

Die mesozoischen Anteile der Umbrail-Chavalatsch-Schuppenzone

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **66 (1973)**

Heft 1

PDF erstellt am: **21.09.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern. Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

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

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

Zweiter Teil

DIE MESOZOISCHEN ANTEILE DER UMBRAIL-CHAVALATSCH-SCHUPPENZONE

A. Einführendes

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

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

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

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

B. Die Raibler Schichten

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

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

1. Das Profil am Piz Mezdi

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

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

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

1. *Einheit (100 m); Dolomitabfolge mit wenig terrigenen Einflüssen:* An der Basis zwei tonig-sandige Horizonte (mergelige Dolomite, Tonschiefer und sandführende Dolomite⁶⁾ in einer Abfolge von häufig mit Tonhäuten überzogenen Dolomitbänken. Die obersten 60 m sind aber rein karbonatisch und nur schwer von Dolomitserien der Hauptdolomitformation unterscheidbar. Recht häufig sind laminierte Dolomite, bei denen es sich oft um «cryptalgalaminat carbonates» (AITKEN 1967) handelt.

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

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

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

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

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

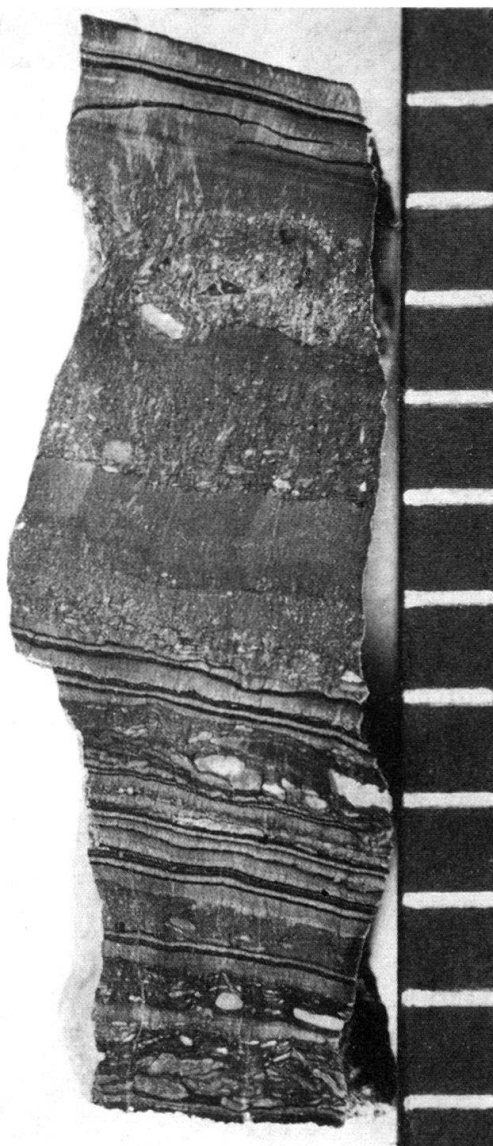


Fig.8. Gradierte Dolomitfeinbrekzie mit feinkörnigeren Zyklen im Liegenden und Hangenden. In den unteren feinkörnig-gradierten Lagen einzelne Dolomitbrekzienkomponenten, die nicht in die Gradierung einbezogen, sind und «Slump-structures» (Anschliff; Maßstab mit Zentimetereinteilung).

2. Raibler Schichten in der Valle Forcola

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

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

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

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

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

3. *Fazielle Vergleiche*

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

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

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

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

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

4. Röntgenanalyse alpin neugebildeter Hellglimmer

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

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

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

d(060) der Tonschieferprobe: 1,506 Å

d(060) der Dolomitmergelprobe: 1,509 Å

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

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

C. Dolomitbrekzien am Übergang Raibler Schichten–Hauptdolomit

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

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

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

Innerhalb dieser Sackungsmasse lassen sich folgende drei Brekzientypen auseinanderhalten:

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

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

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

1. Polymikte Brekzien mit tonig-calcitischer Dolomitmatrix

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

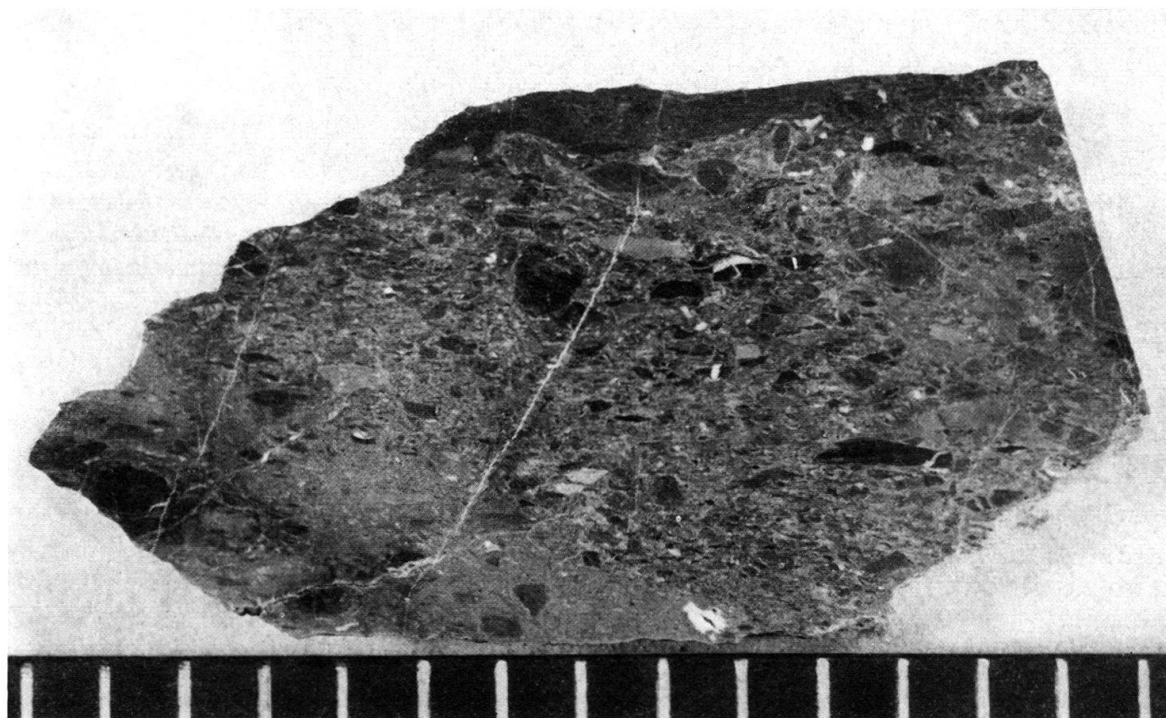


Fig. 9. Polymikte Brekzie mit tonig-calcitischer Dolomitmatrix; Dolomitbrekzien am Übergang Raibler Schichten–Hauptdolomit östlich Piz Umbrail. Die Plättung des Gefüges ist weitgehend tektonischer Natur. Links unten eine feimbrekziöse Lage, diskordant zur Schieferungsebene (Anschliff; Maßstab mit Zentimetereinteilung).

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

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

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

2. *Polymikte Dolomitbrekzien mit dolomitischer Matrix*

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

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

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

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

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

3. *Monomikte, in situ entstandene Brekzien*

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

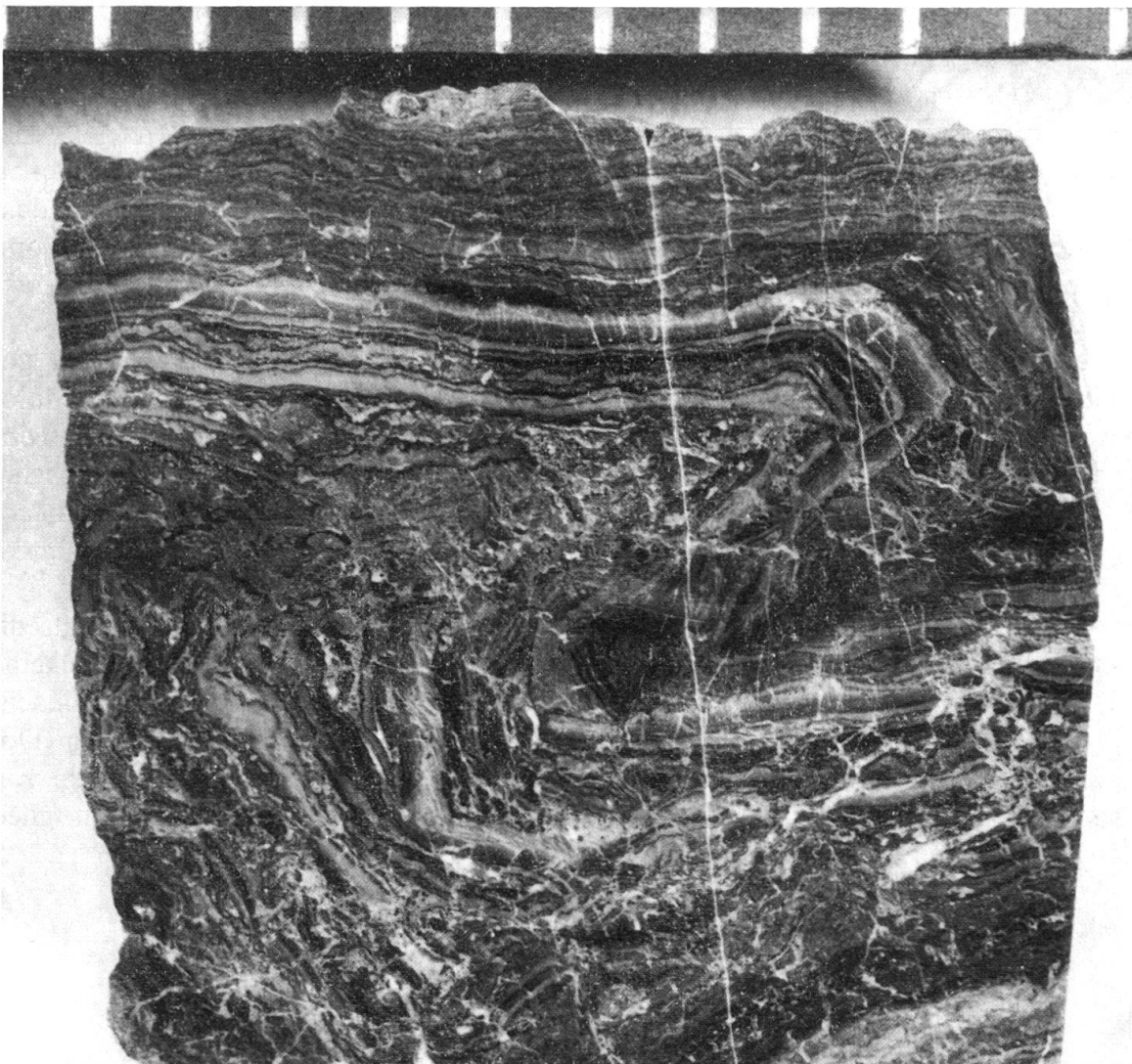


Fig. 10. Synsedimentär «verfaltete» und zum Teil in Einzelstücke zerbrochene Algenlamination; monomikte In-situ-Brekzien am Übergang Raibler Schichten–Hauptdolomit (östlich Piz Umbrail). Aus dieser hier abgebildeten Sedimentationsstörung entwickelt sich in seitlichem Übergang eine monomikte «Riesenbrekzie».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

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

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

4. *Fazielle Vergleiche*

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

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

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

D. Tektonite aus den Raibler Schichten

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

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

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

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

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

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

Zu diesen Vorkommen kann also folgendes festgehalten werden:

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

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

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

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

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

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

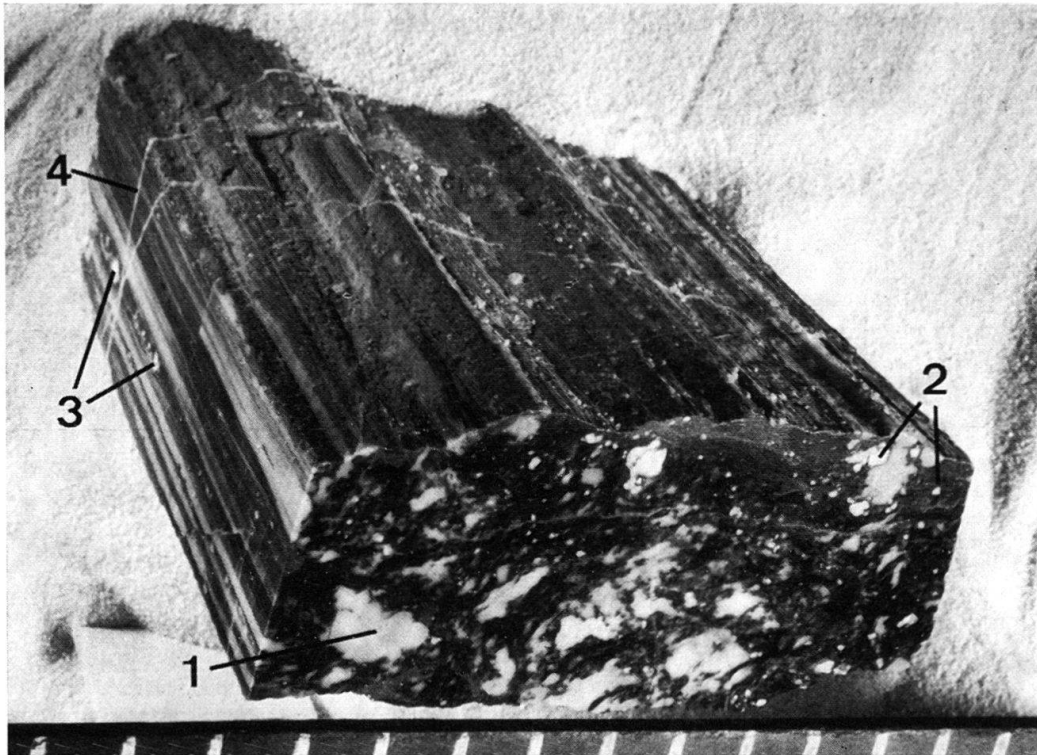


Fig. 11. Tektonit aus den Raibler Schichten im Pässchen zwischen dem Piz Chazfora und dem Piz Rims. Anschliff in der Ebene senkrecht zur Streckung: Weissliche, wolkig-unscharf begrenzte Partien von tonfreiem Calcit (1) und tonhaltige, dunkle Partien erzeugen ein nicht geplättetes, pseudobrekziöses Gefüge.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

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

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

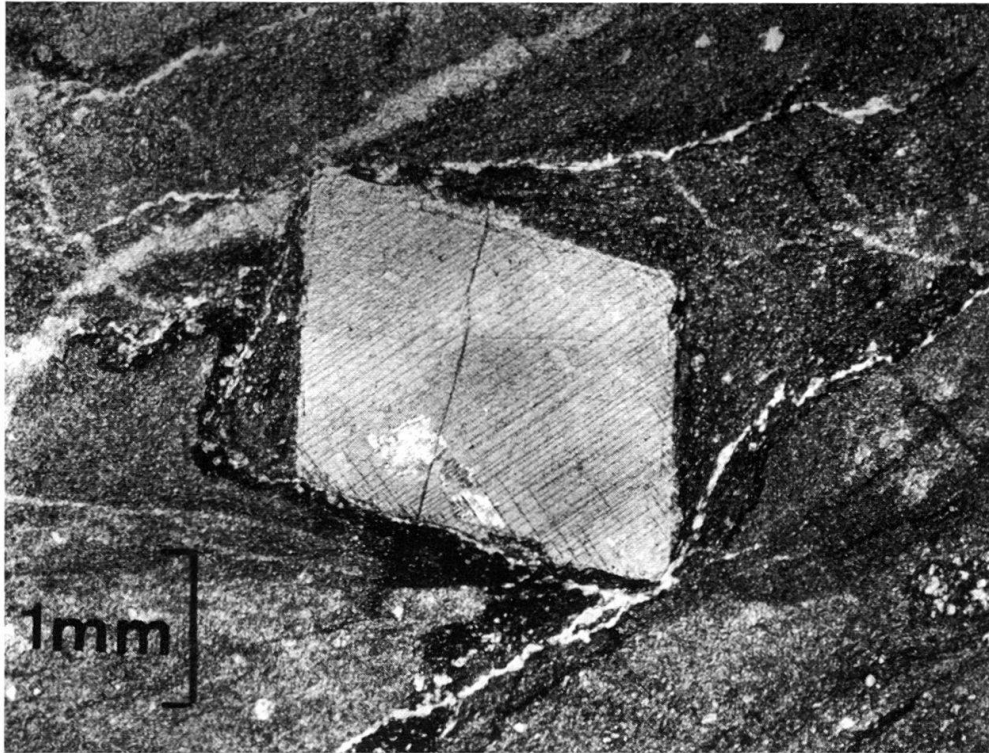


Fig. 12. Dolomitporphyrotop in tonig-calcitischer Grundmasse. Dünnschliff in der Ebene senkrecht zur Streckungsrichtung eines Kalktektonits aus den Raibler Schichten (vgl. Fig. 11). Der spröde Dolomitekristall wurde in der duktilen Calcitmatrix aus seiner ursprünglichen Lage herausgedreht. Ursprüngliche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

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

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

2. Versuch einer Abschätzung der Bildungstemperatur dieser Tektonite

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

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

2θ der Calcit-(10 $\bar{1}$ 4)-Linie mit CuK-Strahlung bei einer Geschwindigkeit von $1/8^\circ$ 2θ pro Minute. Als Standardsubstanzen zur Ausmessung der «peaks» wurden Si und NaCl verwendet.

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

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

*) Gegenüber $d(10\bar{1}4)$ bei reinem Calcit.

***) Umrechnung in Mol-% MgCO₃ nach THEODORE (1970).

Da der MgCO₃-Gehalt des Calcits durch die postmetamorphe Abkühlung oder durch Verwitterung herabgesetzt werden kann (GRAF und GOLDSMITH 1955), ist nur der maximale Gehalt an MgCO₃ massgebend. Dieser Maximalwert liegt bei diesen Proben bei einer Temperatur von $370 \pm 10^\circ\text{C}$. Dieser Wert ist aber nur unter den obenerwähnten Bedingungen gültig und soll nur als provisorischer Richtwert gelten. Interessant ist, dass sowohl die Probe eines undeformierten dolomitierten Ooliths als auch die Probe eines alpin wiederbeanspruchten Marmors aus der ursprünglich höher metamorphen Pastoriserie ebenfalls gleich hohe Temperaturwerte ergaben. Dies zeigt, dass die daraus resultierende hohe Temperatur sich offenbar nicht auf diese Tektonite beschränkt und demzufolge für das ganze Gebiet angenommen werden muss. Diese 370°C entsprechen einem Temperaturbereich knapp unterhalb der Grünschieferfazies, was mit den Messungen der Illit-Kristallinität (vgl. S. 143) an alpin neugebildeten Hellglimmern übereinstimmen kann. Erst breiter angelegte Untersuchungen werden aber darüber entscheiden können, ob diese Methode der Temperaturbestimmungen bei so niedriger Temperatur zuverlässig ist.

E. Die Hauptdolomitformation

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

1. *Der basale Hauptdolomit in rein dolomitischer Ausbildung*

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

Hier soll lediglich auf folgende Ergebnisse dieser Profilaufnahme hingewiesen werden:

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

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

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

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

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

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

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

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

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

3. Fazielle Vergleiche

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

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

Im *Quaternalsgebiet* treten plattige Kalke bereits im Unternorischen Dolomit auf, Mergel und Schiefertone jedoch erstmals in den Oberen Mergeln (vgl. SOMM 1965, S. 57). SOMM konnte zeigen, dass diese Oberen Mergel auch in der Terzaschuppe kalkig-mergelig sind, dort aber von vollständig dolomitisierten Quaternals- und Diavel-schichten eingerahmt werden. Unter der Voraussetzung, dass eine Übertragung der Schichtreihe von SOMM auf unser Gebiet möglich ist⁷⁾, kommt somit am ehesten eine Parallelisation mit den Oberen Mergeln der *Terzaschuppe* in Frage.

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

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

F. Ergebnisse der Untersuchungen des zweiten Teils

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

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

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

Auf Grund der Untersuchungen von Illiten aus tonigen Sedimenten der Raibler Schichten kann nach freundlicher Mitteilung von Dr. M. Frey der Schluss gezogen werden, dass das Gebiet alpin anchimetamorph ist, sicher aber noch nicht in den Bereich der Grünschieferfazies gehört (Diskussion dieser metamorphen Fazieszonen vgl. FREY 1969, S. 108–110). Die nur mit Vorsicht aufzunehmenden Ergebnisse einer Temperaturbestimmung ergaben eine Temperatur von $370^{\circ}\text{C} \pm 10^{\circ}$. 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 vereinzelt quarzitisches Geröllen. Nach HESS (1953) und DÖSSEGER (1970) stellen diese Streifensericitschiefer eine etwa 300 m mächtige, basale Serie der am P. Turettas rund 1300 m mächtigen Verrucano-Buntsandstein-Formation dar.