

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

Artikel: Geologie des Umbrailgebiets
Autor: Schmid, Stefan
Kapitel: 3: Die Tektonik der südöstlichen Engadiner Dolomiten
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: 21.02.2026

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

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 $370^{\circ}\text{C} \pm 10^{\circ}$. 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 Streifensericitschiefer⁸⁾, 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 Streifen-sericitschiefer 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 liegen⁹⁾.

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.

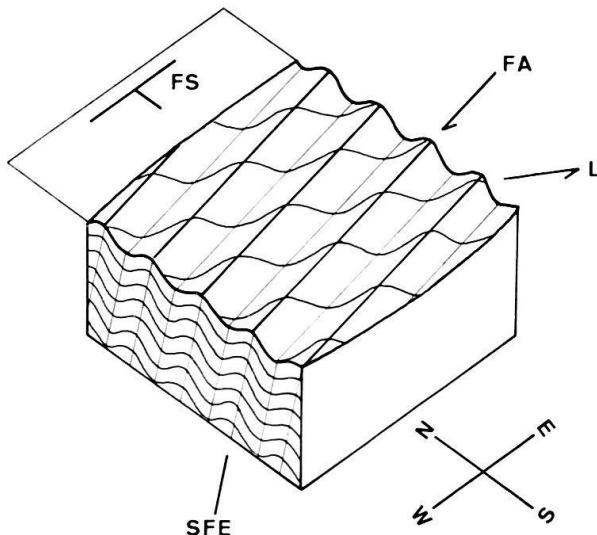


Fig. 13. Strukturelemente in den Streifensericitschiefern und im Kristallin an der Umbrailstrasse (Symbole vgl. Text).

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-Orientierung. 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 entsteht¹⁰⁾, 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 unverständlichlicherweise steil nach Osten eingefallen. Wenn man diese Falten um die hier E-W-streichende Achse der Münstertaler Aufwölbung um $45\text{--}60^\circ$ 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 entwickelt¹¹⁾ 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 bieten¹²⁾), 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 Synkinalumbiegung 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 Entwicklungsmulde der oberostalpiner Scarldecke (im Süden durch die kristallinen Klippen der Umbrailgruppe vertreten) vor und unter die Stirn der mittelostalpiner Umbraildecke darstellen: Das Klippenkristallin des Piz Lad verbänden 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 Synkinalumbiegung in den Raibler Schichten, in deren Liegendem sich das Kristallin der Scarl-Teildecke mit dem der Umbrail-Teildecke (Braulio-Kristallin) 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 verschiedenen stark nach Ostsüdost einfallenden Achsen, weshalb das in Figur 15 gezeigte Detailprofil nur schematisch den Schichtverlauf darstellt:

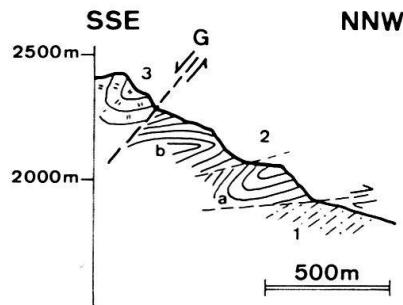


Fig. 15. Detailprofil durch den Felsriegel nördlich des Lai da Rims (Erklärung siehe Text).

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 Synkinalumbiegung, deren Achse mit 40° steil nach Ostnordost einfällt, wird von der Antikinalumbiegung *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 insokinalen 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 Antikinalumbiegung des Piz Mezdi fortsetzen, wenn sie nicht an einer wahrscheinlich im Schutt des Mezdi an zunehmenden 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 Antikinalumbiegung 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 Antikinalumbiegung 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 Antikinalstruk-

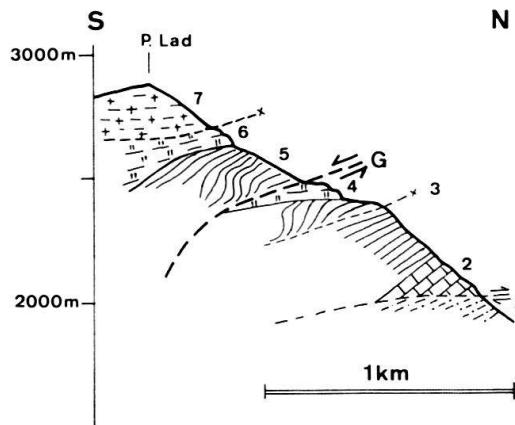


Fig. 16. Detailprofil durch die Lad-Nordwand nördlich des Ladgipfels (Erklärung siehe Text).

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-Unterbau 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 deutet: 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-Scholle¹³⁾; 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 Überschiebungsfäche um¹⁴⁾. Wichtig für eine Deutung dieser Umbiegung ist die Tatsache, dass die bei Punt Teal steilstehende Gallo-Linie sich nicht etwa in die Überschiebungsfäche 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 Umbiegsstelle mit Bestimmtheit unberührt bleibt, was auch der grossräumige Verlauf dieser Überschiebungsbahn um den ganzen Chavalatschkamm herum zeigt.

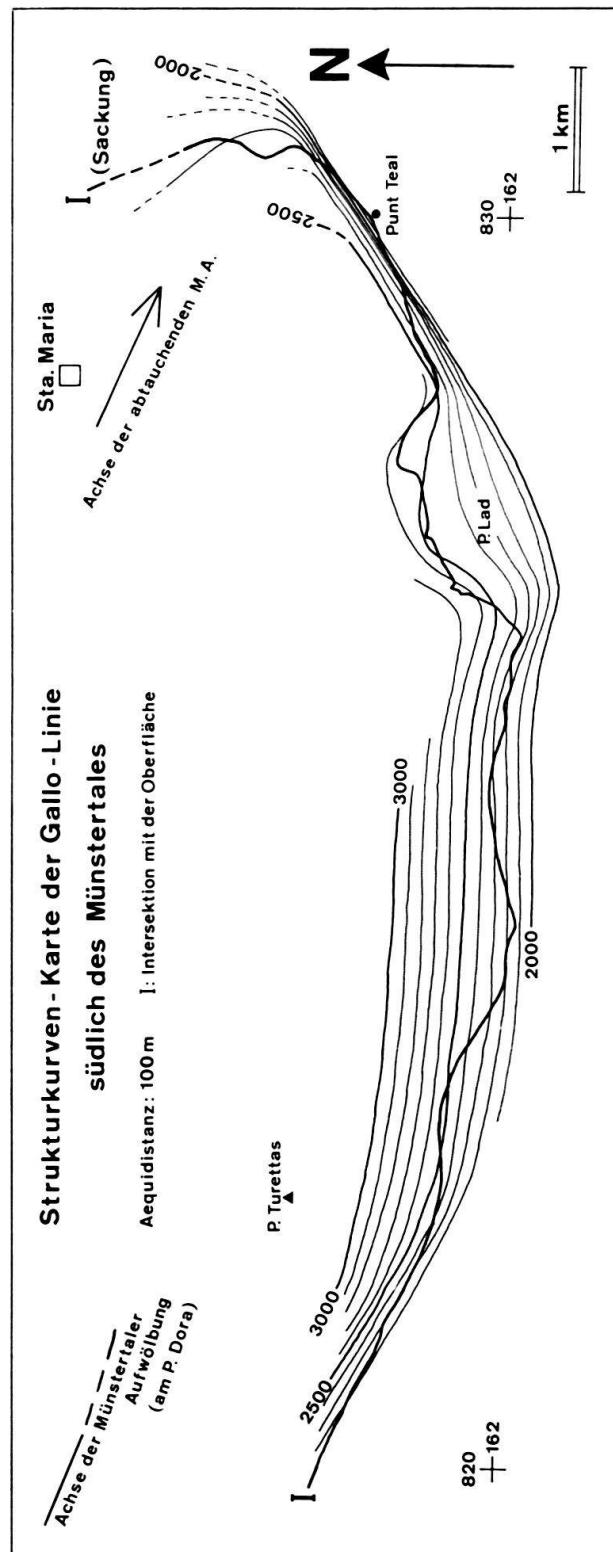


Fig. 17. Strukturkurvenkarte der Gallo-Linie südlich des Münstertals.

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 B 5 angeführten grösseren Zusammenhänge (Beziehung zwischen Gallo-Linie einerseits und der nach Süden auskeilenden Scarl-Einheit und der Münsterstaler 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, kalkig-tonige Horizonte der Hauptdolomitformation auf Kote 2250 m eine nach Norden geöffnete, liegende Synkinalumbiegung mit verkehrtsliegendem 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 Synkinalumbiegung 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 zerhakt 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 heranreichenden Umbrail-Hauptdolomit des Piz dal Lai und des Pravedergriffs 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 Auf trennung 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

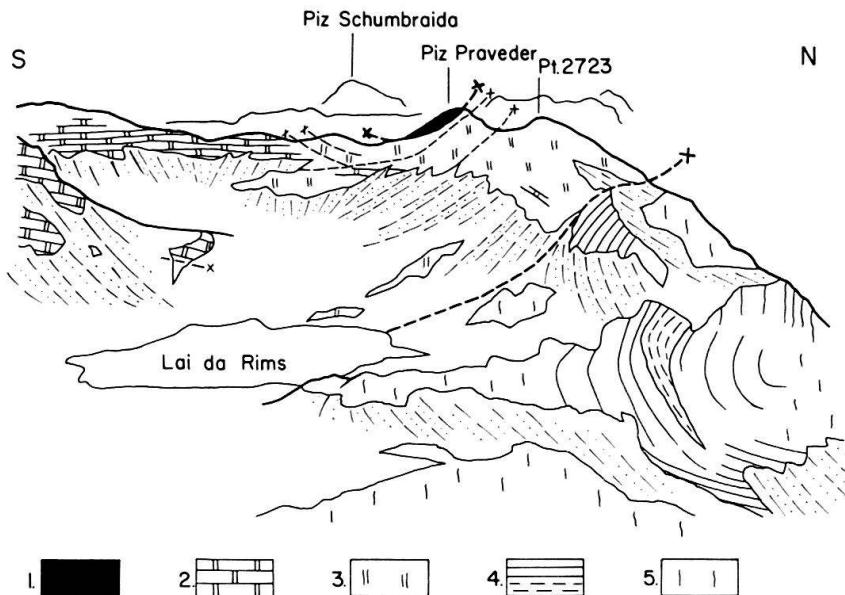


Fig. 18. Blick vom Piz Mezdi gegen den Piz Praveder. 1. Gipfelkristallin des Piz Praveder. 2. Umbrail-Hauptdolomit mit erkennbarer Schichtung. 3. Umbrail-Hauptdolomit ohne erkennbare Schichtung, unter der Kristallinüberschiebung abgeschrägt. 4. Dünngelbakte Dolomite mit tonigen Horizonten, muldenförmig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

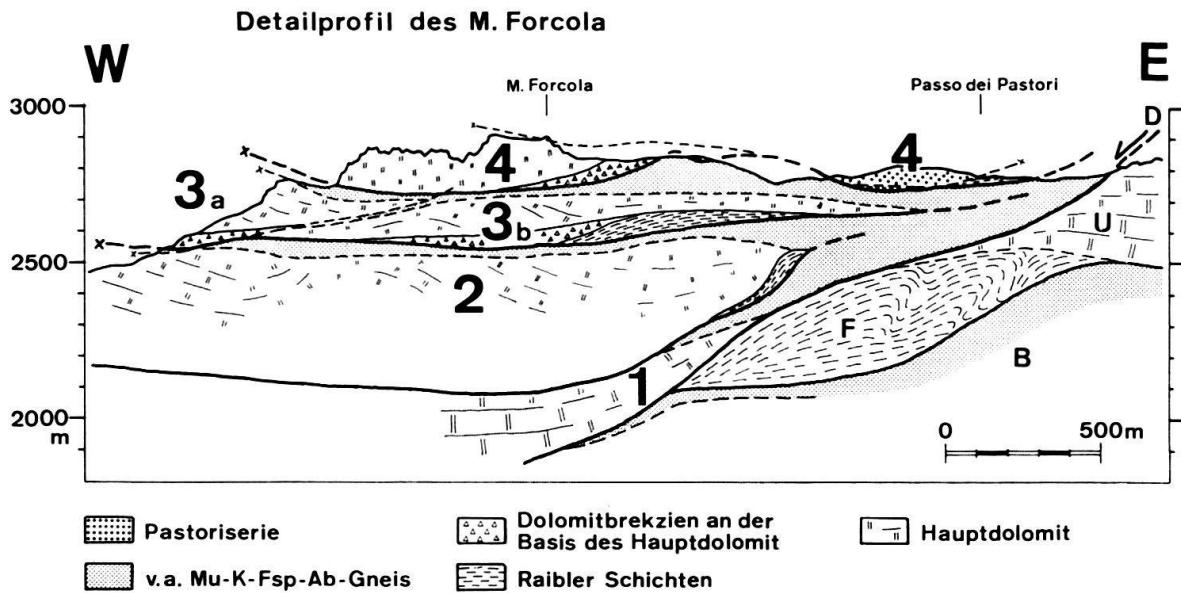


Fig. 19. Detailprofil des M. Forcola. 1 Rasch nach Norden und Osten auskeilender Quatervals-Hauptdolomit und Kristallin von Dössradond. 2 Unterer Stockwerk von Raibler Schichten, Hauptdolomit und Mu-K-Fsp-Ab-Gneisen. Westliche Fortsetzung: Tiefere Schuppen des Cuclèr da Jon dad'Onsch, welche die Kristallinschürflinge 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 unterteilt¹⁵⁾. Westliche Fortsetzung: «Obere Jon-dad-Onsch, Schuppen» (vgl. HESS 1953 und Blockdiagramm auf Tf. III). 4 Kristallin der Pastoriserie, Gipfeldolomit des M. Forcola und Schubsetzen 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 Normallage rung 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 mylonisierten 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 mylonisiert 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 Pravermulde. 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 Schumbraida-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 Schumbraida-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 Pravergipfels. (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 Kristallinaufschluss¹⁶⁾ neben und über die an dieser Störungsfläche westwärts abbrechende Pravermulde 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 DYHREN-FURTH (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 1 b, 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 Ferdinandshöhe¹⁷⁾, 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 dünnnt 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 abgeschürzte Raibler Schichten stellenweise die Überschiebungsbahn. Dies widerspricht Punkt 2 der auf Seite 167 erwähnten Ge setzmässigkeiten 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 dünnnt 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 nachgewiesen 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 Kristallinkel nördlich des Pizzet und damit auch direkt an die Gallo-Linie.

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

Einführendes

Die Ansicht von TERMIER (1905), dass die kristalline Unterlage der Umbrailtrias (also das Braulio-kristallin) 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 Braulio-kristallin nicht mit der Münstertaler Basis direkt verbunden werden kann.

Eine weitere Schwierigkeit ergab sich aus der Annahme, dass das Braulio-kristallin 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 Braulio-kristallin an tatsächlich vorhandenen und «konstruierten» Triaszügen weiter zu unterteilen und nur ein dünnes Band von Kristallin als eigentliches Braulio-kristallin aufzufassen.

Die hier zu begründende Annahme, dass der Kontakt der Umbrailsedimente zum Braulio-kristallin 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-Ab-scherungsfläche 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 starken Umbrail-Hauptdolomits sicher inkompotent 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 «Goldseetriasis»¹⁸⁾. Dieser Triaszug sollte sich schliesslich um den ganzen Chavatlatschkamm herum mit der Scarlrias 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 Braulio-kristallin 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 ausdünnnt 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 Triaskeil¹⁹⁾, 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 Präsüra (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 Aufschläissen westlich des Piz Chalderas (Raibler Dolomit und Gips, eindeutig nicht zur Trias der Val Schais gehörend). Auf der Ostseite des Grenzkamms beim Fallaschjoch dünnnt 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 Costainas 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.

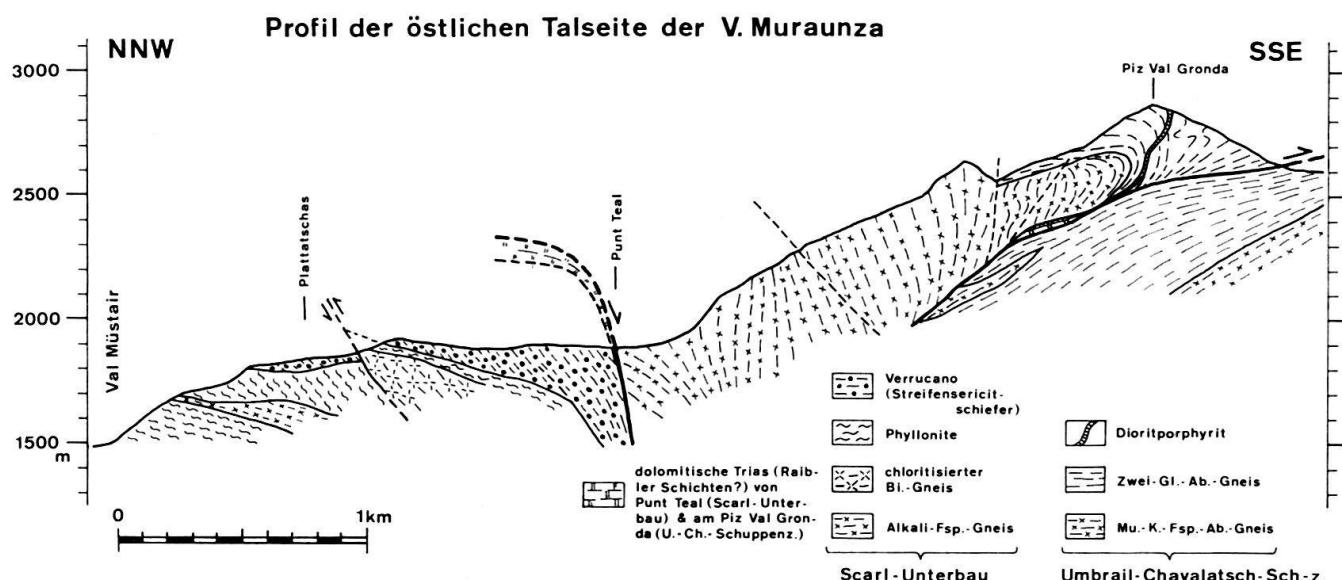


Fig. 20. Profil der östlichen Talseite der Val Muraunza.

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 verschiedener 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 Umbiegsstelle 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-Profilen 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 verdanken²⁰⁾. 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 fallenen 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 Überschiebungsfäche 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 Windeldiskordanz 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 «Ortersystem». Diese tektonische Trennung hoher Ordnung zwischen Serraglioscholle und Murtarölschuppen (d.h. der westlichen Fortsetzung der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone) erwies sich aber geometrisch als nicht existent, aus folgenden Gründen:

- Die Auflagerungsfläche der Serraglioscholle auf das Quatervals-Element ist geometrisch identisch mit der Auflagerungsfläche der Murtarölschuppen 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 dolomitychen 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 Gronda²¹⁾ 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 gegebene Auf trennung 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 synkinal 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 DÖSS-EGGER (1970) wohl zu Recht vermutet. Sollte die wahrscheinliche Synkinalumbiegung in der Val Mora tatsächlich zutreffen, so ergibt sich für die östliche, verfaltete Fortsetzung der Serraglioscholle eine zur Pravermulde homologe tektonische Situation. Beide Synkinalumbiegungen werden aber von der Val-Dössradond-Linie voneinander getrennt (vgl. S. 170). Zudem wird die Pravermulde 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).

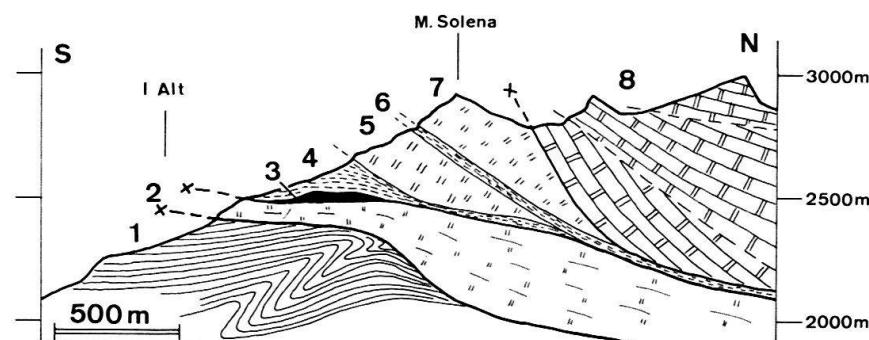


Fig. 21. Profil durch den M. Solena und den Westgrat des Piz Schumbräida. 1 Dünngebankte Serien des Norian und des Rhaetian («Dolomia del Cristallo» und «Formazione di Fraele», vgl. GELATI und ALLASINAZ 1964), kompliziert verfaltet (vgl. S. 185). 2 Massiger Hauptdolomit der Stelvioschuppe. 3 Kristallin 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 Schumbräida, 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 Kristallinschürfings von I Alt identisch mit dem Kristallinschürfing 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 Scherflächen²²⁾ 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 Überschiebungsfächen als einheitlich in dem Sinne, als sich hier oberostalpine Schubmassen – des Quatervals-Umbrail-System einerseits, die Scardecke andererseits – dem mittelostalpinen Campo-Ortler-System aufschöben. Am M. Solena vereinigen sich also nach Staub die «Umbraildeckenbasis» sowohl mit der Basis der Scardecke an deren Südende, dem «Brauliokristallin s. str.» als auch mit der Basis der Quatervaltrias 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 Überschiebungsfächen 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 Südseite 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 Quatervaltrias über den Ortlerkomplex. Die in einer ersten Phase von ihrer unter- und mittetriadiischen Unterlage abgeschürften, obertriadiischen Serien des Quatervals-Elements werden in einer zweiten Phase gegen Südwesten über eine nach Süden geschlossene Synkinalumbiegung 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 abgeschnitten und als Quatervals-Element wieder auf die Jungschichten des Ortlerkomplexes rückgeschoben wurde. In östlicher Richtung fortschreitend, nimmt der Ortlerkomplex zunehmend auch obertriadiische 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 permotriadiischen 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 Synkinalumbiegung 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 hauptsächlich 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 (1908 a) ist zu entnehmen, dass ihr Bau alpintektonisch sehr komplex ist und dass hier kristallinterne, alpine Scherflächen, welche nur stellenweise von Triaszügen begleitet werden, diese scheinbar einheitliche Kristallinmasse durchziehen.

Aus dem tektonischen Übersichtskärtchen von HAMMER (1908 a, 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 1908 a). 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 Überschiebungsfäche 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 (1908 a) 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 Gloreza) 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 Scarlrias (Gallo-Linie) zusammenläuft, kann vorläufig nur vermutet und mit folgenden zusätzlichen Überlegungen wahrscheinlich gemacht werden:

- Die Schlinig-Linie, an der die Scarlrias der östlichsten Engadiner Dolomiten nach Süden hin ausdünnnt, 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 Streckungslinie zeigen. Es bestehen also gute Anhaltspunkte dafür, dass im Talgrund 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 Scarlrias des Münstertals analog zu den im Engadiner Querschnitt gemachten Beobachtungen wäre durchaus denkbar. Am Nordende des Chavalatschkamms 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-Unterbau. 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 Ötzalkomplexes 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 Basischuppen 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 Synklinale von Verrucano zu erkennen geben.

Es liegen auch hier im Süden Erosionsrelikte einer höheren Kristallinüberschiebung vor, die wahrscheinlich der Kristallinüberschiebung des Ötztal-Komplexes über die in südöstliche Richtung zunehmend ausdünrende 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 Überschiebungsfäche 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 dünnnt 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 Chavatlatschkamm 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-II 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 abgesichert 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 Nordsseite 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 Aufwölbung²³⁾, 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-Chavalsch-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 dünnnt 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 abgeschernten 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 abspalten, zeigt, dass die Überprägung der Gallo-Linie hier auf der Westseite der Val Muraunza auch eine «bruchartige», rupturale Komponente besitzen muss. Da aber östlich der Val Muraunza nur eine flexurartige Verbiegung nachgewiesen werden konnte, (vgl. S. 164), muss diese rupturale Überprägung auf die Westseite der Val Muraunza beschränkt auftreten. Dies zeigt, dass diese rupturale 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 Ötzalkomplexes und getrennt vom übrigen Ötzkristallin dar, welche nördlich des unteren Vintschgaus in die Luft ausstreckt (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 Ötzalkomplex aber keineswegs nachgewiesen ist, betrachten wir die Matscher Decke hier vorläufig als Teil des Ötzalkomplexes. 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 ausdünnten 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 Quatervaltrias 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 Jungsichten 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 abgesichert 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 Ötzalkomplex 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 Brauliochristallins 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 Berücksichtigung 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. Innerhalb 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 Serragliograds 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 (Pastorisserie!) 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 Schuppentekonik 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 gelangt²⁴⁾. 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-Unterbau, dünnnt 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 Suldenal) 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 Ötztauer 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 Überkipfung 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 frühlalpinen kristallinen 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 frühlalpinen Phase (etwa 80 Mio. Jahre und älter als die Tauernkristallisation) belegen.

Phase I

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 Ötzalkomplex.

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 Ötzalkomplexes, 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 Ötzalkomplex vereinigten Silvretakomplex 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 Öztaler 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 Öztaler 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 Ötzalkomplexes (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 Brauliochristallin).

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 abgescherzt 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 Brauliochristallin.
- 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 widerspruchsfrei 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 des 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. Sollena!) 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 abgesicherten 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 Südfügel 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 Abliegen dieser aus dem Quatervals-Element und der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone bestehenden Einheit²⁵⁾ 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 Suldental (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 Ötztales 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).