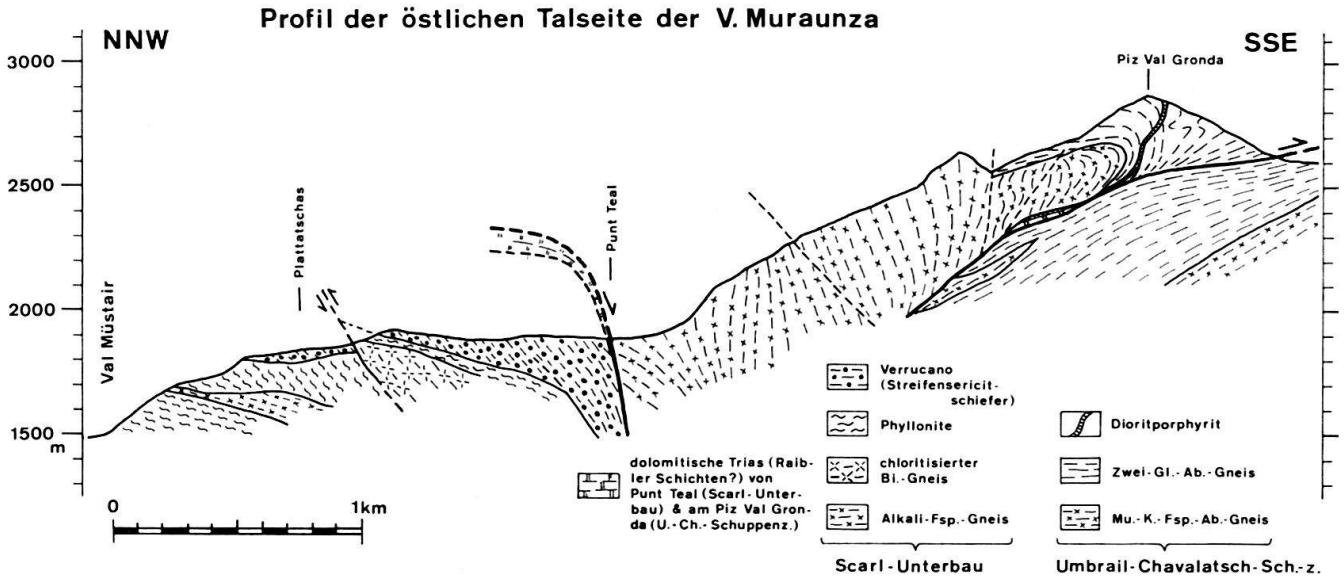


Fig. 20. Profil der östlichen Talseite der Val Muraunza.

Der Dioritgang des Piz Val Gronda (vgl. S. 126) stösst nach unten hin in senkrechter Lagerung diskordant an diese Scherfläche und begleitet den Triaszug in verschieferter Form weit gegen die Val Muraunza hinunter. Zusammen mit der in Figur 20 dargestellten, nach Norden geschlossenen «Stirnumbiegung» von Mu-K-Fsp-Ab-Gneisen mit E–W streichender Achse ergibt sich hieraus eine eindeutige Relativversetzung des höheren Kristallins nach Süden hin über das Kristallin im Liegenden dieser Scherfläche hinweg. Dass diese «Stirnumbiegung» in ihrer Streichrichtung sich nach Osten fortsetzt in die Val Costainas, unterstreicht ihre Bedeutung und macht es wahrscheinlich, dass diese Umbiegung zusammen mit der Anlage dieser Scherfläche entstand. In nördlicher Richtung, von dieser Scherfläche weg, verliert sich aber diese Umbiegung sehr schnell: dort stossen die vertikal stehenden und steil südfallenden Mu-K-Fsp-Ab-Gneise diskordant an die nordwärts sich flachlegenden Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise des Hangendschenkels dieser «Stirnumbiegung». Das Alter und die Natur dieser Diskordanz konnten nicht abgeklärt werden; sie muss aber eindeutig älter sein als die erwähnte alpine Scherfläche und die zugeordnete Umbiegung, denn an der Umbiegungsstelle selber ist diese Diskordanz völlig überprägt.

Mit steilem Südfallen, gelegentlich in ein Nordfallen überkippend, stossen diese Gneise im Hangenden des Triaszugs des Piz Val Gronda diskordant an die Gallo-

Linie bei Punt Teal. Die Gneise, welche östlich Punt Teal auf Kote 2100–2300 m an die Gallo-Linie stossen, zeigen eine grossräumige, sich an die Gallo-Linie anschmiegende, synforme Umbiegung, auch erkennbar an der Stoffgrenze zwischen Mu-K-Fsp-Ab-Gneisen und Zweiglimmer-Plagioklas-Gneisen (vgl. geologische Karte, Tf. I).

Leider lässt sich die Existenz weiterer nordfallender kristallininterner Scherflächen an den durch SPITZ und DYHRENFURTH (1914) kartierten Stoffgrenzen zwischen «Phyllitgneisen» und «Muskovitgranitgneisen» südlich dieser gesicherten alpinen Scherfläche des Piz Val Gronda vorläufig nur vermuten; diese wären erst mit einer genauen petrographischen Untersuchung nachzuweisen oder zu verwerfen.

Die westliche Fortsetzung des Triaszugs des Piz Val Gronda lässt sich im schlecht aufgeschlossenen westlichen Gehänge der oberen Val Muraunza nicht verfolgen. Ein Zusammenlaufen mit dem Raibler Zug der Valle Forcola ist aus geometrischen Gründen etwas unwahrscheinlich. Jedenfalls ist die geometrische Situation beider Triaszüge in bezug zur Umbrailtrias bzw. zur Trias des Fallaschjochs dieselbe: Beide Triaszüge belegen die Existenz kristallininterner Scherflächen alpinen Alters im Liegenden des Umbrail-Hauptdolomits.

Diese im grossen Maßstab klaren geometrischen Beziehungen über die Val Muraunza hinweg sind aber bei Punt Teal im Detail stark gestört:

Aus der geologischen Karte (Tf. I) ist sofort ersichtlich, dass die Trias des Fallaschjochs über die in flachere Lagerung abdrehende Gallo-Linie hinwegzieht (etwa auf Kote 2400 m über die Gallo-Linie hinwegziehend und slch eventuell mit dem Schaiszug und der Gallo-Linie nach Norden hin vereinigend). Die Raibler Schichten des Pizzet aber stossen, bis fast nach Punt Teal hinunter aufgeschlossen, etwa bei Kote 1900 m an die Gallo-Linie, und nur die Hauptdolomitplatte des Piz Umbrail zieht am Piz Lad analog zur Trias des Fallaschjochs über die Gallo-Linie hinweg Diese Asymmetrie beider Talseiten ist hier nur teilweise durch das allgemeine Westfallen der Umbrailtrias über die Val Muraunza hinweg erklärbar (vgl. die E-W-Profile in Tf. III). Sie ist wahrscheinlich aber grossenteils durch den im vorigen Kapitel bereits erwähnten Bruch bedingt, den wir als Abspaltung der Gallo-Linie aufgefasst haben und an dem die Raibler Schichten des Pizzet in die Tiefe gesetzt werden. Als dritter Faktor neben dieser Vertikalverstellung und dem allgemeinen Westfallen der Umbrailtrias ist auch das Auskeilen der Raibler Schichten des Pizzet zwischen der Gallo-Linie selber und ihrer Abspaltung in östliche Richtung für diese Asymmetrie verantwortlich, durch die sicher nicht unwesentliche Horizontalverstellung an diesem Bruch hervorgerufen. Das allgemein feststellbare Auskeilen von Sedimentzügen in östlicher Richtung kann schliesslich ebenfalls zur Erklärung beigezogen werden. Es sind nun aber derart viele Faktoren miteinander für diese Assymmetrie verantwortlich gemacht worden, dass die Bedeutung jedes einzelnen dieser Faktoren nicht mehr abgeschätzt werden kann. Tatsache bleibt, dass keinerlei positive Anzeichen für eine Querstörung im Talgrund der Val Muraunza existieren. Dies belegen auch die hier am tiefsten in den Talgrund vordringenden Aufschlüsse von Kristallin zu beiden Talseiten, deren auf der Ostseite steil südfallende S–Flächen (vgl. Fig. 20) nur unwesentlich in ein ebenfalls steiles Südostfallen der Westseite abbiegen.

Neu ist aber, durch das Dominieren der kristallinen Anteile in den Umbrail-Chavalatsch-Schuppen bedingt, der ganze tektonische Stil: Es ist anzunehmen, dass hier am Chavalatschkamm sich vermehrt ältere Strukturen im Kristallin bemerkbar

machen, die vorläufig nur bei Anwesenheit der für die ganze Gegend vom Piz Chavalatsch bis zum Passo di Stelvio so typischen schmalen Triaszüge von alpinen Strukturen auseinandergehalten werden können.

Neu ist ferner der Nachweis südvergenter Überschiebungen an nordfallenden Scherflächen, die wesentlich steiler einfallen als die in der Umbrailgruppe festgestellten alpinen Überschiebungsbahnen, die dann aber wieder an den Bau des M. Solena und des Schumbraida erinnern, der noch zu beschreiben sein wird.

B. Der Bau der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone ausserhalb des engeren Untersuchungsgebiets und ihre Beziehung zu den anderen tektonischen Einheiten der südöstlichen Engadiner Dolomiten

Die in diesem Kapitel angeführten Informationen sind grossenteils Untersuchungen anderer Autoren, die jeweilen zitiert werden, und Diskussionen mit meinen Studienkollegen sowie mit meinem verehrten Lehrer Prof. R. Trümpy zu verdanken[20]). Sie wurden nur teilweise durch Begehungen nachgeprüft oder revidiert. Zudem lassen sich die hier angeführten Beobachtungen nicht mehr strikt von Interpretationen trennen, einerseits weil die Geologie dieser Gebiete vielerorts nur lückenhaft bekannt ist; andererseits wird aus der Not eine Tugend gemacht, indem versucht wird, die in Kapitel C zu gebende Interpretation der Tektonik induktiv einzuleiten, die ohne die hier etwas weit über das engere Untersuchungsgebiet hinausgehenden Beschreibungen unverständlich bleiben müsste.

1. *Die westliche Fortsetzung der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone*

a) Die Auflagerung der westlichsten Anteile der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone auf die östlichste Fortsetzung der Sedimente des Quatervals-Elements

Wie im Blockdiagramm von Tafel III dargestellt, überlagert die Schuppenzone des M. Forcola und des Cuclèr da Jon dad'Onsch im Halbfenster der Val Teafondada die hier nordwärts einfallenden, kalkführenden Sedimente des Quatervals-Elements (Prà-Grata-Schichten oder evtl. bereits Quatervalsschichten). Diese Überschiebungsfläche, die nördlich des Piz Schumbraida an einem steil nordfallenden Bruch überprägt oder versetzt ist, legt sich in westliche Richtung flacher und fällt in der Val Teafondada mit 20° Neigung nach Nordnordwesten ein, was durch eine Klippe südlich der Val Teafondada am M. Cornaccia belegt wird. Die Überschiebungsfläche wird in der Val Teafondada durch Schürflinge von Raibler Schichten und Kristallin, am M. Cornaccia und am Passo di Val Paolaccia nur von Kristallin (vgl. S. 129) begleitet. Am M. Cornaccia ist sehr schön die Winkeldiskordanz zwischen dem nach Südsüdwesten fallenden Gipfeldolomit mit den nur schwach diskordant zur Überschiebungsfläche nach Nordnordosten einfallenden Serien des Quatervals-Elements sichtbar. Die Überschiebungsfläche ist weiter nach Westen verfolgbar auf der Südseite des Grenzgrats, wird

[20]) 1970 fand unter der Leitung von Prof. R. Trümpy und unterstützt durch die eidgenössische Nationalparkkommission ein Kolloquium statt, welches die Tektonik der Engadiner Dolomiten zum Thema hatte. Wesentliche Diskussionsbeiträge wurden von Prof. R. Pozzi, Dr. H. Eugster, Dr. K. Karagounis, Dr. M. Kobel, W. Klemenz, R. Dössegger, W. H. Müller und J. Schneider vorgetragen.

aber nicht mehr von Kristallinschürflingen begleitet. Ihr weiterer Verlauf in die unterste Val Mora ist dennoch gesichert, denn der basale Hauptdolomit der Murtarölschuppen legt sich wie am M. Cornaccia diskordant auf die kalkführenden Serien des Quatervals-Elements. Beim Überqueren der Val Mora, auf deren Westseite diese Überschiebungsbahn ziemlich genau an den Gipfel der Cima del Serraglio hinaufzieht, ist ein Nordostfallen der Überschiebungsfläche mit 25° anhand einer Intersektion konstruierbar. Auch diese tektonische Fläche zeigt also das schon an der Gallo-Linie beobachtete Umschwenken von einem Nordoststreichen im Osten zu einem Nordweststreichen im Westen. Gleichzeitig dünnen in westlicher Richtung die Kristallinschürflinge des M. Cornaccia vollständig aus, und an der Cima del Serraglio werden schliesslich die rein dolomitischen und wahrscheinlich unternorischen Sedimente der Murtarölschuppen durch die kalkführenden Serien der Serraglioscholle abgelöst im tektonisch Hangenden des Quatervals-Elements (vgl. HESS 1953). Die Auflagerung der Serien der Serraglioscholle an einer Überschiebungsbahn auf die ebenfalls kalkführenden Serien der Quatervals-Einheit wurde von HESS (1953) erkannt und zeigt eine Winkeldiskordanz zwischen den steiler nach Nordosten einfallenden Serien der Serraglioscholle und ihrer Unterlage.

Diese sehr klare geometrische Beziehung zwischen dem Quatervals-Element einerseits und den Murtarölschuppen und der Serraglioscholle andererseits wurde von HESS (1953) so gedeutet:

Er sah in der Serraglioscholle wohl aus stratigraphischen Gründen nicht die Fortsetzung der Murtarölschuppen nach Westen, sondern eine höhere Abspaltung des Quatervals-Elements. Das Quatervals-Element und somit auch die Serraglioscholle vereinigte er zusammen mit dem Ortlerkomplex zu seinem «Ortlersystem». Diese tektonische Trennung hoher Ordnung zwischen Serraglioscholle und Murtarölschuppen (d.h. der westlichen Fortsetzung der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone) erweist sich aber geometrisch als nicht existent, aus folgenden Grunden:

- Die Auflagerungsfläche der Serraglioscholle auf das Quatervals-Element ist geometrisch identisch mit der Auflagerungsfläche der Murtaölschuppen auf das Quatervals-Element.
- Nördlich des Piz Pala Gronda ist die östliche Fortsetzung der Serraglio-Scholle aufgeschlossen (auch von HESS 1953 so interpretiert): Aus den Tafeln I und II (HESS 1953) und auch in der Natur ist klar ersichtlich, dass zwischen den dolomitischen Anteilen der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone und den stratigraphisch jüngeren, kalkführenden Sedimenten der Serraglioscholle keine tiefgreifende tektonische Trennung besteht. Die E–W streichenden Falten am Piz Pala Gronda[21]) erfassen sowohl die Dolomite der Murtarölschuppen als auch die östliche Fortsetzung dieser Serraglioscholle. An einem nur schwach tektonisierten Kontakt ziehen diese kalkführenden Serien vor der nach Norden stirnenden «Pala-Gronda-Falte» (vgl. HESS 1953, Tf. II) in den Talgrund der Val Mora, in senkrechter und schwach in ein Südfallen überkippter Lagerung, vor dem Erreichen des Talgrunds aber synform wieder in ein Nordfallen zurückbiegend. Es wäre allerdings nur mit

[21]) Die Achsenrichtungen pendeln um ein E-W-Streichen; das von HESS (1953, S. 126) angegebene SW-NE-Streichen ist nur für die südlichsten dieser Umbiegungen zutreffend.

detaillierten stratigraphischen Untersuchungen strikt zu beweisen, dass dieser Kontakt zwischen den rein dolomitischen Murtarölschuppen und der kalkführenden Serraglioscholle hier stratigraphischer Natur ist. Die von Hess in Tafel II gegebeneAuftrennung dieser einheitlichen Umbiegung in «Murtarölschuppen». «Pala-Gronda-Falte» und «Serraglioscholle» ist jedenfalls sicher künstlich.

Damit erweist sich hier die Serraglioscholle als Teil der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen. Wenn nicht ein verfalteter tektonischer Kontakt zwischen tieferen Murtarölschuppen und höherer Serraglioscholle vorliegt, was sehr unwahrscheinlich ist, entspricht die Serraglioscholle einem westlichen Anteil der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone, in welchem die jüngeren, kalkführenden norischen Formationen, welche im Umbrailgebiet aus tektonischen Gründen fehlen, vorliegen.

Die Serraglioscholle lässt sich also auch hier am Piz Pala Gronda keinesfalls im Liegenden der Murtarölschuppen einordnen. Am Serragliograt müssen vielmehr die rein dolomitischen Murtarölschuppen westwärts auskeilen, womit die Serraglioscholle sich direkt auf das Quatervals-Element legt.

Da die Aufschlüsse im Talgrund der Val Mora spärlich sind, ist nur anzunehmen, dass diese kalkführenden Serien nördlich des Piz Pala Gronda synklinal umbiegen und hierauf an die Gallo-Linie stossen, analog zur Situation am Serragliograt. Eine direkte Verbindung mit den Kalken am Talausgang der Val della Grappa wurde von Dössegger (1970) wohl zu Recht vermutet. Sollte die wahrscheinliche Synklinalumbiegung in der Val Mora tatsächlich zutreffen, so ergibt sich für die östliche, verfaltete Fortsetzung der Serraglioscholle eine zur Pravedermulde homologe tektonische Situation. Beide Synklinalumbiegungen werden aber von derVal-Dössradond-Linie voneinander getrennt (vgl. S. 170). Zudem wird die Pravedermulde an einem sicher tektonischen Kontakt durch den Hauptdolomit der Umbrailtrias überfahren, im Gegensatz zu der am Piz Pala Gronda festgestellten Konkordanz zwischen Murtarölschuppen und Serraglioscholle (vgl. S. 180).

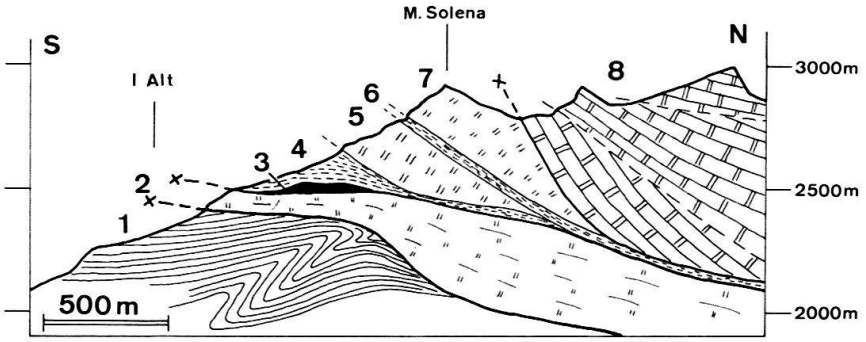


Fig. 21. Profil durch den M. Solena und den Westgrat des Piz Schumbraida. *1* Dünngebankte Serien des Norian und des Rhaetian («Dolomia del Cristallo» und «Formazione di Fraele», vgl. Gelati und Allasinaz 1964), kompliziert verfaltet (vgl. S. 185). *2* Massiger Hauptdolomit der Stelvioschuppe. *3* Kristallin von I Alt. *4* Raibler Schichten, das auf S. 138 erwähnte Diabasvorkommen enthaltend. *5* Hauptdolomit der tieferen Solenaschuppe, stark tektonisiert, ohne erkennbare Schichtung. *6* Höherer Zug von Raibler Schichten. *7* Hauptdolomit der höheren Solenaschuppe, ebenfalls stark tektonisiert. *8* Hauptdolomit des Piz Schumbraida, mit gut erkennbarer Bankung. Deutung: Über den Ortlerkomplex (*1* und evtl. *2*) legen sich die Schuppen des M. Solena (evtl. *2*, ferner *3–7*), die ihrerseits vom Quatervals-Element überschoben werden.

b) Die Auflagerung des Quatervals-Elements auf die Schuppen des Monte Solena

Am M. Solena und Piz Schumbraida liegen die tektonischen Verhältnisse wesentlich anders als in der Murtarölgruppe. Figur 21 zeigt ein schematisches Profil durch den M. Solena, basierend auf Angaben von HESS (1953), POZZI (1965) und eigenen Beobachtungen.

Die Zuordnung der in Figur 21 ausgeschiedenen Formationen zu den verschiedenen tektonischen Einheiten wird folgendermassen begründet (auf die Stellung der Stelvioschuppe und die Verfaltungen im Dach des Ortlerkomplexes wird später eingegangen):

Der Zug von Raibler Schichten, der sich südwärts in die Raibler Züge *4* und *6* aufspaltet, stellt die auf der Westseite der unteren Valle Forcola lückenhaft verfolgbare Fortsetzung der Raibler Schichten in der oberen Valle Forcola und somit auch der Val-Dössradond-Linie dar (vgl. S. 170). Damit ist die Situation des Kristallinschürflings von I Alt identisch mit dem Kristallinschürfling bei der Baita di Forcola und dem Kristallin im Liegenden der Raibler Schichten in der oberen Valle Forcola, dem Brauliokristallin.

Die Hauptdolomitkeile des M. Solena und der sie trennende Zug von Raibler Schichten keilen nach Norden hin an steil südfallenden Scherflächen, die an die basale Abscherung an der Val-Dössradond-Linie stossen, rasch aus. Sie dünnen auch in westlicher Richtung aus, noch auf der Ostseite der Val Cancano, teilweise bedingt durch die Intersektion mit dem Gelände. Ebenfalls keilt die Stelvioschuppe in der Val Cancano definitiv nach Westen hin aus, und an der Parete Alta (westlich der Val Cancano) legt sich das Quatervals-Element direkt auf den Ortlerkomplex, der in seinem Hangenden durch einen Hauptdolomit unbekannter tektonischer Stellung begleitet ist (er entspricht nach POZZI 1965 den Dolomiten der intensiv verfalteten höchsten Schuppenzone des Ortlerkomplexes, die er 1965 als «Scaglia della Nagler» bezeichnete). Eine direkte Verbindung der Solenaschuppen mit der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone in der obersten Valle Forcola existiert nicht, da diese Solenakeile nordwärts abbrechen. Ihre Stellung im Hangenden des westwärts ausdünnenden Brauliokristallins und der Stil der Verschuppung im Kristallin, in den Raibler Schichten und im Hauptdolomit erinnert aber ganz an die Verhältnisse in der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone.

Die basalen, dolomitischen Serien des Quatervals-Elements setzen sich über die Val Cancano hinweg in den Piz Schumbraida fort, grossenteils vom normalen «Quatervals-Streichen» (NW–SE) in ein SW-NE-Streichen umbiegend. HESS (1953, Tf. IV) hat nun aber, wahrscheinlich um die Beobachtungen in der Murtarölgruppe mit den Verhältnissen am M. Solena zu vereinbaren, das ganze Quatervals-Element hier in der Val Cancano abbrechen lassen, und er sah die östliche, ausgedünnte Fortsetzung des Quatervals-Elements in der Stelvioschuppe, also im Liegenden der auch von ihm als Umbrail-Elemente gedeuteten Solenaschuppen. In Übereinstimmung mit STAUB (1964) und POZZI (1965) konnte ich aber eindeutig beobachten, dass die Sedimente des Quatervals-Elements in den Piz Schumbraida weiterstreichen. Bedingt durch das obenerwähnte Umbiegen in ein SW-NE-Streichen heben sich die kalkführenden Serien des Quatervals-Elements grossenteils über den Schumbraida-Gipfel hinweg und sind erst wieder im nordöstlichen und nordwestlichen Vorgipfel des Piz Schumbraida

erhalten, zum Teil an Scherflächen von ihrer Unterlage abgeschürft. Im Gipfel des Piz Schumbraida muss aber trotzdem eine Repetition des Hauptdolomits an den von der Valle Forcola gut sichtbaren nord- oder nordwestfallenden, internen Scherflächen[22]) angenommen werden, die etwas flacher einfallen als die Scherflächen der Solenaschuppen, jedoch ebenfalls dachziegelartig an die basale Abscherungsfläche an der Val-Dössradond-Linie stossen.

Der Schumbraida-Dolomit stellt somit die östlichste Fortsetzung des Quatervals-Elements dar. Er bricht an der Val-Dössradond-Linie endgültig ab. Aus der geometrischen Situation dieser östlichen Fortsetzung der Sedimente des Quatervals-Elements, die hier in den Schuppenbau der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone einbezogen werden, geht hervor, dass das Quatervals-Element eigentlich Bestandteil der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen wird oder, anders gesagt, dass die sedimentären Anteile der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone die östliche Fortsetzung der Quatervals-Sedimente darstellen. Eine Trennung zwischen dem Quatervals-Element einerseits und der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone (inklusive die Solenaschuppen) andererseits wurde aus Gründen der Übersichtlichkeit und wegen des sich nach Westen hin doch verändernden tektonischen Stils (höhere stratigraphische Anteile der Trias ohne kristalline Gleitbretter) vorgenommen.

2. *Die tektonische Auflagerung des Quatervals-Elements und der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone auf den Ortlerkomplex (Trupchun-Braulio-Linie)*

Die Aufschiebung des Quatervals-Elements auf den Ortlerkomplex längs einer Überschiebungsbahn, die vom Engadin (Val Trupchun) bis in den M. Solena (Fraele-Tal) zieht, ist unbestritten. Weiter im Osten überschiebt sich aber das Brauliokristallin dem Ortlerkomplex. Beide Überschiebungsbahnen lassen sich geometrisch ohne weiteres über die untere Valle Forcola hinweg verbinden, denn mit ihnen setzt auch die Stelvioschuppe über die Valle Forcola hinweg, und an die Stelle des «Brauliokristallins» im Hangenden der Stelvioschuppe treten die Solenaschuppen, in welchen ja ebenfalls noch ein Kristallinkeil enthalten ist.

Da sowohl Hess (1953) als auch Pozzi (1965) das Quatervals-Element nur als höhere Abspaltung des Ortlerkomplexes betrachteten, die sich im Osten im Liegenden des Brauliokristallins mit dem Ortlerkomplex vereinigt, konnte in ihrem tektonischen Konzept die Überschiebung des Quatervals-Elements auf den Ortlerkomplex weder geometrisch noch in ihrer Bedeutung mit der Überschiebung des Brauliokristallins auf den Ortlerkomplex identisch sein. Das Brauliokristallin und auch die Umbrailtrias verlegen beide Autoren ins tektonisch Hangende des Quatervals-Elements.

Staub (1964) beurteilte beide Überschiebungsflächen als einheitlich in dem Sinne, als sich hier oberostalpine Schubmassen – des Quatervals-Umbrail-System einerseits, die Scarldecke andererseits – dem mittelostalpinen Campo-Ortler-System aufschöben. Am M. Solena vereinigen sich also nach Staub die «Umbraildeckenbasis» sowohl mit der Basis der Scarldecke an deren Südende, dem «Brauliokristallin s. str.» als auch mit der Basis der Quatervalstrias zu einer einheitlichen Überschiebungsbahn komplexer Natur.

---

[22]) Eine dieser Scherflächen zeigt eine Schleppfaltung an der Unterseite des höheren Pakets (vgl. Hess 1953, Tf. V), deren Achse mit 20° nach Nordnordwesten einfällt.

Aus den Ausführungen im vorangehenden Kapitel geht hervor, dass am Piz Schumbraida Quatervals-Element und Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone nicht zu trennen sind und dass beide Elemente demselben Kristallin (Brauliokristallin) aufliegen. Dies zeigt bereits, dass diese beiden Überschiebungsflächen nicht nur geometrisch sondern auch bezüglich ihrer Bedeutung identisch sind: An einer Linie, die hier als Trupchun-Braulio-Linie bezeichnet wird, überschieben sich das Quatervals-Element und die Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone an ihrem Südrand dem Ortlerkomplex.

Die Überschiebung an der Trupchun-Braulio-Linie ist für die Interpretation der Tektonik im engeren Untersuchungsgebiet von grosser Bedeutung, wes halb auch kurz auf die Verhältnisse in ihrem Westteil, in der Val Trupchun, eingegangen wird.

Bereits ZOEPPRITZ (1906) und auch SOMM (1965) verfolgten die Trias und auch die Jungschichten des Ortlerkomplexes (Varuschserie und Fraelezone) weiter nach Nordosten auf der Südsotseite des Engadins. Die Jungschichten keilen nordwärts unter der Trupchun-Braulio-Überschiebung aus, die Unter- und Mitteltrias findet ihre Fortsetzung in der «Normalen Schichtfolge der Val Mela», welche SOMM (1965) mit dem Unterbau der Scarl-Einheit in Verbindung setzte.

TRÜMPY (1969) deutete diese Überschiebung als nach Südwesten gerichtete Abscherung der Quatervalstrias über den Ortlerkomplex. Die in einer ersten Phase von ihrer unter- und mitteltriadischen Unterlage abgeschürften, obertriadischen Serien des Quatervals-Elements werden in einer zweiten Phase gegen Südwesten über eine nach Süden geschlossene Synklinalumbiegung von Jungschichten (vgl. STEIGER 1962) des Ortlerkomplexes geschoben, diese südlich geschlossene Mulde nach Norden hin diskordant abschneidend. Die Sedimente des Ortlerkomplexes erscheinen also hier im Westen in einer primär nach Süden geschlossenen Mulde, die sekundär auch nach Norden hin keilförmig an der Braulio-Trupchun-Überschiebung abbricht. Wichtig ist weiter die Vermutung Trümpys, dass der Hauptdolomit des Ortlerkomplexes, der hier in krassem Gegensatz zu den Verhältnissen am Ortler selber tektonisch stark reduziert wurde, in dieser ersten Phase abgeschert und als Quatervals-Element wieder auf die Jungschichten des Ortlerkomplexes rückgeschoben wurde. In östlicher Richtung fortschreitend, nimmt der Ortlerkomplex zunehmend auch obertriadische Sedimente auf.

Die Trupchun-Braulio-Überschiebung wird in der Val Trupchun von Raibler Schichten und Hauptdolomit begleitet, die sich als basale Schuppen des Quatervals-Elements direkt den Jungschichten der Fraele-Mulde überschieben. Diese basalen Schuppen nehmen eventuell eine zur Stelvioschuppe im Osten ähnliche Stellung ein.

An der Corna Cavalli (nordöstlich der Fuorcla Trupchun) aber wird diese Überschiebungsbahn auch von basalen Schuppen begleitet, welche Schürflinge von Kristallin samt ihrer permotriadischen Bedeckung enthalten. HESS (1953) und POZZI (1965) allerdings deuten diese Schuppen der Corna Cavalli als auf dem Quatervals-Element liegende, tektonische Klippen, was aber geometrisch fast ausgeschlossen erscheint. Dies bedeutet nun aber, dass die Trupchun-Braulio-Überschiebung hier lokal auch die vorkarnische Basis der Engadiner Dolomiten ergriffen haben muss. Es ist dies die einzige Stelle zwischen Engadin und Stilfser Joch, an der auch Buntsandstein, Unter- und Mitteltrias mitgeschleppt wurden. Die Geologie an der Corna dei Cavalli ist aber noch nicht im Detail so gut bekannt, dass die hier angegebene Interpretation als gesichert gelten dürfte.

Östlich der Corna Cavalli überschiebt sich die Obertrias des Quatervals-Elements direkt dem Ortlerkomplex, bis sich am M. Solena (eventuell auch in der Valle Alpisella) wieder basale Schuppen von Raibler Schichten und Hauptdolomit an dieser Überschiebungsbahn einstellen: Die Stelvioschuppe und die Solenaschuppen des Umbrail-Chavalatsch-Elements.

GELATI und ALLASINAZ (1964) und POZZI (1965) beschreiben im Dach des Ortlerkomplexes eine kompliziert verfaltete Zone von norischen und rhätischen Sedimenten: die «Scaglia della Nagler». Diese Autoren sehen in diesem komplizierten Faltenbau im Prinzip eine nach Norden geschlossene Synklinalumbiegung mit NW–SE streichenden Faltenachsen und parallel zur Trupchun-Braulio-Überschiebung nach Nordnordosten einfallenden Achsenebenen. Deshalb sehen sie diese Verfaltung auch in einem genetischen Zusammenhang mit der nach Süden vergenten Trupchun-Braulio-Überschiebung. Auf Begehungen in der unteren Valle Forcola musste ich aber eindeutig feststellen, dass zumindest hier die Faltenachsen mit 20–40° nach Süden bis Südwesten und die Achsenebenen mit 30–40° nach Süden einfallen (vgl. auch HESS 1953, Fig. 11, wo diese nach Süden fallende Achsenebene gut sichtbar ist). Diese Umbiegungen werden von der jüngeren Überschiebung der Stelvioschuppe nach Norden hin diskordant abgeschnitten (vgl. Fig. 21, S. 181), analog zu den Verhältnissen in der Val Trupchun. Diese Faltenstrukturen mögen mit einer ersten Anlage der Trupchun-Braulio-Überschiebung im Zusammenhang stehen, von den letzten Bewegungen an dieser Überschiebung werden sie aber, im direkten Kontakt in der Valle Forcola deutlich sichtbar, überprägt.

Die Stelvioschuppe steht mit dieser «Scaglia della Nagler» in keinem stratigraphischen Zusammenhang. Aus diesem Grunde ist es naheliegend, die Stelvioschuppe als unter dem Brauliokristallin mitgerissene Hauptdolomitplatte zu betrachten. Dafür bestehen auch folgende Anhaltspunkte:

- Es ist auffallend, dass das Auskeilen von Solenaschuppen und Brauliokristallin in der Val Cancano auch die Stelvioschuppe erfasst.
- Die Stelvioschuppe führt auch Schubfetzen von Raibler Schichten, sowohl im Hangendkontakt unter dem Brauliokristallin (Pedenolo-Plateau) als auch im Liegenden am Passo di Stelvio (vgl. KAPPELER 1938, S. 69).

Die Trupchun-Braulio-Überschiebung wäre also an der Basis der Stelvioschuppe anzusetzen, und sie steht mit den Verfaltungen in der «Scaglia della Nagler», wenigstens in ihrer letzten Anlage, in keinem genetischen Zusammenhang, sondern schneidet diese Faltenzone diskordant ab. Die Bewegungsrichtung dieser Überschiebung ist nur in der Val Trupchun (SW) nachgewiesen. Es wird sich zeigen (S. 204), dass in unserem Untersuchungsgebiet wahrscheinlich eine letzte Bewegung nach Süden angenommen werden muss. Es sei hier noch einmal erwähnt, dass in der Gegend des M. Solena die Val-Dössradond-Linie mit dieser Trupchun-Braulio-Überschiebung zusammenläuft. Diese Abscherungsfläche (von sekundärer Bedeutung) ist hautpsächlich für das Auskeilen von Solenaschuppen und Stelvioschuppen in westliche Richtung verantwortlich. Die Tatsache, dass diese Val-Dössradond-Linie zugleich eine Abspaltung der Gallo-Linie darstellt, zeigt bereits, dass gewisse tektonische Bewegungen an der Gallo-Linie in direktem Zusammenhang stehen müssen mit Bewegungen an dieser Trupchun-Braulio-Überschiebung, was auf Seite 187 auch andernorts gezeigt werden kann.

3. *Die östliche Fortsetzung der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone und deren Abscherungsbasis am Chavalatschkamm*

a) Der Bau der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen am Chavalatschkamm

Genauer untersucht wurde hier nur der auf Seite 176 bereits beschriebene westlichste Anteil des vom Piz Chavalatsch bis zum Passo di Stelvio ziehenden Gebirgskamms. Der einzigen, umfassenden Untersuchung dieser Gebirgsgruppe durch HAMMER (1908a) ist zu entnehmen, dass ihr Bau alpintektonisch sehr komplex ist und dass hier kristallininterne, alpine Scherflächen, welche nur stellenweise von Triaszügen begleitet werden, diese scheinbar einheitliche Kristallinmasse durchziehen.

Aus dem tektonischen Übersichtskärtchen von HAMMER (1908a, Tf. III) geht hervor, dass sowohl die S-Flächen des Kristallins als auch die Triaszüge von allen Seiten schüsselförmig gegen ein zwischen dem Piz Chavalatsch und dem Piz Minschuns (Schafberg) gelegenes Zentrum einfallen. Das generelle Nordfallen der Trias am Fallaschjoch und die vermuteten kristallininternen Scherflächen südlich des Fallaschjochs bis zum Passo di Stelvio wurden bereits erwähnt. Um den Piz Chavalatsch und nördlich dieses Gipfels herrscht aber ein generelles Südfallen vor. Dies bedingt, dass am Piz Minschuns und auf P. 2702,9 m südlich des Piz Chavalatsch die auf Seite 129 erwähnten höchsten Kristallinklippen der Pastoriserie noch erhalten sind.

Ebenso deutlich ist auf der Westflanke des Trafoitals ein Westfallen festzustellen (vgl. HAMMER 1908a). Die Münstertaler Seite des Chavalatschkamms ist sehr schlecht aufgeschlossen und von Sackungen gestört; wenigstens für den weiteren Verlauf der Gallo-Linie nach Norden muss aber ein Ostfallen angenommen werden (vgl. Fig. 17).

Die zahlreichen Triaszüge auf der Westflanke des Trafoitals könnten erst nach einer genaueren Untersuchung des Kristallins zu zusammenhängenden Scherflächen verbunden werden, weshalb hier auch nicht versucht wird, diese Triasvorkommen irgendwie mit den bekannten Triaszügen am Fallaschjoch und am Piz Val Gronda zu korrelieren.

b) Die östliche Fortsetzung der Trupchun-Braulio-Linie im Trafoital

Am Passo di Stelvio stellt sich die im oberen Brauliotal noch nach Norden einfallende Trupchun-Braulio-Überschiebung steiler, um im Talgrund des Trafoitals nach Trafoi hinunterzuziehen. Dieser «Trafoibruch» Hammers wurde von KAPPELER (1938) als die Fortsetzung der Braulio-Überschiebung erkannt, die hier analog zur Basis der Ortlertrias aus einem E-W-Streichen in ein N-S-Streichen umbiegt. Dieses Umbiegen wurde ja auch an der Gallo-Linie beobachtet (vgl. Fig. 17).

Unterhalb Trafoi zieht die Überschiebungsfläche in die westliche Talflanke, wo das Kristallin der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone den letzten, ausgedünnten Rest der Ortlertrias, die Trias von Kleinboden (Campo Piccolo), überschiebt, an einer nun nach Westen einfallenden Kontaktfläche. Im unteren Trafoital ist die Geologie leider nur lückenhaft bekannt: HAMMER (1908a) fand in der weiteren Fortsetzung seines «Trafoibruchs» Triasvorkommen bei Schmelz oberhalb Prad (Prato) im Vintschgau. Andererseits scheint aber die Trias des Kleinbodens weiter nach Stilfs zu ziehen und um den Grossmontoni (Montoni di Agumes) und das Glurnser Köpfl (M. di Glorenza) herum sich mit der ausgedünnten Trias der Scarl-Einheit im unteren Münstertal zu verbinden, begleitet von fraglichen Verrucano-Gesteinen. Es scheint, dass hier im

unteren Trafoital ein Bruch nach Prad im Vintschgau hinunterzieht, der aber schon aus geometrischen Gründen kaum die Fortsetzung der Trupchun-Braulio-Überschiebung darstellen kann: er muss in fast vertikaler Stellung SW–NE streichend bei Schmelz auf die östliche Talseite hinüberwechseln.

Dass diese Trupchun-Braulio-Überschiebung tatsächlich mit der Überschiebungsfläche der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone auf die Scarltrias (Gallo-Linie) zusammenläuft. kann vorläufig nur vermutet und mit folgenden zusätzlichen Überlegungen wahrscheinlich gemacht werden:

- Die Schlinig-Linie, an der die Scarltrias der östlichsten Engadiner Dolomiten nach Süden hin ausdünnt, den Talgrund des Vintschgaus aber bei Schleis am Talausgang des Trafoitals noch erreicht, zieht bei Schluderns in die Nordflanke des Vintschgaus weiter. In ihrem Liegenden wurden auf die S. 134 bereits erwähnten Schlanderser Gneise gefunden, welche stark tektonisch beansprucht sind und auch die in der Münstertaler Quetschzone beobachtete E–W orientierte Streckungslineation zeigen. Es bestehen also gute Anhaltspunkte dafür, dass imTalgrund des Vintschgaus auf der Höhe von Prato Kristallin zu erwarten ist, welches die östlichste Fortsetzung des Münstertaler Kristallins darstellt und sich somit sowohl im Liegenden der Schlinig-Linie als auch der Überschiebungsfläche der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen einordnet. Eine direkte Verbindung dieser Überschiebungsfläche mit der Schlinig-Linie über den Talgrund hinweg ist vorstellbar.
- Ein Zusammenlaufen der basalen und hier stark ausgedünnten Ortlertrias mit der ebenfalls ausgedünnten Scarltrias des Münstertals analog zu den im Engadiner Querschnitt gemachten Beobachtungen wäre durchaus denkbar. Am Nordende des Chavalatschkammes wäre also die basale Abscherungsfläche der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen über ihre Unterlage erstmals aufgeschlossen.
- Die Tatsache, dass die Val-Dössradond-Linie eine Abspaltung sowohl der Gallo-Linie als auch der Trupchun-Braulio-Überschiebung darstellt oder sich zumindest gegenüber beiden Störungsflächen gleich verhält, wies bereits darauf hin, dass zwischen diesen beiden Abscherungsflächen ein Zusammenhang bestehen muss.
- Der schüsselförmige Bau der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone hier im Osten (vgl. vorangehendes Kapitel) lässt auch eine schüsselförmige Verbiegung der basalen Abscherungsfläche erwarten, was ein Zusammenlaufen der Trupchun-Braulio-Überschiebung mit der Gallo-Linie unter dem Piz Chavalatsch implizieren würde.
- Bereits bei Gomagoi sind die Trias des Kleinbodens und damit auch die Trupchun-Braulio-Überschiebung an zahlreichen, jüngeren Querbrüchen zerhackt. Es wäre denkbar, dass ein derartiger Bruch bis nach Schmelz hinunterzieht, von Triasschürflingen begleitet.

Da eine Neubearbeitung der Geologie des Chavalatschkamms noch aussteht, können die sich aus diesen Anhaltspunkten ergebenden Schlussfolgerungen nur mit guten Gründen angenommen werden, der strikte Nachweis fehlt noch:

- Die Braulio-Trupchun-Überschiebung verbindet sich unter dem Chavalatschkamm mit der Überschiebung der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone auf die Scarl-Einheit an der Gallo-Linie im unteren Münstertal. Gleichzeitig verbindet sich die Ortlertrias mit der Trias des Scarl-Unterbaus. Dieselbe Schlussfolgerung zieht auch H. EUGSTER (1971, S. 144) in seiner jüngsten Arbeit. Diese Ansicht

wird auch dadurch gestützt, dass im Vintschgau nirgends eine Trennung zwischen Münstertaler Kristallin und Campokristallin nachgewiesen werden konnte, da beide Kristallinmassen hier in einen Schlingenbau einbezogen werden.

- Die Überschiebung an der Schlinig-Linie ist mit der Überschiebung der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone auf ihre Unterlage hier im Osten weitgehend identisch.
- Die östliche Fortsetzung der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone wäre zum Teil in der Matscher Decke zu suchen, deren alpintektonische Abtrennung vom übrigen Ötzkristallin jedoch nicht feststeht und eventuell gar nicht existiert, die sich aber an der südlichen Fortsetzung der Schlinig-Linie dem östlichsten Münstertaler Kristallin im Talboden des Vintschgaus klar überschiebt. Ein Teil der kristallinen Serien in den Umbrail-Chavalatsch-Schuppen könnte auch im Liegenden dieser Schlinig-Überschiebung abgeschürft worden sein: zumindest die Pastoriserie aber findet hier ihre östlichen Äquivalente in der Matscher Decke (vgl. S. 138).

4. *Die Schlinig-Linie und die kristallinen Klippen auf der Scarl-Einheit in den östlichen Engadiner Dolomiten*

Die Geologie der nordöstlichen Engadiner Dolomiten ist durch die Arbeiten von BURKHARD (1953), TORRICELLI (1956), KELLERHALS (1966) und EUGSTER et. al. (Geol. Atlas d. Schweiz, Bl. 44, Schuls und Erläuterungen (1968) sehr gut bekannt. Das Kristallin des Ötztalkomplexes überschiebt im Osten die Sedimente der Engadiner Dolomiten an der Schlinig-Linie; in der Lischannagruppe ist diese Überschiebungsfläche zusätzlich durch mehrere Kristallinklippen belegt, an deren Basis sedimentäre Schuppen, vor allem aus Unter- und Mitteltrias bestehend, mitgeschleppt wurden. Dieses Ötztaler Kristallin und seine Basisschuppen überschieben sich in der Lischannagruppe dem hier vereinigten Unter- und Oberbau der Scarl-Einheit; nur eine südlichste Kristallinklippe am Piz Cristannas (KELLERHALS 1966) liegt direkt auf Mitteltrias des Scarl-Unterbaus.

Weniger gut bekannt sind die kristallinen Klippen der südöstlichen Engadiner Dolomiten nördlich des Münstertals:

- Nordöstlich des Ofenpasses liegt eine kleine Kristallinklippe auf dem Hauptdolomit des Munt della Bes-cha (Oberbau).
- Die Kristallinklippe von Alp da Munt legt sich direkt auf Mitteltrias und Raibler Schichten des Scarl-Unterbaus. Sie trägt Verrucanogesteine, deren Stellung unklar ist: Es ist denkbar, dass hier die Verrucanobedeckung dieses höheren Kristallins vorliegt. Andererseits ist es auch möglich, dass dieser Verrucano, der die für den Münstertaler Verrucano typische Streckungslineation zeigt, durch die Kristallinüberschiebung von seiner Unterlage abgeschürft wurde, analog zu den Basisschuppen in der Lischannagruppe. Die Aufschlussverhältnisse sind jedoch sehr schlecht, so dass keine endgültige Beantwortung dieser Frage gegeben werden kann.
- Klippen des Piz Terza (nördlich Sta. Maria) und des Piz Cotschen, welche direkt den Verrucano des Münstertals (Scarl-Unterbau) überlagern.
- Fragliche Erosionsrelikte einer Kristallinklippe auf dem Piz Starler, über der Mitteltrias des Scarl-Unterbaus liegend.

- Die sehr fragliche Kristallinklippe des Piz Sesvenna (INHELDER 1952), welche sich auf einen ausgedünnten Verrucanozug legen würde. KELLERHALS (1966) beschreibt aber am Nordwestgrat des Piz Sesvenna weitere Keile der Verrucanoformation inmitten von Sesvennakristallin, die sich als enggepresste und verscherte Synklinalen von Verrucano zu erkennen gaben.

Es liegen auch hier im Süden Erosionsrelikte einer höheren Kristallinüberschiebung vor, die wahrscheinlich der Kristallinüberschiebung des Ötztal-Komplexes über die in südöstliche Richtung zunehmend ausdünnende Scarl-Einheit entspricht. Diese Überschiebung müsste sich aber hier flachlegen, denn die Schlinig-Linie selber weist ein starkes Gefälle nach Osten auf (vgl. KELLERHALS 1966, Fig. 28). Dieses Umbiegen in flache Lagerung zeigt sich auch im Norden in der Lischannagruppe. Es ist nun einerseits möglich, dass diese Überschiebungsfläche durch jüngere Bewegungen verbogen wurde (vgl. die noch folgenden Ausführungen zur Münstertaler Aufwölbung). Andererseits gibt es Anzeichen dafür, dass an der Schlinig-Linie eine alte, bereits bestehende Überschiebungsbahn reaktiviert wurde (vgl. S. 190).

Die Unterlage dieser Kristallinklippen und damit die ganze Sedimentbedeckung der Scarl-Einheit dünnt also nicht nur in östlicher, sondern auch in südlicher Richtung aus, nicht nur an der Schlinig-Linie selber, sondern auch an dieser nur noch durch Erosionsrelikte dokumentierten Kristallinüberschiebung über die südöstliche Scarl-Einheit. Eine Verbindung dieser Überschiebungsbahn mit der Gallo-Linie am Chavalatschkamm über das untere Münstertal hinweg darf vermutet werden, denn beidseits des unteren Münstertals schiebt sich eine höhere Kristallinmasse über die hier stark ausgedünnte Sedimentbedeckung der Scarl-Einheit. Dieselbe Verbindung wurde im vorhergehenden Kapitel auch über das Tal des Vintschgaus hinweg postuliert.

Die tektonischen Strukturen des Scarl-Unterbaus im Liegenden dieser Kristallinüberschiebung zeigen das für die östliche Scarl-Einheit typische SW-NE-Streichen. BOESCH (1936), INHELDER (1953) und KELLERHALS (1966) haben gezeigt, dass beträchtliche nach Nordwesten vergente Abscherungen diesen Faltenbau komplizieren und dass diese Abscherungshorizonte zum Teil bis in die Verrucanoformation und in das Sesvenna-Kristallin zurückgreifen. KARAGOUNIS (1962) weist nach, dass die Verkürzungsbeträge dieser Kompressionstektonik südwestlich der Linie Ofenpass–Il Fuorn im Streichen abnehmen, was ein bogenartiges Zurückbiegen des SW-NE-Streichens in ein S-N-Streichen bedingt. Da sich die vermutete Kristallinüberschiebung, welche wir als die Basis des Ötztalkomplexes ansehen, aber unmittelbar auf diesen verscherten Unterbau des östlichen Scarl-Unterbaus legt und weil diese Tektonik nach Südwesten hin ausklingt, kann hier zur Diskussion gestellt werden, ob diese Kompressionstektonik des Unterbaus nicht gleichzeitig mit dieser Kristallinüberschiebung erzeugt wurde.

KELLERHALS (1966) hat aber gezeigt, dass in seinem Untersuchungsgebiet die SW–NE streichenden Strukturen der Scarl-Einheit an jüngeren, parallel zur Schlinig-Linie ostfallenden Scherflächen gestört werden. Es ist auch aus der Karte von SPITZ und DYHRENFURTH (1914) ersichtlich, dass diese Strukturen an der im Schlinig-Tal ostfallenden Schlinig-Überschiebung diskordant abgeschnitten werden. Die Schlinig-Überschiebung an der Schlinig-Linie selber ist also eindeutig jünger als die SW–NE streichenden Strukturen der Scarl-Einheit. Dies geht auch aus dem NW–SE-Streichen in den basalen Sedimentschuppen unter der Kristallinüberschiebung in der Lischanna-

gruppe hervor, das sich also völlig diskordant zum SW-NE-Streichen seiner Unterlage orientiert (vgl. EUGSTER et al. 1968, Fig. 7). Trifft nun die Gleichzeitigkeit von Kristallinüberschiebung und Anlage der SW–NE streichenden Strukturen zu, so muss hier im Nordosten eine Reaktivierung der Schlinig-Linie angenommen werden.

Der Oberbau der Scarl-Einheit zeigt in der Gegend des Piz Tavrü das normale SW-NE-Streichen, nach mündlicher Mitteilung von W. Klemenz ist hier im Oberbau aber eine Streckungstektonik nachweisbar, die im Gegensatz zur Kompressionstektonik des Unterbaus steht, von welchem dieser Oberbau abgeschert wurde. Erst weiter im Nordwesten scheinen auch die obertriadischen und liassischen Sedimente des Scarl-Einheit von einer Kompressionstektonik erfasst zu werden, nämlich in der Foppa-Einmuldung (vgl. EUGSTER et al. 1968).

5. *Die Gallo-Linie und die Münstertaler Aufwölbung*

KARAGOUNIS (1962) zeigte, dass am Piz Daint die dort normal SW-NE-streichende synklinale Umbiegung im Südwesten an zahlreichen Brüchen und Scherflächen sekundär gehoben wurde, in der nordöstlichen Abdachung einer grossräumigen Antiklinalumbiegung mit der Verrucanoformation des Piz Dora im Kern. Diese jüngere Antiklinalumbiegung entwickelt sich auf Jun Plaun und zieht in südöstliche Richtung weiter in den Piz Dora, um hierauf parallel zu ihrer Südabdachung, der Trias der Turettaskette, nach Osten weiterzuziehen, wo aber deren Nordabdachung infolge der Sackungen auf der Nordseite der Turettaskette nicht mehr nachgewiesen werden kann. Es muss vermutet werden, dass diese antiklinale Umbiegung am Piz Dora nicht allein verantwortlich gemacht werden kann für die gesamte Münstertaler Aufwölbung[23]), deren Nordschenkel erst etwa in der Talachse des oberen Münstertales anzusetzen ist (vgl. Geol. Karte von SPITZ und DYHRENFURTH 1914).

Es muss also vermutet werden, dass die Münstertaler Aufwölbung komplex gebaut ist. Das Münstertaler Kristallin und die Verrucanoformation fallen an der Umbrailstrasse noch nach Süden ein, weshalb die hier vermutete und aus den S-Flächenmessungen ermittelte Achse der hier nach Südosten abtauchenden Münstertaler Aufwölbung etwa in der Talachse oberhalb Sta. Maria angesetzt werden muss (vgl. Fig. 17).

KARAGOUNIS (1962) hat noch eine weitere derartige Aufwölbung im Gebiet des Munt la Schera beschrieben. Nördlich an die Münstertaler Aufwölbung schliesst sich die Ofenpass-Einmuldung an, die aber etwas undeutlicher und schwächer ausgebildet ist als die Münstertaler Aufwölbung. Dass die Sesvenna-Aufwölbung ebenfalls jünger ist als die Strukturen des Scarl-Unterbaus, ist nicht nachgewiesen.

Folgende Hypothese drängt sich auf: Gleich der Trias des Scarl-Unterbaus wird die bereits als Abscherungsbasis des Quatervals-Elements und der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone angelegte Gallo-Linie grossräumig verbogen, an der Münstertaler Aufwölbung und an einer sich südlich anschliessenden Einmuldung, die hier als Quatervals-Umbrail-Einmuldung bezeichnet sei (KARAGOUNIS 1962 nannte diese Ein-

---

[23]) Als «Aufwölbung» wird hier eine grossräumige, domartige antiklinale Verbiegung bezeichnet, welche axial nach beiden Richtungen abtaucht, sofern ihr überhaupt eine Achse zugeschrieben werden kann. Synklinale Verbiegungen dieser Art werden «Einmuldungen» genannt. Die Entstehung solcher Großstrukturen lässt grössere Vertikalbewegungen vermuten, die nicht eindeutig das Resultat einer Kompressionstektonik sein müssen.

muldung «Gallo-Mora-Depression»: EUGSTER 1965 wies nachdrücklich auf derartige Einmuldungen und Aufwölbungen innerhalb der Engadiner Dolomiten hin (vgl. Fig. 2). Diese Abscherungsbasis würde sich über die Turrettaskette und das Münstertal hinweg mit der Überschiebung der kristallinen Klippen des Piz Terza nördlich des Münstertals und unter der Quatervals-Umbrail-Einmuldung mit der Trupchun-Braulio-Überschiebung verbinden. Diese Verbindung ist rein prinzipieller Natur und soll keineswegs beinhalten, dass diese Abscherungsbasis eine geometrisch und kinematisch strikt einheitliche tektonische Fläche darstellt. Es wird noch zu zeigen sein, dass eine zusätzliche Reaktivierung von Bewegungen an der Gallo-Linie und der Trupchun-Braulio-Linie stattgefunden haben muss (vgl. S. 204).

Die folgenden, zum Teil bereits bekannten Anhaltspunkte sprechen für die Verbiegung einer als Abscherungsfläche angelegten Gallo-Linie an der Münstertaler Aufwölbung:

- Die heutige Orientierung der Gallo-Linie entspricht ziemlich genau der Orientierung der Turettastrias im Südflügel der Münstertaler Aufwölbung (vgl. Fig. 17).
- Mit dem Abtauchen der Münstertaler Aufwölbung bei Sta. Maria offenbart sich auch die ursprüngliche Rolle der Gallo-Linie als Abscherungshorizont am Chavalatschkamm (dasselbe lässt sich auch an der nach Westen ausklingenden Munt-la-Schera-Aufwölbung westlich Punt dal Gall feststellen).
- Die Trias des Scarl-Unterbaus dünnt an der Gallo-Linie nicht nur nach Süden hin (wie dies am Piz Lad festgestellt wurde, vgl. die folgenden Ausführungen), sondern östlich der Val Muraunza unabhängig davon auch in östlicher Richtung aus, hier durch die ursprüngliche, als Abscherungshorizont der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone wirkende Gallo-Linie verursacht.
- Die schüsselförmige Einmuldung der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone zwischen dem Piz Minschuns und dem Piz Chavalatsch zeigt, dass hier im Osten die Münstertaler Aufwölbung offenbar ganz ausklingt und dass sich die Quatervals-Umbrail-Einmuldung und die hypothetische Fortsetzung der Ofenpass-Einmuldung hier vereinigt haben.
- Die Ofenpass-Einmuldung ist für die Erhaltung der Kristallinklippen nördlich des Münstertals verantwortlich zu machen, deren Überschiebungsfläche nordwärts gegen den Piz Starler hin wieder ansteigen muss.

Dass die Gallo-Linie der ersten Anlage als Abscherungshorizont der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone nicht nur flexurartig verbogen wurde an der Münstertaler Aufwölbung, sondern dass an ihr eine zusätzliche Abscherung erfolgen musste, wird erst bei der zusammenfassenden Beschreibung der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone klar gezeigt werden können. An dieser Stelle muss aber bereits auf einige Erscheinungen an der Gallo-Linie eingegangen werden, welche weder mit der ältesten Anlage der Gallo-Linie noch mit deren flexurartiger Verbiegung in einem Zusammenhang stehen:

- Auf Seite 159 wurde das Auskeilen der karbonatischen Mitteltrias in der Val Vau und der Val Muraunza an einer flachliegenden Scherfläche beschrieben (vgl. Fig. 14). Diese Scherfläche läuft in der Val Muraunza mit der Gallo-Linie nach Süden hin zusammen (vgl. Tf. I). Dieses Auskeilen nach Süden erfasst nur die Mitteltrias zwischen den Raibler Schichten und dem Verrucano-Buntsandstein, die Raibler

Schichten keilen erst an der Gallo-Linie selber aus (bei Punt Teal). Da die Sedimente der Scarl-Einheit am Chavalatschkamm an der Gallo-Linie der ältesten Anlage gesamthaft und zudem in östlicher Richtung ausdünnen, steht dieses Auskeilen hier in der Nordwand des Piz Lad kaum mit diesen ältesten Bewegungen an der Gallo-Linie in einem genetischen Zusammenhang. Es ist fraglich, ob diese schwer zu deutende Scherfläche, an welcher die Mitteltrias auskeilt, überhaupt mit Bewegungen an der Gallo-Linie in einem Zusammenhang steht. Es wäre nämlich denkbar, dass diese Abscherung mit der intensiven Durchscherung und Deformation von Münstertaler Kristallin und Verrucano in einem Zusammenhang steht.

- Die Antiklinalumbiegung in den abgescherten Raibler Schichten am Piz Mezdi ist am ehesten als nach Süden vergente Schleppfalte im Liegenden der Gallo-Linie als Abscherungshorizont zu deuten. Da sie in axialer Richtung an der Gallo-Linie abbricht und zusätzlich in südlicher Richtung an der Gallo-Linie auskeilt, muss sie aber älter sein als die letzten Bewegungen an der Gallo-Linie im Zusammenhang mit der Münstertaler Aufwölbung. Es wird sich im nächsten Kapitel zeigen, dass ihre Anlage als nach Süden vergente Schleppfalte auch nicht mit der primären Abscherung der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone im Zusammenhang stehen kann.
- Der auf Seite 175 erwähnte Bruch bei Punt Teal, der sich von der Gallo-Linie abspaltet, zeigt, dass die Überprägung der Gallo-Linie hier auf der Westseite der Val Muraunza auch eine «bruchartige», rupturelle Komponente besitzen muss. Da aber östlich der Val Muraunza nur eine flexurartige Verbiegung nachgewiesen werden konnte, (vgl. S. 164), muss diese rupturelle Überprägung auf die Westseite der Val Muraunza beschränkt auftreten. Dies zeigt, dass diese rupturelle Überprägung offenbar mit der Münstertaler Aufwölbung im Zusammenhang stehen könnte, da diese Aufwölbung ebenfalls nach Osten hin über die untere Val Muraunza hinweg ausklingt.

Zusammenfassend ist dieser komplizierten Überprägung der Gallo-Linie und ihrer Unterlage am Piz Lad folgendes zu entnehmen:

- In ihrer ersten Anlage bildet die Gallo-Linie die Abscherungsbasis der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone über die in östliche bis südöstliche Richtung ausdünnende Sedimentbedeckung des Scarl-Unterbaus hinweg.
- In Zusammenhang mit der Münstertaler Aufwölbung wurde die Gallo-Linie flexurartig verbogen, was aber mit einer zusätzlichen «bruchartigen» Absenkung ihres Südflügels verbunden war, beschränkt auf die westliche Talseite der Val Muraunza (vgl. auch die auf S. 178 erwähnte Asymmetrie beider Talseiten bei Punt Teal!).
- Eindeutig weder mit der Münstertaler Aufwölbung noch mit der primären Anlage der Gallo-Linie im Zusammenhang steht das Auskeilen der karbonatischen Mitteltrias in der Nordwand des Piz Lad, an einer zusätzlichen Scherfläche über dem Verrucano-Buntsandstein. Eine befriedigende Deutung dieser Scherfläche kann nicht gegeben werden. Auch die Entstehung der Antiklinale des Piz Mezdi ist auf zusätzliche Bewegung an der Gallo-Linie zurückzuführen, hier allerdings einigermassen gesichert auf die sekundäre Abscherung der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone (in südliche Richtung, vgl. Phase 3, S. 203).

C. Zusammenfassung und Interpretation von Bewegungsabfolge und -richtungen

1. *Zusammenfassende Beschreibung des Baus der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone*

a) Der Gesteinsinhalt der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone

Die Zusammensetzung der kristallinen Anteile der Schuppenzone ist in sich schon heterogen, sowohl petrographisch als auch alpintektonisch. Gesichert ist allerdings nur die alpintektonische Abtrennung der Pastoriserie von den übrigen Kristallinserien. Alle diese Kristallinserien finden sich im oberen Vintschgau wieder, im Falle der Pastoriserie eindeutig über der südöstlichen Fortsetzung der alpintektonisch angelegten Schlinig-Linie, in der Matscher Decke (vgl. SCHMIDEGG 1964, Tf. 1). Im unteren Vintschgau, östlich des Schnalstals, ist aber die Schlinig-Linie eindeutig nicht mehr weiter verfolgbar, was zwei Deutungen zulässt:

- Die Matscher Decke verbindet sich nach dem Ausklingen der Schlinig-Linie alpintektonisch mit dem Ötztaler und damit auch dem Campo- und Sesvenna-Kristallin.
- Die Matscher Decke stellt eine höhere alpintektonische Schubmasse von Kristallin im Hangenden des Ötztalkomplexes und getrennt vom übrigen Ötzkristallin dar, welche nördlich des unteren Vintschgaus in die Luft ausstreicht (etwa in analoger Stellung zur Steinacher Decke im Brennerquerschnitt).

Keiner dieser zwei Deutungen kann hier der Vorzug gegeben werden, da die Geologie des südlichen Ötztaler Komplexes noch zu wenig bekannt ist. Da eine alpintektonische Abtrennung der Matscher Decke vom Ötztalkomplex aber keineswegs nachgewiesen ist, betrachten wir die Matscher Decke hier vorläufig als Teil des Ötztalkomplexes. Es bietet sich also eine Möglichkeit an, das in den Umbrail-Chavalatsch-Schuppenbau einbezogene Kristallin von Südwestrande des Ötztaler Komplexes (inkl. Matscher Decke) herzuleiten.

Die mesozoischen Anteile der Schuppenzone (Raibler Schichten und Hauptdolomit), die sich ursprünglich im Liegenden des auf den Komplex der Engadiner Dolomiten überschobenen Kristallins befanden, lehnen sich faziell, soweit sich dies abklären lässt, eng an die Ausbildung der Obertrias in den übrigen Gebieten der südöstlichen Engadiner Dolomiten an. Der Oberbau der Scarl-Einheit fehlt ja hier im Südosten tektonisch, denn die kristallinen Klippen nördlich des Münstertals legen sich direkt über den ausdünnenden Scarl-Unterbau. Es gibt nun einen Anhaltspunkt, der vermuten lässt, dass die Ausbildung der Hauptdolomitformation hier teilweise kalkig war. MÜLLER (1970) beschreibt kalkige Hauptdolomitserien am Munt della Bes-cha nördlich des Ofenpasses. Diese Kalkzüge beginnen sich bereits am Piz Nair im Scarl-Oberbau zu entwickeln und deuten einen Fazieswechsel in südöstlicher Richtung an. Auch für die tonig-kalkigen Serien der Pravedermulde und der Serraglioscholle, vielleicht auch für einen Teil der Quatervalstrias käme also eine Beheimatung hier in den südöstlichen Engadiner Dolomiten in Frage.

Aus der gesamten zentralostalpinen Schichtreihe wurden die Raibler Schichten und zumeist dolomitische Anteile der Hauptdolomitformation herausgelöst und mit Kristallin verschuppt, das nicht die stratigraphische Basis dieser Sedimente darstellt, sondern diese im Prinzip überschiebt. Die basale Abscherungsfläche in den teilweise evaporitischen Raibler Schichten ist sehr gut verständlich, vor allem in Analogie zu der im Oberbau der Scarl-Einheit beobachteten Abscherung in diesem stratigraphi-

schen Niveau. Es fehlen aber auch ein grosser Teil der Hauptdolomitformation, das Rhaetian und die Jungschichten in der vorliegenden Schuppenzone. Es ist bemerkenswert, dass ausgerechnet nur die Raibler Schichten und der basale, dolomitische Teil der Hauptdolomitformation in der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone vorliegen und sich isoliert von ihrer stratigraphischen Basis und Bedeckung mit Kristallinserien verschuppten. Schwierig ist die Frage nach dem Verbleib der Unter- und Mitteltrias. Die jüngeren stratigraphischen Anteile (höhere, kalkführende Formationen des Norians und des Rhaetians) wurden offenbar frontal vor der Kristallinüberschiebung abgeschert und liegen heute im Quatervals-Element vor.

Die Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone ist also nicht nur lithologisch heterogen, sondern in ihr liegt auch eine Verschuppungszone von zwei Anteilen verschiedener alpintektonischer Stellung vor: von Sedimenten des Komplexes der Engadiner Dolomiten einerseits und von Kristallin einer höheren Kristallinmasse, die hier vom Ötztalkomplex abgeleitet wird, andererseits.

b) Die Veränderung des Gesteinsinhalts im Ost-West-Profil

Folgende Gesetzmässigkeiten, die im Ost-West-Profil des engeren Untersuchungsgebietes und in kleinerem Maßstab am M. Forcola beobachtet wurden, lassen sich auch auf das gesamte Ost-West-Profil des Umbrail-Chavalatsch-Elements übertragen:

- Die kristallinen Anteile dieser Schuppenzone dominieren im Osten (Chavalatschkamm) eindeutig und dünnen nach Westen hin zunehmend aus. Lückenlos ist dieses Ausdünnen im Falle des Brauliokristallins zu verfolgen. In den höheren Schuppen wird die Kontinuität durch die Val-Dössradond-Linie vorübergehend unterbrochen. Die westlichsten Anteile dieser Schuppenzone (Murtarölgruppe) schliesslich enthalten keine Kristallinschürflinge mehr. Die westlichsten Vorkommen von Kristallin liegen einerseits im Süden am Passo di Val Paolaccia und andererseits im Norden am Talausgang der Val da la Crappa vor.
- Im gleichen Sinne dünnen auch die Raibler Schichten der Schuppenzone zunehmend aus, und nach Westen hin, über die unterste Val Mora hinweg, keilen auch die basalen dolomitischen Anteile der Hauptdolomitformation aus: Die kalkführende Serie der Serraglioscholle legt sich direkt über die ebenfalls kalkführende Hauptdolomitformation des Quatervals-Elements. Das Quatervals-Element selbst stellt die logische Fortsetzung dieser Veränderungen im Ost-West-Profil dar. Auch innerhalb dieses Elements stellen sich in westlicher Richtung fortschreitend zunehmend auch höhere Formationsglieder der Hauptdolomitformation ein. Sie verzahnt sich zudem im Osten mit dem mesozoischen Anteil der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone derart, dass eine Trennung beider Elemente hier nicht mehr möglich ist, weshalb die Sedimente der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone als die östliche Fortsetzung der Sedimente des Quatervals-Elements betrachtet werden. Obwohl das Auftreten von Kalkzügen in der Hauptdolomitformation noch nicht ein jüngeres Alter dieser Serien belegt (vgl. die dolomitische Entwicklung stratigraphisch hoher Serien in der Terzaschuppe, Somm 1965), kann doch unter Mitberücksichtigung der Raibler Schichten generell gesagt werden, dass in westlicher Richtung zunehmend auch jüngere Sedimente in der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone und im anschliessenden Quatervals-Element auftreten.

Zusätzlich ist die Tatsache von Bedeutung, dass der Hauptanteil der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone nach Westen hin das Quatervals-Element überlagert. Dies zeigt, dass nach Westen hin sich Schuppen mit älteren Formationen über jüngere legen.

Die grössten Veränderungen in der lithologischen Zusammensetzung zeigen sich im Ost-West-Profil dieser Schuppenzone; dies im Gegensatz zu den Strukturelementen (Faltenachsen, tektonische Flächen), die alle generell E–W streichen, mit Ausnahme der Val-Dössradond-Linie, welche schaufelförmig nach Westen einfällt.

c) Das Umbiegen der E–W streichenden Gross- und Kleinstrukturen im Quatervals-Element und in der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone

Grossräumig dreht das NW-SE-Streichen von Schichtflächen und Faltenachsen, das im Westen vor allem im Quatervals-Element stark ausgeprägt ist, in östlicher Richtung zunehmend in ein SW-NE-Streichen um, das in den Umbrail-Chavalatsch-Schuppen generell dominiert. Innnerhalb der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone und des westlichen Quatervals-Elements ist vielerorts eine Interferenz beider Streichrichtungen zu beobachten (z. B. in den Raibler Schichten der Valle Forcola oder im Hauptdolomit des Piz Schumbraida), wobei aber nirgends eine Zweiphasigkeit strukturell nachgewiesen werden konnte. N–S streichende Umbiegungen oder Streichrichtungen sind sehr selten festzustellen. Dies steht im Gegensatz zu den sich vor allem im Ost-West-Profil bemerkbar machenden Veränderungen in der lithologischen Zusammensetzung der Schuppenzone, was die geometrischen Verhältnisse sehr kompliziert (vgl. Tf. III).

Dasselbe Umbiegen ist aber auch bei beiden grossen tektonischen Flächen zu beobachten, welche die Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone im Norden und Süden begleiten, an der Gallo-Linie (vgl. Fig. 27) und auch an der Trupchun-Braulio-Linie. Beide Flächen streichen im Westen NW–SE bis WNW–ESE, um nach Osten hin vorerst in ein E-W-Streichen und schliesslich im Querschnitt Sta. Maria–Passo di Stelvio ziemlich abrupt in ein SW–NE- oder gar S-N-Streichen umzubiegen. Dieselbe Richtungsänderung erfasst übrigens auch das Streichen der gesamten Ortlertrias im Süden.

Eingerahmt von diesen beiden sie im Norden und Süden begrenzenden tektonischen Flächen wird also die ganze Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone von dieser Umbiegung erfasst, was selbstverständlich nicht ohne Folgen auf die Orientierung von Schichtflächen und früher angelegten Faltenachsen bleiben konnte.

Die muldenartige Eintiefung des Quatervals-Elements und der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone in ihre Unterlage, den Ortlerkomplex im Süden, die Scarl-Einheit im Norden, ist asymmetrisch gebaut. Dies ist nur teilweise dadurch bedingt, dass die Gallo-Linie in ihrem Ostteil ein Südgefälle aufweist, das grösser ist als das Einfallen der Trupchun-Braulio-Linie nach Norden (vgl. nächstes Kapitel). Im Nordwesten, im Quatervals- und Terza-Element, kann nur sehr bedingt von einem Muldenbau gesprochen werden: Hier überlagern sich die einzelnen Schuppen des Quatervals- und Terza-Elements dachziegelartig und vor allem nach Nordosten einfallend (vgl. Somm 1965). Zudem verliert die Gallo-Linie dort an Bedeutung, und die Abtrennung der Scarl-Einheit vom Quatervals-Element wird undeutlich.

Erst östlich des Serragliograts beginnt sich eine eigentliche Einmuldung mit einem süd- bis südwestfallenden Nordschenkel zu entwickeln, auch hier aber asymmetrisch

gebaut mit schwächer ausgebildetem, aber steiler einfallendem Nordschenkel.Gleichzeitig beginnt sich hier auch die Münstertaler Aufwölbung zu entwickeln. Die Serraglioscholle muldet sich in der Talachse der unteren Val Mora tief ein, die Sohle dieser Umbiegung ist leider im Talgrund der Val Mora nur zu vermuten. Am M. Forcola ist schliesslich wieder eine E–W streichende Einmuldung zwischen dem Piz Lad und den Piz Rims (Pastoriserie!) und besser ausgeprägt die Einmuldung zwischen dem Piz Chazfora und dem Piz Minschuns zu erwähnen. Die Pravedermulde selber nimmt eine besondere tektonische Stellung ein, auf die später eingegangen wird. Die Einmuldung der Abscherungsbasis der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone bleibt in der Tiefe verborgen und musste in den Profilen interpretiert werden.

Diese Quatervals-Umbrail-Mulde ist also asymmetrisch und im einzelnen komplex gebaut; ein genauer Verlauf ihrer Achse kann nicht festgelegt werden. Es lässt sich aber generell auch für sie ein Umbiegen feststellen, vorgezeichnet durch das Umbiegen der Abscherungsbasis der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone (Gallo-Linie und Trupchun-Braulio-Linie).

d) Der Bau der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone, im Nord-Süd-Profil betrachtet

In diesem Kapitel wird auf Strukturen im nördlichen und südlichen Schenkel der Quatervals-Umbrail-Einmuldung eingegangen, die generell E–W streichen. «Nord» und «Süd» sind in diesem Kapitel nur als ungefähre Richtungsangaben zu verstehen, da ja die Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone bogenförmig umbiegt.

Der Nordrand der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone

In seinem westlichen Abschnitt wird der Nordrand des Umbrail-Chavalatsch-Elements von der Einmuldung der Serraglioscholle begleitet. Diese Einmuldung zieht in den M. Forcola weiter. An ihre Stelle am Nordrand der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone tritt nun die Pravedermulde, die ostwärts an der Gallo-Linie abbricht und im Piz Lad keine Fortsetzung findet. Der lithologische Zusammenhang zwischen den tonige und kalkige Niveaus enthaltenden Serien des Hauptdolomits in der Pravedermulde und den Sedimenten der Serraglioscholle (vgl. S. 180) steht im Gegensatz zur tektonischen Situation beider Strukturen:

Der Umbrail-Hauptdolomit stösst seitlich direkt an den Hauptdolomit der Pravedermulde und zieht nach deren Auskeilen in der Nordwand des Piz Lad über die sich hier flachlegende Gallo-Linie hinweg. Der Umbrail-Hauptdolomit und somit auch der Grossteil der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen legen sich also über die Pravedermulde. Die Achsenebene dieser Mulde sowie ihre tektonische Trennfläche gegen den Umbrail-Hauptdolomit fallen ungefähr parallel zur Gallo-Linie nach Süden ein. Die Entstehung der Pravedermulde ist somit wahrscheinlich mit der Flexur der Gallo-Linie und mit zusätzlichen Vertikalverstellungen an dieser Linie verbunden. Dies muss auch für die Entstehung der Einmuldung der Serraglioscholle angenommen werden. Es ergeben sich nun zwei Möglichkeiten einer Interpretation der tektonischen Stellung der Pravedermulde:

1. Die Pravedermulde nimmt analog zur Serraglioscholle eine höhere tektonische Stellung ein als der Grossteil der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen und damit auch des Umbrail-Hauptdolomits. Sie wurde im Südflügel der Gallo-Linie vorerst ana-

log zur Serraglioscholle eingemuldet und hierauf grabenartig abgesenkt zwischen der Gallo-Linie selber und ihrer südlichen Abspaltung, die einen gegenläufigen Versetzungssinn zeigen würde. Die Pravedermulde wäre so nur sekundär ins Liegende des Umbrail-Hauptdolomits gelangt und würde die eigentliche, nur vorübergehend an der Val-Dössradond-Linie unterbrochene Fortsetzung der eingemuldeten Serraglioscholle nach Osten darstellen.

2. Der Hauptdolomit der Pravedermulde stellt schon primär ein durch den Hauptanteil der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen überfahrenes Gleitbrett dar, das sich somit in einer zur westlichsten Fortsetzung des Quatervals-Elements vergleichbaren tektonischen Situation befindet. Die Einmuldung dieses Gleitbretts wäre als Schleppfalte in der Südabdachung der Gallo-Linie zu deuten. Die Pravedermulde wäre somit eine Art Fortsetzung des allerdings an der Val-Dössradond-Linie vorübergehend auskeilenden Quatervals-Elements, das nur an dieser Stelle im Nordschenkel der Quatervals-Umbrail-Einmuldung wieder zutage tritt.

Da die Interpretation 1 mechanisch schwer verständlich ist und zudem der Vertikalverstellung an der Gallo-Linie eine enorme Bedeutung zumessen würde, was im Gegensatz zu den Beobachtungen östlich der Val Muraunza steht (dort ist keine Vertikalverstellung an der Gallo-Linie feststellbar), ist sie äusserst unwahrscheinlich. Zudem setzt sich die Quatervals-Umbrail-Einmuldung (identisch mit der Einmuldung der Serraglio-Scholle) in den M. Forcola fort. Interpretation 2 ist also eindeutig der Vorzug zu geben, obwohl auch sie nicht ganz befriedigt.

Der Südrand der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone

Hier sind die Verhältnisse einfacher, denn derselbe Stil einer dachziegelartigen Schuppentektonik ist vom M. Solena bis in den Chavalatschkamm feststellbar. Die nach Norden einfallenden Scherflächen am M. Solena und am Piz Schumbraida weisen ein grösseres Gefälle auf als die Scherflächen der Val-Dössradond-Linie und der Trupchun-Braulio-Linie an ihrer Basis (vgl. Fig. 21). Dies bedingt ein Auskeilen dieser Schuppen in nördlicher Richtung; im Falle der Solenaschuppen sichtbar und im Falle des Schumbraida-Hauptdolomits zu vermuten. Dieser Baustil entspricht auch dem des Quatervals-Elements im Westen an dessen Südrand (vgl. SOMM 1965).

Nur schwach ausgeprägt und flacher einfallend sind solche Scherflächen am Piz Umbrail (z. B. der Raibler Zug in dessen Südwand). Dominierend werden sie wieder auf der Ostseite der Val Muraunza. Im Falle des Triaszugs des Piz Val Gronda ist die Südvergenz dieser Scherflächen erwiesen.

Es ist zu vermuten, dass es sich bei diesen Scherflächen um eine mit der nach Süden gerichteten Trupchun-Braulio-Überschiebung selber verbundene Scherflächenschar handelt. Dafür spricht auch die von SOMM (1965) und TRÜMPY (1969) in der Val Trupchun nachgewiesene Südwestvergenz an der Trupchun-Braulio-Überschiebung (vgl. S. 184) und zudem die Tatsache, dass diese Scherflächen vor allem gegen diese Trupchun-Braulio-Überschiebung hin, also am Südrande der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone auftreten.

Diese Scherflächen sind eindeutig jünger als die Strukturen, welche die Verteilung des Gesteinsmaterials der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone bedingen, d. h. jünger als die Anlage des Umbrail-Chavalatsch-Schuppenbaus.

e) Die Abscherungsbasis der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone und ihre Unterlage

Am Chavalatschkamm vereinigt sich wahrscheinlich die Gallo-Linie mit der Trupchun-Braulio-Linie. Es wird deshalb angenommen, dass die Gallo-Linie und die Trupchun-Braulio-Linie in ihrer ersten Anlage die Abscherungsbasis der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone und damit auch des Quatervals-Elements darstellen; eine Abscherungsbasis, welche allerdings ihr heutiges Gepräge weitgehend der jüngeren Abscherung in südwestliche bis südliche Richtung verdankt.

Die Gallo-Linie verliert in nordwestlicher Richtung zunehmend an Bedeutung. Das heisst, dass die direkte Verbindung von Gallo-Linie und Trupchun-Braulio-Linie hier im Westen fraglich wird.

Die Gallo-Linie als primäre Abscherungsbasis der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone wird als identisch mit der Überschiebungsbahn der kristallinen Klippen nördlich des Münstertals betrachtet. Sie ist im Prinzip ebenfalls identisch mit der Schlinig-Linie, die vermutlich später reaktiviert wurde (vgl. S. 189), wie dies auch von der Gallo- und Trupchun-Braulio-Linie angenommen werden muss.

Im Liegenden dieser Abscherungsbasis vereinigen sich die Unter- und Mitteltrias des Ortlerkomplexes und der Scarl-Einheit: Dies ist am Chavalatschkamm und im Engadin (vgl. SOMM 1965) wahrscheinlich. Mit Ausnahme der Corna Cavalli sind nirgends Schürflinge von Unter- und Mitteltrias in die Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone oder das Quatervals-Element gelangt[24]). Dies zeigt einmal mehr, dass das Kristallin der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone nicht aus dem Sesvenna-Münstertaler Kristallin hergeleitet werden kann.

Die sedimentäre Unterlage dieser Abscherungsbasis, die Trias des Scarl-Unterbaus, dünnt in südöstlicher Richtung aus, und zusätzlich dazu ist ein lokales Ausdünnen auch in südlicher Richtung zu beobachten am Piz Lad. Die Raibler Schichten sind teilweise von ihrer Unterlage abgeschert worden unter dem Einfluss von Abscherungen an der Gallo-Linie (Antiklinale am Piz Mezdi). Ob auch die Scherflächen und die starke Deformation von Kristallin und Verrucano der Scarl-Einheit auf Bewegungen in Zusammenhang mit der Abscherung der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen zurückzuführen sind, ist nicht nachzuweisen. Da diese intensive Deformation aber auf den südöstlichen Bereich des Sesvenna-Münstertaler-Kristallins beschränkt bleibt, wo die Sedimentbedeckung stark ausgedünnt ist oder ganz fehlt, wäre dies möglich.

Die Sedimente des Ortlerkomplexes gewinnen vorerst in östlicher Richtung fortschreitend an Mächtigkeit. Erst ganz im Osten (Trafoital und Suldental) dünnen sie aus, unter der Abscherungsbasis der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen und eventuell an zusätzlichen tektonischen Flächen (am Zumpanell östlich Trafoi), auf die hier nicht eingegangen werden kann. Die Sedimente des Ortlerkomplexes wurden also weitgehend von der Überschiebungsbasis der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen und des Quatervals-Elements überfahren. Es ist aber denkbar, dass im Osten Sedimente abgeschürft wurden, die heute mit dem Kristallin verschuppt in den Umbrail-Chavalatsch-Schuppen vorliegen. Es kann auch vermutet werden, dass die ehemalige Sedimentbedeckung zu einem Teil (vor allem die Obertrias) heute im Quatervals-Element vorliegt.

---

[24]) Zu dieser Ausnahme gesellen sich die ausserhalb unseres Untersuchungsgebiets gelegenen basalen Schuppen unter dem Ötztaler Kristallin der Lischannagruppe.

Die komplizierten Faltenstrukturen der «Scaglia della Nagler» (vgl. S. 185) sind leider noch zu wenig analysiert, und es lässt sich vorläufig nur sagen, dass sie von der Trupchun-Braulio-Linie diskordant abgeschnitten werden, analog zu der Jungschichtensynklinale der Val Trupchun (vgl. S. 184). Es ist denkbar, dass sie anlässlich der Überschiebung der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone in ihrer ersten Anlage angelegt wurden.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass die Abscherungsbasis der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone im wesentlichen durch eine jüngere Abscherung in südliche bis südwestliche Richtung geprägt ist, welche einen bereits angelegten Schuppenbau ergreift. Überreste der älteren Abscherungsbasis der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone unter dem vorrückenden höheren Kristallin konnten nirgends festgestellt werden, isoliert von der heutigen Gallo- oder Trupchun-Braulio-Linie. Sie wurde offenbar reaktiviert oder völlig überprägt durch die jüngste Abscherung in südliche bis südwestliche Richtung.

2. *Bewegungsabfolge und -richtungen*

Als «Bewegungsrichtung» wird hier die Transportrichtung eines höheren tektonischen Elements relativ zu seiner Unterlage bezeichnet. Sie wird anhand rein geometrischer und fazieller Argumente zu ermitteln versucht. Die geometrischen Argumente sind zum Teil schwach und unzuverlässig, vor allem, was die «Vergenz», das heisst die Richtung der Überkippung von Falten, betrifft. Es sei deshalb betont, dass hier lediglich der Versuch einer Interpretation gewagt wird, wobei es dem Leser überlassen wird, die Zuverlässigkeit der Argumentation abzuschätzen.

Als «Phasen» werden zeitlich getrennte tektonische Bewegungen bezeichnet, als «Teilphasen» Bewegungen, welche eventuell auf einen einheitlichen Bewegungsablauf zurückgeführt werden können.

Auf das Problem der postmetamorphen und möglicherweise frühalpinen kristallininternen Tektonik wird an dieser Stelle nicht eingegangen (vgl. die Ausführungen S. 128). Es sei lediglich daran erinnert, dass im südlichen Ötztaler Kristallin Rb-Sr-Altersbestimmungen an Biotit bekannt wurden (SCHMIDT et al. 1967), welche eine jüngere Metamorphose anlässlich einer frühalpinen Phase (etwa 80 Mio. Jahre und älter als die Tauernkristallisation) belegen.

Phase 1

Über sie lässt sich vom untersuchten Gebiet aus betrachtet sehr wenig aussagen. Es kann angenommen werden, dass sich das zentralostalpine Deckensystem vorerst einmal über seine unterostalpine und penninische Unterlage nach Norden bewegte (Unterengadiner Fenster!). Dieser Hauptdeckentransport, der frühestens nach dem unteren Eozän stattgefunden haben kann, hat ein zusammenhängendes Deckensystem ergriffen, das sich erst in der Folge späterer Bewegungen in einzelne Komplexe aufspaltete: in den Campo-Ortler-, Engadiner-Dolomiten-, Silvretta- und Ötztalkomplex.

Die Spuren dieses Hauptdeckentransports oder eventuell noch älterer Phasen (kretazische Bewegungen?) wären am ehesten in der intensiven Durchbewegung des südöstlichen Münstertaler Kristallins und des Verrucano zu suchen, welche unter Bedingungen stattgefunden haben muss, die nahe der Untergrenze der Grünschieferfazies lagen. Ebenfalls in dieser ersten Phase könnte das SW-NE-Streichen der Scarl-Ein-

heit in seiner ersten Anlage entstanden sein (vgl. KARAGOUNIS 1962: «Erste grosse NW- bis W-gerichtete Schubphase», S. 443).

Es sollen zwei weitere, etwas hypothetische Möglichkeiten einer Interpretation doch noch angeführt werden, da sie bereits an verschiedenen Stellen angedeutet wurden:

a) Dieser Hauptdeckentransport hat hier in den südöstlichen Engadiner Dolomiten keine noch erkennbaren Strukturen hinterlassen. Vor allem die alten Faltenstrukturen des Scarl-Unterbaus und eventuell auch die Abscherung des Scarl-Oberbaus in nordwestliche Richtung sowie die Deformation des Münstertaler Kristallins und Verrucanos sind auf Phase 2 zurückzuführen oder zumindest in Phase 2 reaktiviert und überprägt worden. Dagegen könnte die Tatsache sprechen, dass die heutige Schlinig-Linie, also der westliche Erosionsrand des Ötztalkomplexes, die Faltenstrukturen des Scarl-Unterbaus diskordant abschneidet und offenbar überprägt (vgl. KELLERHALS 1966), wenn nicht eine Reaktivierung von Bewegungen an der Schlinig-Linie anlässlich einer späteren Phase angenommen wird (vgl. S. 189).

b) Phase 2 fällt mit dem Hauptdeckentransport zusammen. Etwa im Sinne von STAUB (1964) würden die Engadiner Dolomiten eine «subsilvrettide» Stellung einnehmen, wobei diese höhere Kristallinmasse den noch mit dem Ötztalkomplex vereinigten Silvrettakomplex umfassen würde. Dies würde aber implizieren, dass dieser Transport in westliche bis nordwestliche Richtung (vgl. Phase 2) erfolgt wäre, wobei die Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone die Basisverschuppung im Liegenden dieser mit dem Hauptdeckentransport zusammenfallenden bedeutenden Kristallinüberschiebung darstellen würde. Diese Interpretation müsste auch mit einer Deckentrennung zwischen Campo- und Ötztaler Kristallin im unteren Vintschgau nachzuweisen sein. Eine solche Deckentrennung existiert nach SCHMIDEGG (1933) nicht. Andererseits ist die Abtrennung der Matscher Decke, welche isoliert vom übrigen Ötztaler Kristallin als Rest dieses höheren Kristallins aufgefasst werden könnte, ebenfalls nicht belegt. Diese zweite Möglichkeit ist somit eher unwahrscheinlich.

Gesichert ist nur, dass zu irgendeinem Zeitpunkt im Gebiete der südöstlichen Engadiner Dolomiten eine Deformation und Durchbewegung unter recht hohen p-T-Bedingungen stattgefunden haben muss: vgl. die Paläotemperaturbestimmungen Seite 151, die Illitkristallinität Seite 143 und den Deformationsstil von Münstertaler Kristallin und Verrucano Seite 156. Dieser Zeitpunkt kann aber nicht irgendeiner der hier angeführten Phasen zugeordnet werden.

Phase 2

Die Bewegungen, welche zum Schuppenbau in der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone führten, müssen in zwei Teilphasen zerlegt werden:

2a) Überschiebung einer höheren Kristallinmasse auf obertriadische Sedimente der Engadiner Dolomiten, genauer gesagt auf die östliche Fortsetzung der Sedimente des Quatervals-Elements. Dies entspräche etwa der von Termier erkannten Überschiebung der Chazforàdecke auf die Engadiner Dolomiten. Diese Chazforàdecke Termiers wird hier als westlichster Ausläufer des Kristallins des Ötztalkomplexes (inkl. Matscher Decke) aufgefasst.

2b) Verschuppung eines Gesteinspakets, bestehend aus (von unten nach oben) Raibler Schichten, basalem Hauptdolomit und Kristallin, an Scherflächen, welche vor al-

lem im Niveau der Raibler Schichten angelegt werden und an welchen tektonisch primär tiefere und vom Kristallin bereits überfahrene, sedimentäre Gleitbretter sekundär ins tektonisch Hangende bereits weiter vorgerückter Kristallinbretter gelangen (z. B. die Sedimente des Piz Umbrail über das Brauliokristallin).

Es wurde an verschiedenen Stellen bereits darauf hingewiesen, dass es möglich ist, diese zwei Teilphasen auf einen einheitlichen Bewegungsablauf zurückzuführen. Für diese Interpretation, die nicht streng bewiesen werden kann, welcher hier aber der Vorzug gegeben wird, sprechen folgende Anhaltspunkte:

- Es muss angenommen werden, dass bereits bei der Überschiebung des Kristallins (Teilphase 2a) der Hauptdolomit von seiner stratigraphischen Unterlage am tektonischen Gleithorizont der Raibler Schichten abgeschert wurde. Gegen die Annahme einer listrischen Fläche, an welcher das höhere Kristallin die gesamte Schichtreihe der Engadiner Dolomiten vorerst durchschneidet, spricht die Beobachtung, dass von der Val Muraunza bis zum Murtaröl diese Kristallinüberschiebung stets im Hangenden von Raibler Schichten (selten) oder (meist) von basalem dolomitischem Hauptdolomit zu finden ist, mit Ausnahme des westlichsten Kristallinvorkommens am M. Cornaccia, welches sich auf kalkführende Sedimente des Quatervals-Elements überschiebt. Diese Bewegungen im Niveau der Raibler Schichten müssen also bereits bei der Kristallinüberschiebung eine bedeutende Rolle gespielt haben, was auch aus mechanischen Überlegungen anzunehmen ist. Es scheint mir somit unwahrscheinlich, dass dieser Gleithorizont erst anlässlich eines zweiten Bewegungsvorgangs zu einer Verschuppung der sedimentären Unterlage im Liegenden der Kristallinüberschiebung geführt hätte.
- An verschiedenen Stellen wurden in kleinerem Maßstab einer grösseren Überschiebungsbahn untergeordnete, basale Verschuppungen beobachtet: z. B. unter der Kristallinüberschiebung am Piz Rims und an der Überschiebungsbahn des Umbrail-Hauptdolomits auf das Brauliokristallin.
- Einzelne Schuppeneinheiten können nicht auf weite Distanz verfolgt werden, wie dies am M. Forcola lokal möglich ist. Die Schuppenzone ändert ja in westliche Richtung vom Chavalatschkamm bis zur Murtarölgruppe mit der lithologischen Zusammensetzung auch den tektonischen Stil.
- Die Anlage der Val-Dössradond-Linie wäre bei einer Trennung in zwei zeitlich getrennte Phasen sicher jünger als die Überschiebung des höheren Kristallins auf die Sedimente der Engadiner Dolomiten, wäre somit also jünger als Teilphase 2a. Andererseits kann sie nicht jünger sein als die Anlage des Schuppenbaus, denn die beiden Schuppenzonen östlich und westlich der Val-Dössradond-Linie lassen sich auch nach Rückgängigmachung der Abscherung an der Val-Dössradond-Linie nicht einfach miteinander korrelieren. Zudem scheinen die Scherflächen des M. Forcola, welche in Teilphase 2b angelegt wurden, in einem allerdings beschränkten (vgl. S. 170) Zusammenhang mit der Val-Dössradond-Linie zu stehen. Bei einer Trennung in getrennte Bewegungsabläufe wäre die Val-Dössradond-Linie also am ehesten mit Teilphase 2b in Verbindung zu bringen. Dem widerspricht nun aber die Tatsache, dass sich an der Val-Dössradond-Linie eine im Osten noch zusammenhängende Kristallinmasse (Kristallin der Schuppen 1–4, vgl. Fig. 19) auf die Sedimente des Umbrail-Hauptdolomits, der Raibler Schichten der Valle

Forcola und der Pravedermulde legen, während bei einer strengen Trennung der zwei Bewegungsabläufe in dieser jüngeren Teilphase eigentlich Überschiebungen von Sedimentbrettern auf Kristallin zu erwarten wären. Die Bewegung an der Val-Dössradond-Linie lässt sich somit nicht widerspruchslos einer der zwei Teilbewegungen zuordnen, sie stellt lediglich eine finale Teilbewegung eines einheitlichen Bewegungsablaufs dar.

Gewisse, bereits angelegte Scherflächen der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone werden erst beim Rückschub in südliche Richtung (Phase 3) reaktiviert (z. B. der Triaszug des Piz Val Gronda). Dieser Rückschub ergreift aber einen bereits im wesentlichen angelegten Schuppenbau.

Die wichtigsten geometrischen Anhaltspunkte für eine Bewegung in westliche bis nordwestliche Richtung (es wird im folgenden nur von «Ost» und «West» die Rede sein) sind die folgenden:

- Veränderungen im Gesteinsinhalt der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone von Osten nach Westen: Abnahme des Kristallinanteils dieser Schuppenzone von Osten nach Westen, Aufschiebungen älterer auf jüngere Sedimente von Osten nach Westen.
- Ausdünnen der Unterlage der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone von Westen nach Osten, der Sedimente der Scarl-Einheit und eventuell auch dcs Ortlerkomplexes. Dieses Ausdünnen ist auch unter den kristallinen Klippen nördlich des Münstertals, an der heutigen Schlinig-Linie und am schönsten um den Chavalatschkamm herum zu beobachten.
- Möglichkeit zur Beheimatung der kristallinen und mesozoischen Anteile der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone im Osten.
- Die geometrische Orientierung der Val-Dössradond-Linie als schaufelförmig nach Westen einfallende Abscherungsfläche.

Die Abscherungsbasis dieser Verschuppungszone bilden die Gallo-Linie im Norden und die Trupchun-Braulio-Linie im Süden. Diese beiden tektonischen Abscherungshorizonte sind in ihrer heutigen Anlage aber ganz durch die letzten Bewegungen von Phase 3 geprägt, welche diesen bereits bestehenden Schuppenbau erneut ergriffen, wobei dieser Abscherungshorizont von Phase 3 weitgehend denselben Bewegungshorizont (die Raibler Schichten) benutzte.

Der Vorgang dieser Verschuppung ist unter der Annahme eines einheitlichen Bewegungsablaufs etwa folgendermassen vorstellbar:

Das Kristallin des Ötzkomplexes (inkl. Matscher Decke) separiert sich aus dem noch einheitlichen zentralostalpinen Deckensystem (sofern Phase 1 und 2 nicht zusammenfallen, was unwahrscheinlicher ist) und überschiebt in einer ersten Teilphase seine westliche Fortsetzung, den Komplex der Engadiner Dolomiten (und den Campo-Ortler-Komplex?) in westliche Richtung. Die Sedimentbedeckung der Engadiner Dolomiten muss somit nach Osten endgültig auskeilen, was ja unter der heutigen Schlinig-Linie, der Kristallinüberschiebung der kristallinen Klippen nördlich des Münstertals und in der Unterlage der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone am Chavalatschkamm tatsächlich zu beobachten ist. Ein Teil der Sedimentbedeckung liegt in abgescherter Form (v.a. Raibler Schichten und Hauptdolomit) im Quatervals-Element und in der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone vor. Vor allem die kalkführenden

Serien der Hauptdolomitformation wurden vor der Stirn des vorrückenden Kristallins abgeschert und sind im Quatervals-Element wiederzufinden. Die Raibler Schichten und vor allem dolomitische Anteile der Hauptdolomitformation verschuppten sich aber in einer zweiten Teilphase mit den Kristallinserien der vorrückenden Kristallindecke, wobei diese Schuppenzone sich grossenteils den bereits abgescherten, jüngeren Sedimenten des Quatervals-Elements überschiebt, diese aber lokal (M. Solena!) ebenfalls in den Schuppenbau einbezieht.

Die Bewegungen der zweiten Teilphase können dadurch bedingt sein, dass die flach angelegte Überschiebungsbahn dieser Kristallinmasse inaktiv wird, nachdem die kalkführenden Serien der Hauptdolomitformation weitgehend abgeschürft wurden. Es beginnen sich nun vorerst sedimentinterne Scherflächen in der Unterlage dieser Überschiebungsbahn (in den Raibler Schichten) auszubilden. Diese Scherflächen versetzen schliesslich, steiler nach Westen ansteigend als die alte Abscherungsbahn, diese Überschiebungsfläche der Kristallindecke selber und auch basale Anteile des Kristallins. Schliesslich verschuppt sich das Kristallin mit seiner sedimentären Unterlage an zahlreichen derartigen sekundären Schubflächen, und es ist so verständlich, dass Sedimente der Unterlage tektonisch über bereits vorgerückte Kristallinbretter gelangen können, wie z. B. der Umbrail-Hauptdolomit über das Brauliokristallin.

Bei dieser kinematischen Interpretation, welche die Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone als basale Verschuppungszone betrachtet im Liegenden einer tektonisch höheren Kristallinmasse, welche heute grösstenteils erodiert ist, muss der Vorschub dieses höheren (Ötz-)Kristallins nach Westen von recht grosser Bedeutung sein, was die Transportweite und vor allem die Mächtigkeit dieser Schubmasse betrifft.

Schwierig ist die Frage nach dem Verbleib der im Osten auskeilenden Unter- und Mitteltrias. In vollständig abgescherter Form liegen diese Sedimente nur in den basalen Schuppen der Lischannagruppe (nordöstliche Engadiner Dolomiten) und eventuell an der Corna Cavalli vor. Sie müssen hauptsächlich im Osten zurückgeblieben sein, was anzunehmen ist, wenn man die Raibler Schichten als vorzüglichen Abscherungshorizont berücksichtigt. Will man nicht eine Verschluckungszone für das Ausdünnen und Verschwinden dieser Sedimente verantwortlich machen, so sind sie am ehesten im Unterbau der Scarl-Einheit selber zu suchen. Deshalb erscheint die Anlage oder zumindest die starke Verscherung des Scarl-Unterbaus im Zuge dieser 2. Phase, von unserem Gesichtspunkte aus gesehen, wahrscheinlicher. Es wäre aber noch nachzuprüfen, ob der Verkürzungsbetrag dieser SW–NE streichenden Kompressionstektonik im Scarl-Unterbau ausreicht, um den Verbleib dieser Unter- und Mitteltrias zu erklären.

Phase 3

Die Bewegungen der dritten Phase können nicht einwandfrei zwei getrennten Bewegungsabfolgen zugeordnet werden, und sie werden deshalb als Teilphasen 3a und 3b beschrieben.

Die geometrischen Anhaltspunkte für eine gemeinsame Abscherung der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone und des Quatervals-Elements in südliche bis südwestliche Richtung anlässlich einer Teilphase 3a sind folgende:

- Dachziegelartige Verschuppung des Umbrail-Chavalatsch-Elements an seinem Südrande an nordfallenden Scherflächen, die zum Teil präexistent sind (Phase 2).

Im Falle des Triaszugs des Piz Val Gronda ist eine Bewegungsrichtung nach Süden nachgewiesen.

- Diskordante Abscherung einer präexistenten Synklinale in den Jungschichten der Val Trupchun durch die Trupchun-Braulio-Überschiebung mit einer Bewegungsrichtung nach Südwesten (vgl. STEIGER 1962, SOMM 1965 und TRÜMPY 1969). Gleichzeitig südwestlich bis südlich gerichtete Bewegungen im Quatervals-Element (vgl. SOMM 1965, «jüngere Phase»).
- Aufschiebung von Solenaschuppen und Stelvioschuppe auf den Ortlerkomplex, die Strukturen der «Scaglia della Nagler» diskordant abschneidend.
- Eventuell ist auch die Anlage der nach Süden vergenten Antiklinale in den von ihrer Unterlage abgescherten Raibler Schichten des Piz Mezdi auf diese Bewegungen zurückzuführen.
- Die Anlage der E–W streichenden Pravedermulde ist mit dieser Abscherung in Verbindung zu bringen, wenn die Entstehung dieser Mulde nicht direkt mit der Münstertaler Aufwölbung und einem Abgleiten der Umbrail-Chavalatsch-Schuppen im Südflügel der Gallo-Linie in Zusammenhang gebracht wird.

Eventuell gleichzeitig mit dieser Abscherung (3a) wurden folgende Strukturen (3b) angelegt:

- Münstertaler Aufwölbung und Steilstellung der Trias des Scarl-Unterbaus in der Turettaskette und in der Nordwand des Piz Lad (neben anderen Aufwölbungen und Einsenkungen ausserhalb des Untersuchungsgebiets).
- Anlage der Quatervals-Umbrail-Einmuldung.
- Flexurartige Verbiegung der Abscherungsbasis der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone (Gallo-Linie und Trupchun-Braulio-Linie). Überprägung der Gallo-Linie durch Vertikalverwerfungen und eventuelles Abgleiten von Teilen der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone westlich der Val Muraunza.
- Anlage jüngster Brüche in der Nordwand des M. Forcola.

Die Abscherungsbasis dieser jüngsten Abscherung (3a) ist wiederum in der Gallo-Linie und der Trupchun-Braulio-Linie zu suchen; beide tektonischen Flächen verdanken ihre heutige Anlage weitgehend diesen letzten Bewegungen.

Die Transportweite dieser Rückschuppung nach Südwesten muss mindestens 4 km betragen haben im Falle des Quatervals-Elements (gemessen an der im Engadin aufgeschlossenen nordöstlichen Fortsetzung der Varuschserie und der normalen Schichtfolge der Val Mela unter das Quatervals-Element: vgl. SOMM 1965, Tf. XI). Es ist von der Deutung der Schürflinge von Kristallin, Unter- und Mitteltrias an der Corna Cavalli abhängig, ob die Transportweite dieser Rückschuppung noch grösser veranschlagt werden muss. Im untersuchten Gebiete ist der Überschiebungsbetrag nicht abzuschätzen, er dürfte aber in der gleichen Grössenordnung liegen wie im westlichen Abschnitt in der Val Trupchun.

Es ist nicht möglich, diese Rückschuppung (3a) nur durch ein gravitatives Ablgeiten dieser aus dem Quatervals-Element und der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone bestehenden Einheit[25]) von der Münstertaler Aufwölbung und der Aufwölbung des

[25]) «Einheit» nur bezüglich der letzten Phase 3.

Munt la Schera (3b; vgl. auch KARAGOUNIS 1962) zu erklären. Diese Aufwölbungen klingen ja in westliche Richtung aus und zudem ist es hier fraglich, ob die Gallo-Linie in ihrem westlichsten Abschnitt die nördliche Abscherungsbasis dieser Rückschuppung darstellt, da sie an Bedeutung zu verlieren scheint gegen Nordwesten hin. Auch östlich der Val Muraunza klingt die Münstertaler Aufwölbung aus.

Andererseits ist an der Gallo-Linie im Abschnitt zwischen Punt dal Gall und Punt Teal mit Abgleitungen in südliche Richtung zu rechnen. Es ist daher in diesem Abschnitte nicht möglich, eine von der Münstertaler Aufwölbung unabhängige Rückschuppung von einer durch sie verursachten Abgleitung auseinanderzuhalten. Da aber die Münstertaler Aufwölbung auch nach Osten hin ausklingt, kann auch im engeren Untersuchungsgebiet die Rückschuppung nicht ausschliesslich auf diese Aufwölbung zurückgeführt werden, und die Bedeutung der von dieser Aufwölbung unabhängigen Rückschuppung muss als grösser eingeschätzt werden als die durch diese Aufwölbung verursachte, zum Teil rupturelle Überprägung der Gallo-Linie westlich der Val Muraunza.

Wird eine zweiphasige Bewegungsabfolge angenommen, so müsste die Münstertaler Aufwölbung (3b) sicher jünger sein, denn sie würde sich dieser Abscherung (3a) sonst als bedeutendes Hindernis in den Weg gestellt haben.

Es ist denkbar, dass in den nordöstlichen Engadiner Dolomiten gleichzeitig mit Phase 3 eine Rückschuppung an einer dort reaktivierten Schlinig-Linie stattfand, denn die Bewegungsrichtung des Ötzkristallins wäre dort als nach Südwesten gerichtet vorstellbar (vgl. KELLERHALS 1966 und EUGSTER et al. 1968), und der Stil der basalen Verschuppung weicht in der Lischannagruppe von dem der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone ab (mitgerissene Unter- und Mitteltrias).

Das Umbiegen aller Strukturelemente von NW-SE-Streichen im Westen in ein SW-NE-Streichen im Osten innerhalb des Quatervals-Elements und der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone, welches alle tektonischen Strukturen und auch die Ortlertrias erfasst, ist wahrscheinlich nicht das Resultat von zweiphasigen Bewegungen, denn es geschieht recht kontinuierlich und erfasst einen bereits angelegten tektonischen Bau der südlichen Engadiner Dolomiten. Eine Interpretation ist aber recht problematisch, vor allem ohne genauere Kenntnis der Tektonik auch des Ortlerkomplexes:

- Es wäre eine divergente Rückschuppung nach Südwesten im Westen und nach Süden im Osten denkbar (Rotation!).
- Dieses Umbiegen ist derart grossräumig angelegt, dass die Annahme einer Hebung mit einem Zentrum östlich des Suldentals (hier streichen die Ortlersedimente in die Luft aus) eine allerdings sehr hypothetische Erklärung bieten könnte.
- Die ebenfalls sehr fragliche Annahme eines separaten Nordschubs des östlichen Campo- und Ötztaler Kristallins, etwa im Zusammenhang mit Blattverschiebungen an der Judikarien- und Engadiner Linie in einer späteren Phase 4, könnte ebenfalls als Erklärungsmöglichkeit in Erwägung gezogen werden. Dieses Umbiegen wäre in diesem Falle das Resultat einer grossangelegten Schleppung am Westrande dieser Nordbewegung (für spätere Bewegungen an der Engadiner Linie vgl. TRÜMPY 1969).

LITERATURVERZEICHNIS

AITKEN, J. D. (1967): *Classification and Environmental Significance of Cryptalgal Limestones and Dolomites*. J. Sed. Petr. *37*/4, 1163–1178.

ANDREATTA, C. (1951): *Il metamorfismo delle formazioni del Gruppo dell'Ortles*. Ric. Sc. Roma *21*/2, 190–196.

– (1952): *Polymetamorphose und Tektonik in der Ortlergruppe*. N. Jb. Miner., Mh. *1*, 13–28.

– (1953): *Syntektonische und posttektonische magmatische Erscheinungen der Ortlergruppe in Beziehung zum alpinen Magmatismus*. Tschermaks Min. Petr. Mitt. *3*/2, 93–114.

– (1954): *La Val di Peio e la catena Vioz-Cevedale*. Acta Geol. Alpina *5*, 1–337.

ASSERETO, R. (1965): *Sulla presenza di Torbiditi nei sedimenti del Carnico dei deintorni di Dossena (Val Brembana)*. Riv. Ital. Paleont. Strat. *71*/3, 838–852.

BAILEY, E. H., und STEVENS, R. E. (1960): *Selective Staining of K-Feldspar and Plagioclase on Rock Slabs and Thin Sections*. Am. Miner. *45*, 1020–1025.

BAUMANN, M., HELBIG, P., und SCHMIDT, K. (1967): *Die steilachsige Faltung im Bereich des Gurgler und Venter Tales (Ötztaler Alpen)*. Jb. Geol. B. A. Wien *110*, 1–72.

BEARTH, P. (1932): *Die Diabasgänge der Silvretta*. SMPM *12*, 147–180.

BOESCH, H. (1937): *Geologie der zentralen Unterengadiner Dolomiten zwischen Ofenpass und Val Laschadura*. Inaug.-Diss. Univ. Zürich.

BÖSE, E. (1896): *Zur Kenntnis der Schichtenfolge im Engadin*. Z. dt. geol. Ges. *48*, 557–631.

BONSIGNORE et al. (1969): *Note illustrative della Carta geologica d'Italia*, foglio *8*, Bormio (Vorabdruck).

BURKHARD, G. (1953): *Geologische Beschreibung der Piz-S-chalambert-Gruppe*. Inaug.-Diss. Univ. Bern.

CARRARO, F., DAL PIAZ, G. V., und SACCHI, R. (1970): *Serie di Valpalline e II Zona Diorito-Kinzingitica sono i relitti di un ricoprimento proveniente della Zona Ivrea–Verbano*. Mem. Soc. Geol. It. *9*, 197–224.

CARTER, N. L., CHRISTIE, J. M., und GRIGGS, D. T. (1964): *Experimental Deformation and Recrystallization of Quartz*. J. Geol. *72*/6, 687–733.

CORNELIUS, H. (1915): *Zur Kenntnis der Wurzelregion im unteren Veltlin*. N. Jb. Min. Petr. Palaeont. *40*, 253–363.

CORNELIUS, H., und FURLANI-CORNELIUS, M. (1930): *Die insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass*. Denkschr. Akad. Wiss. *102* (Wien).

DAVIES, G. R. (1970): *Algal-Laminated Sediments, Gladstone Embayment, Shark Bay, Western Australia*. AAPG memoir *13*, 169.

DÖSSEGGER, R. (1970): *Zur Geologie der Gruppe des Piz Turettas im Münstertal*. Diplomarbeit ETH Zürich (Manuskript deponiert in der Bibliothek des geol. Inst. der ETH Zürich).

DUNHAM, R. J. (1962): *Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture*. AAPG memoir *1*, 108–121.

EUGSTER, H. (1923): *Geologie der Ducan-Gruppe*. Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *49*.

– (1959): *Beiträge zur Tektonik der Engadiner Dolomiten*. Eclogae geol. Helv. *52*/2, 555–562.

– (1965): *Anzeichen vermutlich spätorogener Bewegungen in der oberostalpinen Decke*. Eclogae geol. Helv. *58*/1, 17–20.

– (1971): *Beitrag zur Tektonik des südöstlichen Graubündens*. Eclogae geol. Helv. *64*/1, 133–147.

EUGSTER, H., CADISCH, J., und WENK, E. (1968): *Erläuterungen zum Geol. Atlas der Schweiz, Blatt 44, Schuls*.

FISCHER, A. G. (1964): *The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic*. Symposium on Cyclic Sedimentation, Kansas Geol. Survey Bull. *169*, 107–150.

FOLK, R. L. (1962): *Spectral Subdivision of Limestone Types*. AAPG memoir *1*, 62–84.

FREY, M. (1969): *Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet*. Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *137*.

FRIEDMANN, G. M. (1965): *Terminology of Cristallization Textures and Fabrics in Sedimentary Rocks*. J. Sed. Petr. *35*/3, 643–655.

GELATI, R., und ALLASINAZ, A. (1964): *Nuovo contributo alla conoscenza del Trias superiore dell'Alta Valtellina*. Riv. It. Paleont. Strat. *70*/1, 15–64.

GOLDSMITH, J. R., und HEARD, H. C. (1961): *Subsolidus Phase Relations in the System $CaCO_3$–$MgCO_3$*. J. Geol. *69*, 45–74.

GRAF, D. L., und GOLDSMITH, J. R. (1955): *Dolomite-magnesian Calcite Relations at Elevated Temperatures and CO_2-Pressures*. Geochim. Cosmochim. Acta *7*, 109–128.

– (1958): *The Solid Solubility of $MgCO_3$ in $CaCO_3$ (rev. ed.)*. Geochim. Cosmochim. Acta *13*, 218–219.

GRAUERT, B. (1969): *Die Entwicklungsgeschichte des Silvrettakristallins auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen*. Inaug.-Diss. Univ. Bern.

GRUBENMANN, U., und TARNUZZER, CH. (1909): *Beiträge zur Geologie des Unterengadins*. Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] *23*.

HALFERDAHL, L. B. (1961): *Chloritoid: Its Composition, X-Ray and Optical Properties, Stability, and Occurrence*. J. Petr. *2*, 49–136.

HAMMER, W. (1903): *Über die Pegmatite der Ortleralpen*. Verh. k. k. geol. R. A. Wien *17*, 345–361.

– (1905): *Geologische Aufnahme des Blattes Bormio-Tonale*. Jb. k. k. geol. R. A. Wien *55*/1, 1–26.

– (1906a): *Geologische Beschreibung der Laaser Gruppe*. Jb. k. k. geol. R. A. Wien *56*/3, 497–538.

– (1906b): *Vorläufige Mitteilung über die Neuaufnahme der Ortlergruppe*. Verh. k. k. geol. R. A. Wien *6*, 174–188.

– (1907): *Beiträge zur Geologie der Sesvennagruppe I*. Verh. k. k. geol. R. A. Wien *16*, 369–378.

– (1908a): *Die Ortlergruppe und der Chavalatschkamm*. Jb. k. k. geol. R. A. Wien *58*/1, 79–196.

– (1908b): *Beiträge zur Geologie der Sesvennagruppe II*. Verh. k. k. geol. R. A. Wien *4*, 98–107.

– (1911): *Die Schichtfolge und der Bau des Jaggl im oberen Vintschgau*. Jb. k. k. geol. R. A. Wien *61*/1, 1–40.

– (1912): *Erläuterung zur Geol. Karte Nr. 66, Glurns und Ortler*. K. k. geol. R. A. Wien.

– (1922): *Geologischer Führer durch die Westtiroler Zentralalpen*. Sammlung geologischer Führer *22* (Verlag Gebr. Bornträger).

– (1923): *Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Rep. Österreich, Bl. 5245, Nauders*. Geol. B. A. Wien.

– (1925): *Einige Ergebnisse der geologischen Landesaufnahme in den Westtiroler Zentralalpen*. Geol. Rundschau *16*, 147–160.

– (1931): *Zur Umgrenzung der Ötztaler Alpen als Schubdecke*. Verh. geol. B. A. Wien *8*, 175–188.

– (1938): *Bemerkungen zu R. Staub «Geol. Probleme um die Geb. zw. Engadin und Ortler»*. Verh. geol. B. A. Wien *11–12*, 227–237.

HAMMER, W., und AMPFERER, O. (1911): *Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee*. Jb. k. k. geol. R. A. Wien *61*/3 und 4, 531–710.

HAMMER, W., und JOHN, C. v. (1909): *Augengneise und verwandte Gesteine aus dem oberen Vintschgau*. Jb. k. k. geol. R. A. Wien *59*, 691–773.

HAMMER, W., und TRENER, G. B. (1908): *Erläuterungen zur Geologischen Karte Nr. 78, Bormio*. K. k. geol. R. A. Wien.

HARSCH, W. (1968): *Lithofaziale, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten der Nördlichen Kalkalpen zwischen Fernpass und Rhein sowie verschiedener Vorkommen in Graubünden*. Diss. TH München.

HAUER, F. v. (1855): *Allgemeiner Bericht über die geologischen Arbeiten der Sektion IV der K. K. Geologischen Reichsanstalt im Sommer 1855*. Jb. geol. R. A. Wien *6*, 741–749.

– (1872): *Geologische Übersichtskarte der österreichischen Monarchie*. Jb. k. k. geol. R. A. Wien *22*, 149–228.

HEGWEIN, W. (1927): *Beitrag zur Geologie der Quatervalsgruppe im Schweizerischen Nationalpark*. Inaug.-Diss. Univ. Bern (Manuskript deponiert in der Stadtbibliothek Bern).

HESS, W. (1953): *Beiträge zur Geologie der südöstl. Engadiner Dolomiten zwischen dem oberen Münstertal und der Valle di Fraéle*. Eclogae geol. Helv. *46*/1, 40–142.

HOSCHEK, G. (1967): *Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith*. Contr. Mineral. Petrol. *14*, 123–162.

– (1969): *The Stability of Staurolite and Chloritoid and Their Significance in Metamorphism of Pelitic Rocks*. Contr. Mineral. Petrol. *22*, 208–232.

HSÜ, K. J. (1955): *Granulites and Mylonites of the Region about Cucamonga and San Antonio Canyons, San Gabriel Mountains, California*. Univ. Cal. Publ. in Geol. Sci. *30*/4, 223–352.

INHELDER, H. (1952): *Zur Geologie der südöstlichen Unterengadiner Dolomiten zwischen S-charl, Ofenpasshöhe, Sta. Maria und Müstair*. Inaug.-Diss. Univ. Zürich.

JERZ, H. (1966): *Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen)*. Geologica Bavarica *56*, 1–102.

KAPPELER, U. (1938): *Zur Geologie der Ortlergruppe und zur Stratigraphie der Ortlerzone zwischen Sulden und dem Engadin*. Inaug.-Diss. Univ. Zürich.

KARAGOUNIS, K. (1962): *Zur Geologie der Berge zwischen Ofenpass, Spöltal und Val del Gallo im schweizerischen Nationalpark*. Inaug.-Diss. Univ. Zürich. Ergebnisse der wissenschaftl. Untersuchungen im schweiz. Nationalpark *48*.

KARAGOUNIS, K., und SOMM, A. (1962): *Geologische Probleme aus den südlichen Engadiner Dolomiten*. Eclogae geol. Helv. *55*/2, 475–480.

KATZ, H. (1948): *Geologische Untersuchungen am Piz Lad bei Sta. Maria i.M.* Diplomarbeit ETH Zürich (Manuskript deponiert in der Bibliothek des geol. Inst. der ETH Zürich).

KELLERHALS, P. (1965): *Einige neue Beobachtungen zur Geologie der Ortlergruppe, des Vintschgaus und der südöstlichen Engadiner Dolomiten*. Eclogae geol. Helv. *58*/1, 39–48.

– (1966): *Geologie der nordöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen Piz San Jon, S-charl und Piz Sesvenna*. Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *126*.

KLEBELSBERG, R. v. (1935): *Geologie von Tirol*. (Verlag Gebr. Bornträger).

KLEMENZ, W. (1967): *Geologie der Val Mingèr (Schweiz. Nationalpark)*. Diplomarbeit Univ. Zürich (Manuskript deponiert in der Bibliothek des geol. Inst. der ETH Zürich).

KOEHN-ZANINETTI, L. (1968): *Les Foraminifères du Trias de la région de l'Almtal*. Texte condensé Thèse n° 1467, Genève.

– (1969): *Les Foraminifères du Trias de la région de l'Almtal*. Jb. geol. B. A. Wien, Sonderband 14.

KOENIG, M. A. (1964): *Geologisch-petrographische Untersuchungen im oberen Veltlin*. Inaug.-Diss. Univ. Zürich.

KRISTAN-TOLLMANN (1962): *Stratigraphisch wertvolle Foraminiferen aus Obertrias und Liaskalken der voralpinen Fazies bei Wien*. Erdöl-Zeitschrift Wien–Hamburg *78*.

LEUPOLD, W. (1934): *Einleitung zu den Exkursionen 92, 93 und 94*. Geol. Führer Schweiz, 14 (Basel).

MARSCHALKO, R., und PULEC, M. (1967): *Sedimentology of the Lunz Beds*. Gologicky Sbornik *18*/2, 331–344.

MATTER, A. (1967): *Tidal Flat Deposits in the Ordovician of Western Maryland*. J. Sed. Petr. *37*/2, 601–609.

MILLER, D. S., JÄGER, E., und SCHMIDT, K. (1967): *Rb-Sr-Altersbestimmungen an Biotiten der Raibler Schichten des Brennermesozoikums und am Muskovitgranitgneis von Vent (Ötztaler Alpen)*. Eclogae geol. Helv. *60*/2, 537–452.

MÜLLER, O. (1936): *Das Bündner Münstertal (Landeskunde)*. Inaug.-Diss. Univ. Zürich.

MÜLLER, W. (1970): *Geologie des Munt da la Bescha unter besonderer Berücksichtigung der Sedimentologie des Hauptdolomites*. Diplomarbeit ETH Zürich (Manuskript deponiert in der Bibliothek des geol. Inst. der ETH Zürich).

PAREA, G. C. (1960): *Contributo alla conoscenza del Triassico superiore del gruppo dell'Ortles*. Riv. Ital. Pleont. Strat. *66*/3, 323–344.

POZZI, R. (1957): *La geologia della bassa Valle di Fraéle (Alpi Retiche)*. Eclogae geol. Helv. *50*/1, 100–140.

– (1959a): *Studio stratigrafico del Mesozoico dell'Alta Valtellina*. Riv. Ital. Paleont. Strat. *65*/1, 2–54.

– (1959b): *La geologia della Valle di Federia*. Riv. Ital. Paleont. Strat. *65*/3, 203–219.

– (1959c): *Nuovi fossili norici nei calcari dell'Alta Val Cancano*. Riv. Ital. Paleont. Strat. *66*/1, 127–134.

– (1960): *Rapporti tettonici fra le Falde di Quatervals, Umbrail ed Ortles della Val Saliente alla Val Forcola*. Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett. Milano *94*, 650–673.

– (1965): *Schema tettonico dell'Alta Valtellina da Livigno al Gruppo dell'Ortles*. Eclogae geol. Helv. *58*/1, 21–38.

POZZI, R., und GIORCELLI, A. (1960): *Memoria illustrativa della carta geologica della regione compresa fra Livigno ed il passo dello Stelvio*. Boll. Serv. Geol. Ital. *81*/1, 1–72.

PURTSCHELLER, F. (1969): *Petrographische Untersuchungen an Alumosilikatgneisen des Ötztaler-Stubaier Altkristallins*. Tschermaks Min. Petr. Mitt. *13*, 35–54.

RICHARDSON, S. W., GILBERT, M. C., und BELL, P. M. (1969): *Experimental Determination of Kyanite-Andalusite and Andalusite-Sillimanite Equilibria; the Aluminium Silicate Triple Point*. Am. J. Sci. *267*, 259–272.

SCHMID, S. (1968): *Geologische Untersuchungen im westlichen Umbrailgebiet (Piz Praveder, M. Forcola)*. Diplomarbeit Univ. Zürich (Manuskript deponiert in der Bibliothek des geol. Inst. der ETH Zürich).

SCHMIDEGG, O. (1933): *Neue Ergebnisse in den südlichen Ötztaler Alpen*. Verh. Geol. B. A. Wien *5/6*, 83–95.

– (1964): *Die Ötztaler Schubmasse und ihre Umgebung*. Verh. Geol. B. A. Wien *1*, 27–47.

SCHMIDT, K. (1965): *Zum Bau der südlichen Ötztaler und Stubaier Alpen*. Verh. Geol. B. A. Wien, Sonderheft G, S. 199–213.

SCHMIDT, K., JÄGER, E., GRÜNENFELDER, M., und GRÖGLER, N. (1967): *Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötzkristallins und des Schneeberger Zuges*. Eclogae geol. Helv. *60/2*, 529–536.

SCHNEIDER, J. (1970): *Die Geologie des oberen Val Plavna unter besonderer Berücksichtigung der Sedimentologie*. Diplomarbeit ETH Zürich (Manuskript deponiert in der Bibliothek des geol. Inst. der ETH Zürich).

SCHNEIDER, B. (im Druck): *Zur Geologie der östlichen Quatervals-Gruppe im schweizerischen Nationalpark*. Inaug.-Diss. Univ. Zürich.

SCHUDEL, W. (1965): *Geologie der südlichen Grosina-Täler*. Unver. Manuskript, deponiert in der Bibliothek des geol. Inst. der ETH Zürich.

SCHULER, G. (1968): *Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten zwischen Inn und Salzach (Nördliche Kalkalpen)*. Erlanger geol. Abh. *71*, 1–60.

SOMM, A. (1965): *Zur Geologie der westlichen Quatervalsgruppe im schweizerischen Nationalpark*. Inaug.-Diss. Univ. Zürich. Ergebnisse der wissenschaftl. Untersuchungen im schweiz. Nationalpark *52*.

SPITZ, A., und DYHRENFURTH, G. (1914): *Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scanfs und dem Stilfser Joch*. Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *44*.

SPITZ, A. (1919): *Fragmente zur Tektonik der Westalpen und des Engadins (aus dem Nachlasse)*. Verh. Geol. R. A. Wien, S. 104–122 und 233–257.

SPRY, A. (1969): *Metamorphic Textures*. (Pergamon Press, Oxford).

STACHE, G., und JOHN, C. (1879): *Geol. und petr. Beiträge zur Kenntnis der älteren Eruptiv- und Massengesteine der Mittel- und Ostalpen: Nr. II. Das Cevedale-Gebiet als Hauptdistrikt älterer dioritischer Porphyrite*. Jb. k. k. geol. R. A. *29*, 317–404.

STAUB, R. (1937): *Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler*. Denkschr. schweiz. naturf. Ges. *72*.

– (1964): *Neuere geologische Studien zwischen Bünden und dem oberen Veltlin*. Separatabdruck aus den Jahresberichten der naturf. Ges. Graubündens *89* und *90* (Bischofberger & Co., Chur).

STEIGER, R. (1962): *Geologie der Val Trupchun*. Diplomarbeit ETH Zürich (Manuskript deponiert in der Bibliothek des geol. Inst. der ETH Zürich).

STRECKEISEN, A., GRAUERT, B., und PETERS, T. (1966): *Bericht über die Exkursion der Schweiz. Min. und Petr. Ges. ins Silvretta-Kristallin und in den Totalp-Serpentin*. SMPM *46*, 704–722.

THEODORE, T. G. (1970): *Petrogenesis of Mylonites of High Metamorphic Grade in the Penninsular Ranges of Southern California*. Geol. Soc. Am. Bull. *81*, 435–450.

TERMIER, P. (1904): *Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes*. Bull. Soc. géol. France *4/3*, 711–785.

– (1905): *Les Alpes entre la Brenner et la Valtelline*. Bull. Soc. géol. France *4/5*, 209–289.

TOLLMANN, A. (1961): *Die Rolle des Ost-West-Schubes im Ostalpenbau*. Mitt. Geol. Ges. Wien *54*, 229–247.

– (1963): *Ostalpensynthese*. (Deuticke, Wien).

TORRICELLI, G. (1956): *Geologie der Piz-Lad–Piz-Ajüz-Gruppe (Unterengadin)*. Jber. naturf. Ges. Graubünden *85*.

TRÜMPY, R., und HACCHARD, D. (1969): *Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France: Compte rendu*. Bull. Soc. Géol. France *9*, 329–396.

VECCHIA, O. (1957): *Significato del Fascio tettonico Giudicario-Atesino*. Boll. Soc. Geol. Ital. *76*, 81–135.

WENK, E. (1934a): *Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins*. SMPM *14*, 196–278.

– (1934b): *Der Gneiszug Pra Putèr–Nauders im Unterengadin und das Verhältnis der Umbraildecke zur Silvretta-Ötztal-Decke*. Eclogae geol. Helv. *27/1*, 135–146.

WINKLER, H. G. F. (1967): *Die Genese der metamorphen Gesteine.* (Springer Verlag, Berlin–Heidelberg.)

ZOEPPRITZ, K. (1906): *Geologische Untersuchungen im Oberengadin zwischen Albulapass und Livigno.* Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br. *16.*

GEOLOGISCHE KARTEN

Schweiz

BOESCH, H., CADISCH, J., HEGWEIN, W., SPÄNHAUER, F., und WENK, E. (1948): *Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25000, Blatt 20 Zernez.*

CADISCH, J., EUGSTER, H., WENK, E., TORRICELLI, G., und BURKHARD, G. (1963): *Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25000, Blatt 44 Schuls-Tarasp.*

Geologische Generalkarte der Schweiz, 1:200000, Blätter: 4 St. Gallen–Chur (1959), 8 Engadin (1964).

HEGWEIN, W. (1934): *Geologische Karte der Quatervalsgruppe im schweiz. Nationalpark.* Schweiz. naturf. Gesellschaft.

SPITZ, A., und DYHRENFURTH, G. (1915): *Engadiner Dolomiten, 1:50000.* Geol. Spez.-Karte *72.* Schweiz. geol. Komm.

STAUB, R. (1946): *Geologische Karte der Berninagruppe, 1:50000, und tektonische Karte der südlichen rhätischen Alpen, 1:250000.* Geol. Spez.-Karte *118.* Schweiz. geol. Komm.

– (1961): *Tektonische Karte der Gebirge zwischen Engadin und Veltlin, 1:200000.* Jber. naturf. Ges. Graubünden [N.F.] *90,* Tf. III.

Italien

Carta geologica d'Italia, 1:100000, Blätter: 2/3 Mompiccio–Passo di Resia (1925), 9 Cevedale (1951), 8 Bormio (in Vorbereitung).

POZZI, R., und GIORCELLI, A. (1960): *Carta geologica della Regione compresa fra Livigno e il Passo di Stelvio, 1:35000.*

Österreich

HAMMER, W. (1912): *Glurns und Ortler, 1:75000.* Geol. Spez.-Karte der österr.-ung. Monarchie (k. k. geol. R. A. Wien) *66.*

– (1923): *Nauders, 1:75000.* Geol. Spez.-Karte der Republik Österreich (B. A. Wien) *5245.*

HAMMER, W., und TRENER, G. B. (1908): *Bormio und Passo del Tonale, 1:75000.* Geol. Spez.-Karte der österr.-ung. Monarchie (k. k. geol. R. A. Wien) *78.*

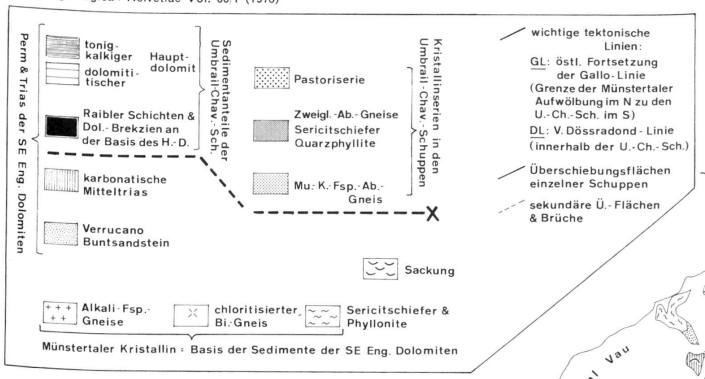
VETTERS, H. (1923): *Geologische Karte der Republik Österreich und der Nachbargebiete, 1:500000.*

TOPOGRAPHISCHE KARTEN

Landeskarte der Schweiz, 1:25000, Blätter: 1219 Scarl, 1239 Sta. Maria, 1239bis Müstair.

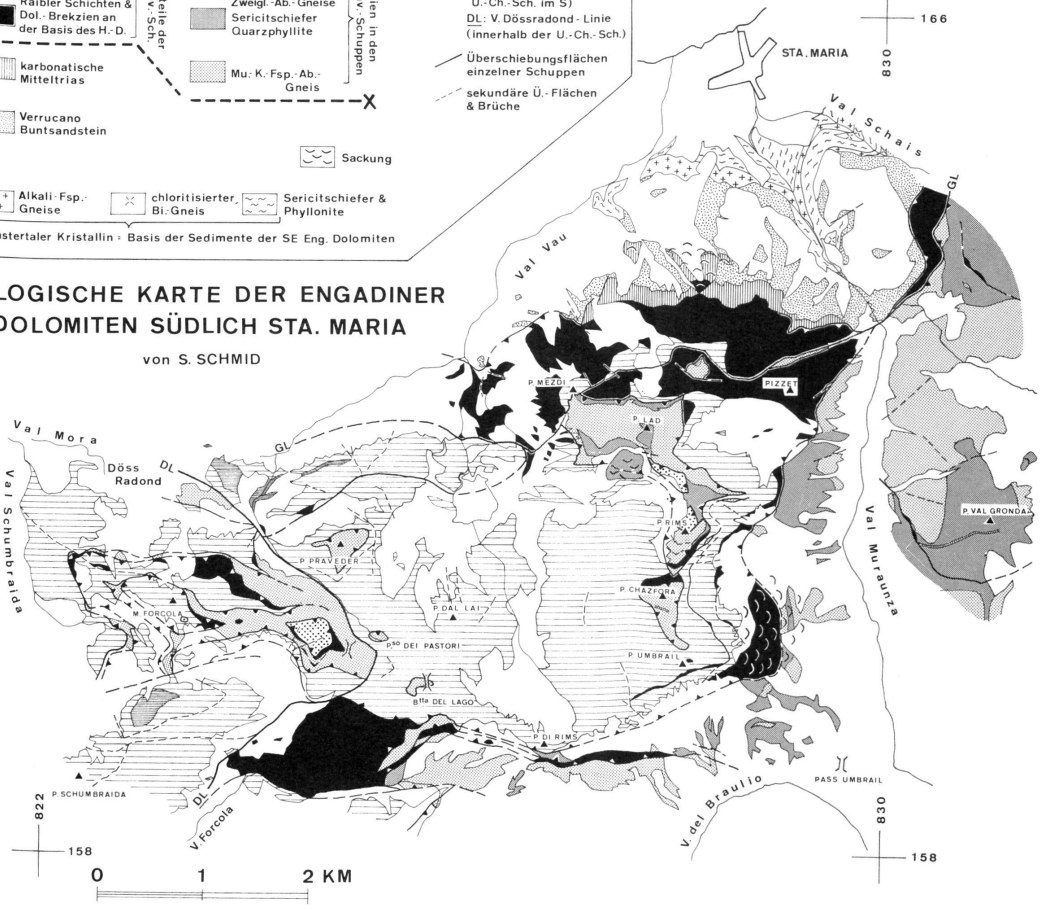
Kompass-Wanderkarte (Fleischmann, Geogr. Verlag, Starnberg), 1:50000, Blatt 52 Vintschgau.

Freytag-Berndt-Touristenwanderkarte (Wien), 1:100000, Blatt 46 Ortlergruppe.



GEOLOGISCHE KARTE DER ENGADINER DOLOMITEN SÜDLICH STA. MARIA

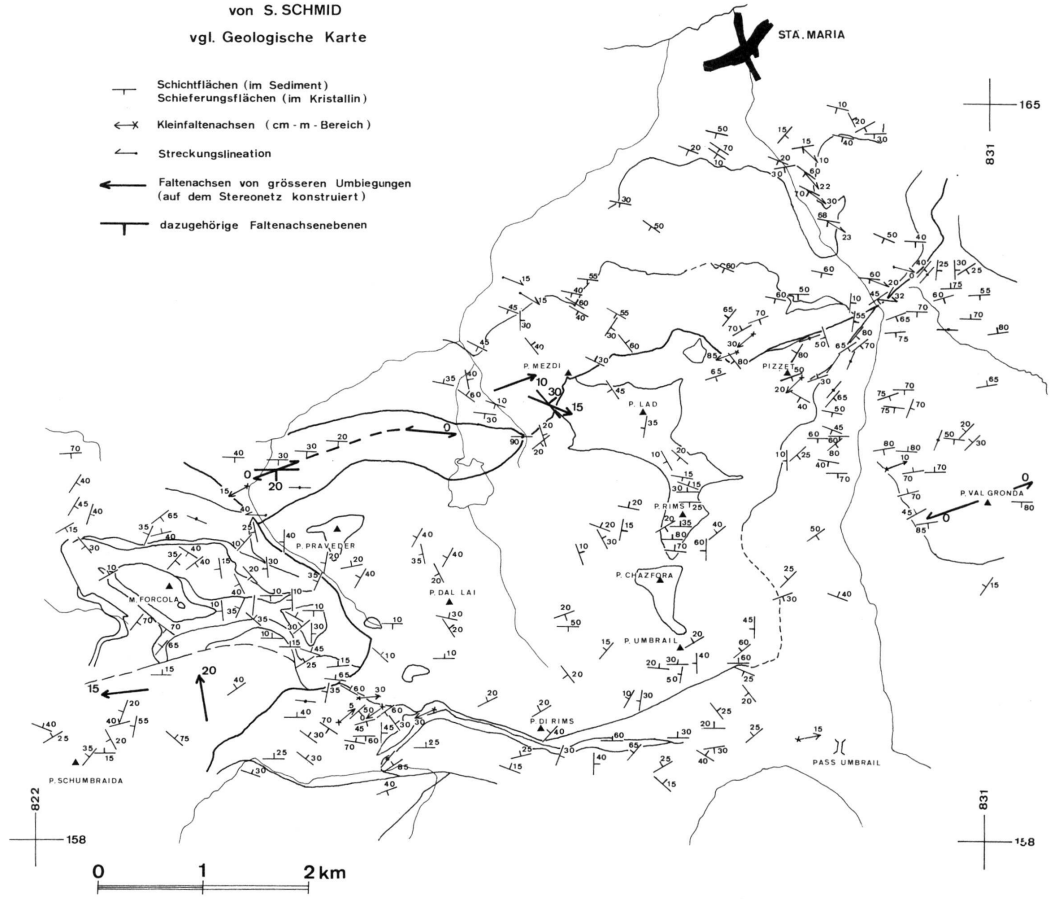
von S. SCHMID



STRUKTURKARTE DER ENGADINER DOLOMITEN SÜDLICH STA. MARIA

von S. SCHMID

vgl. Geologische Karte



Blockdiagramme der Geologie im Umbrailgebiet

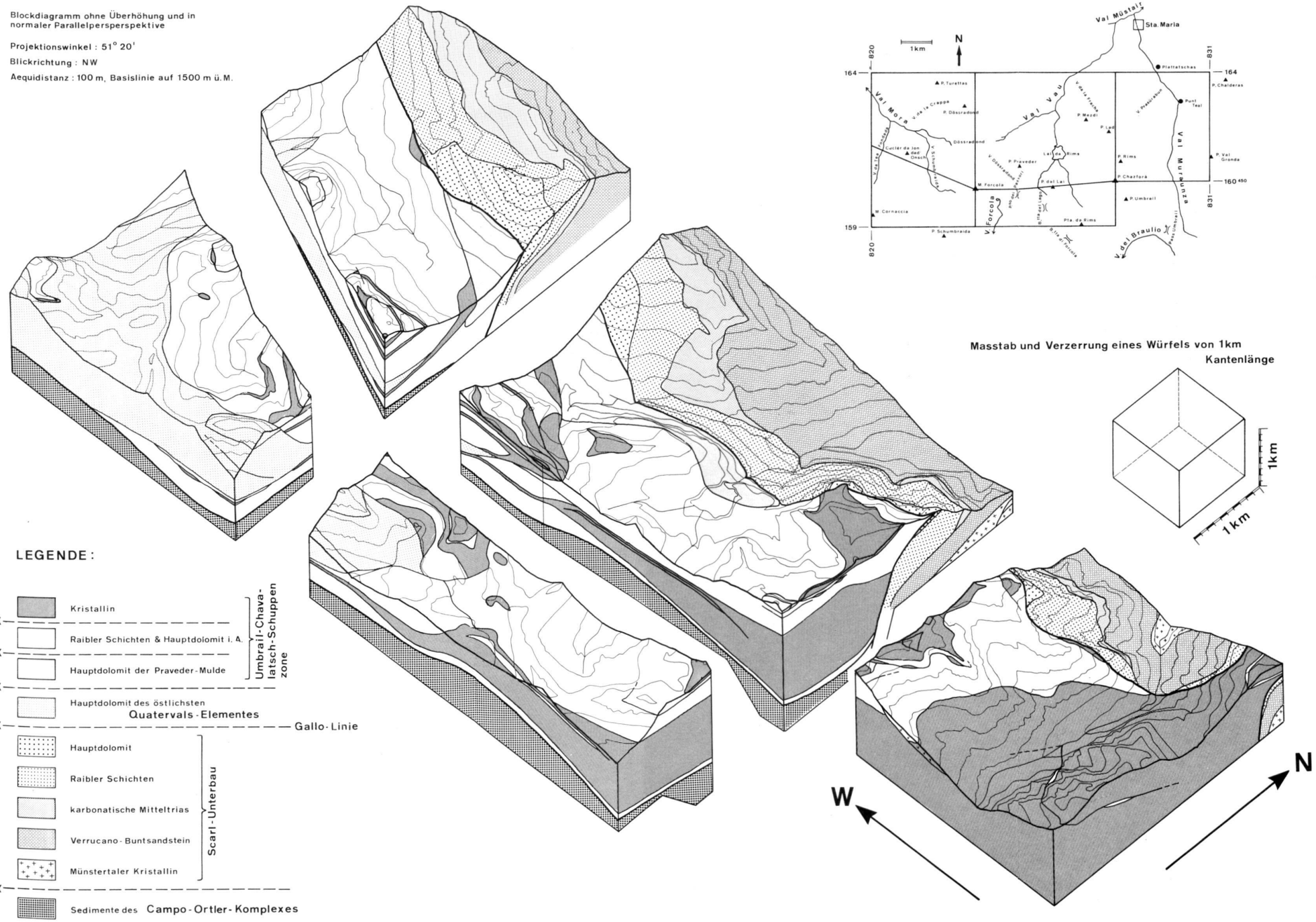
von S. Schmid

Blockdiagramm ohne Überhöhung und in normaler Parallelpersperspektive

Projektionswinkel: 51° 20'

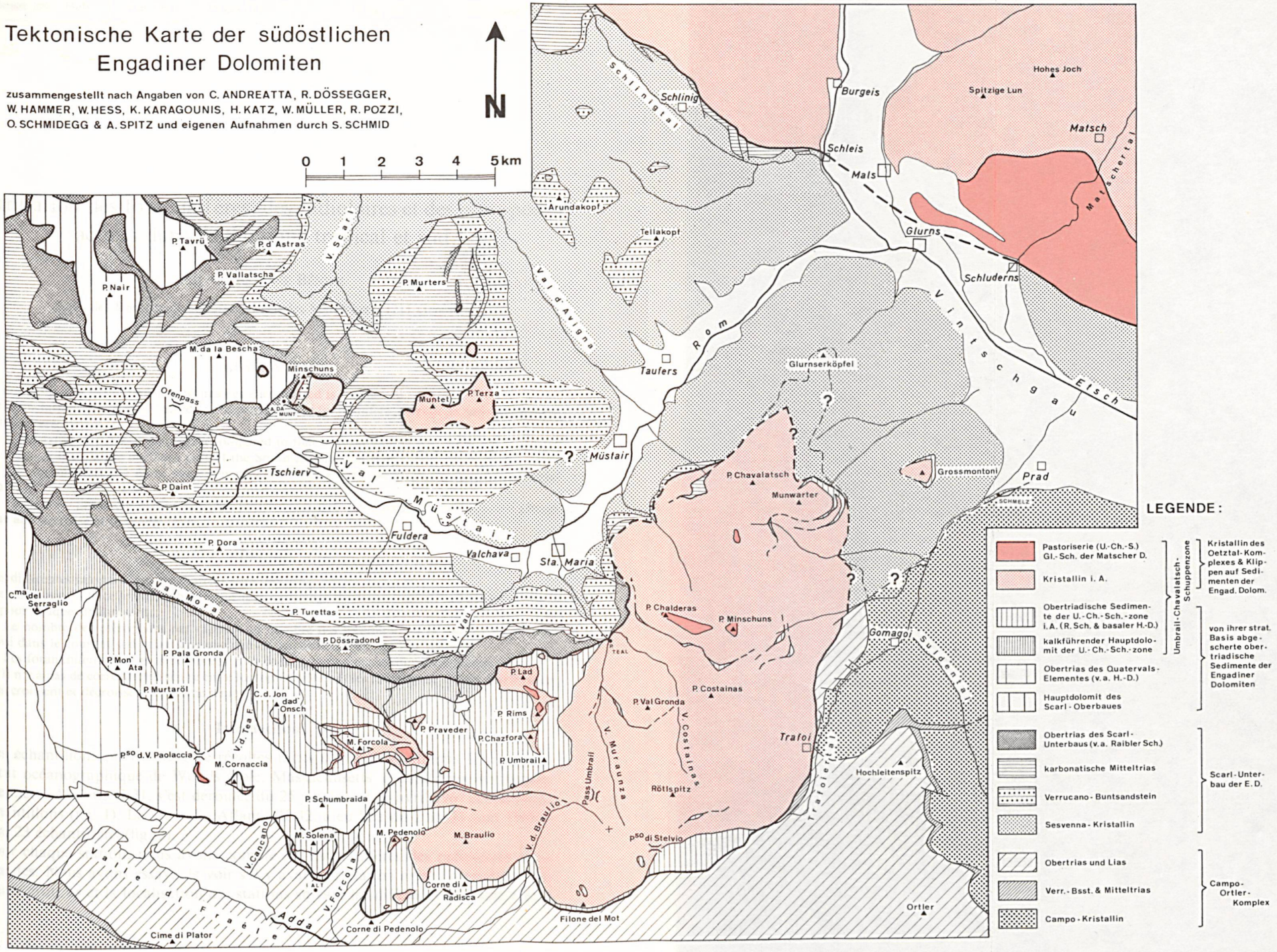
Blickrichtung: NW

Aequidistanz: 100 m, Basislinie auf 1500 m ü. M.



Tektonische Karte der südöstlichen Engadiner Dolomiten

zusammengestellt nach Angaben von C. ANDREATTA, R. DÖSSEGGER, W. HAMMER, W. HESS, K. KARAGOUNIS, H. KATZ, W. MÜLLER, R. POZZI, O. SCHMIDEGG & A. SPITZ und eigenen Aufnahmen durch S. SCHMID



LEGENDE:

- Pastoriserie (U.-Ch.-S.) Gl.-Sch. der Matscher D.
- Kristallin i. A.
- Obertriadische Sedimente der U.-Ch.-Sch.-zone i. A. (R. Sch. & basaler H.-D.)
- kalkführender Hauptdolomit der U.-Ch.-Sch.-zone
- Obertrias des Quatervals-Elementes (v. a. H.-D.)
- Hauptdolomit des Scarl-Oberbaues
- Obertrias des Scarl-Unterbaus (v. a. Raibler Sch.)
- karbonatische Mitteltrias
- Verrucano-Buntsandstein
- Sesvenna-Kristallin
- Obertrias und Lias
- Verr.-Bsst. & Mitteltrias
- Campo-Kristallin

Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone: Kristallin des Oetztal-Komplexes & Klippen auf Sedimenten der Engad. Dolom.

von ihrer strat. Basis abgescherte obertriadische Sedimente der Engadiner Dolomiten

Scarl-Unterbau der E. D.

Campo-Ortler-Komplex