

Zeitschrift:	Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber:	Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band:	46 (1953)
Heft:	1
Artikel:	Beiträge zur Geologie der südöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen dem oberen Münstertal und der Valle di Fraélé (Graubünden)
Autor:	Hess, Walter
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-161693

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: 10.01.2026

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

Beiträge zur Geologie der südöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen dem oberen Münstertal und der Valle di Fraéle (Graubünden)

Mit 13 Textfiguren, 2 Tabellen und 7 Tafeln (I—VII)

Von Walter Hess, Zürich

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Verzeichnis der Illustrationen	41
Vorwort	42
Einleitung	43
Erster Abschnitt	
<i>Das kristalline Grundgebirge</i>	44
- Geschichtliche Einführung	44
- Zur Methode	46
Die kristalline Serie der Scarldecke	49
Das Brauliokristallin	52
Das Kristallin in den Deckklippen der Murtaröl-Umbraill-Gruppe	55
- Die Pastoriserie	56
- Die Casannaschiefer (Quarzphyllite)	58
- Dioritporphyrite	61
Zusammenfassung über das kristalline Grundgebirge	62
Zweiter Abschnitt	
<i>Zur Stratigraphie</i>	65
Das Perm	65
Verrucano	65
- Zur Gliederung und zur Altersfrage des Verrucano	67
Die Trias	68
Buntsandstein	68
Anisien	69
Ladinien	70
Carnien	
- Die Raiblerschichten s. str.	72
- Die Raibler-Diabase	73
- Die Torer-Schichten	74
Norien	76
- Der Hauptdolomit der Scarldecke (Unterbau)	78
- Das Norien der Quatervalsdecke	79
Bemerkungen über Stellung und Alter der Plattenkalke	80
- Das Norien der Serraglioscholle	84
- Der Hauptdolomit der Umbrailldecke und der höheren Schuppen	84
- Fossilien aus dem Norien	85

Dritter Abschnitt	Seite
<i>Tektonische Einzelbeschreibung der Gebirge zwischen M. del Ferro und P. Schumbraida</i>	88
Tektonische Übersicht	88
Die Ostseite des Monte del Ferro	90
Der Grat der Cima del Serraglio	92
Die Gruppe des Piz Murtaröl	93
– Die Westseite des Piz Murtaröl. Der Monatagrat	93
– Das Val Murtaröl und die Mona di Mez	95
– Der Piz Pala Gronda	97
– Der Oberbau in der Murtarölgruppe	97
– Die Südseite des Piz Murtaröl	97
Der Piz Magliavachas und sein Nordgrat. Das Val Magliavachas	99
Der Piz Teafondada oder Monte Cornaccia	101
Der Kamm des Cuclèr da Jon dad'Onsch	102
Der Piz Schumbraida	106
Der Südrand der Scarldecke	110
Vierter Abschnitt	
<i>Der Bau der südlichen Engadiner Dolomiten</i>	112
Die Scarldecke	112
– Zur Fazies der Scarldecke	112
– Der Innenbau der Scarldecke	113
– Zur tektonischen Deutung des Südrandes der Scarldecke	115
– Das Ostende der Scarldecke	116
Die Serraglioscholle	119
Die Quatervalsdecke	120
– Die Quatervalsdecke im Westen	120
– Der Corno dei Cavalli und die Müschaunsschuppe	121
– Die Quatervalsdecke im Osten	122
Die Ortlerzone	123
Der Oberbau der südlichen Münstertaler Alpen	124
– Die Diskordanz zwischen Ober- und Unterbau	125
– Die Bewegungsrichtung des Oberbaues. Phasenfolge	126
– Die Herkunft des Oberbaues	128
– Baustil und Bewegungsmechanismus	129
– Die Schubmassen des Oberbaues in der Murtaröl-Umbrial-Gruppe	130
Anhang zur Tektonik	131
– Die Bruchsysteme	131
Zusammenfassung. Erläuterungen zur tektonischen Karte und zu den Profilen	133
Quellenindex zur tektonischen Nomenklatur des Gebietes	135
Literaturverzeichnis	137
Geologische Karten	141
Topographische Karten	142

VERZEICHNIS DER ILLUSTRATIONEN

<i>Textfiguren</i>	Seite
Fig. 1. Profile durch das Norien der Quatervalsdecke und der Serraglioscholle	83
Fig. 2. Fossilien aus dem Norien	85
Fig. 3a. Sammelprofil durch das Perm des P. Turettas (Scarldecke)	86
Fig. 3b. Sammelprofil durch die Trias des P. Turettas	87
Fig. 4. Tektonisches Schema der SE Engadiner Dolomiten	89
Fig. 5. Blick in das Val Murtaröl vom Ausgang des Tales aus	96
Fig. 6. Schema der Oberbauschuppen in der Murtarölgruppe	98
Fig. 7. Der Nordgrat des P. Magliavachas von E	100
Fig. 8. Der P. Magliavachas von E	101
Fig. 9. Der Cuclèr da Jon dad'Onsch von W	103
Fig. 10. Profile durch den Kamm des Cuclèr da Jon dad'Onsch	105
Fig. 11. Blick gegen das Pedenoloplateau von W	109
Fig. 12. Blick vom oberen Val Vau gegen den P. Lad	117
Fig. 13. Blick von der Stretta gegen E	125

Tafeln

Tafel I.	Die Westseite der P. Murtaröl-Gruppe von der Cima del Serraglio aus
Tafel II.	Die Nordwand des P. Pala Gronda von Valbella aus
Tafel III.	Pt. 2944 LK vom hintern Val Schumbraida aus
Tafel IV.	Der P. Schumbraida von der Südseite des P. Teafondada aus
Tafel V.	Der P. Schumbraida vom M. Pedenolo aus
Tafel VI.	Tektonische Kartenskizze der südöstlichen Engadiner Dolomiten, 1:100000
Tafel VII.	Tektonische Profile durch die südöstlichen Engadiner Dolomiten, 1:100000

VORWORT

Die vorliegende Arbeit befasst sich mit der Geologie der Gebirge zwischen dem bündnerischen Münstertal (Val Müstair) und der italienischen Valle di Fraéle, dem Quellgebiet des Veltlins (Valtellina). Grosse Teile dieses Gebirgsabschnittes bestehen nur aus norischen Sedimenten und vereinzelten kristallinen Schürflingen, so dass, um zu einigermassen sicheren Resultaten zu gelangen, eine eingehende Untersuchung des Hauptdolomites und der kristallinen Serien der Umbrail-Chavalatschgruppe und des Münstertales nicht zu umgehen war. Die beiden ersten Abschnitte der Arbeit handeln von diesen Bemühungen, die ein zuverlässiges Instrument für die tektonische Analyse schaffen sollten.

Im dritten Teil wird der Bau der einzelnen Gebirgsstücke auf Grund des Schichtverlaufes und der gewonnenen stratigraphischen und faziellen Erkenntnisse möglichst genau analysiert. Im letzten Kapitel werden schliesslich die Zusammenhänge mit den umliegenden Gebirgen gesucht, die Differenzen der verschiedenen Auffassungen diskutiert und der Versuch unternommen, die ganzen südlichen Engadiner Dolomiten als ein einheitlich gebautes tektonisches Gefüge zu verstehen.

Die Feldbegehungen erstreckten sich auf die Sommer 1947–1951 und führten in der Verfolgung einzelner Probleme auch über das engere Untersuchungsgebiet hinaus bis nach Livigno, bis Trafoi und bis zum Jaggl östlich der Reschen-Scheidereggen.

Als topographische Grundlagen dienten

der Topographische Atlas der Schweiz	= TA
die Landeskarte der Schweiz	= LK
die Tavolette der Carta d'Italia	= CI

Im Text wurden im allgemeinen die Koten und Geländenamen der LK verwendet. Wo Missverständnisse möglich wären, wurde der Ortsbezeichnung stets die Quellenangabe (TA, LK oder CI) hintangesetzt.

Beim Durchblättern der nun fertig vorliegenden Arbeit werde ich mir wieder bewusst, wieviele Ideen, Anregungen und Unterstützung ich von meinen Lehrern und Studienkameraden erhalten habe. Ihnen allen möchte ich an dieser Stelle herzlich dafür danken.

Vorab gebührt der Dank meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. R. STAUB, der mich in die Schönheit und Grösse der alpinen Geologie einführte. Seine vielen Exkursionen und Vorlesungen haben mir die Begeisterung und das Verständnis für alpine Tektonik erweckt. Er hat mir auch das spannende und problemreiche Gebiet im südöstlichsten Zipfel der Schweiz zugewiesen, ein Gebiet, das eine vielseitige und anregende Arbeit ermöglichte.

Auch Herrn Prof. A. JEANNET, Herrn Prof. W. LEUPOLD und Herrn Prof. H. SUTER bin ich für die Einführung in die stratigraphischen, mikropalaeontologischen und geologischen Arbeitsmethoden zu Dank verpflichtet. Herrn Prof. P. NIGGLI, Herrn Prof. C. BURRI und Herrn Prof. R. PARKER verdanke ich eine gründliche Schulung in den einzelnen Zweigen der petrographischen Wissenschaften, insbesondere in der mikroskopischen Gesteinsuntersuchung und in der Erzdiagnostik.

Herzlichen Dank sage ich auch allen meinen Studienkameraden, vor allem auch meinem langjährigen Nachbarn im Norden, H. INHEIDER und meinem Weggefährten R. HANTKE.

Für die Betreuung meiner Arbeit während der Drucklegung bin ich den Herren P.-D. Dr. W. NABHOLZ, Prof. Dr. E. HESS und Dr. R. HANTKE ganz besonderen Dank schuldig. Mit Dankbarkeit gedenke ich meiner romanischen, tirolischen und italienischen Freunde, deren Gastfreundschaft ich in dem weltverlorenen Gebiet so oft in Anspruch nehmen musste.

Und ganz besonders danke ich auch meinen Eltern, deren Verständnis und Opfer mir das schöne Studium erlaubten.

EINLEITUNG

„Das Münsteralpthal ist eins der einsamsten Alpentäler in Bünden. In seiner ganzen Länge von St. Maria bis auf den Buffalorapass, etwa 4 Stunden, trifft man ausser wenigen Häusern nicht weit vom Eingang, welche verlassen sind, nur drei Alphütten. Die flache Thalsohle hat schöne Weiden und einen Waldwuchs, Legföhren und Arven; die Flora ist reich wie überall, wo Kalk und quarzige Gesteine zusammentreffen. Die Berge zu beiden Seiten tragen jedoch den Charakter schauerlich einsamer Wildheit, besonders die südliche Kette.“

So beschreibt THEOBALD, der erste Geologe, welcher das Gebiet durchstreifte, jenes stille Bergtal der Münsteralpen. Heute nach vielleicht 90 Jahren hat sich kaum etwas geändert. Neu sind nur eine kleine Militärbaracke aus dem letzten Aktivdienst und ein Grenzerhäuschen auf Döss dal Termel.

Anders auf der italienischen Seite, in der Valle di Fraéle. Hier hat die moderne Technik Besitz ergriffen von der vergessenen und verlorenen Urwelt. Breite, nivellierte Strassen, Barackenstädte, Seilbahnen sind die Zeichen des neuen Zeitalters. Es gilt zwei Stauseen zu errichten; die Kirche und die eng um sie zusammengedrängten Häuser von San Giacomo di Fraéle werden völlig in den Wassern versinken.

Und wieder anders die Urwälder der Acqua del Gallo, eine urtümliche, kaum berührte Gebirgslandschaft von einsamer Wildheit und mürrischer Abgeschlossenheit. Vereinzelt nur blitzt aus ihrem finsternen Grunde die Silberkette des Baches und unterbricht den tiefen Ernst und die Schweigsamkeit der grossen Andacht.

Aus den Wäldern heben sich die fahlen Felswüsten der Dolomitberge empor. Ihre struppigen Gipfel drohen in den endlosen, kahlen Geröllhalden, von denen sie umschlossen sind, zu ertrinken. So weit der Blick reicht, nichts als leeres, graues, erloschene Land, von einer Ödheit, die erschauern lässt. Der Tiroler würde von einem „toten Gebirge“, von einem „steinernen Meer“ sprechen. Es liegt etwas von Unwirklichkeit und gläserner Kälte über dieser Landschaft, ein Hauch des Ewigen.

Und in der Ferne die weisse Gestalt des Bernina, vor dem sich alle Vorberge zu ducken scheinen, um den Blick ungeschmälert freizulassen auf diese zauberhafte Erscheinung, die wie ein grosses, weisses Traumschiff über die Wolkenkämme gleitet. Ein gleiches strahlendes Gestirn steht auch im Osten, wo sich der stolze, weissgekleidete Turm des Ortlers emporhebt, eng umschlossen von einem glänzenden Gefolge eleganter Berggestalten. Und über all dieser Pracht strahlt das wechselnde Licht der Wolken und wölbt sich die Weite des Himmels.

Unvergessen werden die kalten, stillen Nächte sein, wo ich inmitten der „schauerlich einsamen Wildheit“ der südlichen Münstertaler Berge die primitiven, jahrhundertealten Blockhütten als Schlafstätten aufsuchte, wo das einfache Holzfeuer auf der Steinplatte ferne Gedanken wachrief, die Gestalten uralter Vorfahren und die Anfänge unserer Kultur im Geiste erstehen liess, jene verzauberten Nächte, denen noch der Glanz alter, längst verschollener Pionierromantik anhaftet.

Auch die Menschen, die wenigen, welche in dieser Landschaft leben, tragen deren stille Einsamkeit, deren Ernst und Wildheit in sich: der Tiroler Schafhirt mit seinem Hunde, der, fast selber zu einem Stück Natur geworden, täglich seiner Herde nachzieht und sich nachts in eine selbstgebaute Hütte verkriecht, oder jene bergamaskischen Hüterjungen, deren königliches Wesen selbst ihren schmutzigen Lumpen noch natürlichen Adel und Schönheit verleiht. Diesen Naturmenschen stehen die Sennen der Alphütten gegenüber, die ein in allen Teilen geregeltes und zivilisiertes Leben führen. Es sind offene, freundliche Menschen, und oft habe ich ihre Gastlichkeit und Freundschaft in Anspruch genommen.

Die südlichen Münstertaler Berge sind nicht nur eine Scheide europäischer Ströme, Sprachen und Kulturen, sondern sie sind auch für die geologische Erforschung ein Grenzland geblieben, wo sich die Arbeiten und Auffassungen der verschiedenen nationalen Schulen überschneiden. Wohl hat das einsame Gebirge seit THEOBALD eine Reihe von Geologen angezogen; sie alle versuchten ihre meist schon feststehenden Vorstellungen auf das graue, schwer differenzierbare Gebirge zu übertragen. Es sei an die „rhätische Schubmasse“ von ROTHPLETZ, an die „Faltenbündel und Faltenbogentheorie“ von SPITZ & DYHRENFURTH, an die Deckentheorie TERMIERS oder an die Schollen- und Bruchtektonik HAMMERS erinnert, um nur vier sich diametral gegenüberstehende Ansichten zu erwähnen, die sich alle scheinbar zwanglos in das Gefüge des geheimnisvollen, vielgestaltigen Gebirges einpassen liessen. Wollte man noch die verschiedenen Varianten der Deckentheorie dazuzählen – Schub aus S, Schub aus SE, Schub aus E, Schub aus N usw. –, so käme man zu einer überraschend grossen Zahl von grundlegend verschiedenen tektonischen Konzeptionen. Wohl kein zweiter Abschnitt der Alpen hat so viele sich widersprechende Interpretationen erlebt, wie gerade dieses Grenzland, das aber trotzdem ein relativ unbekanntes Niemandsland blieb, dessen spezieller Geologie wir uns im folgenden zuwenden wollen.

Nachdem die umliegenden Gebiete durch die Detailarbeiten von HEGWEIN, LEUPOLD, BOESCH, KAPPELER und INHELDER genauer bekannt geworden sind und ihre Gliederung und Problematik durch die umfassende Darstellung von R. STAUB 1937 enthüllt worden ist, mag die vorliegende Arbeit eine weitere Lücke in der Erkenntnis der Engadiner Dolomiten schliessen.

Erster Abschnitt

DAS KRISTALLINE GRUNDGEBIRGE

Geschichtliche Einführung

Die heutige Kenntnis des Grundgebirges zwischen dem Val di Sole und dem Unterengadin fußt in erster Linie auf der Arbeit zweier Männer: es sind dies GUIDO STACHE und WILHELM HAMMER. Für den Bereich des Münstertales und des oberen S-charltals hat auch ALBRECHT SPITZ einen wichtigen Beitrag geliefert. Was sonst noch beigesteuert wurde, ist leider wenig und geht meist über zufällige Beobachtungen nicht hinaus.

Alle erwähnten Untersuchungen standen noch durchwegs auf dem Boden der Autochthonie. Ein Wechsel der kristallinen Serien wurde deshalb in den allerseltesten Fällen auf Überschiebungen zurückgeführt. Eine Verfaltungs- und Bruchtektonik sollte im Zusammenspiel mit magmatischen Intrusionen und Regionalmetamorphismus die ganze Mannigfaltigkeit der kristallinen Gebirge erklären.

So war (und blieb im Grunde genommen bis auf den heutigen Tag) die Deckentheorie auf die Umdeutung der alten HAMMER'schen Vorstellungen und Kartenbilder angewiesen. Dabei bildeten sich zwei Meinungen. Die ältere, wohl von der autochthonen Auffassung inspirierte, betrachtete das gesamte Kristallin als eine gewisse Einheit, als den gewaltigen Kern der ostalpinen Decke schlechthin. Dieser Urgebirgskörper mochte sich, namentlich in seinem stirnwärtigen Teile, in einzelne Lappen auflösen, die von bald mehr, bald weniger tief einschneidenden Sedimentzügen getrennt werden; doch bedeutete die sekundäre Aufschlitzung der kristallinen Deckenmasse keineswegs eine tiefgehende Trennung in verschiedene Einheiten. Als solche abgespaltene Lappen wurden etwa das Braulokristallin oder die kristallinen Deckkappen der Umbrailgruppe angesehen. Gelegentlich auftretende, meist sehr schmächtige Sedimentzüge, wie der Schaubachhüttenkeil im hinteren Suldental oder der Zumpanellkeil bei Trafoi, liessen sich leicht als ins Grundgebirge eingespiesste Synkinalreste deuten. Und selbst wo die Überschiebung von Kristallin auf eine tiefere Einheit sich mit eindrücklicher Klarheit offenbart, wie an der Schliniglinie, schien doch schon nach wenigen Kilometern im oberen Vintschgau, das Kristallin der höheren Einheit mit jenem der unteren zu verschmelzen. Das trifligste Argument hatte schliesslich schon HAMMER beigebracht, nämlich die auffallende petrographische Übereinstimmung gewisser saurer Orthogneise, die in allen kristallinen Gebieten des oberen Vintschgaues weit verbreitet sind. (HAMMER 1909; AMPFERER und HAMMER 1911, p. 606).

Auf Grund der HAMMER'schen Darstellung und seiner eigenen Untersuchungen kam WENK (1934b) zur Ansicht, dass nicht nur die sauren Orthogneise des oberen Vintschgaues unter sich, sondern auch jene der Silvrettamasse, des Ötzkristallins und der damaligen Umbraildecke miteinander identisch seien, mit anderen Worten, dass sie alle zusammen eine petrographische Provinz bildeten. In bezug auf die Tektonik gelangte WENK zu der Folgerung, dass die einzelnen gewaltigen Kristallinblöcke des Silvrettamassives, der Ötztal und der Umbraildecke sich wohl randlich leicht überschieben mochten, aber sowohl petrographisch als auch tektonisch als eine Einheit zu betrachten sind. Auch von italienischer Seite, so von G.B. DAL PIAZ, wurde die Vereinigung all dieser kristallinen Massen zu einer einzigen ostalpinen Einheit begrüsst und die „Nichtexistenz“ der mittelostalpinen Decken auch für den Vintschgau nachdrücklich postuliert.

Demgegenüber hat erstmals R. STAUB (1924) eine Aufgliederung der grossen Kristallinmassen zwischen Tonalelinie und Engadin versucht und zwar in zwei Grossseinheiten: in die mittelostalpine Campodecke und die oberostalpine Ötztalerdecke. Die Hauptgrenze zwischen der mittel- und der oberostalpiner Einheit wurde von der altbekannten Schliniglinie gebildet und zog im unteren Gehänge der Vintschgauer Sonnenberge weiter gegen E, um, etwa in der Texelgruppe nördlich Naturns, gegen NE abzubiegen. Südlich dieser Trennlinie lagen noch Teile der höheren Ötztaler Einheit als Erosionsreste auf der Campodecke, so die kristallinen Deckklippen der Umbrailgruppe, des Chavalatschkammes, des P. Cornet und des P. Starlex. Das ganze übrige Kristallin, also die Basis der Ortlerdecke und jene der alten Umbraildecke, zu welcher damals nicht nur das Braulokristallin, sondern auch die Münstertaler Basis, der Grossteil des Chavalatschkammes und das Sesvennakristallin zählten, wurde insgesamt zur mittelostalpiner Einheit geschlagen.

Die Rechtmässigkeit der STAUB'schen Deckengrenze wurde von verschiedenen Seiten heftig angegriffen (HAMMER, SANDER, SCHMIDEGG, DAL PIAZ, WENK). Die Neuaufnahmen SCHMIDEGGS in den südlichen Ötztaler Alpen zeigten, dass die Grenze E des Schnalsertales tatsächlich innere Zusammenhänge im Kristallin unglücklich trennte (SCHMIDEGG 1933). Weitere Untersuchungen in den Unterenga-

diner Dolomiten ergaben ebenfalls eine Reihe neuer, vertiefter Erkenntnisse, so dass die im „Bau der Alpen“ von R. STAUB verfochtene Auffassung wesentlich modifiziert wurde. Die Modifikationen erstreckten sich in erster Linie auf die Gliederung der mittelostalpinen Campodecke. HEGWEIN und LEUPOLD hatten von der alten TERMIER'schen Umbraildecke Stück um Stück abgetrennt, bis schliesslich nurmehr ein kümmerlicher Rest in der Gestalt des Brauliokristallins und der Hauptdolomitplatte des P. Umbrail übrig blieb, während die grosse Hauptmasse in der Quaternalsdecke HEGWEINS und in der Münstertaler Decke LEUPOLDS (nachmalige Scarldecke) aufgingen.

Deshalb stellte R. STAUB 1935 eine neue Interpretation der Innentektonik in den Gebirgen zwischen Engadin und Ortler zur Diskussion. Darnach schalten sich, in bezug auf unser Kristallinproblem, zwischen das eigentlich Campokristallin, welches die Ortlerbasis bildet, und das Ötzkristallin zwei eigene, kristallines Grundgebirge enthaltende Einheiten ein: 1. die Umbraildecke mit dem Brauliokristallin und 2. die Scarldecke mit dem Münstertaler- und dem Sesvenna-Kristallin. Die Umbraildecke erscheint als höhere Digitation des Mittelostalpins, die Scarldecke dagegen als ein besonderes Element, nämlich als ein alter, steckengebliebener Stirnkopf der Silvrettadecke, welcher nachträglich von der Hauptmasse der eigenen Decke überfahren und schliesslich sogar von der tieferen Umbraildecke längs seines Südrandes weitgehend eingewickelt wurde. Nur ein spärlicher kristalliner Klippenrest auf dem Rücken der Umbraildecke (P. Lad – P. da Rims) zeugt noch von der ursprünglich höheren Abkunft der Scarldecke.

Soweit etwa der Stand der Dinge. Es ergeben sich für eine neue Untersuchung der kristallinen Gebiete zwischen Spöl und Stilser-Joch-Strasse eine Reihe von Fragen und Problemen. Gehören die kristallinen Gesteine des Gebietes nur einer einzigen petrographischen Provinz an? Lassen sich die kristallinen Schiefer im Sinne STACHES und STAUBS (1948) in verschiedene Serien aufgliedern? Ist die Verteilung der kristallinen Serien durch die alpine Bewegung bestimmt worden oder ist sie älter? Lässt sich die Zugehörigkeit einzelner kristalliner Klippen, wie jener vom P. Lad, oder ganzer kristalliner Deckenteile, wie der Scarldecke, mit Hilfe ihres Gesteinsinhaltes bestimmen? . . .

Lauter Fragen, auf die nur das Kristallin, dieser „grosse Klassiker am Weltenbau“ selber uns eine Antwort geben kann!

Zur Methode

Das Grundgebirge wurde in erster Linie nach geologischen und nicht nach petrographischen Gesichtspunkten bearbeitet. Die für die Untersuchung wegleitenden Ideen und Gedankengänge seien im folgenden flüchtig skizziert, ohne auf die berührten Probleme weiter einzugehen:

1. Für die Lösung geologischer und tektonischer Probleme kommt den Sedimenten und den aus ihnen hervorgegangenen Paraschiefern eine überragende Stellung zu, so dass auf sie in erster Linie Rücksicht genommen werden muss. Vgl. R. STAUB 1916.

2. Die Umwandlung der Sedimentserien kann nicht von selber erfolgen. Es gibt (mit Ausnahme des radioaktiven Zerfalles) keine selbsttätige Metamorphose, und demgemäss sind selbst die ältesten Sedimente heute noch so frisch wie zur Zeit ihrer Bildung, solange sie nicht durch ganz besondere Ereignisse zur Umwandlung gezwungen werden. Ein Beispiel dafür bilden die unmetamorphen vorkambrischen

Sedimente Grönlands, die sich in ihrem lithologischen Habitus ohne weiteres mit analogen jurassischen und selbst tertiären Ablagerungen der Schweiz vergleichen lassen, obwohl sie im Vergleich zu diesen ein ganz unvergleichlich höheres Alter besitzen.

3. Bei den kristallinen Schiefern ist somit ihre ursprüngliche frische und unveränderte Natur von den Folgen jener nachträglichen Einwirkungen, welche die Metamorphose bedingte, zu trennen. Dementsprechend haben wir zu unterscheiden zwischen der ursprünglichen Fazies des unmetamorphen Ausgangsgesteines, und der kristallinen Fazies, welche die Art und den Grad der kristallinen Umprägung charakterisiert.

4. Die äusseren Anstösse, welche Anlass zu einer Metamorphose geben, können im Prinzip nur von zweierlei Art sein:

a) Kontaktmetamorphose im weitesten Sinne, vom kleinsten Kontaktaum bis zur Regionalmetamorphose im grössten Stile. In der Regel weisen die Produkte der Kontaktmetamorphose eine massige Textur auf.

b) Bewegungsmetamorphose im weitesten Sinne. Bewegungen, vor allem Differentialbewegungen erzeugen in der Regel geschieferete Texturen.

5. Die Kontaktmetamorphose ist stets die Folge irgendwelcher magmatischer Tätigkeit und ist deshalb mit der Intrusions- und Erstarrungszeit der betreffenden Eruptiva zeitlich zu koordinieren. Im Verhältnis zum Gesamtalter der Sedimente ist die Kontaktmetamorphose meist nur als kurzfristiges Ereignis zu betrachten.

Die Bewegungsmetamorphose ist umgekehrt an tektonische Bewegungen gebunden, wie sie nur in Zeiten orogener Aktivität auftreten. Auch sie ist, mit geologischen Zeitmaßstäben gemessen, ein relativ kurzfristiges Geschehen. Somit kann die Metamorphose eines Gesteines im allgemeinen als kurzer Abschnitt in seiner geologischen Geschichte betrachtet werden.

6. Nach der Ansicht verschiedener Geologen können derartige Geschehnisse nicht zu jeder beliebigen Zeit auftreten, sondern sind an einen bestimmten orogenetischen Ablaufsmechanismus gebunden. Als ein klassisches Modell für einen solchen Mechanismus gilt der alpine Zyklus, bei welchem sich sowohl die einzelnen Eruptivformationen als auch die tektonischen Bewegungsphasen in gesetzmässiger zeitlicher Staffelung folgen würden.

Liesse sich ein solcher gesetzmässiger Ablauf auch in den älteren orogenetischen Zyklen erkennen, so würde er für die geologische Forschung gewaltige Perspektiven eröffnen, die für die Altersbestimmung der kristallinen Schiefer von grosser Bedeutung wären. Vgl. Hinweise bei R. STAUB 1945, p. 47; 1948.

7. Die ursprüngliche Fazies lässt sich in schwach metamorphen Gesteinen meist noch deutlich erkennen und zwar im Mineralbestand, in der Struktur und der Textur. Bei stärker metamorphen Gesteinen ist der Chemismus oft der einzige und letzte Anhaltspunkt, um noch Schlüsse auf die ursprüngliche Fazies ziehen zu können. Doch kann er mehrdeutig oder durch Stoffwanderung beeinträchtigt worden sein, so dass schliesslich nurmehr eine \pm abstrakte chemische Klassifikation der Paraschiefer möglich ist.

In ungestörten Paraschieferserien lässt sich bisweilen noch eine deutlich erhaltene stratigraphische Anordnung der kristallinen Schiefer erkennen. Derartige Ablagerungsfolgen können von grosser Bedeutung sein, um verwandte stratigraphische Stufen in unterschiedlich metamorphen Gesteinsserien wiederzufinden. Man kann dabei von der Tatsache ausgehen, dass trotz der vielen „kleineren“ Fazieswechsel, welche den lokalen Charakter des Ablagerungsraumes widerspiegeln, sich doch die stratigraphischen Profile grösserer Zeitabschnitte auch in weitentfernten Gebieten in den grossen Hauptzügen sehr ähnlich sehen. So sind in der alpinen Trias von der

schmächtigen Entwicklung im Helvetikum oder der metamorphen Ausbildung im Penninikum bis zu den gewaltigen, unmetamorphen Ablagerungen der N-Kalkalpen und der Dolomiten die grossen Faziesdifferenzen evident; trotzdem bleibt sich die Aufeinanderfolge von nichtkarbonatischer, terriger Untertrias („Permowerfénien“) und karbonatischer Mittel- und Obertrias überall die gleiche: sie ist die charakteristische Sedimentationssequenz der Trias. Die Ursachen derartiger stratigraphischer Sequenzen sind wohl in erweiteren Veränderungen klimatischer, geologischer oder biologischer Faktoren zu suchen, deren Einfluss die durch die Gestalt des Ablagerungsraumes bedingten „kleineren“ Fazieswechsel überlagert. Man darf nun wohl annehmen, dass sich auch innerhalb der alten, nunmehr kristallinen Sedimentserien des Grundgebirges derartige Sequenzen wiederfinden lassen, so dass auf diese Weise die stratigraphische Gliederung sich auch im kristallinen Grundgebirge weiterführen lässt. Vgl. R. STAUB 1948¹⁾.

8. Die kristalline Fazies wird zunächst einmal durch die Bildung von neuen Mineralien gekennzeichnet, deren Kristallisation von sehr mannigfaltigen Faktoren, wie den chemisch-physikalischen Zustandsbedingungen, der Anwesenheit von Katalysatoren und mineralisierenden Lösungen, der Zufuhr von Stoffen usw., abhängig ist. Je nach den Verhältnissen entstehen Kata-, Meso- oder Epimineralien, deren Milieuansprüche durch die Untersuchung ihrer physikalisch-chemischen Existenzbereiche bestimmt werden können. Vgl. GRUBENMANN-NIGGLI 1924.

Ein weiteres, wichtiges Kennzeichen der kristallinen Fazies ist die Schieferung. Diese ist weitgehend vom ursprünglichen Gesteinsmaterial und von Bewegungsvorgängen abhängig und zeigt auf diese Weise Bewegungen und Massenumlagerungen im Gesteine selber an. Dass Schieferung in statisch absolut ruhigen Gebilden, unter dem Einfluss des blossen Druckes, von selber entstehen kann, ist nur schwer vorstellbar. Die Schieferung ist von der Tiefenlage des Gesteines nicht abhängig. Granite oder Ganggesteine von massiger Textur treten in allen Tiefenlagen auf, während umgekehrt das Grundgebirge bis in grosse Tiefen von schiefriger Textur sein kann (Tessiner Gneise).

Als drittes Kennzeichen der kristallinen Fazies kann der innerhalb der Reihe von den unveränderten Gesteinen bis zu den mehrfach umgewandelten hochkristallinen Schiefern erreichte Umwandlungsgrad dienen.

Bei den besonders schwierig zu erfassenden polymetamorphen Schiefern lässt sich in vielen Fällen doch eine letzte, das heutige Wesen des kristallinen Gesteines prägende Hauptmetamorphose erkennen, die dann entweder die Relikte älterer Metamorphosen nicht vollständig zu verwischen vermochte oder durch unbedeutende jüngere Prägungen überschattet wird.

Auf diese Weise summieren sich im Begriff der kristallinen Fazies alle jene Einflüsse, die im Laufe der geologischen Geschichte auf das Gesicht des ursprünglichen Gesteines einwirkten.

9. Für stratigraphische Altersvergleiche zwischen verschiedenen kristallinen Serien genügt der Nachweis identischer Ablagerungssequenzen und einer identischen ursprünglichen Fazies.

Gleich alte, auch räumlich und tektonisch zusammengehörende Gesteinsserien besitzen zudem die gleiche kristalline Fazies; denn zwei Erdrindenstücke, die seit ihrer Bildung einander immer auf das engste benachbart waren wie Teile der glei-

¹⁾ Derartige stratigraphische Sequenzen sind schon von ARGAND aus der Valpelline-Serie und von R. STAUB aus der Fedozserie (1916) beschrieben worden. Auch im kristallinen Grundgebirge auf der Bergeller- und der Bernina-Karte von R. STAUB lassen sich derartige Sequenzen erkennen.

chen Decke, müssen auch ungefähr dieselbe Erdgeschichte durchlaufen haben und den gleichen äusseren Einflüssen unterlegen sein, so dass sie schliesslich auch die gleiche kristalline Prägung erhielten.

10. Auch die Eruptiva können für die Ermittlung von Verwandtschaftsbeziehungen herangezogen werden. Doch darf man nicht auf Grund einer petrographischen Verwandtschaft auch gleich auf engste tektonische Zusammenhänge schliessen. So haben beispielsweise die alpinen Granitintrusionen vom Traversella-Massiv im W bis zum Riesenferner im E über eine Distanz von ca. 400 km ihren ± einheitlichen tonalitischen Chemismus beibehalten. Dagegen scheint die Gleichartigkeit ihres Chemismus auf die gleichzeitige Entstehung dieser alpinen Intrusionen hinzuweisen. In entsprechender Weise könnte man auch auf die Idee kommen, dass die petrographische Provinz WENKS, welche die Orthogneise der mittel- und oberost-alpinen Decken, also die Flüelagranitgneise der Silvretta, die Augen- und Flaser-gneise der Ötztalmasse und des Sesvennakristallins und die Angelusaugengneise des Vintschgau umfasst, auf eine einheitliche alte Intrusionsphase zurückzuführen wäre. Somit wären alle die erwähnten Gesteine Teile derselben grossen, orogenen Granit „front“, deren engadinitischer bis granitaplitischer Chemismus – abgesehen von randlichen Veränderungen, Assimilationen, lokalen Differentiationen in abgeschnittenen Magmaberden usw. – über grosse Gebiete durchaus einheitlich bliebe. Damit würde der Chemismus ein Kriterium für die genetische und stratigraphische Gleichwertigkeit orogener Granitintrusionen.

Der Mechanismus derartiger Granit „fronten“ mag in vieler Hinsicht jenem der Migmatisierung und Granitisierung, wie er von WEGMANN 1935 dargestellt wird, entsprechen.

11. Schliesslich liefern auch die jüngeren Gänge (Diabase, Diorite, Pegmatite usw.), welche das Grundgebirge oder die Sedimenthülle durchsetzen, äusserst wertvolle Indizien, um die Verwandtschaftsbeziehungen zwischen den einzelnen Decken zu klären. Im Grundgebirge der selben Einheit sind fast immer nur die gleichen charakteristischen Gangformationen vertreten, während andere auf ebenso charakteristische Weise fehlen.

DIE KRISTALLINE SERIE DER SCARLDECKE

Zur Scarldecke gehören die Kristallinmassen des unteren Münstertales (Münstertaler Basis), der Region um S-charl und des P. Sesvenna (vgl. Taf. VI und VII).

Am rechtsseitigen Gehänge des Münstertales zwischen Rifair bei Taufers und Valchava wurden 5 Profile durch das Kristallin der Scarldecke aufgenommen. Diese weisen eine Reihe deutlicher Übereinstimmungen auf, sowohl in bezug auf den kristallinen Habitus der Gesteine als auch in bezug auf deren stratigraphische Anordnung.

Der einheitliche, stark schiefrige Habitus aller beteiligten kristallinen Schiefer ist weitgehend die Folge einer durchgreifenden Epiklastese, durch welche der mächtige Grundgebirgskomplex und auch grosse Teile des unteren Verrucano ziemlich gleichmässig durchgearbeitet und zu fein- bis ultramylonitischen Schiefern (Typen D und E nach R. STAUB) mit ausgezeichneter linearer oder leicht gefältelter Textur zerrieben wurden. Anzeichen älterer Metamorphosen wurden durch diese jüngste fast völlig ausgelöscht und die ursprüngliche Mannigfaltigkeit im Grundgebirge stark verwischt.

An Gesteinstypen kann man die folgenden unterscheiden:

Diaphthoritischer Zweiglimmergneis (Orthogneis):

Graues, schiefriges Gestein mit grösseren Muskowitblättchen auf den Schichtflächen. Häufig von phyllitischem Habitus. U. d. M. erkennt man ein grosskörniges, stark klastisches und mechanisch zerdrücktes Mineralaggregat, das aus grossen, fast vollständig serizitierten Orthoklasleisten, aus ganzrandigen, in sich meist stark zerbrochenen Quarzen und ebenfalls stark mitgenommenem Oligoklas besteht. Dazu gesellt sich in reichlicher Menge ein farbloser Glimmer, der makr. als „Muskowit“ erscheint, u. d. M. jedoch dank seiner etwas abnormalen Interferenzfarbe und dank gelegentlich noch erhalten gebliebener, kleiner, biotitbrauner Flecken als völlig entfärbter Biotit (Bauerit) diagnostiziert werden kann. Ferner treten auf: Muskowit in kleinen Blättchen, Chlorit, Serizit, Apatit und Pyrit.

SPITZ 1914 beschreibt das Gestein als reinen Muskowitgneis im Gegensatz zu HAMMER 1909, der es als biotitreichen Zweiglimmergneis anführt. Beide haben recht: Das ursprüngliche Gestein war ein biotitreicher Zweiglimmergneis, dessen Biotit jedoch durch die Diaphthorese zu Bauerit ausgebleicht wurde, so dass das heutige Gestein mindestens makroskopisch als reiner Muskowitgneis erscheint.

Struktur, Mineralbestand und Chemismus (vgl. HAMMER und v. JOHN 1909) beweisen seinen Orthocharakter zur Genüge.

Über dem basalen Orthokristallin folgt eine mehrere hundert Meter mächtige Serie von Paraschiefern, unter welchen sich verschiedene Typen und Abarten unterscheiden lassen:

„*Stahlgraue Schiefer*“: Makr. stahlgraues bis leicht violettliches, stark schiefriges Gestein, dessen s-Flächen von feinen, grauen Serizithäuten überzogen sind. U. d. M. ist ein sehr feinkörniges, schiefrig texturiertes Gefüge sichtbar, an dessen Grundgewebe Plagioklas (Oligoklas) und Quarz in wechselndem Verhältnis beteiligt sind. Das gleichmässig-feinkörnige Trümmermus wird von zahlreichen vorwiegend aus Serizit, aber auch aus Muskowitblättchen und Chlorit bestehenden Glimmerschnüren durchzogen. Ferner fügen sich gelegentlich Calxit, Apatit und Erzkörper ins Mineralgewebe ein.

Das Vorherrschen der einen oder der andern Mineralkomponente lässt aus den indifferenten stahlgrauen Schiefern verschiedene Varietäten entstehen. Ein höherer Chloritgehalt verleiht den „grüngrauen Schiefern“ ihre Farbe.

„*Grüngraue Schiefer*“: Makr. chloritgrünes bis dunkelgrau-grünes Gestein von phyllitischem Habitus. Bei muskowitreicherem Typen tritt dieser in zahlreichen silberglanzenden Muskowit-Serizit-Putzen auf, so dass das Gestein in seinem Aussehen stark an die alten Phyllitgneise des Braulikristallins erinnert. U. d. M. bilden reichlicher Glimmer, Plagioklas und Quarz ein leicht schiefriges Körnergefüge, in welches sich akzessorisch Erz, Apatit und Leukoxen einschalten. Hauptglimmer ist Chlorit (häufig etwas pleochroitisch, evtl. umgewandelter Biotit), der häufig mit Muskowit „zebraartig“ verwachsen ist. Der Plagioklas, ein saurer Oligoklas, tritt in grossen Körnern auf und ist meist stark zersetzt.

Von den alten Phyllitgneisen des Braulikristallins unterscheiden sich die grüngrauen Schiefer durch ihren Mangel an Granat, Turmalin und Epidot, sowie durch das Fehlen einer stromatitischen Textur.

Eine Anreicherung von Limonit und oxydiertem Eisenkarbonat färbt die helle Plagioklasgrundmasse oft rostbraun oder weinrot und führt so zu der Varietät der „rostroten Schiefer“. Dominieren die Glimmer, vor allem Serizit, so entsteht eine glimmerschieferähnliche Varietät, die „silberglanzenden Schiefer“.

Die gleichmässige Feinkörnigkeit des Grundgewebes sowie dessen Struktur und die Mineralkombination Quarz-saurer Plagioklas – Muskowit scheinen mir eher zugunsten einer sedimentären Abkunft dieser Schiefer zu sprechen. Noch sichtbarer tragen die Gesteine einer in die Paraschiefer eingeschalteten, quarzreichen Lage das Zeichen ihrer sedimentären Herkunft. Es sind dies die „speckigen Schiefer“.

Serizit-quarzitische Schiefer („Speckige Schiefer“): Makr. ein speckig aussehendes Gestein dessen weissliches Quarzmaterial von dicken, gelblichgrünen bis rötlichen Serizitkrusten überzogen ist. Seltener schalten sich auch mehr oder weniger zahlreiche Muskowitblättchen ein. U. d. M. zeigt sich ein sehr feinkörniges Gemenge von ziemlich stark überwiegendem Quarz und Plagioklas (Oligoklas, ca. 12% An, mit Zoisitmikrolithen), das von flaserig verlaufenden, mit reichlichem Serizitmaterial ausgekleideten s-Flächen durchzogen wird. Dazu gesellen sich Karbonat, das immer mit Limonit verbunden ist und dem Gestein die rötliche Farbe verleiht, Apatit und Zirkon. Das Strukturbild erweckt den Eindruck eines feinen, gut aufgearbeiteten Sandsteines, in dessen Grundgewebe sich die einzelnen kleinkörnigen Mineralien regellos und bisweilen gerundet eingelagern.

SPITZ kartiert dieses Gestein als Quetschgestein, doch wirkt sich die Epiklastese scheinbar nur auf die serizitbelegten s-Flächen aus.

Auch Einlagerungen von Grünschiefern, die von HAMMER als Amphibolit (?) angeführt werden, finden sich innerhalb der Paraschieferserie.

Grünschiefer: Makr. schilfgrüner, mattbrechender Chloritschiefer. U. d. M. wird ein äusserst feinkörniges Gefüge enthüllt, in welchem chloritreiche Lagen und Schlieren mit plagioklas- oder calzitreichen wechseln. Ausser den Hauptgemengteilen, nämlich Oligoklas, ca. 13% An, Chlorit und Calzit, beteiligen sich als häufige Nebengemengteile Zoisit-Epidot, Titanit und Pyrit am Grundgewebe. Calzit, Epidot, Oligoklas und der gelegentlich auftretende Quarz dürften mindestens teilweise Umwandlungsprodukte eines basischeren Plagioklasses sein. Ebenso scheint der Chlorit aus Hornblende hervorgegangen zu sein.

Ein Schliff von Müstair (Pension Craista) zeigt alle Umwandlungsstadien von der hochdoppelbrechenden Hornblende bis zum Klinochlor mit der Interferenzfarbe Grau I. Ordnung. Der Plagioklas ist noch ein basischer Andesin, der allerdings schon stark zerstört ist. Nach diesem Befund scheinen die Grünschiefer durch Diaphthorese aus einem dioritischen bis gabbroiden Lagergang hervorgegangen zu sein.

Ein weiteres verschiefertes Eruptivgestein tritt schliesslich noch im Val Schais zutage, wo sich fast zuoberst in die Paraschieferserie ein biotitreicher Orthogneis einschaltet.

Biotitgneis des Val Schais: Makr. bläulich-grauer Schiefer, auf dessen Schichtflächen zahlreiche kleine Biotittäfelchen zu erkennen sind. U. d. M. erscheint ein schiefriges, stark klastisches Körnergefüge, in welchem Quarz, serizitierte Feldspäte, Oligoklas und Biotit mit pleochroitischen Höfen und Sagenitgittern als Hauptgemengteile auftreten. Nebengemengteile sind Muskowit, Apatit und Zirkon. Ein kleiner Teil des Biotites ist in Chlorit umgewandelt. Calzit und Quarz erscheinen als Neubildungen in Rissen.

Dieses Gestein weist eine Reihe von auffallenden Parallelen mit dem Gomagoier Granodiorit auf, so in Farbe und Habitus, im Mineralbestand und in der stratigraphischen Stellung innerhalb der Paraschiefer, und ist möglicherweise als ein letztes, westlichstes Vorkommen desselben zu deuten. Granodiorite vom gleichen Chemismus wie der Gomagoier Granodiorit sind auch sonst aus dem Bereich der Scarldecke längst bekannt. HAMMER 1909, p. 708, beschreibt derartige Gesteine vom Waldaschlikopf (Sesvennagruppe), wo er „rund umgrenzt besonders hornblendereiche Stellen im Gestein als basische Konkretionen“ beobachtete, wie ich sie in gleicher Weise im Granodiorit bei Gomagoi feststellen konnte. Vgl. p. 119.

Innerhalb der Paraschieferserie der Scarldecke lässt sich eine gewisse stratigraphische Anordnung der Schiefer erkennen. Die stahlgrauen Schiefer und ihre rostroten und silberglänzenden Varietäten stellen den Hauptanteil der Paraschiefer und sind über das ganze Profil verteilt. Die speckigen Serizit-Quarzit-Schiefer bilden darin die unterste Einschaltung. Die Grünschiefer folgen, meist mit einem Abstand, darüber. Sie sind häufig mit den graugrünen Schiefern verknüpft, die sich im mittleren und oberen Abschnitt des Profiles einfinden. Noch höher liegt der Biotitgneis von Val Schais. Die höchsten, zum Verrucano überleitenden Schiefer zeichnen sich durch ihre helle Farbe und durch ihren Muskowitgehalt aus. Es

scheint sich um einen Orthogneis zu handeln, der an weniger durchbewegten Stellen auch das Aussehen eines schönen Muskowitgranitgneises annimmt (Gneiss chiaro ?, vgl. p. 67). Mit dem Aussetzen des Muskowites beginnt der Verrucano, dessen unterste Varietäten noch stark an die Paraschiefer des Grundgebirges erinnern.

DAS BRAULIOKRISTALLIN

Die sanftgeformte, weite Berglandschaft des Stelvio und des Cuolm d'Umbraill und die Höhen des Monte Braulio, des Monte Scorluzzo, der Dreisprachenspitze und des S Chavalatschkammes sind aus der mächtigen Masse des Brauliochristallins herausmodelliert worden (vgl. Taf. VI). Obwohl dieses Kristallin tektonisch in verschiedene Schollen zerfällt, die alle ihre spezifischen Eigenheiten haben, ist das Grundgebirge in seinen Hauptmerkmalen doch überall das gleiche, so dass es gesamthaft dargestellt werden kann und erst abschliessend noch auf die speziellen Verhältnisse in den einzelnen Schollen eingegangen werden muss.

Ortho- und Parakristallin lassen sich in der Braulio-Umbraillmasse schon von ferne gut voneinander unterscheiden. Das Orthokristallin besteht aus den von HAMMER eingehend beschriebenen Angelus-Augengneisen, deren graugrün anwitternder Komplex sich deutlich gegen die auffallend rostrot gefärbte Paraschieferserie abhebt. Letztere soll hier nach ihrer Farbe als „rostige Serie“ bezeichnet werden. Sie hat trotz aller nachträglicher Umprägung noch viele Züge ihrer ursprünglichen Ausbildung als mächtige, sehr kalkarme Tonschiefer-Sandstein-Folge zu bewahren vermocht.

Die Art ihrer Metamorphose unterscheidet sich grundsätzlich von der nur mechanisch auswalzenden und mylonitisierenden Epiklastese der Scardecke. Sie wird durch eine weitgehende mineralische Umwandlung der ehemaligen Sandsteine und Tonschiefer gekennzeichnet. Es entstehen Glimmer, ursprünglich wohl auch in reichlicher Menge Biotit, der jedoch meist zu Bauerit (mit braunen Limoniträndern und bisweilen noch erhaltener reliktischer Braunfärbung!) ausgebleicht oder in Chlorit umgewandelt wurde. Mit der Verglimmerung scheinen gleichzeitig auch Neubildungen von Granat und Zoisit-Epidot entstanden zu sein. Dazu gesellt sich bisweilen ein reichlicher Turmalingehalt. Doch ist es bei diesen Gemengteilen häufig sehr schwierig, allfällig normal einsedimentierte Körner von den nachträglichen Neubildungen zu unterscheiden. In gewissen quarzitischen Gesteinen treten innerhalb des stromatitischen Gesteinsgefüges reine Quarz-Turmalin-Lagen auf, die sicher Bildungen einer pneumatolytischen bis hydrothermalen Phase sind und möglicherweise eine Beteiligung von mineralisierenden Lösungen an der gesamten Gesteinsumwandlung anzeigen.

Gesteinstypen :

Das Orthokristallin besteht aus einem häufig sehr glimmerarmen Quarz-Feldspatgestein, dem von HAMMER 1909 p. 693 beschriebenen Angelus-Augengneis.

Angelus-Augengneis („Quarz-Feldspat-Gestein“): Makr. erscheint das Gestein als weißer, selten als leicht grünlich schimmernder Augen- oder Flasergneis, der meist auffallend glimmerarm ist, so dass er als fast reines Quarz-Feldspat-Gestein bezeichnet werden kann. U. d. M. zeigt sich ein grosskörniges, schwach geflasertes Gefüge von Mikroklin, Albit bis Albit-Oligoklas und etwas zurücktretendem Quarz. In geringer Menge ist Muskowit, Apatit und bisweilen auch Chlorit (= umgewandelter Biotit) vertreten.

Mineralbestand und Chemismus (lit. HAMMER – v. JOHN 1909) beweisen den Orthocharakter des Gesteines eindeutig. Im Umbrailkristallin tritt, eng mit den

Angelus-Augengneisen verknüpft, ein prachtvoller Muskowitgneis ohne Flaser-textur auf, der vermutlich eine muskowitreiche Varietät des Angelus-Augengneises ist und von HAMMER auch aus der Angelusgruppe (Tschengelser Hochwand) beschrieben wird.

Die „rostige Serie“ besteht zum weitaus überwiegenden Teil aus glimmer-reichen, grünen Schiefern und zu einem kleinen Teil aus darin eingelagerten quar-zitischen Gesteinen von verschiedener Ausbildung. Die beim ersten Eindruck recht uninteressant und monoton aussehenden Schiefer wurden von HAMMER und SPITZ als Phyllitgneise beschrieben.

Grüne Serizit-Chlorit-Schiefer und -Gneise, Braulioschiefer (alte Phyllitgneise nach STACHE und HAMMER): Makr. je nach Gehalt an Plagioklas bald grüner, bald weisslich-grüner phyllitischer Schiefer mit dunkelgrünen Chloritputzen und silbrigen Serizit-Muskowitflecken. Äußerlich oft nicht unähnlich den grüngrauen, chloritreichen Varietäten der S-charler Paraschiefer. U. d. M. zeigen sich jedoch eindeutige Unterschiede im Mineralbestand und Strukturbild. Neben den hellen Gemengteilen Quarz und Oligoklas spielen vor allem die Glimmer, nämlich Chlorit und Serizit, eine wichtige Rolle. Aber auch kleinkörniger Granat, der sich in einzelnen Lagen sehr stark anreichern kann, und Apatit sind häufige Gemengteile. Mehr akzessorisch treten Turmalin, Epidot und Erz auf. Das Strukturbild zeigt ein meist ziemlich gleichkörniges, bisweilen deutlich stromatitisches Mineralgefüge, in welchem Granat und Epidot, sich gegenseitig vertretend, lagenweise gehäuft auftreten. Auch im übrigen Mineralgewebe wechseln quarzreiche Lagen mit oligoklas-reichen, chloritischen oder serizitischen ab. Glimmer ist stets reichlich vertreten.

Die feine Lagertextur scheint das Abbild einer ursprünglichen feinen Wechselschichtung von bald tonigeren, sandigeren oder mergeligeren Absätzen zu sein.

In die mächtige Abfolge der grünen Braulioschiefer lagern sich vor allem gegen oben quarzitische Gesteine mit einem eigenartigen, plastisch verfalteten Stromatit-gefüge ein. Diese haben trotz der Metamorphose ihr ursprüngliches Wesen weitgehend erhalten können: Es sind alte Sandsteine, die sehr stark an die „Quartzites rubannés“ der Serie von Sydsermilik auf S-Grönland oder an die Bänderquarzite der jotnischen Stufe Skandinaviens erinnern.

Alter Sandstein (Normaltypus, Oberer Pin Grond E Sta. Maria): Makr. stark plastisch verfalteter Stromatit mit auffälligen, durchziehenden, dunklen Streifen von leicht variabler Dicke. Die Hauptmasse des Gesteines ist ebenfalls stromatitisch struiert und von weisslicher bis leicht grünlicher Farbe. U. d. M.: Lagiges, bisweilen auch leicht helizitisches Gefüge, dessen Grundgewebe aus Quarz und häufig serizitisierter Oligoklas besteht, in welches lagenweise massenhaft Granätschen, Chlorit oder Muskowit (ausgebleichter Biotit) und Serizit eingelagert sind. Im Schliff kann man beispielsweise folgende, meist wenige Millimeter messende Lagen erkennen:

Quarz + Serizit
Granat + Quarz (\pm Chlorit)
Serizit + Quarz + Granat
Serizit + Quarz + wenig Granat
Muskowit + Erzhäufchen usw.

Unregelmässiger verteilt erscheinen als Nebengemengteile Apatit, Epidot, Turmalin, Rutil und Erz. Sie scheinen, mindestens teilweise, eingeschwemmte Mineralkörper zu sein.

Von diesen alten Sandsteinen gibt es zahlreiche Varietäten, die sich durch Reich-tum oder Mangel der einen oder anderen Mineralkomponente auszeichnen. Quarz dominiert jedoch in allen Typen. Besonderes Interesse verdient noch eine granat-freie Varietät:

Granatfreie Varietät des alten Sandsteines (V. Costainas): Makr. verfalteter Stromatit mit dunklen Streifen. U. d. M.: Die helle Hauptmasse des Gesteines besteht aus einem lagig struierten Mineralgewebe von Albit-Oligoklas, Quarz und Chlorit. Als spärliche Beimengungen gesellen sich dazu Titanit, Muskowit, Apatit und Turmalin. Die dunklen Streifen bestehen aus reinen Quarz-Turmalinlagen, deren innerste Kernpartie nur aus ziemlich grosskristallinem Quarz besteht, wäh-

rend die Ränder von einem etwas kleinkörnigeren Gemenge von Turmalin und Quarz gebildet werden. Die symmetrische Struktur dieser Lagen und ihre Mineralkombination deuten auf die Einwirkung von pneumatolytischen bis hydrothermalen Lösungen hin, welche das Gestein völlig durchtränkten und auf ihren Zirkulationswegen die Quarz- und Turmalinneubildungen zurückliessen.

Die grünen Braulioschiefer und die alten Sandsteine bilden zusammen eine einheitliche Serie, unsere „rostige Serie“, welche in einem engeren Sinne der Phyllitgneisgruppe STACHES entspricht. Nach den Beschreibungen HAMMERS zum Blatt Bormio-Tonale (1908, p. 6 und 8; 1912, p. 6) treten die Sandsteine in den obersten Lagen der Phyllitgneisserie gehäuft auf und bilden in der Gruppe des Corno dei tre Signori, des Cevedale und der Cima di Venezia den oberen Abschluss der Serie. Sie werden unmittelbar von den Phylliten der Quarzphyllitgruppe überlagert. Ähnliche Beobachtungen können auch im Brauliokristallin gemacht werden. Somit scheint sich auch für die rostige Serie eine gewisse stratigraphische Sequenz zu ergeben, bei welcher sich die alten Sandsteine im allgemeinen in die höchsten Glieder der Braulioschiefer einschalten. Auch die stratigraphische Stellung der rostigen Serie erfährt damit eine gewisse Klärung: sie ist bestimmt älter als die Serie der kohlenstoffhaltigen Quarzphyllite.

Der Gesamtkomplex des Brauliokristallins setzt sich aus zwei bis drei selbständigen kristallinen Schollen zusammen. Durch den sog. Forcolazug, einen Sedimentzug von Raiblergesteinen, wird eine N Scholle, die Umbrail-Costainas-Scholle, von der Hauptmasse des Brauliokristallins abgetrennt.

Der Forcolazug löst sich von der karnischen Schuppenzone der Valle Forcola ab, lässt sich über den Sattel der Bocchetta di Forcola bis in die unmittelbare Nähe der Schweizergrenze bei Cuolm d'Umbrail verfolgen und quert diese in der Gegend des Grenzsteines 8 als auffällige, rostrote Bewegungszone. Seine Fortsetzung dürfte er wahrscheinlich in dem bereits von SPITZ (1914, p. 179–180) beschriebenen Raiblerzug auf der W-Seite des P. da Val Gronda finden und ist vielleicht in kleinen Schürfresten auch weiter gegen E an der Grenze zwischen den rostigen Paraschiefern des Tartscher Kopfes und dem Orthokristallin des P. Costainas nachzuweisen.

Die Umbrail-Costainas-Scholle bildet die kristalline Basis der Umbraildecke und scheint im Val Muranza von dieser ± normal (?) überlagert zu werden. Sie besteht aus einer Basis von Orthokristallin, das neben den glimmerarmen Angelus-Augengneisen auch schöne, paralleltexturierte, weisse Muskowitzgneise führt, und einer Paraschieferserie, die zur Hauptsache aus grünen Braulioschiefern und nur spärlich darin eingelagerten Sandsteingliedern zusammengesetzt ist. In die Paraschiefer ist ein ca. 10–20 m mächtiger Dioritlagergang, der aus einem kleinkörnigen, massigen Diorit von wahrscheinlich jungmesozoischem Alter besteht, eingeschaltet (vgl. p. 61).

Diorit: Makr. massiges, hell-dunkel gesprengeltes Gestein. U. d. M. ist das ursprüngliche kleinkörnige, ophitische Gewebe von kurzen, gedrungenen Hornblendesäulchen und mittelbaschem Plagioklas noch gut erkennbar, obwohl eine nachträgliche Diaphthorese den Andesin meist in Serizit, Oligoklas, Calzit, Epidot umsetzte und bisweilen auch die Hornblende in Chlorit umwandelt. Ferner treten Pyrit als Nebengemengteil und seltener auch Quarz als Neubildung auf.

Am P. da Val Gronda liegt der Dioritlagergang horizontal in den Paraschiefern, folgt also nicht in der von SPITZ auf der Karte dargestellten Weise dem Raiblerzug von Fopp dellas Muntanellas (TA, Bl. 429 bis), sondern verbindet sich direkt mit dem Diorit auf der N-Seite des Berges. In dem bereits stark ausgedünnten Umbrailkristallin am SE-Grat des P. Umbrail ist der Diorit ebenfalls noch vertreten. Vom Umbrailpass an gegen W wird das Umbrailkristallin immer schmächtiger und lässt

sich schliesslich nurmehr als ausgequetschter Kristallinmylonit im Hangenden der Forcolaschuppenzone verfolgen.

S des Forcolazuges schliesst sich die grosse Kristallintafel der Braulio-Rötlspitz-Scholle an. Sie besteht aus einer mächtigen Basis von Angelusaugengneisen und der rostigen Serie, welche vor allem gegen E (Rötlspitz) grosse Mächtigkeit erlangt und weitgehend von den grünen Braulioschiefern gebildet wird. Am N-Grat des Monte Braulio ist von W her die horizontalliegende „Transgression“ der dunklen, biotit- und granatreichen Paraschiefer über dem helleren Orthokristallin deutlich zu erkennen. Die Braulio-Rötlspitz-Scholle streicht ungefähr SW-NE und wird von grösseren und kleineren Stör- und Schuppungsflächen durchsetzt.

Weiter gegen SE schliesst sich nach der HAMMER'schen Karte (Blatt Glurns-Ortler) eine im gleichen Sinne streichende Kristallinzone an, die Scorzuzzo-scholle, die sich nach der Karte durch ihren Reichtum an „quarzitischen Phyllitgneisen“ (wahrscheinlich alte Sandsteine) auszeichnet.

Auch die Chavalatsch-Schuppe, welche – abgesehen von einigen kleinen Deckklippen – die oberen Teile des Grenzkammes von der Trias des Fallaschjoches an bis zum Pt. 2520 N des P. Chavalatsch aufbaut, setzt sich aus Angelusaugengneisen und einer mächtigen rostigen Serie zusammen, in deren obersten Teilen sich schöne quarzitische Sandsteinbänke einschalten (Furkel S P. Sielva).

DAS KRISTALLIN IN DEN DECKKLIPPEN DER MURTAROEL-UMBRAIL-GRUPPE

In den Deckklippen des P. Minschuns, des P. Chazforà, des Pastorikammes usw. (vgl. Taf. VI) sind, allerdings in geringer Verbreitung, zwei weitere kristalline Paraschieferserien vertreten: eine Serie mit echten „kohlenstoffhaltigen“ Casannaschiefern und eine hochkristalline Serie vom Typ der Laaser Glimmerschiefer oder der Tonaleserie. Zur Hauptsache jedoch bauen sich die Schuppen aus Orthokristallin, und zwar aus Angelusaugengneisen auf.

Verbreitung: In den westlichsten Schürflingen ist das Kristallin meist so arg zerdrückt dass man froh ist, wenn man überhaupt noch seine kristalline Natur, allenfalls noch seinen Ortho- oder Paracharakter feststellen kann. Die meisten dieser kleinen Lager bestehen ausschliesslich aus Augengneis. Nur die Kristallinlager auf der Bergschulter des P. Teafondada enthalten auch kleine Inseln von Paraschiefern.

Die Höhen W des Passo dei Pastori (zwischen P. Umbrail und P. Schumbraida) werden von einem Grundgebirge gekrönt, das auf der italienischen Seite rund 100–150 m mächtig ist, auf der schweizerischen N-Seite jedoch bis tief ins Val Dössradond hinabreicht. Das Kristallin scheint am überaus komplizierten Schuppenbau des Monte Forcola teilzuhaben. Nach ihrem petrographischen Inhalt lassen sich zwei, auch tektonisch getrennte Gesteinssippschaften unterscheiden: eine untere, welche aus Orthokristallin und darin eingeschlossenen, noch näher zu beschreibenden Dioritporphyriten besteht, und eine obere, welche von der bereits erwähnten hochkristallinen Glimmerschieferserie gebildet wird (vgl. Fig. 14). Letztere soll im folgenden als Pastoriserie ausführlich behandelt werden.

Die kristallinen Deckklippen der Umbrail-Lad-Gruppe, die zur altbekannten TERMERSCHEN Chazforàdecke gehören, erweisen sich bei genauerer Untersuchung als ein kompliziertes Schuppengebilde, als eine Schubmasse, deren einzelne Glieder gleichsam „auf der Nase stehend“ über einer gemeinsamen Bewegungsfläche zusammengeschoben worden sind. Die südlichste dieser Schuppen, jene des P. Chazforà, besteht aus Orthokristallin, in welches, allerdings sehr spärlich, grüne Porphyrite eingeschaltet sind. Das Kristallin des P. da Rims und des Ladgipfels ist in sich weiter verschuppt und setzt sich aus Ortho- und Paragestein zusammen. Letzteres gehört zu der Casannaschieferserie THEOBALDS, die hier Marmore, kohlenstoffhaltige Phyllite, Pegmatite usw. führt und eigens beschrieben werden soll.

Auch die Gipfelregion des P. Minschuns und P. Chaldéras wird von solchen Casannaschiefern eingenommen. Sie bilden hier eine ebenfalls leicht verschuppte, im grossen ganzen aber ruhig und normal gelagerte höchste Deckklippe.

Die Pastoriserie

Von der grossen Kristallinmasse, die dem Kamm des Passo dei Pastori (TA Bl. 429) aufliegt und die sich bis tief ins V. Dössradond erstreckt, lässt sich eine selbständige obere Schuppe abscheiden (vgl. Taf. VI). Diese baut nur die höchsten Teile des Kamms auf und wird vom übrigen Kristallin durch einen Dolomitkeil und eine Reihe kleiner Dolomitlinsen abgetrennt. Sie besteht aus einer hochkristallinen Serie, einer Gesellschaft von Biotitglimmerschiefern, Amphiboliten und Marmoren und wird stark von Pegmatiten injiziert.

Der Chemismus der Gesteine weist auf ihre Paranaatur hin und zwar auf eine ursprüngliche Sedimentfolge von Kalken (→Marmore), Mergeln, evtl. Tuffen (→Amphibolite) und Tonschiefern (→Biotitglimmerschiefer). Einzig bei den Amphiboliten könnte man im Zweifel sein, ob sie nicht im Sinne WEINSCHENKS als metamorphe intermediaire Intrusiva zu deuten seien. Doch fehlen dafür irgend welche Beweise, während die Auffassung HAMMERS, der die Amphibolite für sedimentären oder tuffogenen Ursprung hält, im Rahmen der ganzen Paraschieferserie als die weitaus natürlichere Deutung erscheint. Den einzigen sicheren Orthoanteil der Serie bilden die Pegmatite.

Die kristalline Fazies der Serie wird durch die vollständige Umschmelzung der Sedimente unter Kataverhältnissen (Sillimanit) charakterisiert. Die oft sehr strenge Kristallisationsschieferung deutet auf Bewegungen innerhalb der Gesteinsmasse, auf eine Art Gesteinsströmung hin, wie sie in ähnlicher Weise auch für die Schlingen- und Wirbeltektonik des Ötz- und Silvrettakristallins angenommen werden muss und wie sie von WEGMANN 1935 als typisch für tiefentektonische Bildungen betrachtet werden. Marmor und Amphibolit sind häufig verformt und miteinander verfaltet und verknetet worden. Die Glimmer sind relativ großschuppig und verleihen den Gesteinen einen starken Glanz.

Gesteinstypen:

Biotitglimmerschiefer: Makr. klassischer Glimmerschiefer mit ziemlich großschuppigem Biotit als Hauptglimmer und häufigen Quarzlagen im Querbruch. U. d. M. sind in dem schiefrigen Mineralgewebe helle und dunkle Gemengteile etwa in gleicher Menge vertreten. Von den hellen Gemengteilen wiegt der glattrandige, allotriomorphe Quarz über den klaren, unzersetzten Plagioklas (Albit-Oligoklas) vor. Von den Glimmern ist der rotbraune, häufig zu Bauerit ausgebleichte Biotit der vorherrschende. Er ist oft mit Muskowit verknüpft oder auch mit Sillimanit in wirren, filzigen Knäueln aufs innigste verwoben. Letzterer lagert sich häufig als seidenglänzende, feinfaserige Knäuel ins übrige Mineralgewebe ein. Vereinzelt treten kleine Granatkörner, Turmalin und Zirkon auf; Apatit ist etwas häufiger. Rutil ist in Form des Sagenites häufig im Biotit enthalten.

Das Gestein entspricht in jeder Beziehung den „plagioklashaltigen Biotitglimmerschiefern“ mit Sillimanit, welche HAMMER (1912, p. 12) aus der Zone Schluderns–Kortscherjöchl (Vintschgauer Sonnenberge) beschreibt.

Sillimanit-Granat-Knotenglimmerschiefer: Makr. Glimmerschiefer, auf dessen Schichtflächen grosse, bläulich-weiße Knoten herauswittern. U. d. M. erscheint ein granoblastisches Glimmerschiefer-Grundgewebe. In dasselbe sind lagenweise bis 7 mm dicke, runde Sillimanitknoten eingeschaltet, deren Kern fast stets aus einem von Quarz völlig durchsiebten Granat besteht.

Feinschichtiger Lagenamphibolit: Makr. feingestreifter lagiger Amphibolit, in welchem die Hornblende dominiert und der Plagioklas sich in feinen weißen Lagen einschaltet. U. d. M. wird die streng geregelte, stromatitische Anordnung der Mineralkörper, vor allem der stenglichen Horn-

blende sichtbar. Hornblendelagen mit reichlich Titanit und wenig Plagioklas wechseln mit Plagioklaslagen (Andesin, z.T. stark zersetzt, 40–60% An). Auch Epidot und Apatit sind vertreten.

Grobkörniger Amphibolit: Makr.: Große Hornblendeaggregate mit kleinen weißen Plagioklaszwischenlappen dazwischen und vereinzelten Biotitnestern verleihen dem zwar immer noch leicht linear texturierten Gestein ein fast massiges Aussehen. U. d. M.: Zu dem eigentlichen Amphibolitmineralbestand Hornblende–Andesin–Titanit–Apatit treten noch Biotit, der oft mit der Hornblende verwachsen ist, und Titaneisen. Die leicht linear gerichtete Textur wird durch die ± geregelte Anordnung der Hornblenden bedingt.

Biotitamphibolit: Durch Anreicherung von Biotit auf Kosten der Hornblende gehen die Amphibolite in Biotitamphibolite und schliesslich in Biotitglimmerschiefer über. Es treten dabei alle Zwischenglieder auf.

Marmore: Makr. meist sehr reine, weiße Marmore. U. d. M. zeigt sich ein makrokristallines, häufig auch meso- bis kryptokristallines Körneraggregat von Calcit, in welches sich nur in spärlichen, kleinsten Fetzen Serizit oder Quarz einfügen.

Silikat-Marmor: Makr.: Das Gestein gleicht einem Lagenamphibolit, doch treten an die Stelle der hellen Plagioklassstreifchen gelblich anwitternde Marmorlagen. So entsteht ein inniges Gemenge von Amphibol- und Marmorlagen. U. d. M.: In dem ausgeprägt lagigen Mineralgewebe erscheint als weitaus dominierender dunkler Gemengteil Hornblende und als ebenso dominierender „heller“ Gemengteil Calcit. Calcitlagen von ca. 2–3 mm Dicke wechseln mit ca. 3–5 mm dicken Hornblendelagen ab, doch sind die einzelnen Zonen nicht scharf gegeneinander abgegrenzt, sondern der Marmor greift in feinsten Aufsplitterungen bis in die innersten Teile der Hornblendelagen hinein, während umgekehrt Hornblendekristalle sich in die sonst fast reinen Marmorlagen einschalten. Die Hornblende ist bisweilen epidotisiert. Mit ihr sind kleine Biotitblättchen und Titanit verknüpft. In vereinzelten Körnern treten Plagioklas (Andesin) und Apatit auf.

Eigentliche Kontakterscheinungen an den Grenzen zwischen den Marmoren, den Glimmerschiefern und den Amphiboliten fehlen. Gelegentlich jedoch weist der Marmor an der Grenze gegen die Silikatgesteine eine zoisitgraue Rinde auf, die sich durch Anreicherung von Zoisit, Epidot, Albit und Quarz gebildet hat und öfters ganze Warzen aus solchen Mineralien enthält. Da der Zoisit keine Katabildung sein kann, scheint dieser graue Kontaktsum nicht während der katazonalen Hauptumwandlung der Pastoriserie, sondern erst später, unter meso- oder epizonalen Verhältnissen entstanden zu sein, als Folge nachträglicher, niedrigthermaler Diffusionsvorgänge, durch welche, vielleicht dank der Vermittlung durch wässrige Lösungen, silikatisches Material aus den Glimmerschiefern in den Marmor verlagert wurde.

Auf der Südseite des Pastorikammes ist die stratigraphische Wechselfolge der Marmore, Glimmerschiefer und Amphibolite gut aufgeschlossen. Mächtige Pegmatitlager fügen sich meist mehr oder weniger konkordant in den Schichtverband ein. Von den Hauptmassen der Pegmatite zweigen schmächtigere Gänge ab, welche die Paraschiefer oft diskordant durchdringen und sich bis in feinste, quarzreiche Apophysen aufsplittern. Durch diese Apophysen werden die Glimmerschiefer aufgeblättert und in feinsten Lagen injiziert, wobei sie gleichzeitig als Nebengestein kontaktmetamorph umgewandelt, das heißt weitgehend turmalinisiert werden.

Gneisartiger Plagioklaspegmatit: Makr. weißlicher Gneis, mit gelblichem Muskowit und spärlichen dunklen Apatitkörnchen. Durchdringt das Nebengestein, einen Biotitglimmerschiefer, völlig diskordant, blättert ihn auf und injiziert ihn mit feinen Apophysen, die zwischen die einzelnen „Blätter“ eindringen und die dunklen Gemengteile (Glimmer usw.) vollständig turmalinisieren. U. d. M. schiefriges Körnergefüge von Quarz, Oligoklas, Muskowit und Apatit.

Grau gefleckter, aplitischer Plagioklaspegmatit: Makr. weißes, dichtes Gestein mit grauen, eckigen Flecken und Sprenkeln von Quarz. U. d. M. grobkörniges Gefüge von Plagioklas (Albit bis saurer Oligoklas), in welches sich inselartig grössere Quarznester einschalten. Sehr spärlich sind auch Serizit in kleinen Schüppchen und Turmalin vertreten.

Die Pegmatite mögen wohl mit jenen Ereignissen, welche die Tiefenmetamorphose der Pastoriserie bewirkten, in Zusammenhang stehen, doch sind sie zweifellos nicht als deren eigentliche Urheber zu betrachten, wie dies CORNELIUS

(1915, p. 295) für die Tonaleschiefer, welche nach ihm „ganz einfach als durch die Pegmatite kontaktmetamorphisierte Aequivalente des Quarzphyllits“ zu deuten sind, und WEINSCHENK für den Laaser Marmor annehmen. HAMMER (1906, p. 508) wies bereits nach, dass die Laaser Marmore und Glimmerschiefer auch da, wo in weitem Umkreis jegliche Pegmatite fehlen, genau gleich stark regionalmetamorph sind, während die sog. „typischen Kontaktmineralien“ nur auf die engste Nachbarschaft der Pegmatite beschränkt bleiben. Die Pegmatite verursachten somit eine eigene Metamorphose (Turmalinisierung des Nebengesteines, vergl. p. 57) und haben denn auch da, wo sie wirklich in die Quarzphyllite eingedrungen sind, wie beispielsweise am P. Minschuns (vergl. p. 60), eine ganz andere Einwirkung auf das Nebengestein genommen, indem sie die Quarzphyllite in Äugleschiefer, Feldspatphyllite usw. umwandelten, niemals aber irgendwo zur Bildung von Biotitglimmerschiefern, Amphiboliten und dergleichen führten. Die Tiefenmetamorphose der Pastoriserie ist ein besonderer Vorgang und als solcher von der nachträglichen Beeinflussung der Serie durch die Pegmatite zu trennen. Die hochkristalline Serie kann nicht einfach mit den halbkristallinen Casanna- und Braulioschiefern gleichgesetzt werden. Vgl. auch R. STAUB, 1948.

Die Pastoriserie ist weitgehend identisch mit den von HAMMER (1912, p. 12) beschriebenen „plagioklashaltigen Biotitglimmerschiefern“, welche in gleicher Weise Sillimanit führen und in ihrem Verbande auch Marmore und Amphibolite einschliessen. Nach der Karte (Blatt Glurns-Ortler) beginnt diese Serie zwischen Tartsch und Schluderns im ob. Vintschgau und streicht von hier gegen E allmählich am Gehänge der Vintschgauer Sonnenberge empor, um schliesslich E des Matschertales die höchsten Erhebungen: die Litzner Spitze, den Hochalt, die Zerminiger Spitze usw. aufzubauen. Noch vor dem Schnalsertal endet die Serie, die wir kurz als *Hochaltserie* bezeichnen wollen, und wird nur durch den Einschnitt des Schnalsertales von dem bereits in der gegenüberliegenden Texelgruppe beginnenden Schneebergerzug getrennt.

Wie HAMMER a. a. O. ausführt, könnte die Gesteinsfolge der Hochaltserie wohl Anlass zu einer Gleichstellung mit den Laaser Glimmerschiefern geben, doch würde an die Stelle des Kataminerales Sillimanit dessen mesozonales Aequivalent Staurolith treten. Die Laaser Glimmerschiefer sind somit um eine Stufe weniger tiefenmetamorph als die Hochalt- und die Pastoriserie. Nochweniger tiefenmetamorph ist der in seiner Zusammensetzung (Hornblendegesteine, Glimmerschiefer, Marmore) sonst nicht unähnliche Schneebergerzug, der aber weder Sillimanit noch Staurolith, sondern typische Epimineralien wie Chlorit usw. führt. Alle diese marmohaltigen Glimmerschieferserien stimmen somit wohl hinsichtlich ihrer ursprünglichen Fazies, nicht aber hinsichtlich ihrer kristallinen Fazies miteinander überein.

Das Pastorikristallin kann somit nur mit der Hochaltserie direkt verglichen werden, nicht aber mit den Laaser Glimmerschiefern oder dem Schneebergerzug. Im Süden weist die Tonaleserie trotz ihrer Schlingentektonik wieder deutliche Affinitäten zur Pastoriserie auf (vgl. CORNELIUS 1915, p. 293 ff.).

Die Casannaschiefer (Quarzphyllite)

Die Casannaschiefer der Minschuns- und Lad-Deckklippen bilden ziemlich kleine, in sich erst noch verschuppte Vorkommen, so dass das Bild, welches sich nach ihrer Untersuchung von der Casannaschieferserie zeichnen lässt, notwendigerweise ein fragmentarisches und lokal begrenztes bleiben muss.

Das Leitgestein der Casannaschiefer sind die schwarzen, kohlenstoffhaltigen Quarzphyllite, die sehr verbreitet sind und im Dünnschliff dank ihres schwarzen, feinverteilten graphitischen Pigmentes leicht eindeutig zu diagnostizieren sind. Sie führen bisweilen reichlich Granaten und werden von einer bunten Gesellschaft von anderen Phylliten begleitet, die wenigstens äußerlich ein mannigfaltiges Aussehen besitzen. Das Verhältnis von Quarz zu Plagioklas ist in den Phylliten ein stark wechselndes, meist aber sehr einseitiges, und zwar bei den Quarzphylliten zugunsten des Quarzes, bei den Feldspatphylliten (HAMMER 1902) zugunsten des Plagioklases. Die schwächere Komponente kann häufig nahezu oder ganz fehlen. Bisweilen schalten sich auch weithinstreichende, meist aber nur 1–2 cm dicke Marmorzwischenlagen ein, welche lokal allerdings mächtig anschwellen können, wie am P. da Rims. Auch zahlreiche Pegmatite und spärliche Reste von Grünschiefern begleiten die Serie.

In ihrer ursprünglichen Fazies bildeten die Casannaschiefer eine mächtige Abfolge von Tonschiefern mit gelegentlichen, meist sehr schmächtigen Kalkzwischenlagen.

Die Metamorphose wirkte in mehrfacher Weise auf diesen Tonschieferkomplex ein: 1. durch die Verglimmerung der Tonminerale, 2. durch die Bildung von sehr beträchtlichen Quarzzwischenlagen und -flasern, 3. durch die Bildung von Plagioklasaugen und allgemeine Feldspatisierung mit einem sauren Oligoklas von ca. 15–20% An. und 4. durch die Neubildung von Granat und seltener von Turmalin.

Die oft sehr grosse Anreicherung von Quarz oder Plagioklas in einzelnen Phylliten ist wahrscheinlich auf eine entsprechende Stoffzufuhr zurückzuführen. Diese wäre von zweifacher Natur: 1. Zufuhr von Plagioklas durch stark verwässerte pneumatolytische Lösungen und 2. Zufuhr von Quarz durch kieselsäurereiche hydrothermale Lösungen, welche wohl grosse Teile des Tonschieferkomplexes vollständig durchtränkt haben und auf ihren Zirkulationswegen den Quarz abschieden. Die Feldspatphyllite scheinen in einer gewissen Abhängigkeit von den Pegmatiten zu stehen, die als Quellen für die pneumatolytische Zufuhr zu betrachten sind und auch den entsprechenden Oligoklas als Hauptmineral führen. In der Nähe der Pegmatite und parallel ihren Schichtinjektionen findet sich häufig ausgesprochene Augenbildung (Nordseite des P. Minschuns-Chaldéras-Rückens). Leider lässt sich in den kleinen Deckklippen nicht mit Sicherheit feststellen, ob die Feldspatphyllite ein eigenes stratigraphisches Niveau einnehmen, oder ob sie, wie es scheint, nur eine pneumatolytisch injizierte Varietät der Quarzphyllite sind.

Die Metamorphose scheint auf alle Fälle unter Epiverhältnissen und unter Einfluss von mineralisierenden und evtl. stoffzuführenden wässrigen Lösungen stattgefunden zu haben. Die unterschiedliche Einwirkung der einzelnen Faktoren während der Metamorphose ist die Ursache für die bunte Vielfalt an Phyllittypen.

Gesteinstypen:

Quarzphyllite

„Kohlenstoffphyllit“ (schwarzer Casannaschiefer): Makr. violett-schwärzlicher, glänzender Phyllit aus feinblättrigen Phyllitlagen bestehend, zwischen welche sich im Querbruch häufig dicke, klare, grauviolette Quarzlagen und -flasern einschalten. Anderen, meist etwas stumpfer gefärbten Varietäten fehlen derartige ausgeprägte Quarzzwischenlagen, so dass das Gestein eine tonschieferähnliche, dichtere Beschaffenheit besitzt. U. d. M. erscheint ein stark schiefriges Phyllitgrundgewebe, welches aus Chlorit- und Muskowitschüppchen besteht; Quarz und Plagioklas

(Oligoklas) lagern sich in stark variierendem Mengenverhältnis in Flasern und Zwischenlagen ein. Das Mineralgewebe, vor allem aber die Glimmerschnüre sind von wolzig verteilem Kohlenstoffpigment bestäubt. Ferner treten kleine Granätschen und Turmalinsäulchen, offenbar als Neubildungen, auf, bisweilen auch Erz in leistenförmigen Gebilden.

Granatphyllit: Makr. ähnlich den schwarzen Casannaschiefern, vielleicht etwas stärker metamorph, stark glänzend und bereits an Glimmerschiefer erinnernd. Die Schichtflächen sind von zahlreichen braunen Granaten von 3–5 mm Grösse bedeckt. U. d. M.: An dem stark dominierenden phyllitischen Grundgewebe sind Muskowit und zurücktretend Chlorit beteiligt. Oligoklas und Quarz treten eher untergeordnet in Flasern und Augen auf. Der blassrötliche Granat bildet grosse, rundliche Inseln, die von stromlinienförmigen Chlorithöfen umschlossen sind. Kleine idiomorphe Säulchen von Turmalin und die normale Kohlenstoffbestäubung ergänzen das Bild.

Feldspatphyllite

Äugleinphyllit: Makr. grünlichgraues Gestein, auf den Schichtflächen von kleinen weissen Knötchen bedeckt, die im Querbruch als kleine, glänzende Feldspatäuglein hervorschauen. U. d. M. flaseriges, augengneisartiges Mineralgewebe von viel Oligoklas (ca. 17% An), der bisweilen zu grösseren Augen anschwillt, und von Muskowit-Serizit in Glimmerschnüren. Dazu gesellen sich Biotit in kleinen Blättchen, Apatit, Epidot und Chlorit. Schon HAMMER beschreibt das Gestein von der mittleren Pederspitze (1906, p. 514).

Feldspatphyllit (hellgrauer Casannaschiefer): Makr. heller, bräunlichgrauer, phyllitischer Schiefer, dessen Schichtflächen von feinen Glimmerschüppchen belegt oder von zusammenhängenden Serizitkrusten überzogen sind. U. d. M. erscheint der Schiefer als gleichkörniges, sehr plagioklasreiches (Oligoklas) Gestein, in welches sich der Muskowit in Glimmerschnüren und vereinzelten Blättchen einordnet. Sehr untergeordnet treten Quarz, Apatit, Epidot und Erz auf.

Je nach Gehalt und Feinkörnigkeit des Plagioklases erscheint der Phyllit mehr oder weniger aufgehellt, so dass zahlreiche Varietäten des Feldspatphyllites möglich sind. In der Nähe der Pegmatite finden sich häufig auch lagig struierte Mischgesteine, die ebenfalls zu der Gruppe der Feldspatphyllite zu zählen sind.

Grüne Casannaschiefer: Am P. Lad treten auch grüne, chloritreiche Varietäten der Casannaschiefer auf, welche stark an die grünen Braulioschiefer erinnern.

Marmore: Makr. feine, dichte, weisse Marmore, in welche sich häufig Serizithäute und -krusten und Glimmerschüppchen einschalten. Die Marmore sind häufig durch ein fein verteiltes, schwarzes Pigment verunreinigt und sind dann grau oder grauweiss meliert.

Ganggesteine

Die Pegmatite besitzen nicht den gewohnten grobkristallinen Habitus mit den grossen Glimmerblättern, denn sie scheinen so aussergewöhnlich kaliarm zu sein, dass ihnen Kalifeldspäte vollkommen und Kaliglimmer meistens fehlen.

Turmalin-Plagioklas-Pegmatit: Makr. weisses, dichtes Plagioklasgestein, das von blau-schwarzen, hieroglyphenartigen Turmalinzeichen und von hellgrauen Quarzsprengeln bedeckt ist. U. d. M. erscheint ein sehr grosskörniges Mineralgefüge, das zur Hauptsache aus Plagioklas (Oligoklas) und ziemlich zurücktretendem Quarz besteht. Das Gestein ist stark klastisch, so dass die Plagioklase vielfach zerbrochen sind und häufig die prachtvolle feine Streifung von Translationszwillingen zeigen. Blauer Turmalin, spärliche kleine Blättchen von Muskowit und Apatit ergänzen den Mineralbestand.

Ich vermute, dass diese Pegmatite zu der Ganggefolgschaft der Marteller Pegmatite gehören, von welchen HAMMER 1903 ähnliche glimmer- und kalifeldspatarme Typen beschrieben hat. Diese durchschwärmen dort in gleicher Weise die Phyllitgneise und die Quarzphyllite und geben auch dort Anlass zu Bildungen ähnlich den beschriebenen Feldspatphylliten.

Am P. Minschuns finden sich ausser den Pegmatiten noch fast glasartige, holokristalline Porphyritgänge:

Mikrokristalliner Porphyrit: Makr. durchschimmerndes, helles, grünlichgraues Gestein, von dichter Beschaffenheit und mit scharfkantigem, glattem Bruch. Es bildet etwa meterdicke Gänge in den Phylliten und gleicht einem gewöhnlichen Quarzgang. Erst bei näherem Zusehen erkennt man kleine weisse und eckige Porphyroblasten und kleinste grüne Chloritflecklein sowie eine strenge Lineartextur. U. d. M. tritt ein äusserst feinkörniges, streng geschieferetes und geregeltes Grundgewebe hervor, dessen sehr kleine Mineralkörper schwierig zu bestimmen sind. Es konnten Plagioklas, Serizit und Quarz sicher bestimmt werden. Die grossen idiomorphen Einsprenglinge bestehen aus Andesin. In Lagen und Schmitzchen ist Chlorit im Grundgewebe eingeschaltet.

Das Grundgewebe, vor allem die Plagioklase, sind streng geregelt, und auch die Porphyroblasten machen hievon keine Ausnahme.

Der basische Andesin und der reichliche Chlorit beweisen, dass diese graugrünen Gänge, die man auf den ersten Blick fast eher für Kluftquarzlagen oder rasch erstarrte, glasartige Pegmatitapophysen halten könnte, eine eigene selbständige Porphyritformation vertreten.

Über das Alter dieser Porphyritgänge lässt sich weiter nichts sagen, als dass sie jünger als die Quarzphyllitformation sein müssen, also wahrscheinlich herzynisch oder sogar alpin.

Dioritporphyrite

Das Kristallin der Fuorcla Schumbraida (LK. BL. 259) ist von einer Reihe dioritischer Ergussgesteine durchsetzt, die offenbar als jüngere Gänge in das Orthokristallin eingedrungen sind. Man kann nach der Farbe zwei Gesteinstypen auseinanderhalten: eine dunkelgrüne, serpentinartige, stark diaphthoritische und eine hellgraue, feingefleckte, vielleicht etwas saurere Varietät.

Dunkelgrüner, diaphthorierter Dioritporphyrit: Makr. schwarzgrünes, serpentinartiges Gestein, mit einzelnen weisslichen bis blassgrünen, unscharf umgrenzten Flecken. Im Anschliff erscheint die schwarzgrüne Grundmasse gesprenkelt, da sie von zahlreichen kleinen, hellgrünen Flecklein übersät ist. U. d. M. wird ein feines, verfilztes Gewebe von Serizit und Chlorit sichtbar, in welches einzelne Körnchen von Quarz und saurem Plagioklas eingewoben sind. Der Chlorit ist vielfach pseudomorph nach Hornblende und bildet dann dünne Stengel mit ausgefransten Enden oder grössere, von Erzhäufchen erfüllte, gedrungenere Pseudomorphosen.

Das Gestein ist vollständig diaphthorisiert und besitzt den einem Dioritporphyrit entsprechenden Epimineralbestand. Die dunkle Farbe ist nur auf den hohen Chlorit- und den feinverteilten Erzgehalt zurückzuführen.

Helle Dioritporphyrite: Makr. massiges, dichtes und zähes Gestein, das von hellgrauer bis leicht grünlicher Farbe und von unscharfen, dunkelgrünen Sprenkeln bedeckt ist. Auf der verwitterten Gesteinsoberfläche lässt sich oft ein filziges Gewebe feiner, heller Mineralleistchen erkennen. U. d. M. erscheint ein sehr feines, verfilztes bis ophitisches Grundgewebe von Plagioklas, das eine deutliche Regelung zeigt. In grossen Porphyroblasten schaltet sich die Hornblende ein, entweder in kurzen gedrungenen Säulchen oder als lange, schlanke Stäbchen mit wirr ausfasernden Enden. Auch die langen Hornblendenadeln unterwerfen sich der Regelung des Grundgewebes, indem sie sich mit ihrer c-Achse \pm parallel zu α des Plagioklases einstellen. Die Struktur ist holokristallin-porphyrisch mit leichter Fluidaltextur (Regelung).

In den hellen Dioritporphyriten schwimmen nicht selten grössere, eckige Brocken eines fremden, dunklen Schiefers, offenbar Bruchstücke des durchschlagenen Nebengesteins, welche vom Dioritfluss umschlossen und seiner Masse einverleibt wurden (= agmatitische Breccien).

Die Dioritporphyrite und ihre agmatitischen Varietäten scheinen mit der von STACHE (1879) beschriebenen Familie der „Nadelporphyrite, Ortlerite und Suldenite“ im hinteren Suldenal und in der Region des M. Cevedale eng verwandt zu sein. Auch die auf Seite 54 erwähnten Diorite gehören vermutlich zur gleichen Familie. An der Königsspitze (Ortlergruppe) durchsetzen dioritische und porphy-

ritische Gänge die bereits verfaltete Obertrias, so dass der ganzen Ganggefolgschaft ein sicher posttriadisches Alter zugesprochen werden muss. Da die Gänge in den kristallinen Deckschollen der Umbrail-Chavalatschgruppe ohne Wurzeln sind, muss die Intrusion vor der Verfrachtung des Kristallins an seine heutige Stelle erfolgt sein.

Der eigentliche Eruptivbereich der Diorite und Porphyrite liegt nach STACHE im Umkreis des M. Cevedale und des hinteren Suldentales. Es liesse sich nach den tektonischen Verhältnissen auch denken, dass die kristallinen Deckschollen zur Zeit der Intrusion noch in dieser Region gelegen haben und somit aus einer südöstlichen Heimat herzuleiten sind.

In geringer Verbreitung treten Porphyrite auch im Kristallin des Passo dei Pastori und des P. Chazforà auf.

ZUSAMMENFASSUNG ÜBER DAS KRISTALLINE GRUNDGEBIRGE

I. Im kristallinen Grundgebirge des untersuchten Gebietes lassen sich mit Hilfe makroskopischer und mikroskopischer Kriterien vier ihrem Wesen nach verschiedene Paraschieferserien einwandfrei unterscheiden (vgl. Tab. 1):

1. die Paraschieferserie der Scarldecke
2. die „rostige Serie“ (Phyllitgneise) des Brauliokristallins
3. die Pastoriserie
4. die Casannaschieferserie.

Das Grundgebirge der Ötz-Silvretta-Masse steht diesen vier Serien als eigener, charakteristischer Typ gegenüber.

II. Von diesen verschiedenen Serien stehen höchstens die Braulioschiefer und die Casannaschiefer unter sich in Zusammenhang. Nach HAMMER 1908 überlagern die Quarzphyllite, „welche durch Übergänge mit dem Liegenden verbunden sind“, die obersten Quarzite der Phyllitgneisserie, welche nach der Beschreibung durchaus der „rostigen Serie“ entspricht. Auch in ihrer Metamorphose und Mineralisierung (Granat, Turmalin) stimmen die beiden Serien überein. Unter der Voraussetzung, dass die erwähnte Überlagerung in den S. Ortleralpen (V. del Monte, Gleck usw.) wirklich stratigraphischer Natur ist, und unter der Annahme eines präkambrischen Alters der beiden Serien (vgl. R. STAUB 1948) gelangt man zu der Folgerung, dass die Braulioserie und die Casannaschiefer zwei möglicherweise jotnische Altersstufen vertreten, und man ist versucht, in Analogie mit dem nordischen Grundgebirge die Casannaschieferserie mit den blauen Tonen von Petersburg und die Braulioschiefer mit der jotnischen Sparagmitformation zu vergleichen. Die Tonschiefer der Casannaschiefer wären dann die alpinen Äquivalente der blauen Tone, die alten Sandsteine der Braulioserie die alpinen Vertreter der jotnischen Sandsteine und Sparagmitem.

III. Schliesslich ergeben sich noch eine Reihe tektonischer Resultate und Folgerungen:

1. Das Brauliokristallin ist seinem ganzen Wesen gemäss durchaus verschieden von der Münstertaler Basis und kann somit weder am Chavalatschkamm noch im Val Muranza mit der Münstertaler Basis direkt verbunden werden.

Tabelle 1
Die kristallinen Serien der S-Engadiner Dolomiten im Vergleich zur Silvretta und zur Tonalezone

	Scarldecke	Brauiockristallin	Casannaschiefer	Pastoriserie	Silvretta (nach WENK)	Tonale (CORNELIUS)
Paraschiefer	stahlgraue Schiefer grüngraue Schiefer <i>speckige Schiefer</i>	grüne Braulio- Schiefer <i>alte Sandsteine</i>	<i>Quarzphyllite</i> <i>Feldspatphyllite</i> Augensteinphyllite Marmore	<i>Biotitglimmer-</i> <i>schiefer mit</i> <i>Sillimanit</i> Marmore <i>Amphibolit</i> Biotitamphibolit	Biotitschiefergneis Granat-Staurolith- Gneis Para- und Misch- gneise Amphibolit	<i>Biotitgneise mit</i> <i>Sillimanit</i> Marmore Amphibolit
Ortho- kristallin- Gänge	Zweiglimmergeis Grünschiefer <i>Granodiorit</i>	Angelus-Augen- gneis <i>Diorit</i>	Angelus-Augen- gneis Pegmatit Grünschiefer Porphyritgänge	Pegmatite	Flüelagranitgneis Diabase Quarzporphyre selten Pegmatit	Pegmatite
Fehlende Gesteine	Marmore Pegmatit Quarzporphyry Diorit und Dioritporphyry	Marmore (Pegmatit) Quarzporphyry Granodiorit	Quarzporphyry Granodiorit	Diorit und Dioritporphyry Quarzporphyry Granodiorit	Granit Granodiorit	
Typische Mineralien	Oligoklas, Muskowit, Chlorit, Karbonat <i>kein Granat oder</i> <i>Turmalin</i>	Granat, Turmalin Chlorit, Muskowit, Oligoklas	Granat, Turmalin Oligoklas, Chlorit, Muskowit	Sillimanit, Granat, Biotit, Muskowit, Hornblende Albit-Oligoklas	Granat, Staurolith, Biotit	<i>Sillimanit, Granat,</i> Biotit, Muskowit, Albit-Oligoklas
Metamorphose	„trockene“ Epiklastese	„feuchte“ Epimetamorphose	„feuchte“ Epimetamorphose mit pegmatitischer Stoffzufluss	Katametamorphose	Tiefenmetamor- phose mit Schlingengenbildung	Katametamorphose z. T. mit Schlin- genbildung (Tremenesca)

2. Die Heimat des Brauliokristallines scheint im SE zu liegen. Seine Paraschiefer und seine Ganggesteine entsprechen dem Kristallin der Campodecke N der Linie von Peio.

3. Das Kristallin der Deckklippen in der Umbrailgruppe enthält nirgends irgendwelche Gesteine der Scarler Serie. Ihre Paraschiefer sind den Casannaschiefern des P. Minschuns gleichzustellen. Die von SPITZ postulierte „fast vollkommene petrographische Identität zwischen den Münstertaler Deckschollen und der Münstertaler Basis“ (1914, p. 200) ist nicht vorhanden. Somit können diese Deckklippen, insbesondere jene des P. da Rims, nicht mit der Münstertaler Basis in direktem Zusammenhang stehen, wie dies von R. STAUB 1937 vermutet wird.

4. Die Pastoriserie bildet eine etwas rätselhafte, exotische Klippe, die nach ihrem Gesteinsinhalt nur mit der Hochaltserie in den Vintschgauer Sonnenbergen oder mit der Tonaleserie verglichen werden kann.

5. Die von zahlreichen Pegmatitgängen durchsetzten Casannaschiefer des P. Minschuns müssen eine eigene Deckklippe bilden, denn den darunterliegenden Braulioschiefern fehlen derartige Pegmatite vollständig, so dass die Gänge in der Deckklippe ohne Wurzeln sind und nur durch Überschiebung in die heutige Position gebracht worden sein können. Unmittelbar unter dem Gipfel des P. Chalderas ist die Schubfläche auch als Bewegungshorizont mit tektonischen Breccien und Harnischen aufgeschlossen.

6. Das Scarler Kristallin ist mit dem Silvrettakristallin in keiner Weise zu vergleichen, wie dies schon R. STAUB (1937, p. 25) ausgeführt hat, denn es fehlen ihm die Amphibolite, die Quarzporphyre, der Mesomineralbestand und die ausgesprochene Tiefentektonik (Schlingentektonik) des oberostalpinen Kristallins. Somit ist auch eine Einordnung der Scarldecke zwischen die Schlingengebiete der Silvretta und der Ötztalmasse ausgeschlossen.

IV. Mit den vorliegenden Untersuchungen ist das gesteckte Ziel nur in einem eng begrenzten Rahmen erreicht worden, denn noch wissen wir über das umliegende Grundgebirge zu wenig, um die kristallinen Serien ihrer Bedeutung gemäss mit Sicherheit einordnen und gliedern zu können. So ist diese Darstellung noch irgendwie in den leeren Raum hineingestellt und muss in ihren weitergehenden Folgerungen noch vage und unbestimmt bleiben.

Mit vereintem petrographischem, stratigraphischem und tektonischem Scharfsinn ist dem Doppelwesen der kristallinen Schiefer zu Leibe zu rücken, denn erst auf diese Weise wird es möglich sein, ihre vielfach noch dunkle geologische Geschichte zu entziffern und schliesslich auch den tektonischen Bau rein kristalliner Gebiete zu erfassen. Lokale Detailuntersuchungen führen hier zu nichts, denn es ist unmöglich, die Bedeutung solcher Detail-Ergebnisse abzuwägen und sie in den richtigen Rahmen zu stellen. Erst vor einem weiten, unbefangenen Blick verbinden sich die einzelnen Teile zu einem natürlichen Ganzen und ordnen sich die kleinen und grossen, sich oft widersprechenden Teilergebnisse in ihrem richtigen Zusammenhang ein.

Zweiter Abschnitt
ZUR STRATIGRAPHIE

Um ein vollständiges Bild der Stratigraphie zu erhalten, sei hier vor allem auch auf die Arbeiten von SPITZ und DYHRENFURTH 1914, BOESCH 1937 und INHELDER 1952 verwiesen, die im folgenden Abschnitt nach Möglichkeit nicht wiederholt, sondern nur ergänzt wurden.

DAS PERM

VERRUCANO

Im Münstertal, vor allem auf der S-Seite, ist der Verrucano in aussergewöhnlicher Mächtigkeit aufgeschlossen (vgl. Taf. VI). Er bildet eine gewaltige, bis gegen 1000 m mächtige Schüttung, deren Zentrum etwa in der Gegend des Piz d’Ora liegen mag. Von diesem Zentrum aus nehmen die Mächtigkeit der Verrucanomasse und die Grösse der eingeschwemmten Geröllstücke nach allen Seiten allmählich ab. Durch tektonische Vorgänge ist die Verrucanoschüttung zu einer grossen WNW-ESE streichenden Kuppel, der Münstertaler Verrucanokuppel zusammengestaucht worden, die sich schon auf der SPITZ-Karte sehr deutlich erkennen lässt.

Am Piz Turettas gliedert sich der Verrucano in 2 Stufen, von welchen die obere allmählich aus der unteren hervorgeht und sich hauptsächlich durch einen wesentlich geringeren Grad der Metamorphose auszeichnet. Eine auffällig konglomeratische Ausbildung besitzt der Verrucano schliesslich in der Gegend des Tanter Pizza (zwischen P. d’Aint und P. d’Ora) und der Rifair Alm (N des P. Chavalatsch). Vgl. Fig. 3a.

1. Der Basiskomplex der Streifenserizitschiefer: Er besteht aus den von SPITZ und DYHRENFURTH eingehend beschriebenen Streifenserizitschiefern (1914, p. 36 bis 37) und geschiefererten Quarz-Serizit-Arkosen. Charakteristisch sind die oft langausgezogenen streifenartigen Einschlüsse grüner, rotvioletter und seltener auch tintenblauer Serizit-(Ton?)-Schieferchen. Auch weisse, oft gerundete Quarzstücke treten als häufige Komponenten auf. Die Hauptmasse des Gesteines wird jedoch von grobem Quarzsand und Serizit gebildet, die eine Art Grundmasse bilden. Bei den Arkosen dominiert der Quarzsand, bei den Serizitschiefern naturgemäß die serizitische Grundmasse. Die grösseren Geröllkomponenten sind häufig in eigentlichen Geröllschnüren oder in Lagen angeordnet, die wiederum durch geröllfreie Arkoselagen getrennt werden. Im grossen ganzen zeichnet sich auf diese Weise ein ähnliches Faziesbild ab, wie es sich in den peripheren, geröllärmeren Teilen der alpinen Molasseschüttungen findet.

Der ganze Basiskomplex ist weitgehend epimetamorph umgewandelt und ausgewalzt worden, wobei vor allem die serizitreichen Partien auf das äusserste verschiefert und oft auch etwas verfältelt worden sind. Die grösseren Komponenten weisen bisweilen Mörtelkränze und neugebildete Streckungshöfe auf, die sich parallel der s-Flächen entwickeln. Bei noch stärkerer Auswalzung sind die Quarze zu langausgezogenen Streifen von Sandquarz zerrieben worden, während die sich plastischer verhaltenden Einschlüsse von Serizitschiefern zu den charakteristischen, in extremen Fällen bis über 1 m langen Streifen ausgepresst wurden.

Die Umwandlung besteht somit aus einer rein mechanischen Auswalzung. Mächtigkeit des Basiskomplexes \pm 300–500 m.

2. Der graue Verrucano: Zwischen die einzelnen Geröllbänke und die Streifen-serizitschiefer des Basiskomplexes lagern sich gegen oben eintönige, massive Bänke von Quarz-Serizit-Arkosen ein, die immer mächtiger werden und bald ganz überhandnehmen. So entwickelt sich aus dem Basiskomplex eine höhere Verrucanoabteilung, welche nur mehr aus meist hellen, graugrünen Arkosen besteht. Die einzelnen grusartigen Quarzkörper sind gleichmässig in das Serizitmaterial der zersetzen Feldspäte eingebettet, so dass das Gestein einen flockigen Habitus besitzt. In den oberen Teilen des grauen Verrucano finden sich Einschaltungen von feinen, flammend rotvioletten Serizitschiefern und von lauchgrünen, feinen Quarz-Serizit-Phylliten, die beide in geringmächtigen, aber weithin aushaltenden Lagen auftreten. Auch vereinzelte malachitgrüne Flecken sind hie und da zu beobachten. Vielleicht zeigen sie einen minimen und als solchen nicht nachgewiesenen Kupfergehalt des Verrucano an. Einschlüsse grösserer Komponenten sind in den Flockenschiefern spärlich und bestehen fast durchwegs nur aus weissen Quarzstücklein.

Der graue Verrucano entspricht der von BOESCH (1937, p. 17) beschriebenen eintönigen Ausbildung des Verrucano in den zentralen Unterengadiner Dolomiten und ist, gemäss dem Befund am P. Turettas, nicht einfach als eine Faziesvariante des Verrucano, sondern als ein eigentliches stratigraphisches Glied aufzufassen, das möglicherweise bereits weitgehend der Werfener Stufe entspricht.

3. Der bunte Verrucano (Lokalfazies): In der Gegend von Tanter Pizza, d. h. „zwischen den Spitzen“ (des P. d'Aint und des P. d'Ora) findet sich eine lokale, buntkonglomeratische Ausbildung des Verrucano. Unter den sich durch ihre Grösse und Vielfalt auszeichnenden Einschlüssen finden sich neben den üblichen Quarzgerölle als Komponenten:

Verrucanomaterial aller Art, wie bis faustgrosse Brocken violetter oder graugrüner Arkosen, oder Bruch- und Rollstücke der lauchgrünen Quarz-Serizit-Phyllite und des rotvioletten Serizitschiefers.

Eingeschwemmtes, fremdes, z. T. auch in der kristallinen Unterlage des Verrucano nicht beheimatbares Material. Solches ist nur spärlich vertreten und umfasst Kristallinbrocken (saurer, glimmerarmer Orthogneis), rote Quarzporphyre, eine unten noch näher zu beschreibende schwarze Breccie und schwarze Quarzknollen.

Die erwähnte schwarze Breccie weist in einer schwärzlichen Grundmasse zahlreiche weisse, eckige Porphyroklaste auf, welche wie grosse Feldspateinsprenglinge erscheinen. U. d. M. erkennt man, dass diese Einschlüsse meist aus Quarz, bisweilen auch aus Plagioklas bestehen und klastisch völlig zertrümmert worden sind. In der äusserst feinkörnigen Grundmasse lassen sich erkennen: Turmalin in verschiedenster Ausbildung, als einzelne Säulchen, in kleinen Turmalinsonnen und als sphärolitischer Turmalin; ein chloritähnlicher grauer Glimmer, der bisweilen auch mit einem farblosen Glimmer verzwillingt ist; ferner Serizit, Apatit und Epidot. Herkunft und Alter dieser Verrucanokomponente sind völlig unbekannt.

Stratigraphisch gehört der bunte Verrucano zu den obersten Gliedern des ganzen Verrucanokomplexes. Er bildet eine grobe Schüttung, die im wesentlichen aus dem aufgearbeiteten Material des obersten Verrucano besteht, zu einem kleinen Teil aber auch fremdes Gesteinsgut aufweist.

Zur Gliederung und zur Altersfrage des Verrucano

Die Untergrenze der permischen Ablagerungen ist leider weder am P. Turretta noch im Val Schais (SE von Sta. Maria) unmittelbar aufgeschlossen. Doch geben die vorhandenen Aufschlüsse immerhin ein sehr klares Bild. Über den obersten Paraschiefern der S-charler Serie liegt stets eine meist ca. 20–30 m mächtige Lage eines weissen, seltener auch leicht rötlichen Muskowitgranitgneises, welcher vielleicht mit dem Gneiss chiaro der Bergamasker Alpen oder mit dem Tödigranit verglichen werden kann. In der genau gleichen Weise tritt ein solcher „Gneiss chiaro“ auch an der Ortlerbasis (z.B. M. Crapene bei Livigno oder Alpe Treila S von San Giacomo di Fraéle), sowie in der Sesvenna-Christannes-Gruppe und am Jaggl E der Reschen-Scheideck auf, hier im Norden jedoch stellenweise in eine Abart, den sog. „Augengneis mit roten Feldspäten“ (HAMMER 1909), übergehend. Stets schaltet sich zwischen das eigentliche Grundgebirge und die permischen Ablagerungen der Gneiss chiaro ein, der, immer in relativ geringer Mächtigkeit das Liegende des Verrucano bildend, geradezu als Leithorizont an der Verrucanobasis gelten darf. In ähnlicher Weise unterlagen die Gneiss chiari in den Bergamaskeralpen und im Südtessin auffallend häufig den Verrucano, bzw. den Servino, obschon sie dort gelegentlich auch als tiefere Einschaltungen im Grundgebirge auftreten mögen. Nach P. LEHNER (1952) ist an den Denti della Vecchia (Südtessin) der Gneiss chiaro als dünne, sehr gleichmässig aushaltende Lage zwischen die fossilbelegten Klastika des Westphalien und die Servino-Ablagerungen eingeschaltet. Die weite Verbreitung der Sequenz Gneiss chiaro–Verrucano und die stratigraphischen Beziehungen zum Westphalien der Denti della Vecchia lassen deshalb vermuten, dass die Gneiss chiari jünger als Westphalien und älter als der Verrucano sind. Sie mögen, wie der Tödigranit, einer spätherzynischen Intrusionsphase angehören und wären somit wahrscheinlich während des Stéphanien oder spätestens im untersten Rotliegenden gebildet worden. Es scheint sich hier um eine Abfolge zu handeln, wie sie im südlichen Bünden durch R. STAUB bereits 1917 erkannt und in der Bergeller-Karte (1921) niedergelegt worden ist.

Über dem Gneiss chiaro setzt sofort der Verrucano ein, zunächst mit grauen, leicht flockigen Serizitschiefern, die noch stark an kristalline Paraschiefer erinnern, jedoch keinen makroskopisch sichtbaren Muskowit mehr enthalten und im Schliff gelegentlich korrodierte Porphyqrarze erkennen lassen. Schon nach wenigen Metern folgen dann die ersten typischen Streifenserizitschiefer. Da bereits die tiefsten Verrucanschiefer porphyrischen Detritus enthalten, können sie nicht vor den unterpermischen Porphyrgüssen, also nicht vor dem mittleren Rotliegenden, gebildet worden sein.

Damit ist aber eine untere Zeitmarke für die Verrucanobildungen fixiert. Eine stratigraphisch sichere obere Grenze bildet erst das fossilbelegte Anisien, denn im ganzen Verrucano und Buntsandstein fehlen Leitfossilien vollkommen. Für die stratigraphische Unterteilung des Komplexes bleibt man somit ganz auf die lithologische Vergleichung mit analogen Serien innerhalb der Alpen angewiesen.

Der Komplex der Streifenserizitschiefer, der übrigens vielleicht auch tuffogenes Material (z. B. Porphyroide am Tellakopf, HAMMER 1909, p. 704) enthält, lässt sich sehr wohl mit den Collioschichten der Bergamaskeralpen vergleichen und würde dementsprechend etwa das mittlere und obere Rotliegende vertreten, also ein Äquivalent der Bozener Quarzporphyformation sein. Der graue Verrucano entspricht wohl weitgehend dem konglomeratischen Verrucano der Bergamasker Berge oder den Grödener Schichten des Südtirols. Unbestimmt bleibt die

Obergrenze des grauen Verrucanos, dessen Ablagerungen wahrscheinlich während der ganzen Zechsteinperiode, ja möglicherweise sogar noch während des unteren Werfénien (Seiser Stufe) abgesetzt worden sind. Im Buntsandstein zeigen sich die ersten marinen Einflüsse mit einer vorerst schwachen chemischen Kalksedimentation (vgl. p. 69). Ob der Buntsandstein gemeinsam mit der unteren Rauhwacke (Campilerniveau), ähnlich wie der Servino und der Eltodolomit der Bergamasker Alpen, die gesamte Werfénienstufe umfasst, oder ob beide Glieder, also auch der Buntsandstein, als Äquivalente der eigentlichen Campillerschichten des Südtirols zu gelten haben, scheint heute noch ein ungelöstes Problem zu sein. Vgl. unten.

DIE TRIAS

BUNTSANDSTEIN

Mit dem Namen Buntsandstein wird allgemein jene buntgefärbte Schichtreihe belegt, welche sich zwischen die obersten Flockenschiefer des Verrucano und die untersten Teile des Anisien einschaltet. Die höheren, karbonatreicheren Glieder dieser Schichtreihe werden häufig als Campiler Niveau eigens ausgeschieden. Doch sind an diese Bezeichnung keine allzu pedantischen stratigraphischen Anforderungen zu stellen. Sie wird, ähnlich wie der Name Verrucano, eher als Faziesbegriff gebraucht, für den nur das Gesteinsbild, das ± oberskythische Alter und die stratigraphische Einordnung zwischen Buntsandstein und Anisien feststehen. Doch wäre es durchaus möglich, dass nicht nur das magere Campiler Niveau, sondern auch der ganze Buntsandstein oberskythisch sind und somit beide Schichtglieder zusammen die Vertretung der echten Campiller Schichten des Südtirols übernehmen.

Am P. Turettas folgen über den obersten Flockenschiefern des Verrucano:

0,3 m lauchgrüne, feine Serizit-Quarzit-Phyllite.

20–30 m braunviolette, oft nur lose gebundene, gut- und dünn geschichtete Sandsteine. Die rostbraune bis braunviolette Farbe hängt mit einem geringen Karbonatgehalt zusammen.

6 m eines hellgelben, porösen, kalkig-quarzitischen Gesteines, das von silbrigen Serizithäuten durchzogen ist; ein typisches Campiler Gestein.

Ca. 30 m feine, rotviolette und grüne Serizit-Quarzit-Phyllite und grüne arkoseartige Flockenschiefer, denen jegliche karbonatische Imprägnation fehlt.

Ca. 1 m braungelbe, krümelige, schlackenartige Rauhwacke mit kleinen, eckigen Dolomiteinschlüssen.

7 m rostgelbe Sandsteine.

Darüber folgen, mit einer tektonischen Breccie an der Basis, die anischen Dolomite. Das Profil zeigt, wie schwierig es ist, ein eigentliches Campilerniveau vom Buntsandstein abzutrennen, denn typische Campilergesteine setzen schon recht früh ein und werden nachträglich wieder von verrucanoartigen Buntsandsteinschichten überlagert.

Eine wesentlich andere Entwicklung weist der Buntsandstein am S-Grat des P. d'Aint auf:

Bunter Verrucano.

Oberster Verrucano, bestehend aus eintönigen, graugrünen Flockenschiefern.

Ca. 10 m rostbraune Sandsteinschiefer.

Mindestens 50–60 m typische Campilergesteine: gelbe, sandige Campilderolomite, Rauhwacken, sandige und serizitreiche lilabraune Schiefer, bisweilen mit Ripplemarks.

25–35 m hellgelb anwitternder, serizitreicher, im Bruch schwärzlicher oder rötlicher Kalkschiefer. Muschelkalk.

60 m dunkelgraue bis schwärzliche Dolomite mit braunen Tonputzen.

Hier dominiert die Campilerfazies bei weitem und scheint den Buntsandstein als solchen zu verdrängen.

So verschiedenartig die Profile und Gesteine des Buntsandsteines im einzelnen erscheinen, bilden sie doch alle eine gewisse genetische Einheit, denn sie lassen sich alle als die verschieden zusammengesetzten Mischungsprodukte auffassen, welche aus der schwankenden Wechselwirkung von terrigerer Sandzufuhr und marin-chemischer Karbonatsedimentation hervorgegangen sind. Im unteren Buntsandstein überwiegt die schon während der Verrucanozeit so wirksame Sandzufuhr, die vorübergehend auch wieder gänzlich überhandnimmt. Im oberen Buntsandstein (Campilerschichten) gewinnt die chemische Sedimentation schliesslich immer eindeutiger die Oberhand und leitet auf diese Art zu den anischen Kalk- und Dolomitbildungen über.

ANISIEN

Mit dem Anisien beginnt die grosse Triasinundation, deren Nahen sich schon mit der chemischen Sedimentation während der Buntsandsteinzeit ankündigte. Noch ist sie nicht tief, so dass die Unterschiede in der Bodenbeschaffenheit und in den Absatzbedingungen sich deutlich ausprägen und der anischen Schichtreihe ein von Ort zu Ort wechselndes Gewand verleihen. SPITZ und DYHRENFURTH haben 3 Faziestypen unterschieden: eine kalkreiche (S-charler) Fazies, eine dolomitische Fazies (P. Lad) und eine besonders entwickelte Schlinigfazies. Vgl. lit. SP. & D., 1914, auch BOESCH 1937, INHELDER 1952.

Auf der N-Seite des P. Turettas ist das Anisien in der rein dolomitischen Fazies entwickelt. Über den letzten gelben Sandsteinen des Buntsandsteines setzen unvermittelt die stark zerklüfteten, dunkelgrauen anischen Dolomite ein, die häufig leicht gelblichbraun anwittern und auf den Schichtflächen bisweilen braune Tonputzen besitzen.

Die Basis der anischen Dolomite wird von einer ausgesprochenen tektonischen Breccie gebildet, welche eindringlich beweist, dass sich an der Unterseite der karbonatischen Mittelrias Bewegungsvorgänge abgespielt haben müssen. Von der gegenüberliegenden Seite des Münstertales aus glaubt man auch erkennen zu können, wie die anischen Schichten mit flacher Diskordanz an die sehr scharf in Erscheinung tretende Basislinie heranstreichen und zwar in dem Sinne, dass von den untersten Schichten des Anis gegen E eine um die andere allmählich unterdrückt wird. Es fragt sich deshalb, ob in unserem Profil nicht ein Teil des Anisien (nämlich die basalen Kalkschiefer) ausgequetscht worden ist (?). Auch auf der E-Seite des P. d'Aint erkennt man eine sehr deutliche Diskordanz, bei der die geringmächtigen, stark verfalteten Kalkbänke des basalen Anisien von dessen dolomitischer Hauptmasse längs einer scharfen Diskordanzlinie überfahren werden.

Zwischen dem anischen Profil auf der N-Seite des P. Turettas und jenem auf dem Gipfelgrat besteht ein beträchtlicher Faziesunterschied. Innert 900 m wird die dolomitische Fazies durch die sehr kalkreiche des Gipfelgrates abgelöst. Dort folgen über dem Buntsandstein:

1/2 m graue, sandige Rauhwacke.

Ca. 3 m rötliche, feinmarmorisierte Kalkschiefer.

Ca. 4 m gleich ausgebildeter schwarzer Kalkschiefer. Die rötlichen Kalke scheinen durch Entfärbung aus den schwarzen hervorgegangen zu sein.

Ca. 40–50 m schwarzer Kalkschiefer, in die sich einzelne Dolomitbänke einschalten. Gegen oben nehmen die Dolomite an Volumen stark zu und verdrängen schliesslich die schwarzen Kalkschiefer ganz.

1–2 m dunkelgraue Rauhwacke. Grenze Anisien–Ladinien.

Also ein ziemlich abweichendes Profil, das an die S-charler Fazies erinnert. Am S-Grat des P. d'Aint besteht der untere Teil des Anisien aus hellgelb anwittern-

den Kalkschiefern, der obere aus dunkelgrauen, tonbelegten Dolomiten (vgl. p. 68). Auf der E-Seite des gleichen Berges ist das Anisien wieder fast durchwegs dolomitisch. Doch unterscheidet sich der mit schreiend gelbbraunen Farben anwitternde, sehr gut und gleichmässig dünn gebankte Komplex schwarzer Dolomite beträchtlich von der viel schlechter gebankten dolomitischen Entwicklung des P. Turettas.

LADINIEN

Das Ladinien ist die erste über grössere Gebiete gleichmässig aushaltende Dolomitstufe der Trias.

Am P. Turettas besteht diese aus meist deutlich gebankten, rauchgrauen Dolomiten, welche ebenso rauchgrau, bisweilen auch mit einem leicht orangebräunlichen Farbstich anwittern. Der sehr einheitlich wirkende Schichtstoss wird durch mehrere charakteristische Leithorizonte segmentiert. Als solche dienen:

1. Die mittlere Rauhwacke = Grenze Anis-Ladin:

Zwischen den sich so ähnlichen dolomitischen Stufen des Anisien und des Ladinien ist eine Grenzziehung recht schwierig. In Analogie zu den von KATZ (1948) beschriebenen Verhältnissen am P. Lad, wo das Anisien im Hangenden durch eine mächtige Folge von Rauhwacke und Gips abgeschlossen wird, glaube ich auch am P. Turettas die Obergrenze des Anisien in dem etwa 3–4 m mächtigen Rauhwackenhorizont, der sich inmitten der mitteltriadischen Dolomite einstellt, erblicken zu müssen, denn sonst könnte hier wohl kaum ein anderes Schichtglied die am P. Lad noch so ausgeprägte vorladinische Regression vertreten. Die Rauhwacke selbst ist grau und besteht aus einem sehr charakteristischen feinen, netzartigen Karbonatgewebe.

2. Der „wurmstichige“ Dolomit = unteres Ladin:

Dieses ladinische Leitgestein wird von zahlreichen, labyrinthischen Hohlgängen durchzogen, welche von runder ca. 2–5 mm messender Öffnung sind, so dass der Dolomit wie von Maden angefressen erscheint. Dieses typische Gestein findet sich weit verbreitet, so z. B. auch am P. d'Aint und am S-charlpass. Es scheint immer mit dem unteren Teil des Ladinien verknüpft zu sein und vielleicht einen eigentlichen durchziehenden Horizont zu bilden.

3. Der „schlackenartige“ Dolomit = mittleres Ladin:

Das eigenartige Gestein wird von einem dunkelgrauen, brecciösen und löchrigen Dolomit gebildet. Ursprünglich mögen die Hohlräume mit leichtlöslichem Material, wie Gips oder Calzit, erfüllt gewesen sein. Dieser Horizont wurde schon von SPITZ und DYHRENFURTH vom P. d'Aint und von INHELDER aus dem Starlex-gebiet beschrieben. In den E Teilen der Scarldecke scheint er also durchgehend aufzutreten und eine schwache mittelladinische Regression anzudeuten.

4. Die Gastropodenbank = oberstes Ladin:

Auf der E-Seite des P. d'Aint findet sich über dunkeln, gutgebankten Dolomiten des oberen Wettersteins eine ca. $\frac{1}{2}$ m mächtige, schwarze Kalkbank, deren Gestein voller kleiner, rundlicher, weisser Flecken ist und an einen Korallenkalk erinnert. Bei näherem Zusehen erkennt man jedoch, dass das Gestein von runden Gastropodenschalen erfüllt ist, deren Querschnitte jedoch weiter nicht bestimmbar sind. Die Schalen und oft auch die Hohlräume sind rekristallisiert worden und werden von oft gross ausgewachsenen Calzitkristallen gebildet. Im Schliff

findet man häufig kleine Foraminiferen. Über der Gastropodenbank folgen noch wenige Meter eines grauen, rauhen Dolomites und dann die typischen, gelblich anwitternden Raiblerdolomite.

Am Munt Buffalora (Gipfelregion) findet sich die Gastropodenbank in gleicher Ausbildung und im stratigraphisch genau gleichen Horizont wieder. Aus den N benachbarten Triasgebieten erwähnen auch SPITZ und DYHRENFURTH solche Gastropodenlagen.

Zur Fazies: Am P. d'Aint tritt das Ladinien in einer etwas veränderten Fazies auf. Es gliedert sich in eine schlechtgebankte, finsterrauchgraue untere und in eine gutgebankte, heller anwitternde, häufig auch Diploporen enthaltende obere Wettersteinstufe. Der untere Wetterstein erhält durch launige und phantastische Verwitterungsformen, etwa durch abenteuerliche Türmchen und bizar geformte Felsköpfe, ein wildromantisches Aussehen.

Diese zweiteilige Fazies schliesst sich unmittelbar an die von BOESCH und INHELDER beschriebene Entwicklung im NW und N an, mit welcher auch die kalkreiche Ausbildung des Anisien und die Gastropodenbank übereinstimmen, unterscheidet sich aber etwas von der durchwegs gebankten einförmigeren Entwicklung am P. Turettas.

CARNIEN

Eine Reihe von Profilen längs des ganzen Bergkammes vom P. Turettas bis Juf plau spiegelt die Unbeständigkeit der einzelnen karnischen Gesteinsschichten wider¹⁾. Doch zeichnet sich in allen Profilen meist nachstehende allgemeine Gliederung ab:

<i>Torer Schichten</i> (im Sinne von SUÈSS) = Obercarnien	IV. { - Spatkalke, „Sandsteinbank“ (tuffhaltiger Horizont ?), oberkarnische Riesenbreccie (Hauptdolomit-Basalbreccie ?) in Wechselfolge. III. { - Wechselfolge von hellgrauen oberkarnischen Dolomiten mit schwarzen und olivbraunen glänzenden Tonschiefern und tiefschwarzen, stark bituminösen Kalken, welche oft orange anwittern und lokal sehr fossilreich werden können (Lumachellen, „fossilreiche Kalke“ nach A. SPITZ, Ofenpass-Strasse, Val Madona, Plaun sura im Val Vau).
<i>Raibler Schichten</i> <i>s. str.</i> (im Sinne von SUÈSS) = Untercarnien	II. { - Graue und gelbe Raiblerauhwacken, die in ihren Zellen auch Gips enthalten. Andernorts (Ofenpass-Strasse) auch Gips und Gipsdolomit. Im basalen Teil der Rauhwacken eine tektonische Schubfläche. I. { - Schwarze, auch rötliche, glattbrechende und weissgeaderte Kalkdolomite, völlig tonfrei, z. T. brecciös. - Helle, gelblich anwitternde Raiblerdolomite mit den typischen braunen Tonhäuten. - Rauchgraue, sandig sich anfühlende Dolomite, noch vom Wettersteintypus, aber mit schwärzlichen, weichen Tonzwischenlagen. Übergang vom Ladinien zum Carnien.

¹⁾ Vgl. W. HESS 1949.

SPITZ und DYHRENFURTH belegten die gesamte karnische Stufe mit dem Namen Raiblerschichten. Doch verstanden sie darunter in vielen Fällen nur die unterkarnischen Schichtglieder, während sie die oberkarnische Stufe als solche nicht erkannten, sondern bald als Carnien (z. B. P. Mezdi-P. Lad), bald aber auch als Norien (z. B. am P. Praveder) oder als Rhät, die oberkarnischen Riesenbreccien sogar als Lias kartierten (z. B. bei Praivè am Ofenpass oder am P. Nair bei Buffalora; vgl. auch EUGSTER 1923, p. 35).

BOESCH, LEUPOLD und INHELDER gliedern das Carnien in drei lithologisch definierte Stufen, wobei allerdings die Einteilung BOESCHS nicht mit jener INHELDERS und LEUPOLDS übereinstimmt. Mir selbst scheint eine zyklische Gliederung die sinnvollste zu sein: Die oberladinische Inundation setzt sich ungehindert ins untere Carnien fort, wobei jedoch ihr Absatz merklich tonreicher wird. Eine scharfe Caesur in der Sedimentation bilden erst die Rauhwacken und Gipsbildungen, deren Lagunärfazies zweifellos eine starke Regression anzeigt. Damit ist ein erster oberladinisch-unterkarnischer Zyklus beendet. Erneute Dolomitsedimentation, die in ihren obren Teilen abermals eine beträchtliche Zufuhr an tonigem Material erfährt und schliesslich durch die Regression der Riesenbreccie usw. beendet wird, bildet den zweiten oberkarnischen Zyklus. Diese zweiteilige Gliederung des Carniens dürfte weitgehend auch mit der vor allem palaeontologisch gestützten Einteilung V. WOEHRMANNS übereinstimmen, welcher eine untere Abteilung, die Carditaschichten s. str. und eine obere, die Torer Schichten, unterschied. Aus den oberkarnischen „fossilreichen Kalken“ der Ofenstrasse werden von SPITZ und DYHRENFURTH (1914) eine Anzahl von Fossilien angeführt, von denen *Gonodus Mellingi* HAU. nach WOEHRMANN tatsächlich für die palaeontologische Gleichstellung dieser Schichten mit den Torer Schichten von Raibl spricht.

Die Raiblerschichten s. str.

Die Ausbildung der mannigfaltigen Raiblergesteine ist von SPITZ und DYHRENFURTH 1914, HEGWEIN 1927a und BOESCH 1937 hinreichend beschrieben worden, so dass sich eine Wiederholung ihrer Feststellungen erübrigt; vgl. auch p. 71. Doch seien noch einige Ergänzungen angefügt.

Die Raibler-Rauhwacken: In dem ganz aus Rauhwacken bestehenden, linksseitigen Gehänge der obersten Val Vau wurde im Jahre 1951 ein neuer, tiefer Bachlauf eingerissen, welcher eine Menge von frischem, unverwittertem Rauhwackenmaterial zutage förderte. Dabei zeigte es sich, dass die unverwitterte Raiblerrauhwacke ein noch kompaktes, kreidiges Gestein von hell gelblichgrauer Farbe ist. Es fühlt sich mild an und erinnert an eine Seekreide. In einem weichen, tonig-kalkigen Zement sind zahlreiche eckige Einschlüsse von Dolomit und ebenso häufige kleine, weisse Gipszellen enthalten. Sobald ein solches Gestein mit frischem Wasser in Berührung kommt, wird der feinpelitische Ton suspendiert, während der mengenmäßig zurücktretende Gips aufgelöst wird. Ton und Gips werden auf diese Weise aus dem Gestein herausgelöst, so dass bald das gewohnte löchrige und poröse Rauhwackengestein entsteht. Der suspendierte Ton bildet eine breiige Masse welche sich bei weiterem Wasserzutritt beliebig verdünnen lässt und deshalb leicht mit dem Wasser fortgespült wird. Vgl. ZOEPFRITZ 1906, p. 21; SPITZ & DYHRENFURTH 1914, p. 53; BRÜCKNER 1941 und H. JÄCKLI 1941, p. 51.

Baryt: Unweit von Alp Mora fand ich Barytknollen: der Baryt bildet in einem rostbraunen Ton Konkretionen und ist auch rosettenartig auskristallisiert. Er gehört vermutlich den Raiblerschichten¹⁾ des P. d’Ora an.

¹⁾ Baryt findet sich häufig in den Raiblerschichten der Bergamasker Alpen, dem sog. „Calcare metallifero“.

Die Raibler-Diabase

Das dunkelgrüne, inmitten der hellen Triasdolomite fremdartig anmutende und weithin sichtbare Diabasband des P. Lad und des P. Turettas wurde schon von THEOBALD (1863) beschrieben und hat auch in der Folge eine Reihe von Geologen angezogen, so SCHLAGINTWEIT, HAMMER, SPITZ und KATZ. Diese Forscher haben den Effusivcharakter der grünen Gesteine erkannt und die Gesteinstypen beschrieben. Als solche erwähnen sie: Diabasporphyrite (SPITZ 1914), Mandelsteine, die sehr an die Keratophyre des Kärpfplateaus erinnern (id.), Tuffe (id.), Amphibolit (HAMMER, 1911; sehr fraglich), Hornblende-Epidot-Chloritschiefer (KATZ 1948). Dazu gehören noch die Kontaktgesteine und die Mischungsprodukte von Diabas und aufgeschlucktem Dolomit. Eine moderne petrographische Untersuchung aller dieser Gesteine wäre sehr zu begrüssen, kann aber nicht im Rahmen dieser Arbeit liegen.

Die Lagerstätte am P. Turettas: Die klassisch schöne Diabaslagerstätte auf dem Turettasgrat ist für jeden Geologen eine erregende Augenweide. Inmitten der wässrigen, blassen Tönung der umliegenden Dolomite ist schon die Buntheit der Gesteine, welche sich mit dem grellsten und gegensätzlichsten Gelb und Grün schmücken, eine Überraschung. Überall, wo der grüne Strom seine dolomitischen Ufer berührt, entfacht er die leuchtendsten, indischgelben Farben. Es lassen sich der Farbe nach drei Zonen unterscheiden: eine gelbe, eine graue und eine dunkelgrüne.

I. Die gelbe Zone: Man könnte diese äusserste Zone des Diabaslagers in einem weitern Sinne als dessen leuchtend gelbes Salband bezeichnen, in welches der dunkelgrüne Stein eingefasst worden ist. Das Salband wird von intensiv ockerfarbigen Dolomiten gebildet, die ein etwas mehliges und geröstetes Aussehen haben. Die Farbe röhrt von der Kontaktwirkung des Diabases her, der in die feinsten Spalten und Klüfte des Dolomites eindrang und überall eine heftige, aber ganz untiefe Kontaktwirkung erzielte. Der Dolomit wurde dabei z. T. etwas mit diabasischen Lösungen durchtränkt, z. T. auch auf schmalen Krusten in grossen durchsichtigen Kristallen rekristallisiert. Ausserhalb des meist schmalen, nicht über einen Meter mächtigen Salbandes ist der Dolomit unverändert. Die schwache Einwirkung auf das Nebengestein weist auf den geringen Wärmeinhalt der Emission hin, der sich rasch im umliegenden Gestein verloren haben wird.

II. Die graue Zone: Die graugrüne Zone ist nur stellenweise am Rande der eigentlichen Diabasflut ausgebildet und verdrängt an diesen Orten das gelbe Salband fast vollständig. Man muss sie als eine Mischungszone betrachten, die zu grossen Teilen sowohl aus Diabas wie auch aus Dolomit und Gips besteht. In der graugrünen Diabasmasse schwimmen Dolomitknollen, welche oft mehr als Faustgrösse erreichen. Ausserhalb der scharfen Schmelzgrenze solcher meist gerundeter Dolomiteinschlüsse erkennt man bisweilen noch einen dolomitischen Hof, der eigenartige, verschwommen begrenzte, dolomitische Schlieren in den Diabas entsendet und den Eindruck erweckt, in halbfüssigem Zustande von der Strömung des Diabases erfasst worden zu sein, um kurz darauf, noch in der Bewegung, wieder zu erstarren. Daneben treten blassgrünliche, filzige Gipsknollen auf. Das Aufälligste aber sind die grossen Gipsplatten, deren leuchtendes Weiss wie Schnee aus der dunklen Diabasflut aufblitzt. Die graugrüne, erdige Farbe der Zone könnte von der Vermengung des Diabases mit Gips herrühren. Im übrigen müssen wir uns unter dieser Zone eine zähviskose, halbfertige „Legierung“ von Dolomit und Diabas vorstellen, die aber durchwegs noch beweglich und plastisch ge-

wesen ist und eine Unzahl feiner und feinster dolomitischer Schlieren enthält. Die noch eingeschlossenen grösseren Dolomitknollen sind nur die nicht mehr vollständig geschmolzenen Reste grösserer Gesteinsstücke. Ihre merkwürdigen runden und abgeschmolzenen Formen erklären sich so ganz natürlich, und man braucht nicht zur Hypothese von A. SPITZ zu greifen, der die Rundung durch rollenden magmatischen Transport erklären will.

III. Die grüne Zone: Sie wird durch die Hauptmasse des Diabasflusses vertreten. Sie besteht aus dunkelgrünem, unvermengten, meist verschiefertem Diabas, der ursprünglich wohl eine ziemlich höhere Temperatur besass als die graue Zone. Doch auch er führt noch Karbonatstücke bis zu 10 cm Grösse mit sich. Diese besitzen einen höhern Metamorphosierungsgrad als jene der Randpartien. Es sind entdolomitisierte, marmorartige, feinkristalline Kalke, die sehr stark den rötlichen Muschelkalkscherben gleichen.

Auffallend ist die merkwürdig starke Verschieferung des Diabases, während doch gleichzeitig die umliegende Triasserie, namentlich auch die empfindlichen Rauhwacken und oberkarnischen Tonschiefer, tektonisch nicht wesentlich beansprucht worden sind und nirgends eine solche Differentialmetamorphose aufweisen. Es ist deshalb zu vermuten, dass die Verschieferung nicht die Folge einer späteren Metamorphose ist (wie dies vielfach auch heute noch für alle kristallinen Schiefer angenommen wird), sondern dass sie primär schon während der Erstarrung des Diabases entstanden ist als Auswirkung der auch während der Abkühlung noch anhaltenden Fliessvorgänge auf den immer zäher werdenden Diabas.

Dass trotz der Vermengung von Silikatschmelze und Karbonatgestein kein Wollastonit, Granat und dergleichen Calciumsilikatmineralien entstanden sind, deutet auf die Armut der gabbroiden Schmelze an SiO_2 hin. Wäre umgekehrt die Schmelze noch basischer als ein gabbroides Magma gewesen, so hätte eine Vermengung von Serpentin und Kalk, also Ophicalcit entstehen müssen. Immerhin ist häufig Epidot zu beobachten.

Die Torer Schichten

Überall, wo im Unterbau der Scarldecke die obertriadischen Glieder nicht unmittelbar über den Raiblerschichten abgeschrägt worden sind, folgt über diesen eine höchst charakteristische helle, dünngebankte Schichtserie: die oberkarnischen Dolomite. Sie treten auf am Grat zwischen P. Turettas und P. Dössradond, am P. Mezdi (V. Vau), an der Ofenstrasse unterhalb Praivè, ferner auch in den zentralen Engadiner Dolomiten und in der Quatervalsgruppe.

Im folgenden sei das Profil vom N-Grat des P. Dössradond angeführt. Über dem letzten Band der Raiblerschichten folgen dort:

1. Ca. 60 m mittelgraue, feinzuckerkörnige Dolomite, die hellgrau anwittern und eine ausgeprägte Bankung besitzen. Primärbreccien sind ausserordentlich häufig.
2. Oberkarnischer Tonschiefer-Dolomitkomplex: beginnt mit der ersten schmächtigen Zwischenlage schwarzer, oft gelbbraun anwitternder Tonschiefer und geht gegen oben in eine rhythmische Wechsellagerung von hellen, dünngebankten Dolomiten und schwarzen und grauen Tonschieferzwischenlagen über. Die sonst in diesem Niveau häufig auftretenden zähen, schwarzen Kalklumachellen fehlen hier, treten aber auf Plaun sura und im unteren Val Madona auf. Gegen oben werden die Tonschieferereinlagen häufiger und mächtiger. Der ganze Komplex ist ca. 57 m mächtig.
3. Ca. 1 m mächtige Sandsteinbank, aus lilarotem, dichtem, rostbraun anwitterndem Dolomit-sandstein bestehend. U. d. M. erkennt man nach Herrn J. NEHER, dessen freundliche Mithilfe ich bestens verdanke, dass die Hauptmasse des Gesteines aus dolomitischen Körnern besteht. Doch findet sich daneben auch tuffogenes Material, nämlich nachträglich auskristallisierte

Glasrelikte, welche von länglicher, gerundeter Gestalt sind und am Rande oft stark angefressen und z. T. auch ganz zerstört erscheinen. Die feinkörnige Struktur dieser Tuffeinschwemmlinge erinnert an auskristallisiertes Glas oder an Opal. Relikte von Glasstruktur sind auch noch zu erkennen, so optisch völlig isotrope Glasfäden.

4. 3 m dunkelgrauer Spatkalk mit rauher, etwas heller grau anwitternder Oberfläche und sehr grobspätiem Bruch wie bei einer Echinodermenbreccie. Doch konnte im Dünnschliff keine Crinoidenstruktur festgestellt werden.
5. Riesenbreccie: gewaltige Primärbreccie, bei welcher riesige, nach Metern messende, meist rundliche Blöcke eines dunkelgrauen Dolomites in helleres Dolomitmaterial eingebettet sind. Die Ränder der grossen Komponenten sind oft in sich wieder brecciös, wohl als Folge tektonischer Einwirkungen auf die mechanisch sehr heterogene Riesenbreccie.
In die Riesenbreccie eingelassen finden sich spärliche Nester und Adern eines roten dolomischen Tones.
6. Glattbrechender, schwärzlicher Dolomit.
7. Dunkelgrauer Spatkalk.
8. Rötlicher Kalkdolomit mit tiefroten, späten Adern. Rostgelb anwitternd.
9. Schwarze, bituminöse Schieferchen.
10. Glatter, schwarzer Dolomit.
11. Sandiges Gestein mit tiefschwarzen, bituminösen Zwischenhäuten. Graue, eisenhaltige und rostig anwitternde, tuffogene Sandsteine.
12. Riesenbreccie, mit etwas kleineren Komponenten und mit roten Tonnestern.
13. Glattbrechender, hellgrauer, weisslich anwitternder Hauptdolomit.

Gesamtmächtigkeit der obersten Schichtgruppe 5–12 ca. 40 m.

Dieses im gesamten etwa 150 m mächtige Profil ist eines der schönsten und vollständigsten durch das Obercarnien der Scarldecke. Es lässt sich im Sinne unseres Schemas auf Seite 71 in drei Schichtgruppen aufgliedern:

- in die basale Dolomitgruppe,
- in die Tonschiefer-Dolomit-Wechselfolge,
- in die Schichtfolge der oberkarnischen Sandsteine und Riesenbreccien.

Ein sehr ähnliches Profil, dem jedoch die Riesenbreccien zu fehlen scheinen, führt BOESCH (1937, p. 38) von Ova d'Spin an der Ofenstrasse an.

Wahrscheinlich gehören auch die hellgrauen, splittrigen Dolomite, welche die Mots bei Juf plaus aufbauen, weitgehend dem Obercarnien an. Für diese Ansicht sprechen die Primärbreccien (Motsbreccie), die über den Raiblerrauhwacken zu erwartende natürliche Schichtfolge und schliesslich der Fossilfund eines *Solen*-ähnlichen Fossils (siehe Fig. 2 k u. p. 88). Allerdings konnten in dem sehr stark überwachsenen Gebiet bis jetzt die typischen oberkarnischen Tonschiefer nicht gefunden werden. Doch treten sie gegen E bereits am Ausgang der Val Murtaröl, gegen W auf der W-Seite der Cima del Serraglio wieder auf. Auch können tektonische Komplikationen, die mit dem nahen Anschub der Quatervalsdecke im Zusammenhang stünden, zu Unregelmässigkeiten und Ausquetschungen geführt haben.

Die Motsbreccie ist in ihrer Ausbildung äusserst charakteristisch. Dolomitbruchstücke aller Formen und Grössen, vom kleinen Korn bis zu metergrossen Blöcken, und aus verschiedenen Dolomitarten, mehrheitlich aber aus dunklem, zuckerkörnigem Dolomit bestehend, sind in irrer Lagerung von einem hellen, dolomitischen Zement wieder zusammengekittet worden. Andernorts sind helle Dolomitbänke aufgeborsten, wobei sich in die Sprünge und Risse feineres Breccienmaterial mit dunklem Zement eingelagert hat. Die Entstehung dieser Breccie muss wohl auf einen gewaltigen Vorgang zurückgeführt werden, vielleicht auf eine submarine Gasexplosion, durch welche die obersten Schichten abgesprengt wurden. Ihre Trümmer lagerten sich in wirrem Durcheinander ab und wurden später in einen hellen, leicht kalkigen Dolomit einsedimentiert. Andere Schichten

wurden durch die Wucht der Explosion zerrissen, wobei die Sprünge und Spalten nachträglich wieder von feinerem Trümmermaterial ausgefüllt wurden.

NORIEN

Das Norien ist die dominierende Schichtstufe des Gebietes. Bedeutende tektonische Elemente wie die Ortlerdecke, die Quatervalsdecke und die Umbraildecke werden fast ausschliesslich von den gewaltigen Massen der norischen Sedimente aufgebaut. Auch in der Scarldecke spielt das Norien eine wesentliche Rolle. Da zudem in den ersten drei der genannten Decken die vornorischen Schichtglieder nur spärlich und nie in tektonisch ungestörten Profilen auftreten und die jüngeren Sedimente oft überhaupt fehlen, kommt dem Norien für Faziesvergleiche eine hervorragende Bedeutung zu.

Allerdings ist ein solcher Faziesvergleich angesichts der eintönigen, wüstenhaften Gebirge, zu welchen die norischen Felsmassen aufgetürmt sind, eine recht wenig verlockende Aufgabe, die sich oft auch wegen der tektonischen Komplikationen ungemein schwierig gestaltet. Aus der Ferne betrachtet zeichnen sich wohl augenfällige Unterschiede in der Grautönung und Struktur der Dolomitserien ab; doch lösen sich, sobald man dem Objekt näher an den Leib rückt, alle eben noch so deutlich wahrgenommenen Nüancen wie in eine Fata Morgana auf, und man steht schliesslich als der Genarre vor lauter gleichen grauen Dolomiten, die jeder sinnvollen „wissenschaftlichen Klassifikation“ zu höhnen scheinen. Alle Versuche, mit Hilfe einer verfeinerten lithologischen Beschreibung oder mit einfachen chemischen Untersuchungen geeignete Unterscheidungsmerkmale zu finden, sind zu keinem befriedigenden Ziele gelangt.

Lithologisch wurden die Dolomite nach vier Qualitäten untersucht: nach der Farbe der frischen Bruchfläche, nach der Anwitterungsfarbe, nach der Beschaffenheit der frischen Bruchfläche und nach der Beschaffenheit der verwitterten Gesteinoberfläche. Auf diese Art lassen sich wohl eine Anzahl verschiedener Dolomittypen auseinanderhalten. Doch konnte mit Ausnahme gewisser Dolomitarten aus dem Hauptdolomit der Scarldecke keine eindeutige Abhängigkeit dieser Dolomittypen von ihrer tektonischen Herkunft festgestellt werden. Auch nimmt ein grosser Teil der Dolomite (meist gerade an den entscheidenden Stellen) eine so indifferente Mittelstellung ein, dass eine sichere Diagnose unmöglich wird.

Die chemische Untersuchung hatte zur Aufgabe, das sehr feinkörnige Gemisch, welches die triadischen Dolomite bildet und aus Dolomitspat, Kalkspat, Siderit, Tonsubstanz, organischem Pigment¹⁾ und eingeschwemmten Mineralkörnern wie Quarz, Feldspat und spärlichen Schwere-mineralien sich zusammensetzt, durch einfache Methoden qualitativ und in groben Schätzungen auch quantitativ zu erfassen. Dazu eigneten sich der altbewährte Salzsäuretest auf Kalkspat und eine Auflösung in reiner Salzsäure. Der Eisengehalt liess sich dabei durch Gelbfärben der Lösung (Fe-Chlorid) oder bei minimalen Mengen durch Kalium-Rhodanid nachweisen. Die Tonsubstanz, das organische Pigment und der sedimentpetrographische Anteil lassen sich im Rückstand ohne weiteres erkennen. In zwei Versuchsreihen wurden über 90 Dolomitproben aus der ganzen dolomitischen Trias, vornehmlich aber aus dem Norien untersucht. Doch waren auch hier die Resultate nicht von der gewünschten Eindeutigkeit, welche erlaubt hätte, auf Grund dieser groben Analyse die stratigraphische oder tektonische Zugehörigkeit eines Dolomites mit Sicherheit zu bestimmen. Immerhin zeigte sich, dass der Hauptdolomit der Scarldecke ausnahmslos sehr eisenarm ist, im Gegensatz zu der Quatervals- und der Umbraildecke, wo er meist einen ziemlich grossen Eisengehalt aufweist.

Im allgemeinen wurden durch diese Versuche auch die sehr engen Beziehungen zwischen den chemischen Eigenschaften und der äusseren Tracht der Dolomite offenbar.

¹⁾ Häufig ist das organische Pigment bituminös und zeigt dann einen gewissen, allerdings sehr geringen Ölgehalt der Dolomite an.

Tabelle 2
Faziestypen des Norien in den S-Engadiner Dolomiten (vgl. Fig. 1)

Merkmale	Scarldecke (Unterbau)	Quatervalsdecke = Q Serraglioscholle = S	Murtarölschuppen	Umbraildecke s. str.
1. Farbe des Haupt-dolomites	hell weisslich-grau, oft mit einem feinen Stich ins Gelbliche	Q: aschgrau, mittel- bis dunkelgrau S: hellgrau	schwarzlich	dunkelgrau
2. Farbe des Schuttetts	weisslich	mittelgrau	dunkelgrau	mittelgrau
3. Bankung der Dolomite	sehr undeutlich, dickbankig	sehr ausgeprägt, glatt-gestuft und plattig	grob und dickbankig, oft glatt gestuft	dickbankig
4. Hell-Dunkel-Streifung	breit, blass und verwaschen	unregelmässige dunkle Streifen, auch fehlend	bisweilen helle Bänke	häufig helle, schmale Bänke
5. Einlagerung von Kalkzügen	keine	häufig im mittleren, überwiegend im oberen Norien	keine	keine
6. Mächtigkeit	mehr als 300 m	bis über 1200 m	?	?
7. Bemerkungen	HD-Basalbrecce Einlage von „geflossenen“ Tonschiefern im unteren HD	Gliederung: 1. Hauptdolomit 2. Prä-Grata-Schichten 3. Quatervalsschichten		

Mit der nötigen Erfahrung kann man leicht von der lithologischen Beschaffenheit eines Dolomites auf seinen Chemismus schliessen.

Wenngleich über einer Faziesgliederung der so gleichartig entwickelten Hauptdolomitserien ungünstige Auspizien stehen, scheint mir ein solches Vorhaben dennoch in einem beschränkten Umfange möglich zu sein. Dabei ist von den schon erwähnten, nur aus der Ferne deutlich wahrnehmbaren Unterschieden in Strukturbild und Färbung der ganzen Dolomitserien auszugehen, wobei man vor allem auf folgende Eigenschaften zu achten hat: 1. die Farbe der Dolomitserie, 2. die Farbe der Schutthalde, 3. die Bankung der Dolomite, 4. die Hell-Dunkel-Streifung, welche viele Hauptdolomitstufen charakterisiert, 5. allfällige Einlagerungen von Kalken und Kalkschiefern, 6. die Mächtigkeit. In der Tabelle 2 sind die Verhältnisse für die verschiedenen Decken zusammengestellt worden. Diese Methode eignet sich jedoch im allgemeinen nur für den Lokalgebrauch, da über grössere Distanzen auch die Dolomitserien der selben Decke ihre Ausbildung ändern können.

Die einwandfreie Beobachtung der erwähnten Merkmale erfordert ideale Sichtverhältnisse, am besten diffuses Licht. Man darf es auch nicht bei der Feststellung nur eines einzigen Charakteristikums bewenden lassen, denn je mehr Kriterien sich zugunsten einer Deckenzugehörigkeit nachweisen lassen, desto sicherer wird die Bestimmung und desto eher werden zufällige Beobachtungsfehler, die sich bei der Vielfalt der störenden Faktoren bisweilen einstellen können, ausgemerzt.

Der Hauptdolomit der Scarldecke (Unterbau)

Am P. Dössradond folgt über der letzten oberkarnischen Riesenbreccie in normaler Lagerung ein heller Hauptdolomit, der zweifellos noch zur Scarldecke gehört. Seine hellgraue, fast weissliche Farbe mit einem schwachen Stich ins Gelbliche unterscheidet ihn recht deutlich von den aschgrauen, dunkleren Dolomiten der Quatervals- und Umbrialdecke und nach BOESCH (1937, p. 44) auch vom Hauptdolomit des Oberbaues. Aus der Ferne ist bei guter Beleuchtung (P. Dössradond von W) eine breite, verwischte Streifung der sehr schlecht gebankten Schichtstufe erkennbar. Auch der Schutt besitzt eine auffallend helle, weissliche Farbe. Der Dolomit unterscheidet sich lithologisch durch seinen glatten, splittigen Bruch und häufig durch seine schwach bräunliche Farbe ein wenig vom Hauptdolomit der übrigen Decken. Am P. Dössradond beträgt die Mächtigkeit der noch erhaltenen Hauptdolomitklippe schätzungsweise etwa 250 Meter. SPITZ & DYHRENFURTH (1914) und BOESCH (1937) beschreiben ähnliche Verhältnisse aus den zentralen Unterengadiner Dolomiten, wo an der Basis des Oberbaues noch helle, leicht gelbliche und massive Hauptdolomitreste des Unterbaues zu finden sind.

Zum Problem der umstrittenen Hauptdolomit-Basalbreccie sei nur bemerkt, dass die oberkarnische Riesenbreccie des P. Dössradond sowohl hinsichtlich ihrer Ausbildung als auch in bezug auf ihre stratigraphische Stellung durchaus als Äquivalent der EUGSTERSchen Hauptdolomit-Basalbreccie gelten kann. Ich ziehe die Bezeichnung Oberkarnische Riesenbreccie vor, weil diese typische Transgressionsbreccie nicht nur an die Basis des Hauptdolomites gebunden ist, sondern in mehreren Horizonten der obersten Toler Schichten auftritt. Sie scheint in der Scarldecke – wie übrigens auch in der Ducangruppe – nur lokal entwickelt zu sein. Vgl. Profilbeschreibung p. 75, lit. EUGSTER 1923, p. 55, und den Einwand BOESCHS 1937, p. 41.

Am P. Dössradond schaltet sich in den unteren Teil des Hauptdolomites eine Zone von höchst eigenartigen, „geflossenen“ Tonschiefern und Breccien ein, welche eine ausgesprochene, schlierige Fluidaltextur besitzen. In eine, oft etwas sandige Tongrundmasse sind kleine und kleinste eckige Dolomitbröcklein, bei den Breccien auch grössere, kantige Dolomiteinschlüsse eingebettet. U. d. M. kann man auch Mineralkörner von Albit, der teilweise autigen weitergewachsen ist und dabei fremde Einlagerungen poikiloblastisch umschlossen hat, und von Quarz, der bisweilen ebenfalls autigen zu schönen idiomorphen Kriställchen ausgewachsen ist, beobachten. Ferner finden sich reichliche limonitisierte Erzbeimengungen und spärliche Relikte von tuffogenem Material, das jedoch restlos auskristallisiert ist. Es scheint sich um eine Art Schlammstrom zu handeln, der viele Dolomitbruchstücke in sich aufgenommen hat. Seine Herkunft und Bedeutung sind rätselhaft.

BOESCH (1937, p. 44) erwähnt aus dem Unterbauhauptdolomit des V. Nüglia einen durchaus ähnlichen Horizont, der vermutlich auch dort ins untere Norien gehört.

Das Norien der Quatervalsdecke

In der Quatervalsdecke erreicht die norische Stufe eine ungewöhnliche Mächtigkeit, welche 1200 m erreichen mag, und wird nicht nur von Hauptdolomit, sondern auch von mächtigen Lagen schwarzer Plattenkalke gebildet. Dagegen scheinen ausgesprochene tonige Schichtglieder wie Mergel, Schieferletten u. ä. völlig zu fehlen.

Gliederung: Dieser gewaltige norische Schichtkomplex lässt sich in drei Stufen gliedern:

1. **Hauptdolomit (unternorisch):** Aschengraue, sehr gut und regelmässig gebankte Dolomite. Selten lagern sich einzelne, schmächtige und nicht aushaltende Kalklagen ein (Spöltal). Ca. 300–400 m.
2. **Prà-Grata-Schichten¹⁾ (mittelnorisch):** Oft auffällig hell anwitternde Dolomite und Kalke, welche mit schwarzen Kalken und Kalkschiefern wechseln. Dieser Horizont entspricht dem norisch-rhätischen Grenzniveau von SPITZ und DYHRENFURTH, ist aber stratigraphisch nicht an die Grenze von Norien und Rhät zu stellen. Ca. 200–300 m.
3. **Quatervals-Schichten²⁾ (obernorisch):** Mächtige Folge schwarzer, weicher Kalkschiefer und härterer, heller anwitternder Kalkbänke, die vielerorts (z. B. Cima del Serraglio) bei der Abwitterung ein sehr charakteristisches, durch schmale Steilstufen segmentiertes Strukturbild ergeben. SPITZ & DYHRENFURTH betrachteten diese Schichten als ein in einer besonderen Quatervalsfazies entwickeltes Rhät. Bis ca. 400 m.
4. **Kössener Schichten (rhätisch):** Nach SPITZ & DYHRENFURTH aus einer Wechsellegerung von Mergeln, tonigen Schiefern und schwarzen Kalken bestehend, und meist auffallend gelbbraun verwitternd. Fehlen in unserem Gebiet, treten aber nach der Karte von HEGWEIN in der Quatervalsgruppe (P. del Diavel) auf und ordnen sich dort im Hangenden des sog. Quatervalsrhät ein.

Da die vorliegende Einteilung der norisch-rhätischen Sedimente in mehreren Punkten der von SPITZ & DYHRENFURTH aufgestellten stratigraphischen Ordnung widerspricht, ist es notwendig, zunächst auf das Problem der Plattenkalke und ihres Alters einzugehen.

¹⁾ Nach der Cima di Prà Grata in der M.-del-Ferro-Gruppe benannt.

²⁾ Nach dem „Rhät in Quatervalsfazies“ (SPITZ und DYHRENFURTH 1914) umgetauft in Quatervalsschichten.

Bemerkungen über Stellung und Alter der Plattenkalke

Einlagerungen von dunklen, meist schmalen Kalkzügen in den obertriadischen Dolomiten waren schon den älteren Geologen bekannt und wurden bereits von ihnen sehr verschieden beurteilt.

In der Ortlerdecke hielten sie SCHLAGINTWEIT (1908) und HAMMER (1908a) für normale stratigraphische Einschaltungen, während ZOEPPRITZ (1906) sie als tektonisch bedingte Einfaltungen von jüngeren Liaskalken betrachtete. SCHLAGINTWEIT unterschied im Profil des Scalepasses bereits zwei Kalkhorizonte unter dem Fraéle-Rhät, einen unteren, welcher aus einer Wechsellagerung von Dolomiten und schwarzen Kalken mit einem auffallenden Kalkschieferzug an der Basis besteht, und einen oberen, welcher sich aus Plattenkalken zusammensetzt und gut bestimmbare Exemplare von *Worthenia solitaria* BEN. und *Rissoa alpina* GUEMB. lieferte. Der untere Horizont könnte ein Analogon der Prà-Grata-Schichten sein, der obere mit den norischen Fossilien dürfte, wie schon SCHLAGINTWEIT angenommen hat, den obernorischen Plattenkalken, d. h. unseren Quatervalsschichten entsprechen. Erst darüber folgen nach einer schmächtigen Dolomiteinschaltung die echten tonreichen Kössenerenschichten des Fraélezuges (vgl. lit. 1908, p. 222–223). KAPPELER (1938) bestätigte das Auftreten der zwei Kalkzüge im Liegenden des Fraélezuges, hält die Kalke aber für Rhät in „Quatervalsfazies“.

Im Bereich der Quatervalsdecke geht die stratigraphische Gliederung der norischen und rhätischen Ablagerungen vor allem auf SPITZ und DYHRENFURTH zurück. Sie unterschieden:

- a. Hauptdolomit mit norischen Fossilien,
- b. Norisch-rhätisches Grenzniveau mit einer Mischfauna norischer und rhätischer Fossilien,
- c. Rhät in Quatervalsfazies mit rhätischen Fossilien.

HEGWEIN (1927) stellte nachträglich das norisch-rhätische Grenzniveau ganz in das Norien und kartierte innerhalb der Quatervalsdecke ein Rhät in Quatervalsfazies und eines in Kössenerfazies aus.

In der Terzateildecke (Alp Murtér) und im Oberbau der Scarldecke sind die Verhältnisse einfacher: Über dem Hauptdolomit folgen nach BOESCH (1937) ca. 30–60 m z. T. noch norischer Plattenkalke, dann die Kössenerenschichten, die am P. Murtér eine reichliche Rhätfauna enthalten, und schliesslich andeutungsweise auch oberrhätische Kalke. In die oberen Teile des Hauptdolomites schalten sich am P. d'Ivraina (Oberbau) langgezogene Kalkbänke ein, die abermals von Hauptdolomit und schliesslich von fossilführendem Rhät überlagert werden. Nach SPITZ & DYHRENFURTH (1914, p. 135) soll es sich auch hier um tektonisch bedingte Überlagerungen handeln (?).

So scheint sich heute die alte Kontroverse, die sich um die Bedeutung und das Alter der Kalkzüge entsponnen hat, eher im Sinne von ZOEPPRITZ zu entscheiden. Die Dolomite werden als Norien, die mächtigen Kalkzüge als Rhät betrachtet und eine Wechselfolge beider als tektonische Verschuppung oder Verfaltung gedeutet. Nur ganz offensichtliche Wechsllagerungen von Kalk und Dolomit werden als Grenzniveau oder Plattenkalk für sich ausgeschieden.

Gegen diese Auffassung erhebt sich jedoch eine Reihe von Einwänden: 1. Die an sich doch eher als ein Kuriosum zu bewertende, regelmässige Verschuppung von Norien und Rhät ist ausserordentlich weit verbreitet: Ortlergruppe, Cime di Plator, P. Murtarölgruppe, Cima del Serraglio, Quatervalsgruppe, Laschadurellagruppe. An den meisten Orten scheint zudem die Verschuppung

nur auf die oberen Teile des Norien beschränkt zu sein. 2. In keinem einzigen dieser Rhätzüge ist die typische Rhätfazies der Kössener Schichten entwickelt, sondern es handelt sich durchwegs um „absolut sterile“ Kalke, die bis jetzt noch kein einziges rhätisches Fossil geliefert haben. 3. Die „absolute Sterilität“ der Kalkzüge ist längst durch die Fossilfunde von SCHLAGINTWEIT (siehe oben) und FRANCHI (1911, p. 501) widerlegt. Allerdings handelt es sich nicht um rhätische, sondern um norische Fossilien. Ein neuer Fossilfund (siehe p. 88) hat das norische Alter ähnlicher Kalkschiefer bestätigt. 4. Der von SPITZ (vgl. seine Karte) auch in unserem Abschnitt postulierte komplizierte Falten- oder Schuppenbau innerhalb der Quatervalsdecke steht in schroffem Widerspruch zu dem äusserst einfachen Schichtverlauf derselben (vgl. Taf. 1). Da sich aber in den für tektonische Beanspruchung besonders empfindlichen, feingegliederten und plastischen Quatervalsschichten solche kühne Einfaltungen oder Verschuppungen mit aller Deutlichkeit abzeichnen müssten, scheint mir die SPITZsche Interpretation mechanisch wenig glaubhaft zu sein. 5. Eine kritische Sichtung der von SPITZ und DYHRENFURTH angeführten Fossilliste (1914, p. 62 ff) zeigt, dass alle bisher aus dem norisch-rhätischen Grenzniveau und den Quatervalskalken bekannt gewordenen und sicher bestimmmbaren Fossilien norischen Alters sind.

Aus der Fossilliste bleiben nach der Streichung aller nicht leitenden oder nicht aus der Quatervalsdecke stammenden Fossilien die folgenden übrig:

HD keine

- Grenzniv. 1. *Cardium cf. reticulatum* DITTM.: Durchschnitt, Monte Serra-Nordgrat. (Rhät.)
 2. *Worthenia solitaria* BEN.: Serra-Nordgrat und Valle Tranzera. (Norien.)
 3./4. (lit. FRANCHI 1911) *W. solitaria*, *Avicula* (= *Perna*) *exilis* STOPP.: Pt. 3004 NW
 der Cima di Prà Grata. (Nr. 4. Norien und Rhät.)
 5. (lit. id.) *W. solitaria* BEN.: Unterhalb Pt. 2868 (auf der Karte 2858) W des P. Murtaröl-Gipfels.

Rhät in 6./7. *Gervilia precursor* QUENST., *Anomia Schafhäutli* WINKL.: Val Cluoza, in losen
 Quatervals- Blöcken. (Beide Rhät.)

Fazies 8. *W. solitaria* BEN.: P. dell'Acqua Gipfelregion. Gut erhaltene Exemplare.

Von diesen Fossilien ist Nr. 1 wenig beweiskräftig, denn unter der grossen Zahl ähnlicher Cardienquerschnitte dürfte ein Durchschnitt durch *C. reticulatum* nicht sicher bestimmbar sein, zumal ja sein wichtigstes Charakteristikum, die durch gleich starke Anwachsstreifen und Radialrippen bedingte rauhe Gitterung seiner Schalenaussenseite, auf einem Querschnitt nicht erkannt werden kann.

Auch Nr. 6 und 7 sind nicht unbedenklich: Die losen Blöcke können nach SPITZ und DYHRENFURTH auch aus der Kössener Fazies des P. Murtérs stammen (1914, p. 67). Dass die Fossilien aus schwarzen, plattigen Kalken stammen, beweist wenig, denn solche treten auch auf der Alp Murtér auf (id. p. 65). Nun spricht aber alle Wahrscheinlichkeit dafür, dass die fossilreichen losen Blöcke auch dem fossilreichen Rhät des P. Murtérs entstammen und nicht den sonst überall so aussergewöhnlich fossilarmen Quatervalsschichten. Nr. 4, *Perna exilis* STOPPANI, wird von KUTASSY aus dem Rhät des Bihargebirges, von DESIO aus dem Norien der Alpa Giulie beschrieben, ist also überhaupt nicht leitend. Die übrigen Fossilien stammen alle aus den schwarzen Quatervalskalken und sind durchwegs norisch. Ebenso der neue Fund von *Myophoria Voltzii* FRECH. Das Auftreten norischer Fossilien am P. dell'Acqua inmitten ihres Quatervalsrhät erschien schon SPITZ & DYHRENFURTH bemerkenswert! (1914, p. 67.)

6. Am P. del Diavel und auf den Nordgräten der Quatervals-Serra-Gruppe scheidet HEGWEIN im Hangenden der eigentlichen Quatervalsschichten noch ein eigenes, z. T. nicht wenig mächtiges Kössener Niveau (Mergelschiefer) aus, ohne im Text allerdings darauf näher einzugehen. Die Quatervalsschichten sollen nun einerseits nach SPITZ & DYHRENFURTH die Kössener Schichten vertreten, werden andererseits aber von den gleichen Kössener Schichten überlagert. Zweifellos abermals ein Widerspruch.

Zusammenfassung: Langgestreckte Kalklagen innerhalb des Hauptdolomites sind weitverbreitet und finden sich in der Ortlerdecke, in der Quatervalsdecke und im Oberbau der Scarldecke. Es handelt sich dabei meist um dunkle Kalkbänke und Kalkschieferlagen, die sich vornehmlich in die oberen Teile des Hauptdolomites einschalten, ausnahmsweise in schmächtigen Lagen sich aber auch bereits im unteren Hauptdolomit einstellen können (Spöltal). Aus diesen Kalken sind bis heute nur norische Fossilien bekannt geworden. An verschiedenen Orten, so am P. del Diavel, am Scalepass und am P. d'Ivraina werden die Kalkzüge von fossilführendem Rhät überlagert.

Alle diese Gründe zusammen bildeten die Veranlassung, von der alten SPITZschen Stratigraphie abzugehen und die eingangs erwähnte Gliederung in Hauptdolomit, Prà-Grata-Schichten und Quatervalschichten als norische Schichtglieder und in die Kössenerschichten als Vertreter des Rhät durchzuführen. Dabei werden im folgenden alle norischen Kalkeinlagen ohne Rücksicht auf ihre stratigraphische Stellung als Plattenkalke bezeichnet.

Im Detail ändert sich das norische Profil von Ort zu Ort, so dass kaum an zwei Stellen die genau gleiche Abfolge von Hauptdolomit und Plattenkalk zu erwarten ist. Dieser Umstand bereitet oft nicht geringe Schwierigkeiten, denn in tektonisch gestörten Gebieten kann man sich nicht auf eine lithologische Stratigraphie verlassen, sondern muss die tektonisch verursachten Schichtwechsel von den stratigraphischen unterscheiden. Dies ist unter Berücksichtigung der mechanischen Erscheinungen, wie sie von jeder Überschiebung verursacht werden, (Schleppungen usw.) in den meisten Fällen möglich.

Im grossen aber zeichnet sich doch in allen Profilen die angeführte Dreiteilung, die ja im Prinzip auch von SPITZ durchgeführt wurde, deutlich ab.

In der Faziesverteilung und Ausbildung zeigt das Norien in der Ortler- und der Quatervalsdecke eine grosse Anzahl auffallender Übereinstimmungen, so dass an ihrer engen Verwandtschaft kaum zu zweifeln ist.

Nach diesen Bemerkungen über die Plattenkalke wenden wir uns wieder den speziellen Verhältnissen in der Quatervalsdecke zu.

Die Ausbildung des Norien in der Quatervalsdecke soll durch zwei Profile (Fig. 1, a und b) veranschaulicht werden. Das erste, mit verdünnter Salzsäure nachgeprüfte Profil stellt die Verhältnisse am S-Grat des P. Teafondada dar: Über dem kompakten, von einigen Scherflächen durchzogenen Hauptdolomit liegt ohne Zwischenschaltung der üblichen Prà-Grata-Schichten eine ebenso kompakte, ca. 250 m mächtige Plattenkalkzone, welche aus einer Wechsellagerung von mächtigen, sehr hell anwitternden, massigen Kalkbänken und von sich gegen oben immer mehr häufenden, schwarzen Kalkschieferlagen besteht. Zuoberst liegt ein wenig mächtiger Dolomitzug, dessen Bedeutung noch unklar ist. Darüber folgt im Profil Fig. 1a das überschobene Kristallin.

Die beiden Dolomitzungen, welche an dieser Stelle nach der SPITZschen Karte die „Rhät“-kalke in drei Züge aufspalten sollten, sind nicht vorhanden. Irrtümlicherweise wurden hier (wie auch andernorts, z. B. im internen Val Murtaröl) die hellanwitternden Kalke als Dolomit ausgeschieden. Die Angabe von SPITZ und DYHRENFURTH (1914, p. 66/67), dass sich die hellanwitternden Kalke von den sonst sehr ähnlichen Dolomiten immer leicht durch ihren dunklen Schutt unterscheiden lassen, ist nicht immer zutreffend und deshalb bei der Kartierung mit dem Feldstecher irreführend. Es gibt nur ein sicheres Mittel, um Kalk von Dolomit zu unterscheiden: die Kontrolle mit Salzsäure.

Das zweite Profil führt durch die Quatervalsschichten am S-Grat der Cima del Serraglio und zeigt die intensive Wechselsequenz von hellen, massigen Kalkbänken

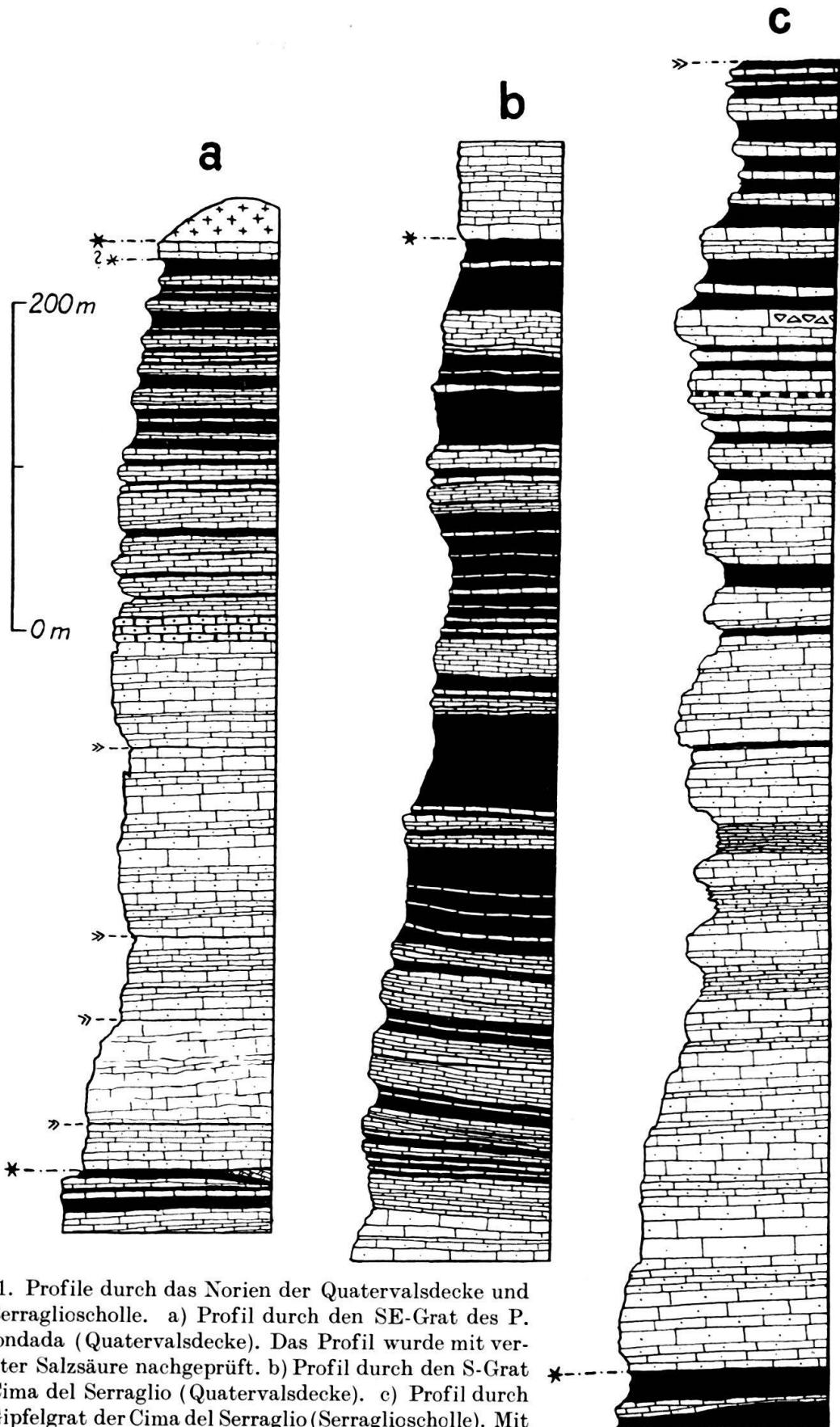


Fig. 1. Profile durch das Norien der Quatervalsdecke und der Serraglioscholle. a) Profil durch den SE-Grat des P. Teafondada (Quatervalsdecke). Das Profil wurde mit verdünnter Salzsäure nachgeprüft. b) Profil durch den S-Grat der Cima del Serraglio (Quatervalsdecke). c) Profil durch den Gipfelgrat der Cima del Serraglio (Serraglioscholle). Mit verdünnter Salzsäure nachgeprüft. Erläuterungen im Text.

mit dunklen, weichen und mächtigen Kalkschieferzonen. Die Verwitterung ergibt in diesen Schichten ein zartes, feingestreiftes, fast scherenschnittartiges Bild.

Über die Fossilfunde in der Quatervalsdecke vgl. p. 85.

Das Norien der Serraglioscholle

Das Norien der Serraglioscholle entspricht in seiner Entwicklung und Gliederung durchaus jenem der Quatervalsdecke. Fig. 1 c gibt ein Profil durch den oberen Hauptdolomit und die Prà-Grata-Schichten auf dem Grat der Cima del Serraglio. Der Hauptdolomit besitzt hier eine deutliche helldunkle, breite Streifung. In seinem obersten Teil lagern sich periodisch dünngebankte und häufig in sich etwas verfärbte Dolomitzüge ein, die schliesslich von Kalkzügen und damit von den Prà-Grata-Schichten abgelöst werden. Der Dolomit der Prà-Grata-Schichten wittert auffällig hell an, wie übrigens auch in der Quatervalsdecke. Er wird von ca. 17 bald mehr, bald weniger mächtigen Plattenkalkzügen unterbrochen. Gegen E (Murtarölguppe) nimmt die Zahl der einzelnen Plattenkalkzüge stark ab, ein Zeichen der zunehmenden Dolomitisierung der norischen Stufe gegen E. (— Signatur = schwarze Dolomitbank; △ - Signatur = Primärbreccie.)

Der Hauptdolomit der Umbraildecke und der höheren Schuppen

In der Umbraildecke und in den höheren Deckschuppen der Umbrail-Murtarölguppe wird das Norien nur durch Hauptdolomit vertreten, während Plattenkalke vollständig zu fehlen scheinen. In der Ausbildung des Hauptdolomites bestehen zwischen den einzelnen Schuppen oft deutliche Faziesdifferenzen, doch ist es bei der wirren und regellosen Lagerung der einzelnen Dolomitpakete unmöglich festzustellen, ob die Unterschiede auf seitliche Faziesveränderungen, auf lithologische Wechsel im Profil oder auf verschiedene Herkunft der Schuppen zurückzuführen sind. Im folgenden seien drei typische Entwicklungen geschildert, zwischen welchen auch verschiedene indifferenter Zwischenstufen bestehen.

a. Umbraildecke s. str. (P. Umbrail, Punta da Rims): mittelgrauer Hauptdolomit, sehr grob, aber gleichmässig und gut gestuft, auf den gewaltigen Stufen ist eine feinere Bankung mit hellen Streifen erkennbar; Schutt dunkel; Dolomit dunkelgrau, meist etwas zuckerkörnig, Streifendolomite, Primärbreccien.

b. Murtarölschuppen (Oberbau der Murtarölguppe): düster und rauh erscheinender, auffallend dunkelgrauer bis schwärzlicher Dolomit, sehr grob, aber gut gestuft; die Stufen wie in der Umbraildecke wieder in sich gebankt und bisweilen eine helle Streifung aufweisend (E-Seite des P. Murtaröl – P. Pala Gronda-Grates); Schutt von auffallend dunkler Farbe (Blockstrom in V. Murtaröl); Dolomit ähnlich wie Umbraildolomit, aber dunkler.

c. Cuclèr da Jon dad'Onsch (Oberbau): mittelgrauer, gut und glatt gebankter Dolomit mit hellen Streifen; die hellen Bänke bestehen aus einem dunklen Dolomit mit einer auffallend hellgrauen, puderigen Anwitterung und führen bisweilen Megalodonten; Dolomit meist glattbrechend. Dieser Dolomit erinnert mit seiner Entwicklung und seinen kühnen Verwitterungsformen ganz an den Dachsteindolomit der Südtiroler Dolomiten.

Fossilien aus dem Norien

Trotz anhaltender Suche ist die Ausbeute an Fossilien spärlich geblieben. Ausser weiter nicht mit Sicherheit bestimmmbaren Querschnitten durch Bivalven (Cardien) und Gastropoden (*aff. Naticopsis* und *Turritella*) im Dolomit der mittleren V. Schumbraida und in den Plattenkalken wurden gefunden:

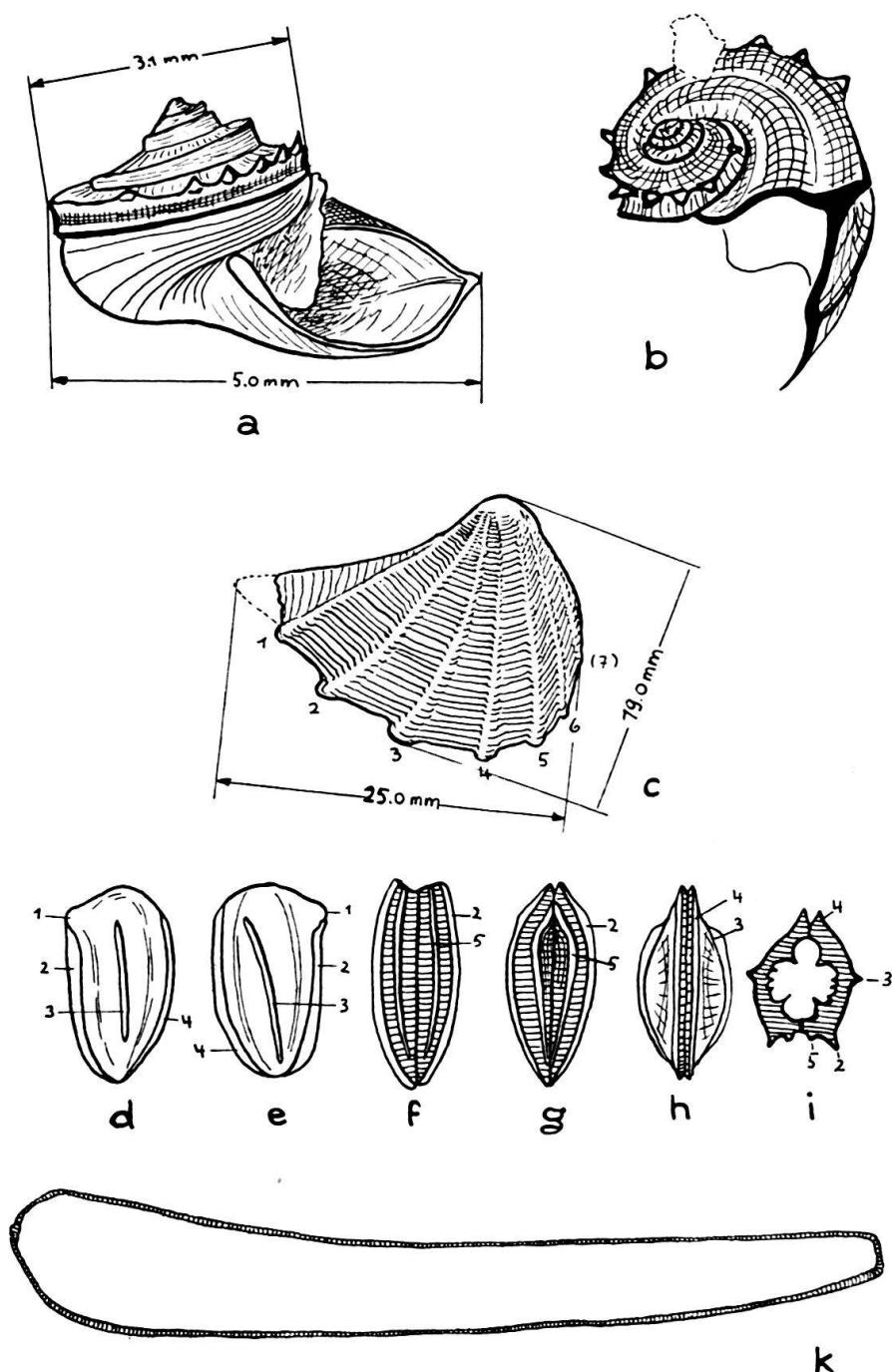


Fig. 2. Fossilien aus dem Norien:

a) und b) *Worthyenia solitaria* BEN. sp. c) *Myophoria Voltzii* FRECH. d) bis i) Ostracoden: 1 = Schloss, 2 = Äussere Dorsalrippe, 3 = Zentralrippe, 4 = Ventralrippe, 5 = innere Dorsalrippe, d) linke Schale mit gerader Zentralrippe, e) rechte Schale mit schiefer Zentralrippe, f) und g) Ansicht der breiten Dorsalseite, h) Ansicht der Ventraleite, i) Querschnitt; k) Querschnitt durch ein an *Solen* erinnerndes Fossil.

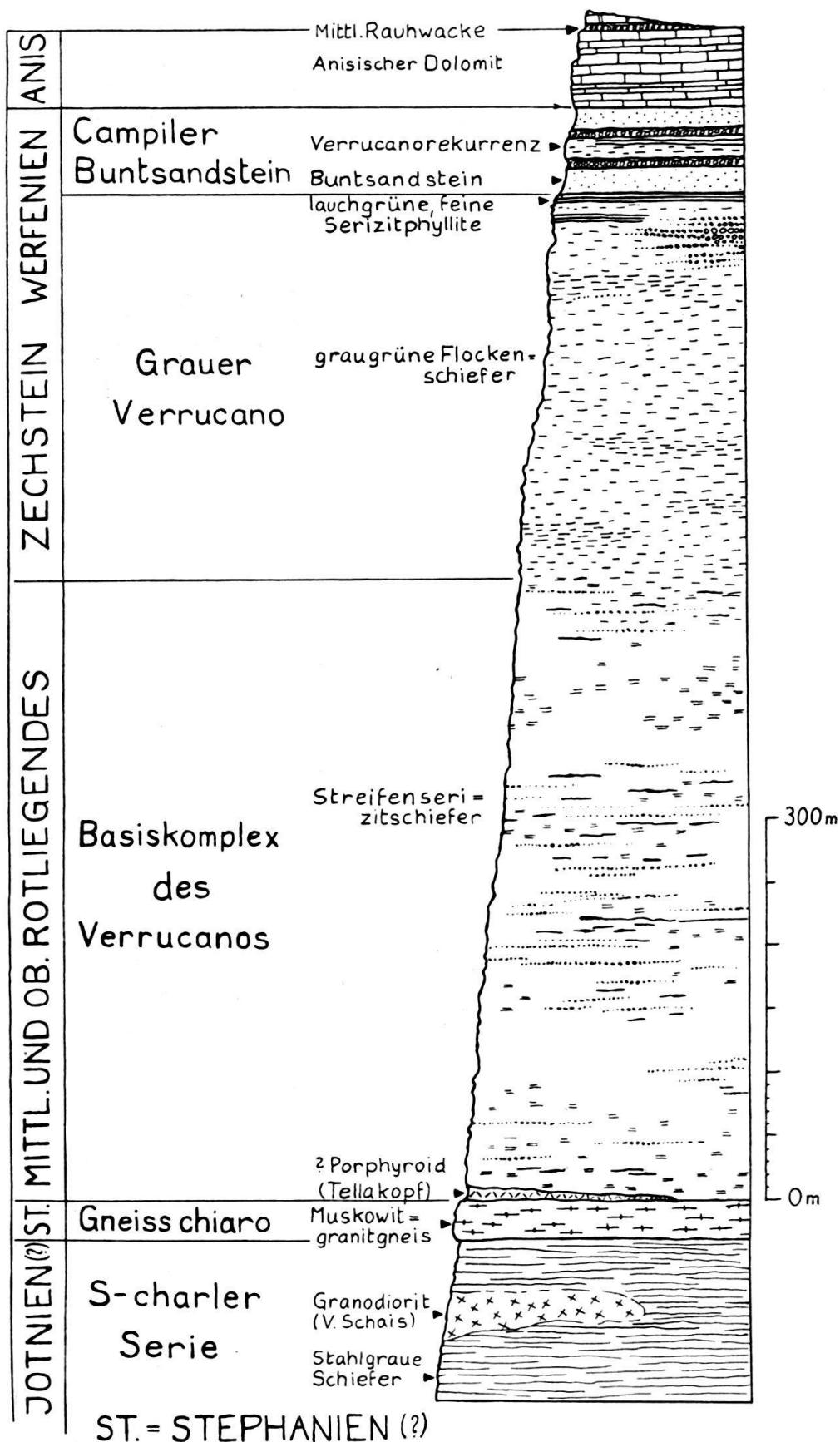


Fig. 3a. Sammelprofil durch das Perm des P. Turettas (Scarledecke).

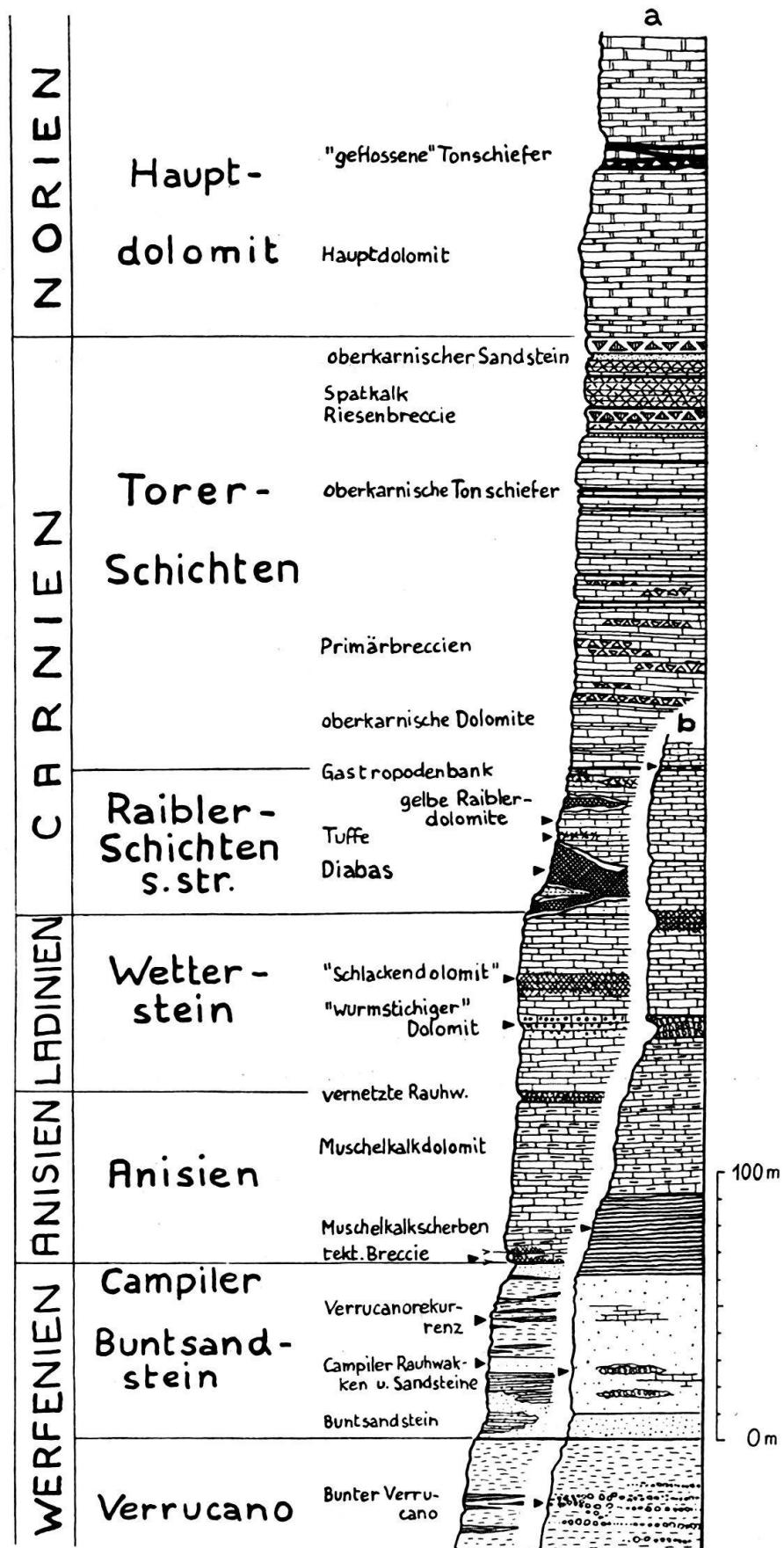


Fig. 3b.
Sammelprofil durch
die Trias des P. Tu-
rettas (Scarlidecke).

a) N-Seite des
P. Turettas
b) P. d'Aint.

Megalodon sp.:

Von der Nordwand des Cuclèr da Jon dad'Onsch. Charakteristische grosse Schalenquerschnitte, die sich leider nicht aus dem zähen Dolomit herauspräparieren liessen. Schon SPITZ waren Megalodonten vom N-Gipfel des Cuclèr da Jon dad'Onsch bekannt (1914, p. 62).

Myophoria Voltzii FRECH (Fig. 2 c):

Das Fossil stammt aus den Plattenkalken von der NW-Seite des Pt. 2950 (Grenzkamm zwischen P. Teafondada und P. Schumbraida). Dank der vollständigen Verkieselung ist die Schale gut erhalten geblieben und konnte mit Salzsäure vollständig aus dem übrigen Gestein herausgelöst werden. Die Form stimmt in jeder Beziehung sehr gut mit der von FRECH beschriebenen und abgebildeten *M. Voltzii* überein und ist nur wenige Prozent grösser als jene.

Worthenia solitaria BEN. sp. (Fig. 2a, b):

Von derselben Fundstelle. Dank der Verkieselung ist auch diese Schale sehr gut erhalten. Es handelt sich um eine sehr kleine Form, die in mehreren Exemplaren vorliegt. Grösster Durchmesser 5 mm. Die Spiralgänge weisen die für *W. solitaria* typische scharfkantige Ausbildung auf. Die Oberkante des untersten Umganges ist zudem noch von kleinen spitzigen Höckern besetzt. Vgl. Fig. 2a, b.

Ostracoden (Fig. 2, d-i):

Vom selben Fundort. Nach der Auflösung der fossilführenden Kalke blieb ein sandiger Rückstand übrig, der sich aus lauter Ostracodenschalen zusammensetzt. Die Schalen sind ebenfalls silifiziert und z. T. gut erhalten. Die einzelnen Formen scheinen ein und derselben Art anzugehören, zeigen aber eine beträchtliche Variationsbreite. Die Schalen sind symmetrisch gebaut, von glatter Aussenseite und regelmässig nach aussen ausgebuchtet. Auf der Dorsalseite trägt jede Schale zwei, auf der Ventalseite eine ausgeprägte Rippe. Auch die Schalenaussenseite wird von einer Rippe geziert, die bei den meisten Formen gerade, bei anderen aber auch schief angeordnet ist. Vgl. Fig. 2d, e (ca. 22× nat. Gr.).

Solen sp. (Fig. 2, k):

Westseite der Mots. Ca. 13,5 cm langer Querschnitt. Dieser wurde zuerst gezeichnet. Beim Versuch, das Fossil aus dem tektonisch stark zermürbten Gestein herauszulösen, wurde es zertrümmert. Das Genus *Solen* ist nach dem DIENERSCHEN Fossilatalog im Hauptdolomit nicht belegt, wohl aber in den Torer Schichten und im Rhät. So besteht die Möglichkeit, dass das Fossil und die es enthaltenden grauen Dolomite der Mots nicht zum Hauptdolomit, sondern zum Obercarnien zu zählen sind.

Dritter Abschnitt

TEKTONISCHE EINZELBESCHREIBUNG

DER GEBIRGE ZWISCHEN MTE. DEL FERRO UND P. SCHUMBRAIDA

TEKTONISCHE ÜBERSICHT

Die hier zu schildernden Gebirgsstücke sind durchwegs äusserst komplizierte tektonische Bauwerke, die nicht nur ihrer Erforschung, sondern auch ihrer Darstellung und Beschreibung erhebliche Schwierigkeiten bereiten. Wirr sich kreuzende Streichrichtungen, verschiedene, z. T. aberrante Schubrichtungen, schwer erfassbare Verbiegungen der Schichten, komplizierte räumliche Beziehungen zwischen den tektonischen Elementen und eine Reihe von Ungereimtheiten im Deckenbau ergeben zusammen ein wechselvolles, stellenweise geradezu chaotisches Bild. Um dessen Verständnis zu erleichtern, sei deshalb an den Anfang ein möglichst einfaches tektonisches Schema gestellt, das zwar als solches noch durchaus diskutabel ist, aber als heuristische Vorlage zweifellos wertvolle Dienste leisten mag.

Nach diesem tektonischen Schema (vgl. Fig. 4) baut sich der S-Flügel der Unterengadiner Dolomiten aus zwei Stockwerken auf, die sich in ihrem Baustil, in der Streichrichtung ihrer Strukturen und im Baumaterial wesentlich unterscheiden.

Das tiefere Stockwerk wird durch ein Deckengebäude gebildet, dessen Strukturen (Scharniere, Anschubräder usw.) WNW-ESE streichen und dessen Bewegungsstoss sich eindeutig gegen NNE richtete. An diesem Deckengebäude beteiligen sich drei in normaler, ruhiger und flacher Lagerung übereinander liegende Deckentafeln, die Ortlerdecke (im alten Sinn), die Quatervalsdecke und die Serraglioscholle. Entsprechend ihrem einheitlichen Bauplan und -material stehen sie unter sich wohl in enger Verwandtschaft und können als Teildecken einer einzigen Deckeneinheit, des Ortlersystems, aufgefasst werden. Gegen N pressen sich die Stirnen dieser Teildecken an den kuppelartig aufgewölbten und steil gegen S abtauchenden Südrand der Scarldecke, welcher sich als ein gewaltiger Wall dem Ansturm der südlichen Decken entgegenstemmte.

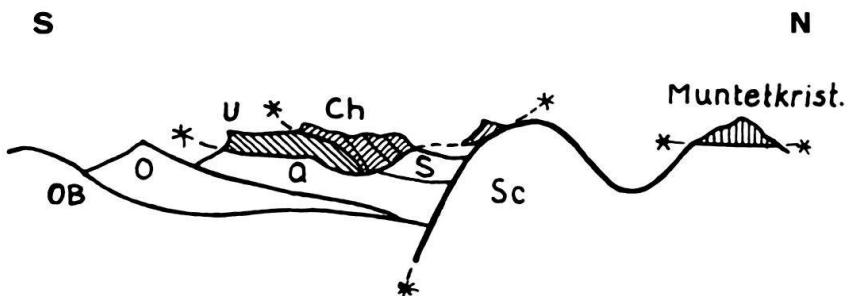


Fig. 4. Tektonisches Schema der SE-Engadiner Dolomiten.

Unteres Stockwerk: OB Ortlerbasis

O Ortlerdecke

Q Quatervalsdecke

S Serraglioscholle

Sc Scarldecke

Oberes Stockwerk: U Umbraildecke und -schuppen

Ch Chazforäschen

Das soweit noch relativ einfach gebaute untere Stockwerk wurde durch die äusserst gewaltsame Überschiebung einer kompliziert zusammengesetzten Schubmasse z. T. zugedeckt, z. T. arg durcheinandergebracht. Wie ein mächtiger Schneepflug setzte sich die höhere Schubmasse diskordant über den älteren Deckenbau des unteren Stockwerkes hinweg, sich gewaltsam in denselben hineinbohrend oder ganze Teile davon abscherend, und überall, wo sie wirksam wurde, ein gewaltiges Trümmerfeld zurücklassend, aus dessen öder Steinwüste sich heute die einzelnen Oberbauelemente als geheimnisvolle Ruinen erheben. Die Gesamtheit der Schubmasse, welche als grossartige Reliefüberschiebung sich über das untere Stockwerk legte, soll im folgenden als oberes Stockwerk, als Oberbau¹⁾ oder in Anlehnung an

¹⁾ Die Bezeichnung Oberbau wurde von SPITZ und DYHRENFURTH in die Unterengadiner Dolomiten eingeführt. Die beiden Autoren bezeichneten damit sowohl die diskordant ihrer Unterlage aufsitzenden Hauptdolomitschollen der zentralen und nordwestlichen Engadiner Dolomiten als auch die Gipfelaufbauten der Murtaröl-Umbrailgruppe (1914, p. 199 und 209). Im Laufe der Zeit wurde der Name Oberbau nicht ganz zu Recht immer mehr auf die entsprechenden Elemente der nachmaligen Scarldecke beschränkt, während er in der Murtaröl-Umbrailgruppe in Vergessenheit geriet. SPITZ und DYHRENFURTH betrachteten den Oberbau der Umbrailgruppe als Äquivalent des Oberbaues nördlich der Ofenlinie, was insofern richtig ist, als beide ihre Entstehung ganz ähnlichen Bewegungsvorgängen aus SE verdanken.

Um Missverständnisse zu vermeiden, sei betont, dass, wo in dieser Arbeit vom Oberbau die Rede ist, stets der Oberbau der Murtaröl-Umbrailgruppe darunter verstanden wird, es sei denn, dass der Oberbau der Scarldecke als solcher explicite genannt werde.

TERMIER als Umbrailsystem bezeichnet werden. Seine bisweilen allerdings etwas aberranten Strukturen streichen im allgemeinen ENE-WSW bis NNE-SSW und weisen auf einen generell etwa gegen NW gerichteten Stoss hin. Die Schubmasse selbst besteht aus einem wirren Schuppenwerk, dessen Glieder sich nur in wenigen Fällen seitlich korrelieren lassen. Innerhalb der Schuppen lassen sich mindestens zwei bis drei verschiedene Schubpakete unterscheiden (Umbrail-, Chazforà- und Pastoriphase), doch hält es im Einzelfall bisweilen schwer, die Schuppen einem solchen Paket zuzuweisen. Gegen E wird die Schubmasse mächtiger und einzelne Schuppen erholen sich zu eigentlichen Decken (Umbraildecke). Bezeichnend für den Aufbau des oberen Stockwerkes ist die Beteiligung von verschiedenartigem Kristallin (Braulio-, Pastorii-, Lad-Kristallin).

DIE OSTSEITE DES MONTE DEL FERRO

Zwischen Livigno, Punt del Gall und San Giacomo di Fraéle erhebt sich ein mächtiger, düsterer Gebirgskamm, der Monte del Ferro (vgl. Taf. VI und VII). Dieser abgelegene und vergessene Berg wird fast in seiner Gesamtheit vom Norien der Quatervalsdecke aufgebaut und wurde erst in geologisch junger Zeit durch die tiefen Erosionsgräben des Spöls und der Acqua del Gallo aus der zusammenhängenden Sedimenttafel der Quatervalsdecke herausgetrennt, so dass er heute ein morphologisch selbständiges Glied im Gipfelreigen der S Engadiner Dolomiten bildet.

Den günstigsten Einblick in die geologischen Verhältnisse des Ferrokammes bietet dessen W-Seite, wo von Punt del Gall an die Schichten der Quatervalsdecke in grosser Mächtigkeit und ruhiger, konkordanter Lagerung sanft ansteigend gegen S ziehen. Ganz allmählich wird die Neigung der Schichten steiler, bis sie sich schliesslich bei der Ponte del Pescatore in sehr steile Stellung aufbiegen, um dann längs einer steil gegen N fallenden listrischen Fläche unvermittelt abzubrechen. S-wärts erscheinen dieselben Schichten wieder, aber tiefer liegend und sich mit mässigem Anstieg gegen S weiter fortsetzend. Durch die Störfläche der Ponte del Pescatore wird die Sedimentplatte der Quatervalsdecke in zwei Schollen aufgesplittert, von denen die nördlichere (Scholle A) sich horstartig steil an der südlicheren (Scholle B) emporgeschoben hat. Die schwach gegen S, vorwiegend aber gegen oben gerichtete Ausweichbewegung der Scholle A ist wahrscheinlich eine Folge der Stauung, welcher die Quatervalsdecke bei der Anschoppung an den Wall der Scarldecke unterworfen war und deren Spannung sich (vor allem W des Spöls) in einer intensiven Rückenschuppung der Quatervalsdecke Luft schaffte.

Die breite E-Flanke des Ferro-Kammes steigt aus den undurchdringlichen, dunkelgrünen Urwäldern des Val del Gallo als ein nacktes, schwärzliches Gebirge empor, dessen Blösse nur selten durch dünne Schuttdecken etwas verschleiert ist. Obwohl dieser Schnitt nicht mehr so günstig ist wie auf der Westseite, lassen sich doch die gleichen geologischen Verhältnisse erkennen. Die Störfläche der Ponte del Pescatore schneidet im Sattel S der Cassa del Monte del Ferro den Grat und lässt sich ins obere Val Brünna, möglicherweise auch bis in die unten noch zu behandelnden Störungen der Cima di Prà Grata weiterverfolgen. Die N der Störung liegende Scholle A baut somit den ganzen N-Kamm inklusive der Cassa d. M. d. Ferro auf. Sie besteht aus der beschriebenen, gegen S aufgebogenen Sedimentplatte. Die obersten Schichtglieder derselben biegen sich über ihren eigenen Rücken wieder gegen N zurück und bilden auf diese Weise eine mächtige, S-geschlossene und weithin sichtbare liegende Mulde; eine unechte Mulde zwar, welche nicht als ein Synklinalscharnier, sondern als ein Schleppungseffekt zu

betrachten ist, der durch das Darübergleiten einer höheren Deckeneinheit (Serraglionscholle) in den leicht verbiegbaren, plastischen Quatervalsschichten hervorgerufen wurde (Ferromulde). Im Muldenkern steckt noch ein Schichtpaket diskordant streichender Quatervalsschichten. In einer kleinen, aus Prä-Grata-Schichten bestehenden Deckscholle, welche dem NNE-Grat des Ferrokammes aufsitzt und schon von Spitz beschrieben wurde, ist schliesslich auch noch die höhere Einheit, die Serraglionscholle, vertreten.

Die S der Pescatore-Störung liegende Scholle B setzt sich aus basalem Hauptdolomit und aus den Prä-Grata-Schichten zusammen und bildet eine einfache N-fallende Schichtplatte. Die Trennung zwischen Scholle A und B wird gegen E undeutlicher und scheint auszuklingen.

So weit baut sich der ganze Monte-del-Ferro-Kamm aus der komplizierten, in zwei Schollen zerteilten Quatervalsdecke und einem kleinen Rest der Serraglio-deckscholle auf.

Mitten in diesen Bauplan stossen nun aber mit der ihnen eigenen Gewalttätigkeit auch Teile des oberen Stockwerkes hinein. Als ein solches erscheint der namenlose Gipfelkopf Pt. 2939 (der ital. Karte), welcher den gegen S. Giacomo sich wendenden E-Grat des M. del Ferro beherrscht. Er trägt zuoberst ein rundliches Geröllfeld, welches wie eine wohlgelungene Mönchstonsur aus dem struppigen Haupt hervorleuchtet und nach welchem wir den Gipfel, um ihn bei einem Namen nennen zu können, den Kapuziner „il Cappuccino“ taufen wollen. Der „Cappuccino“ besteht aus dunklen, rauchgrauen Dolomiten, die gut gebankt sind und sich von den darunterliegenden etwas helleren Dolomiten unterscheiden. Von Alpe del Gallo aus betrachtet scheinen seine Schichten diskordant der Unterlage aufzusitzen. Von andern Orten aus ist die Diskordanz allerdings nicht deutlich zu sehen. Der Gipfelklotz selbst steckt in einem auffälligen Schuttkragen.

Obwohl detaillierte Einzeluntersuchungen am „Cappuccino“ noch fehlen, scheint mir doch aus dem ganzen Sachverhalt hervorzugehen, dass der „Cappuccino“ (und ebenso übrigens auch Teile des M.-del-Ferro-Gipfels) nicht mehr der Quatervalsdecke zugehören, sondern Klippen des Oberbaues darstellen analog jenen des P. Murtaröl (vgl. Taf. VI).

Dafür spricht noch ein weiterer Umstand: nämlich, dass der Vorstoss des Oberbaues auch Teile des unteren Stockwerkes in Mitleidenschaft zog, indem die obersten Schichten der Quatervalsdecke abgeschürft und vor der Stirn des Oberbaues längs einer horizontalliegenden Schubfläche nach N getrieben wurden. Ein derartiges verschobenes Unterbauglied bildet den Felsklotz der Cassa del M. del Ferro, der aus einem seiner Unterlage diskordant aufsitzenden Plattenkalkpaket besteht (vgl. Taf. VII).

Als eine Besonderheit ist noch die Cima di Prä Grata zu beschreiben. Wie die Cassa wird auch sie aus einem mächtigen, mittelsteil gegen N fallenden Schichtstoss und einer diskordant aufsitzenden, kleinen Gipfelschuppe aufgebaut. Diese auffallende Parallele lässt den Verdacht auftreten, dass die Cima di Prä Grata nichts anderes als ein abgesunkener Teil des Cassa-Gipfels sein könnte. Die steilstehenden Gleitflächen, längs welchen die einzelnen Plattenkalkzüge sehr deutlich verstellt wurden, lassen sich von der Cima del Serraglio aus gut erkennen. Fraglich bleibt, ob das Absinken des Prä-Grata-Gipfels durch blosse Sackungen im Schichtverband verursacht wurde oder ob tektonische Einwirkungen die unmittelbare oder wenigstens die mittelbare Ursache des Abgleitens sind. Ich neige zu der letzteren Auffassung, denn in der nächsten Umgebung der Cima di Prä Grata kreuzen sich die Pescatore-Störung und ein Bruchsystem, welches sich von der Cima di Doscola (S von San Giacomo) über den Pizzo Aguzzo bis gegen die

Cima di Prà Grata verfolgen lässt. So dürfte es wahrscheinlich sein, dass mindestens die Anlage der Gleitflächen auf alte, tektonisch bedingte Sprünge zurückzuführen ist.

DER GRAT DER CIMA DEL SERRAGLIO

Als ein von den einsamen Wassern der Acqua del Gallo umflossener, ebener Gratrücken von 2600 m Höhe zieht die Cima des Serraglio oder, wie die Bündner sie nennen, Las Palas eine Stunde weit gegen Süden, um dann plötzlich in steilen, elegant geschwungenen Absätzen in die Tiefe des Val del Gallo abzusinken. An ihrem Bau beteiligen sich die Quatervalsdecke, die Serraglioscholle und die Scarldecke, also nur Elemente des unteren Stockwerkes.

Das tief aufgeschlossene E-Gehänge trägt eine wunderschön herausziselierte Zeichnung des Schichtverlaufes, welcher durch ein ruhiges, gleichmässiges N-Fallen ausgezeichnet ist. Besonders im S-Teil des Kammes, in den Quatervalschichten der Quatervalsdecke, wo weiche, schwarze Kalkschiefer mit harten, hellanwitternden Kalkbänken wechseln, hat sich ein äusserst zartes, fast scherenschnittartiges Streifenmuster herausgebildet, in welchem sich die Kalkbänke als ungebrochen durchziehende helle Bänder und Linien verfolgen lassen (vgl. Fig. 1 b). Ein solches feingliedriges und zerbrechliches Gebilde mit einem derartig ungestörten Schichtverlauf kann schon aus mechanischen Gründen gar nicht kompliziert verschuppt oder verfaltet sein, wie dies von SPITZ angenommen wird, da jede grössere tektonische Strapazierung aus dem empfindlichen Komplex ein wildes Gewühl von Kalkschiefern und Kalk- oder Dolomitschuppen gemacht hätte, ähnlich der grausam gequälten Ausbildung des E-Fraélezuges, wo dieser vom Braulio- und Scorzuzzokristallin überfahren wird (KAPPELER 1938). Auch ist von den Antiklinalstirnen und Muldenumbiegungen der SPITZschen Faltenbündel nirgends etwas zu sehen.

Am Serragliograt lassen sich von seinem S-Fuss an gegen N folgende Glieder unterscheiden: 1. Basaler Hauptdolomit, Prà-Grata-Schichten und Quatervalschichten der Quatervalsdecke, die bis unmittelbar unter den Südgipfel Pt.2684.7 LK hinaufreichen; 2. Hauptdolomit und Prà-Grata-Schichten der Serraglioscholle, den ganzen ebenen Gratrücken von Las Palas bildend; und 3. Hauptdolomit und Obercarnien der Scarldecke, den nördlichsten Absatz des Grates und die Mots aufbauend.

Die Quatervalsdecke (Scholle A) wird wie am Ferrokamm von einer mittelsteil NNE fallenden, mindestens ca. 1200 m mächtigen Schichtplatte gebildet. Am SW-Abhang der Cima del Serraglio sind übereinanderliegende, kleine Mulden erkennbar, Reste jener – durch den schiefen Anschnitt vergröberten – Schichtverbiegungen, welche durch die Steilstellung der Scholle A und die Umbiegung der Ferromulde in der Quatervalsdecke erzeugt wurden. Durch das Darübergleiten der Serragliodecke wurden die obersten Schichten der Quatervalsdecke erstaunlich wenig beeinflusst und nur wenig verbogen. Schleppungserscheinungen, wie sie in der Murtaröl-Gruppe an der gleichen Grenze auftreten, fehlen hier.

Die Serraglioscholle (vgl. Taf. VI) besteht ebenfalls aus einer mittelsteil NNE fallenden Schichtplatte, wobei die hangenden Schichten steiler einfallen als die basalen. Schwierigkeiten bereitet das Auffinden der Grenze zwischen Serraglioscholle und Scarldecke, denn das tektonisch so wichtige N-Ende des Serragliogrates und dessen Fortsetzung in den Mots und auf Juf plaun sind glazial stark überarbeitet worden und fast durchwegs von einem dichten Vegetations- und Schutteppich verhüllt, der nur wenige Aufschlüsse offen lässt. Die Grenze fällt

jedenfalls nicht mit der karnisch-norischen der Karte zusammen, denn der über den Raiblerschichten liegende, stellenweise stark tektonisierte und bisweilen zu Kakiriten zerdrückte Dolomit gehört gemäss seiner Ausbildung und Anordnung noch zur Scarldecke. So muss die tektonische Grenze zwischen dem Norien der Scarldecke und jenem der Serraglioscholle gesucht werden, eine heikle Aufgabe. Doch erlauben die in die Prà-Grata-Schichten der Serraglioscholle eingelagerten schwarzen Kalkschiefer, das Gebiet dieser Scholle und die Grenze gegen die Scarldecke mit genügender Genauigkeit anzugeben:

Zur Scarldecke gehören die aus Torer Schichten und Hauptdolomit bestehenden Mots (mit Ausnahme einer kleinen Deckklippe) und der Hauptdolomit, welcher den letzten nördlichsten Absatz des Serragliogrates (Pt. 2530 LK) aufbaut. Die Schichten der Scarldecke weisen ein mittelsteiles S-Fallen auf und sind durch die breite, unaufgeschlossene Zerrüttungs- und Schuttzone des V. del Bröch (TA) von den senkrecht dazu streichenden Prà-Grata-Schichten der Serraglioscholle getrennt.

In den Mots und im W-Teil von Juf plau nimmt die breite, von Brüchen zerhackte Kuppel des Munt Buffalora ihren Anfang, auf diese Weise die mächtige Münstertaler Verrucanokuppel seitlich ablösend und gegen NW weiter fortsetzend. Zwischen die beiden Kuppen schaltet sich eine untiefe Mulde ein, die aus Wetterstein und Raiblerschichten bestehende Mulde von Döss dal Termel.

DIE GRUPPE DES PIZ MURTAROEL

Die dunkle Berggestalt des P. Murtaröl, der Cima la Casina der Italiener, scheint von jeder Seite her wieder ein anderes geheimnisvolles Gesicht zu besitzen, hinter welchem sich nur schwer entwirrbare Strukturen verbergen.

Der breite Hauptgipfel entsendet nach der Schweizer Seite zwei kokette steile Hängegletscherchen und wird von zwei Nebengipfeln eingerahmt, mit welchen er durch hohe, zackige Gräte verbunden ist. Diese Nebengipfel sind der P. La Monata im NW und der P. Pala Gronda im NE. Alle Gipfel und Gräte zusammen umschließen eine breite Karmulde, aus welcher sich einst ein grosser Gletscherstrom über Juf plau und Alp Buffalora ergoss. Erst in spät- und nachglazialer Zeit wurde zwischen Juf plau und der Murtarölgruppe das 400 m tiefe Val Mora herausgesägt und so das ursprüngliche Gletscherbett entzweigeschnitten. Auf diese Weise erhielt der Karkessel des Val Murtaröl unerwartet eine steile Stufenmündung, welche infolge der unablässigen Nagetätigkeit des Wassers und der spät- und nacheiszeitlichen Gletschertätigkeit heute durch zwei Talrinnen aufgeschlitzt wird. Zwischen den beiden erhebt sich ein niedriger, „mittlerer“ Gratrücken, die Mona di Mez, welche den besten Zugang zu der trotzigen Berggruppe vermittelt.

Die italienische Seite ist wenig tief profiliert, doch wird der gewaltige SW-Abhang durch zahlreiche Lawinengänge und Wasseradern etwas gegliedert, welche sich in den beiden steilen Tälern der Valle Casina und der Valle Paolaccia sammeln. Dazwischen schiebt sich eine stärker hervortretende, steile Gratrippe, welche den Punkt 2858 (TA) trägt.

Die Westseite des Piz Murtaröl. Der Monatagrat

Von der Cima del Serraglio aus bietet die tief aufgeschlossene W-Seite des Berges einen auch in der Schnittlage sehr günstigen Einblick in die geologischen Verhältnisse des Berges, der zum grösseren Teil von den Elementen des Unterbaues gebildet wird. Vgl. Taf. I, VI und VII.

Ungehindert setzt sich die Quatervalsdecke von der Cima del Serraglio in die Murtarölgruppe fort. Sie nimmt dank ihrer Mächtigkeit den ganzen S-Hang bis hinauf zur 2800-m-Grenze in Anspruch und fällt wie am Serragliograt mit konkordantem Schichtverlauf gegen NNE ein. Ihre obersten Schichten wurden durch die darübergleitende Serraglioscholle stellenweise aufgebogen und gegen N mitgeschleppt. Sie bilden so eine kümmерliche Fortsetzung der Ferromulde. Die gegen N gekämmten Schichtenden beweisen, dass die Serraglioscholle von S gegen N und nicht etwa im umgekehrten Sinne bewegt worden ist.

Die Serraglioscholle wird von auffällig hell anwitternden Dolomiten gebildet, in welche sich gegen oben auch Lagen von dünnbankigen, oft in sich verfältelten Dolomiten und schliesslich auch schwarze Kalkschieferzüge einschalten (Prà-Grata-Schichten). Die unteren Teile der Scholle liegen, wie am Serragliograt, ungestört und mässig steil gegen N fallend auf der Quatervalsdecke, während die oberen Teile von dem ungestümen Andrängen des Oberbaues in Mitleidenschaft gezogen wurden: Im N-Teil des Monatagrates wurden die Schichten in steile, fast saigere Stellung aufgeknickt. Weiter gegen S wurden sie sogar zu einem kleinen Gewölbe zusammengestaucht, der Pala-Gronda-Falte, welche allerdings erst am P. Pala Gronda eine grössere Bedeutung gewinnt.

Der Oberbau hebt sich dank seiner dunklen Farbe deutlich vom Unterbau ab. Er besteht aus einem wild zusammengestapelten Schuppen- und Faltenwerk, das die zerrissenen Gipfel auftürmt und offensichtlich auf eine „bewegte“ Vergangenheit zurückblicken kann. Die Schuppen des Oberbaues scheinen nicht gleichwertig zu sein. Die vorderen, nördlichen Schuppen (=Monataschuppen) bauen den kleinen Gipfelkopf der La Monata (= Pt. 2730 LK) auf und bestehen aus einem mittel- bis dunkelgrauen Dolomit, der im S-Teil des Schuppenpaketes zu einer gegen NW blickenden, im Anschnitt auf der E-Seite des Grates spitzig erscheinenden Falte zusammengestaucht worden ist (vgl. Taf. I und VII).

Der felsige Teil des Monatagrates, der zum P. La Monata hinaufführt, wird von einem Haufenwerk von Schuppen, den Murtarölschuppen, gebildet, welche aus einem auffallend schwärzlichen Dolomit bestehen. Die vordersten Murtarölschuppen sind steil aufgerichtet und sozusagen „unter die Räder“ der von SE herandrängenden Hauptmasse geraten. Dementsprechend sind sie auch übel zugerichtet, auf das äusserste ausgequetscht und verschuppt worden. Die Schubstriemen auf den steilstehenden Gleitflächen streichen horizontal und in WNW- bis NW-Richtung, weisen also auf eine Bewegung in dieser Richtung und damit auf eine Herkunft der Schubmasse aus SE hin. Die Hauptmasse der Murtarölschuppen wird von einer flachliegenden, grobgebankten Schichtplatte gebildet, die gegen N mit einer steifen Umbiegung nach unten stirnt.

Am Ausgang des Val Murtaröl, bei Spinai, treten noch Reste der Scarldecke zutage und zwar in Gestalt einer schon von SPRITZ entdeckten oberkarnischen Schichtserie. Diese besteht aus flachgelagerten, gutgebankten, bräunlich-grauen Dolomiten, in die sich Lagen von grauen, feingeschichteten (5–10 cm) tonigen Dolomiten und zwei Lagen von intensiv ockergelb und schwarz anwitternden, zähen, schwarzen Kalken einschalten. Gegen S (talaufwärts) werden die Schichten von Scherflächen zerstückelt und ihr Verlauf wird undeutlich. Dann folgen in einer kleinen Schlucht graue, staubige, völlig indifferente Dolomite, die möglicherweise den Hauptdolomit der Scarldecke vertreten, in Analogie zu den Verhältnissen auf Alpe del Gallo und in der Valle dell'Orsa, wo die Schichtreihe der Scarldecke ebenfalls von stark zerdrücktem Hauptdolomit abgeschlossen wird. Erst noch weiter S-wärts, bereits in der untersten Talstufe des Val Murtaröl, stehen schliesslich die sicheren Prà-Grata-Schichten der Serraglioscholle an.

Die W-Seite der Murtarölgruppe wird von einem horizontal liegenden Bruch durchschnitten, längs welchem vor allem der hangende Teil der Quatervalsdecke eine Verschiebung gegen N erlitten hat. Vgl. Taf. I.

Zusammenfassend seien die auf der W-Seite der Murtarölgruppe beobachteten Bauelemente noch einmal angeführt (vgl. hierzu Taf. I u. VI):

Als Glieder des Unterbaues beteiligen sich: die Quatervalsdecke als mächtige, mittelsteil gegen NNE fallende Scholle(2)¹⁾, die Serraglioscholle(3), die in ihren unteren Teilen normal der Quatervalsdecke aufliegt, in ihren höheren Partien aber unter dem Anprall des Oberbaues aufgebogen und an ihrem S-Rand zu einer vorerst noch unbedeutenden Falte, der Pala-Gronda-Falte (4), zusammengepresst worden ist. Ein kleiner Rest der Scarldecke (7) erscheint bei Spinai noch unter den Schichten der Serraglioscholle.

Zu diesen Elementen gesellen sich die Glieder des Oberbaues, nämlich die Monataschuppen im N (5) und die Murtarölschuppen (6), ein vor allem in der Stirnzone wild durchbewegtes Schuppenwerk, im S.

Gegen E tritt der Bauplan der Murtarölgruppe nirgends mehr auch nur angenähert so schön zutage wie auf der dank des Durchbruches des Val Mora so vollständig aufgeschlossenen W-Seite des Berges. Um in den weniger tiefen, oft unter der weiten Schuttbedeckung nur sehr fragmentarisch zutage kommenden und manchmal auch sehr rätselhaft erscheinenden Aufschlüssen trotzdem das weitere Schicksal der 6 tektonischen Elemente in ihrem Verlaufe gegen E ergründen zu können, leistet uns das gewonnene Profil unschätzbare Dienste.

Das Val Murtaröl und die Mona di Mez

Die primäre Anlage des Val Murtaröl ist vermutlich auf den grossen Bruch welcher den Hauptgipfel des P. Murtaröl spaltet, zurückzuführen. Der Lauf gliedert sich in drei Talstufen, die während der letzten nacheiszeitlichen Rückzugsphasen glazial ausgetieft und ausgeweitet wurden. Sehr steile Felsabstürze trennen die einzelnen Talstufen voneinander. Von der untersten Talstufe zweigt ein kleines Seitentalchen gegen SW ab; zwischen die beiden Taläste schiebt sich ein flacher Bergsporn, der die Kuppe Pt. 2568 (LK) trägt.

Am Talausgang bei Spinai tritt der bereits behandelte kleine Rest der Scarldecke zutage (vgl. Taf. VI). In der untersten Talstufe reichen die ca. mit 15° gegen NNE fallenden Schichten der Serraglioscholle in einer Wechselsequenz von Kalk und Dolomit bis zum Bachlauf hinab. Sie biegen sich im hintersten Teil der Talstufe steiler auf. Eine scharfe Scherfläche, welche am Bachlauf unmittelbar unter der Steilstufe sehr gut aufgeschlossen ist, schneidet hier fast in einer mathematisch genauen, mit 47° gegen NNE fallenden Ebene das Gelände und trennt den Hauptdolomit der Serraglioscholle in ihrem Hangenden von einer auffällig hell anwitternden Plattenkalkserie in ihrem Liegenden. Diese Plattenkalke gehören bereits zu den Quatervalsschichten der Quatervalsdecke, welche hier somit in einem Fenster auch auf der Nordseite der Murtarölgruppe nochmals zum Vorschein kommt. Am Hang des Monatagrates streichen Quatervalsdecke und Serraglioscholle und die sie trennende Scherfläche schief aufwärts bis in eine Höhe von ca. 2530 m, wo sie plötzlich durch eine jüngere, ungefähr horizontale Schubfläche völlig diskordant abgeschnitten werden.

Diese jüngere Schubfläche, längs welcher die Monataschuppen als kompakte Schubmasse dem Unterbau aufliegen, folgt einem markanten, breiten Gras- und Schuttstreifen, über den ein

¹⁾ Vgl. Taf. I.

alter Schafweg läuft und der eine Reihe von Erscheinungen zeigt, die für solche Überschiebungsbahnen höchst charakteristisch sind, wie Schubspiegel, Spatklüfte, Vererzungen und vor allem Dolomitmylonite aller Art, welche die tektonische Bedeutung dieser Zone als Bewegungsbahn beweisen.

Am Bergsporn mit der Kuppe Pt. 2568 LK (=2564 TA) sind die Verhältnisse ähnlich wie am Monatagrat, doch liegt die Überschiebungsfäche des Oberbaues wesentlich tiefer auf einer Höhe von ca. 2450 m. Sie schneidet auf der W-Seite des Bergspornes noch die Plattenkalke der Quatervalsdecke, verläuft dann immer etwa auf der gleichen Höhe rund um den Bergsporn und bildet schliesslich den Boden der zweiten Karstufe des Val Murtaröl. In ihrem Liegenden schaltet sich jedoch bald der Hauptdolomit der Serraglioscholle zwischen den Oberbau und die Quatervalskalke ein (vgl. Fig. 5).

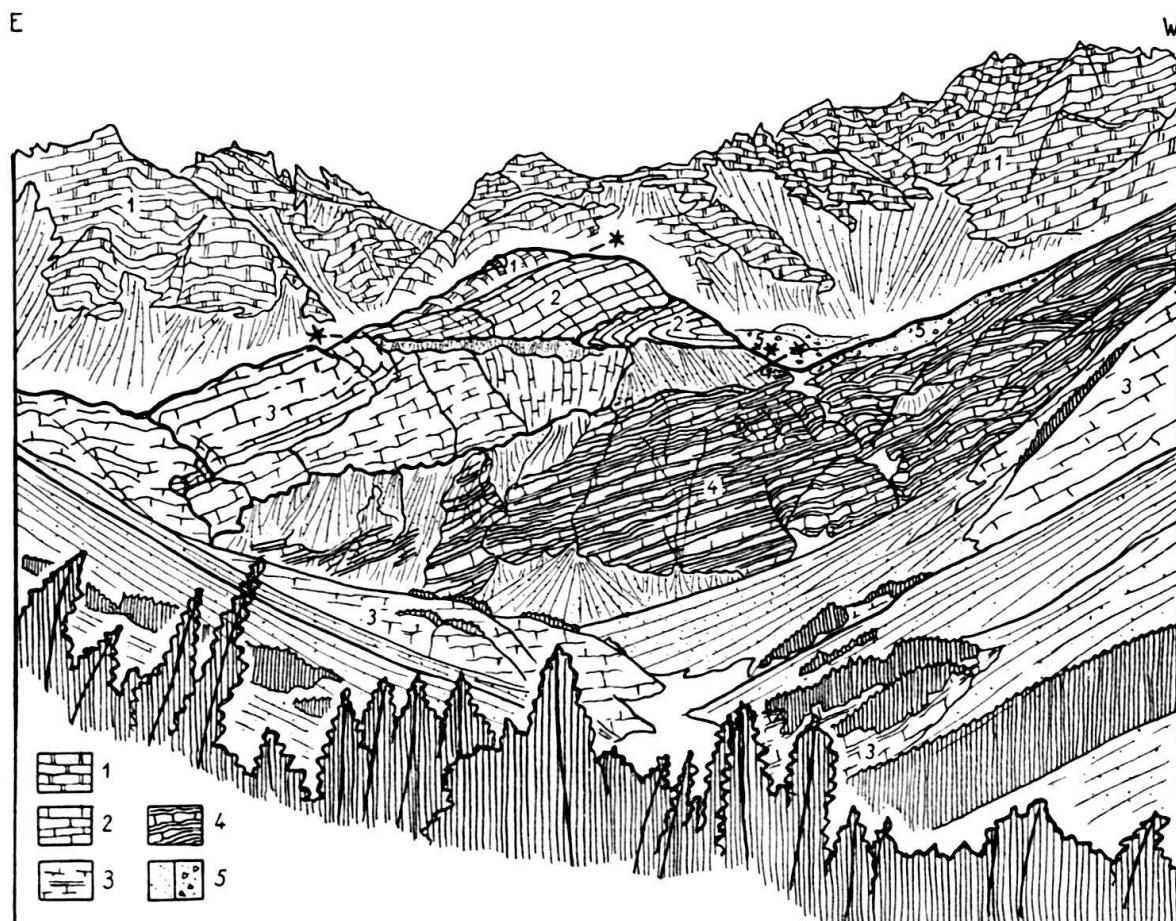


Fig. 5. *Blick in das Val Murtaröl vom Ausgang des Tales aus.*
 1. Murtarölschuppen, 2. Pala Gronda-Falte, 3. Serraglioscholle, 4. Quatervalsdecke,
 5. Schutt; Moräne. Die Kuppe im Talhintergrund ist Pt. 2568 LK.

Die Mona di Mez besteht aus drei Abschnitten: der nördlichste wird von den fast saiger stehenden Schichten der Serraglioscholle gebildet. Eine stark tektonisierte Ruschelzone trennt ein weiteres Gratsegment ab, welches der hier bereits selbstständig gewordenen Pala-Gronda-Falte entspricht. An der Wurzel des Grates, schon halbwegs vom Blockstrom und Moränenschutt des grossen Murtarölkars zugeschüttet, tauchen noch hellanwitternde, z. T. grobkristalline Dolomite auf, die sich steil aufrichten und das zweite Gratsegment leicht einwickeln. Es ist

nicht eindeutig zu entscheiden, ob es sich bei diesen Dolomiten noch um die S-Fortsetzung der Pala-Gronda-Falte oder bereits um ein Glied der Monataschuppen handelt. Zwischen der Kuppe Pt. 2568 und dem Grat der Mona di Mez zieht die Fortsetzung des Murtarölgipfel-Bruches durch, weshalb sich Ost und West nicht mehr ohne weiteres parallelisieren lassen.

Der Piz Pala Gronda

Die gewaltige, aus dem Val Mora sich rund tausend Meter hoch emportürmende Nordwand des P. Pala Gronda ist, mit Ausnahme ihres von Schutt und Wald umsäumten Fusses und einiger feiner Schuttschleier, welche die verhüllten Konturen jedoch noch deutlich durchschimmern lassen, in ihrer Gänze entblösst und gewährt so einen prachtvollen Einblick in den Bau des Berges (vgl. Taf. II). Etwa das unterste Drittel der Wand wird von den nahezu saiger stehenden, stellenweise verbogenen Prä-Grata- und Quatervalsschichten der Serraglioscholle in Anspruch genommen. Gegen unten fallen die Schichten weniger steil ein und bilden auf diese Weise eine sehr flache, dem Gehänge isoklinal aufliegende Mulde. Auf dem nächsthöheren Drittel zeichnen die streifenweise bald aus hellern, bald aus dunklern Dolomiten bestehenden Schichten ein mächtiges, scheinbar gegen W gewendetes liegendes Faltengewölbe ab, das in Wirklichkeit jedoch das Abbild einer schief angeschnittenen und deshalb so spitz erscheinenden Falte mit einer ca. SW-NE streichenden Faltenachse ist. Durch eine steil gegen S einfallende tektonische Fläche wird das Faltelement, das kurz als Pala-Gronda-Falte bezeichnet werden soll, von der eigentlichen Serraglioscholle abgetrennt. Faziell gehört die Pala-Gronda-Falte jedenfalls noch zur Serraglioscholle; sie ist nur als ein etwas selbständig gewordenes und zu einer Falte zusammengepresstes Gleitbrett derselben aufzufassen. Das oberste Drittel der Wand wird von den dunklen Dolomiten des Oberbaues eingenommen. Gegen E verschmälert sich der Anteil der Unterbauglieder zu Gunsten des Oberbaues.

Auf der Ostseite des P. Pala Gronda sind die saiger stehenden, z. T. auch gegen N leicht überkippten Schichten der Serraglioscholle gut zu erkennen. Sie werden von einer flachliegenden, aus Oberbaudolomit bestehenden Schichtplatte von S her angeschoben. Kurz vor dem Zusammenprall stirnt die Platte mit einer Umbiegung nach unten. Vgl. Fig. 6. Dieses zunächst rätselhafte Glied dürfte als ein Oberbauelement, und zwar als Äquivalent der Monataschuppen, aufzufassen sein, welches von den heftig nachdrängenden südlicheren Oberbauschuppen völlig überwältigt und überschoben worden ist. Diese letzteren bauen den Gipfel des P. Pala Gronda (vgl. Taf. II) und den Verbindungsgrat zum P. Murtaröl auf und stoßen im N ebenfalls an die steilstehenden Schichten des Pala-Gronda-Elementes, so dass die Monataschuppe vom hinteren Val Murtaröl an völlig von den Gipfelschuppen des P. Pala Gronda zugedeckt wird und erst auf der E-Seite des Berges wieder wie aus einem Tunnel ans Tageslicht tritt (vgl. Fig. 6).

*Der Oberbau in der Murtarölguppe**

Alle höheren Gipfel und Gräte der Murtarölguppe sind aus dem dunklen Dolomit der Oberbauschuppen herausmodelliert worden, so der P. Pala Gronda und der P. La Monata, sowie der ganze breitschultrige Stock des P. Murtaröl selber. Trotzdem alle diese Gipfel gut aufgeschlossen sind, ist das komplizierte Schuppenwerk, von welchem sie aufgebaut werden, nicht leicht zu entwirren und sein tekto-

*) Vgl. Fussnote p. 89.

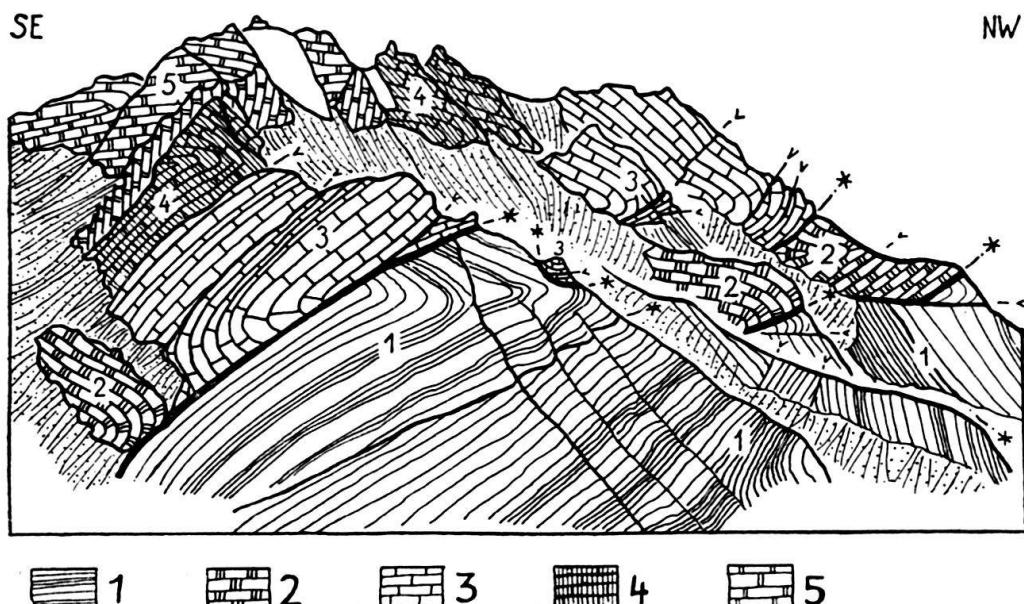


Fig. 6. Schema der Oberbauschuppen in der Murtarölgruppe.

1. Unterbau: Pala-Gronda-Falte, Serragliescholle, Quatervalsdecke, 2. Monata-Element, 3. Untere Murtarölschuppen, 4. Mittlere Murtarölschuppen, 5. Obere Murtarölschuppen.

nischer Mechanismus nur schwer verständlich. Vor allem ist festzuhalten, dass die Schubmasse aus SE-Richtung heranbewegt wurde. Dafür sprechen das SW-NE-Streichen der Strukturachsen sowie die Schubstriemen, die gegen NNW gerichtete Anlage der Brüche und die zahlreichen gegen NW gewendeten Antiklinalstirnen. Dementsprechend sind die Zusammenhänge zwischen den einzelnen Schuppen und Schuppenpaketen in SW-NE-Richtung zu suchen, wie dies auf Fig. 6 versucht worden ist. Solange nicht ein lückenloser Schichtzusammenhang nachweisbar ist, bleibt in diesem ziemlich regellosen Schuppenwirrwarr jedoch jede Parallelisierung eine etwas unsichere Sache und kann sogar falsche penninische Aspekte erwecken. Auf Fig. 6 sind vier Schuppenpakete unterschieden worden: die oberen Murtarölschuppen (5), welche den Gipfel des P. Murtaröl aufbauen, die mittleren Murtarölschuppen (4), welche den namenlosen Doppelgipfel zwischen P. Murtaröl und P. La Monata (= Pt. 3106 LK), sowie die auffällige, gegen NNW blickende Knickfalte im mittleren Gratabschnitt zwischen P. Murtaröl und P. Pala Gronda bilden, die unteren Murtarölschuppen (3), aus welchen die Gipfel des P. Pala Gronda und des P. La Monata bestehen, und die Monataschuppen (2). Die einzelnen Schuppen stehen häufig diskordant auf ihrer basalen Schubfläche. Ihr Baumaterial ist ziemlich einheitlich ein dunkler Dolomit, so dass man für alle Schuppen ohne weiteres auf einen gemeinsamen Ursprung schliessen kann. Sie mögen ehemals ein und derselben Schichttafel angehört haben, welche erst bei ihrem Vorschub zu dem heutigen komplizierten Falten- und Schuppengebilde zusammengestossen worden ist. Die Monataschuppen scheinen innerhalb des Oberbaues eine etwas selbständiger Rolle innezuhaben.

Die Südseite des Piz Murtaröl

Die italienische Seite ist wesentlich einfacher gebaut als die schweizerische. Bis auf eine Höhe von über 2800 m reicht die gewaltige Schichttafel der Quatervalsdecke, welche aus einem Hauptdolomitsockel, sehr hell anwitternden Prà-Grata-

Schichten, in welche gegen oben ein weithin sichtbares, tiefschwarzes Kalkschieferband eingeschaltet ist, und kalkigen Quatervalsschichten besteht.

Der felsige Gipfelgrat wird von den Murtarölschuppen des Oberbaues aufgebaut. Ihre basale Schubbahn weist, vor allem S des P. La Monata, eine starke Erzanreicherung auf, durch welche die umliegenden Felswände und Klüfte mit schreiend roten Farben geschmückt werden (lit. SPITZ und DYHRENFURTH, 1914, p. 63).

DER PIZ MAGLIAVACHAS UND SEIN NORDGRAT DAS VAL MAGLIAVACHAS

Der Doppelgipfel des P. Magliavachas hängt über den Grenzkamm direkt mit dem P. Murtaröl zusammen und fügt sich als mächtiger Osttrakt in den verzweigten Bau der Murtarölgruppe ein. Immerhin verdient er eine gewisse Selbständigkeit, da er einen eigenen langen Nordgrat entsendet, welcher auf seinem First einige reizende, kleine Felstürme als Dachreiterchen aufsitzen hat (vgl. Fig. 7) und durch das schutterfüllte Val Magliavachas vollständig von der Murtarölgruppe abgesondert wird. In seinem tektonischen Grundriss folgt er ungefähr der Vorlage des P. Murtaröl.

Der Unterbau bildet weiterhin den wuchtigen Sockel des Berges, der auf der italienischen Seite in seiner ganzen grossen Mächtigkeit aufgeschlossen ist, auf der schweizerischen jedoch fast vollständig von den Aufbauten des oberen Stockwerkes überdeckt wird und nurmehr in kleineren Anrisse auf der E-Seite sichtbar wird (vgl. Fig. 7).

So hat sich der Bachlauf des V. Teafondada auf seiner ganzen Länge in die Dolomite, Kalkdolomite und Kalke der Quatervalsdecke eingefressen. Bei Pt. 2350 LK stehen flachliegende, dünngelagerte Plattenkalkdolomite an, etwas weiter unten Hauptdolomit, dann abermals dünngelagerte Plattenkalkdolomite. Die schlechten Aufschlussverhältnisse gestatten es nicht, festzustellen, ob die Hauptdolomiteinlage eine normale stratigraphische (untere Prä-Grata-Schichten) oder eine tektonische Einschaltung ist. Am linken Ufer des Baches stehen, meist schon in geringer Höhe über seinen Wassern, die Dolomite des Oberbaues oder die breite Schuttzone der Oberbauüberschiebung an.

Von den Einheiten des Oberbaues setzen sich die oberen Murtarölschuppen ununterbrochen in den breiten Gipfelkamm des P. Magliavachas fort. Sie überschieben die mittleren Murtarölschuppen auf einer gegen N schwach ansteigenden Schubfläche, welche an der Basis der grossen Türme auf dem Nordgrat (Pt. 2843 LK) aussticht, etwa auf der Höhenlinie von 2800 m um den Ostgrat des P. Magliavachas herumzieht und im Schutt gegen den Passo di V. Paolaccia und schliesslich in das Kristallinlager wenig W davon weiterstreicht (Fig. 8). Die mittleren Murtarölschuppen bauen als steilstehende, teilweise ziemlich hergenommene Schichtplatten den mittleren Teil des Nordgrates auf und setzen sich an der Basis der oberen Murtarölschuppen als stark ausgequetschter Keil noch weiter gegen S fort. Die Schuppen bestehen aus einem dunklen Hauptdolomit. W von Pt. 2350 LK sind auch Kristallin und eine oberkarnische Tonschiefer-Dolomit-Serie, welche beide schon von SPITZ kartiert wurden, in die mittleren Murtarölschuppen eingeschaltet¹⁾.

¹⁾ Der S Teil der mittleren Murtarölschuppen besteht aus einem wesentlich helleren Hauptdolomit, der mit den oberkarnischen Schichten und dem Kristallin zusammen möglicherweise ein tektonisch selbständiges Schuppenglied bildet.



Fig. 7. Der Nordgrat des P. Magliavachas von Osten.
 1. Ockergelb angelaufener Hauptdolomit der oberen Murtarölschuppen, 2. Dunkler Hauptdolomit der mittleren Murtarölschuppen, 3. Hellanwitternder, gestreifter Hauptdolomit des Monataelementes, 4. Untere Murtarölschuppen, 5. Quatervalsdecke, 6. Tektonisierter Dolomit, 7. Schutt.

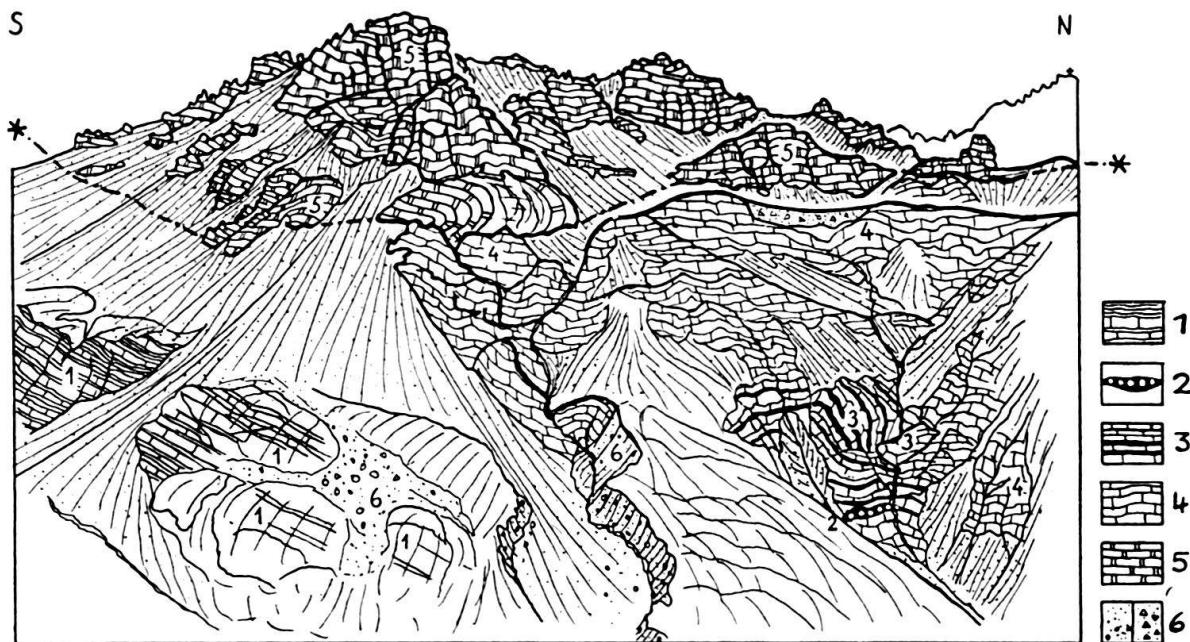


Fig. 8. *Der P. Magliavachas von Osten*

1. Quatervalsdecke, 2.-4. Mittlere Murtarölschuppen: 2. Kristallin, 3. Obercarnien, 4. Heller Hauptdolomit, 5. Obere Murtarölschuppen, 6. Schutt; Moräne.

Der nördlichste Teil des Nordgrates besteht aus hellen, flachliegenden Dolomiten, welche die Fortsetzung des Monata-Elementes bilden. Gegen S wurden diese hellen Dolomite in eine steile, gegen N überschlagene Stellung aufgeknickt, so dass sie heute eine gegen N geöffnete sitzende Mulde bilden. Die vorderste Kuppe des Nordgrates besteht aus einem Klippenrest der unteren Murtarölschuppen, welche auch hier wie am P. Pala Gronda offenbar das Monata-Element überfahren haben und nun seinem Rücken aufsitzten (vgl. Fig. 7).

DER PIZ TEAFONDADA ODER MONTE CORNACCIA

Als elegantes, stolz aufgerichtetes Felshaupt strebt die leicht geschwungene Gipfelpyramide des P. Teafondada von den breiten Bergschultern der Grenzwasserscheide in die Höhe. Die fast freistehende Berggestalt ist nach allen Seiten gut aufgeschlossen und tektonisch denkbar einfach gebaut.

Das aus Hauptdolomit bestehende Gipfelhaupt sitzt als einziges Oberbauglied diskordant den Bergschultern auf (vgl. SCHLAGINTWEIT 1908, SPITZ & DYHRENFURTH 1914, p. 168). Es bildet eine Klippe, deren Fuss ringsum von den kleinen Kristallinlagen umsäumt wird, welche auch die Kämme der beiden Bergschultern krönen. Auf der S- und NW-Seite liegt unter dem Kristallin ein ca. 20 m mächtiger Hauptdolomitschürfling, über dessen tektonische Stellung ich mir im unklaren bin. Möglicherweise gehört er noch zum Oberbau und wäre in diesem Fall als ein ausgewalzter Rest der mittleren Murtarölschuppen aufzufassen.

Der ganze übrige Bergleib wird von den Gliedern des Unterbaues, von der Quatervals- und der Ortlerdecke gebildet. Auf der Nordseite des Berges treten nur die mittelsteil gegen NNE fallenden mittel- und obernorischen Schichten der Quatervalsdecke in Erscheinung. Sie bauen die Firn- und Eisfelder des P. Teafondada und den unteren Teil des sich daraus emporreckenden gewaltigen Nord-

absturzes auf und lassen sich als Halbfenster längs der tiefsten Talsohle von V. Teafondada noch bis zu seiner Mündung verfolgen.

Auf der Südseite tritt die Quatervalsdecke mit ihrer ganzen Mächtigkeit zutage. Sie wird durch zwei sekundäre Gleitflächen, welche den stratigraphisch einheitlichen Verband jedoch nicht stören, in drei Gleitbretter von untergeordneter Bedeutung aufgelöst. Vgl. Fig. 1 a.

Die Quatervalsdecke wird von den obersten Elementen der Ortlerdecke unterlagert. Letztere steigen, die Hauptdolomitschichten der Quatervalsdecke diskordant abschneidend, gegen E im Gehänge immer höher empor und erreichen schliesslich auf der Terrasse der Parete alta (TA) eine Höhe von 2500 m.

Die Ortlerdecke wurde nicht mehr eingehend untersucht. Sie ist, wie man das schon von den Verhältnissen an der Bocca del Braulio und vom Bau des Ortlers her weiss, in ihren obersten Teilen ziemlich komplex gebaut:

Das unmittelbar Liegende der Quatervalsdecke ist nicht der Fraélezug mit seinen liasisch-rhätischen Kalkschiefern, sondern ein Zwischenelement, welches aus Hauptdolomit, auffallend dunklen, gut gebankten Kalkdolomiten und Kalkschiefern besteht und die Wand der Parete alta aufbaut. In seinen obersten Schichten kann man eine allerdings sehr kurze, gegen N gerichtete, liegende Spitzfalte erkennen. Der Fraélezug selber zieht wesentlich tiefer durch die untersten, stark von Vegetation bedeckten Hänge. Er streicht gegen E auf halber Höhe durch die abschüssigen Südhänge der Corne di Pedenolo und des M. Radisca (unterer Rhätzug auf der Karte von SCHLAGINTWEIT) und wird in seinem Hangenden stets von dem Zwischenelement der Parete alta begleitet, welches sich bis in den altberühmten, schon von SCHLAGINTWEIT 1908 und HAMMER 1908 gezeichneten kühnen Faltenwurf an der Stilfserjochstrasse unweit der Seconda Canticiera fortsetzt. Seinerseits wird dieses Zwischenelement im E vom Hauptdolomit der Stelvicschuppe, im W vom Hauptdolomit der Quatervalsdecke überlagert.

DER KAMM DES CUCLÈR DA JON DAD'ONSCH

Aus dem friedvollen Alpgelände des V. Mora streckt sich der wilde, gedrungene Leib des Cuclèr da Jon dad'Onsch so jäh und gewaltig empor, als würde dem Boden ein Titan entquellen. Die von kühnen Zacken gestirnte Berggestalt setzt sich gegen S in einen harmlosen, breiten Gratrücken fort, der in einem namenlosen Gipfel, dem Pt. 2944 LK (2950 TA), endet und von hier einen Grat zum P. Teafondada, einen andern zum P. Schumbraida entsendet. In diesem geologisch sehr ungewöhnlich gebauten Kamm ändert sich das bisherige Bauschema radikal. Die Schubmassen des Oberbaues überdecken den Sockel des Unterbaues vollständig und zwar mit einem derartig wild zerütteten Chaos, dass man am Anfang gelegentlich den Eindruck eines gigantischen Schlachtfeldes erhält (vgl. Fig. 9 u. 10, sowie Taf. VII).

Auf der Westseite des Kammes zeichnet sich noch einmal das bisher gewohnte Bauschema ab. Die Kalkschiefer-Dolomitserie des Unterbaues setzt am Eingang des V. Teafondada mit den untersten Aufschlüssen des Gehänges ein, gewinnt gegen S immer mehr an Höhe und Bedeutung und erreicht S des kleinen Gipfelchens Pt. 2781.4 LK beinahe den Grat (Fig. 9). Auf 2700 m Höhe wird die Kalkschieferserie jedoch durch eine horizontalliegende Schubfläche abgeschnitten. Doch setzt sich der Unterbau auf der W-Seite von Pt. 2944 LK mit gleicher Mächtigkeit gegen S fort und verbindet sich schliesslich am Ostgrat des P. Teafondada ganz normal mit der Quatervalsdecke. Das äusserste Ende dieses Ostgrates und der Gipfel von Pt. 2944 bestehen zwar auch aus Prà-Grata-Schichten, doch bilden sie eine eigene, unter dem Einfluss des Oberbaues selbständig gewordene Scholle, welche als Abschürfling des Unterbaues diesem nun diskordant aufsitzt (Taf. III)

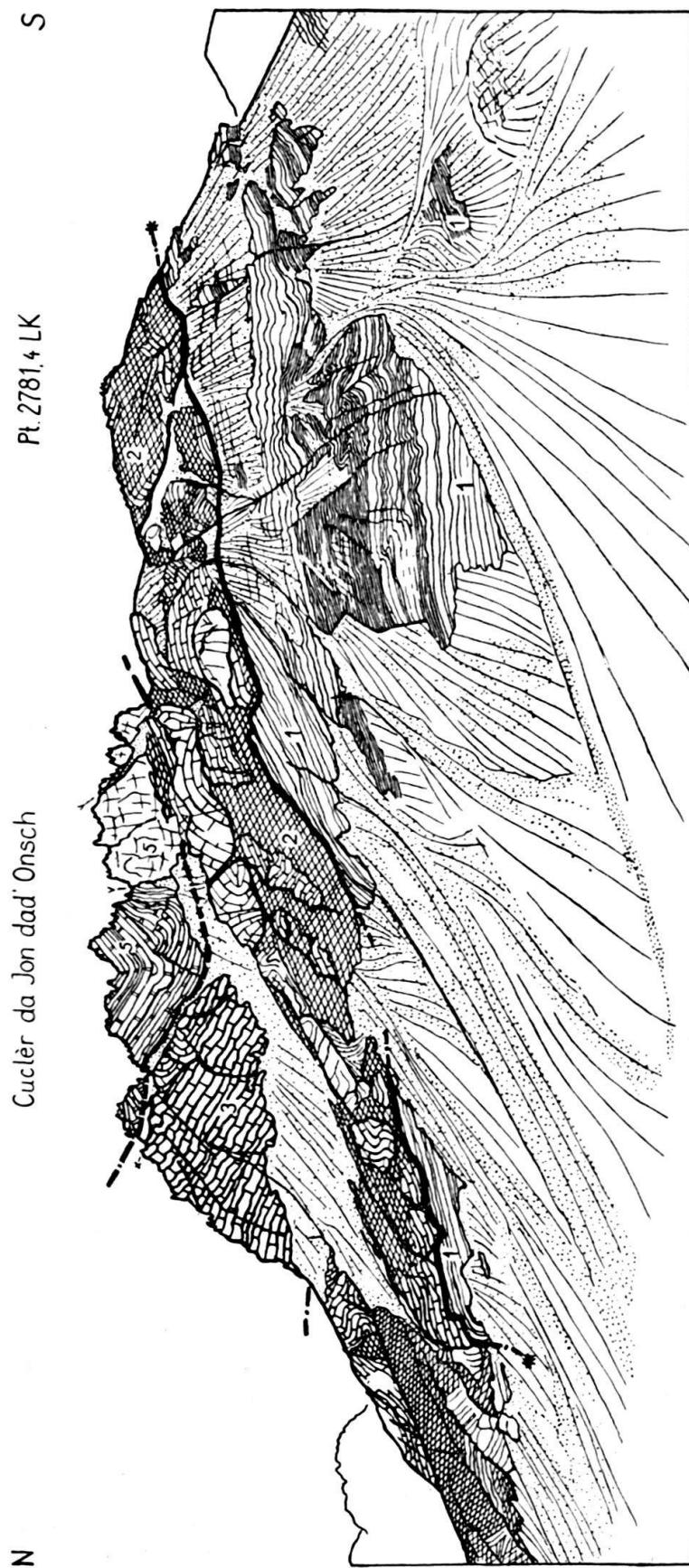


Fig. 9. *Der Cuclèr da Jon dad' Onsch von Westen*
1. Quatervalsdecke, 2. Scherbenzone, 3. Untere Jon-dad'Onsch-Schuppen, 5. Oberes Jon-dad'Onsch-Schuppen, (Forcolaschubmasse).

Auf der Westseite von Pt. 2944 LK besitzt der Unterbau ein ausgeprägtes Westfallen und ist somit, offenbar unter dem Einfluss des Oberbaues, bedenklich aus seiner normalen Lagerung geraten.

Durch eine mitten durch den Cuclér-da-Jon-dad'Onsch-Kamm verlaufende, etwa NNW-SSE streichende tektonische Fläche wird der auf der Westseite des Kamms noch so mächtig entwickelte Unterbau plötzlich schief abgeschnitten, so dass er auf der Ostseite überhaupt nicht mehr zum Vorschein kommt. Längs dieser tektonischen Fläche, die in erster Näherung der Kammlinie folgt, pressen sich die Glieder des Oberbaues an den Unterbau, und es scheint, als ob sich der letztere als ein kräftiges Hindernis im Relief wenigstens teilweise mit Erfolg dem Ansturm der Oberbauschubmassen entgegenzustemmen vermochte. Einzelne Teile des Oberbaues scheinen sich förmlich in dieses Hindernis hineingebohrt zu haben.

Den besten Einblick in die Gliederung des Oberbaues erhält man von N her, von wo sich in der Nordwand des Cuclér da Jon dad'Onsch folgende drei Elemente erkennen lassen: eine Scherbenzone, welche im V. Teafondada direkt dem Unterbau aufliegt und aus einem arg mitgenommenen, wirr verschuppten und verfalteten und auch in einzelne Scherben und Schollen aufgelösten Hauptdolomit besteht(2), die untere Jon-dad'Onsch-Schuppe(3), welche als ca. 300m mächtige Schichttafel den eigentlichen imposanten Aufschwung der Nordwand bildet, und die oberen Jon-dad'Onsch-Schuppen(5), von denen ein Vertreter noch als kleiner, diskordanter Felskopf dem Nordgipfel aufsitzt (Fig. 10).

Alle drei Bauelemente lassen sich gegen S weiterverfolgen. Die Trümmer- und Scherbenzone zieht über den völlig zermalmten und tektonisierten kleinen Gipfel Pt. 2781.4 LK (2790 TA) und bildet S davon für eine kurze Weile den Grat. Auf der Ostseite von Pt. 2944 LK wird diese Zone schliesslich von einer lichten, gegen NW stirnenden Dolomitserie abgelöst.

Die erwähnten lichten Dolomite, welche gegen NW stirnen, ändern ihre Streich- und Fallrichtung rasch. Folgt man ihnen gegen S, so dreht sich ihr NW-Fallen allmählich über N und NE in ein ENE-Fallen. Die hellen, gutgebankten Dolomite sind wohl nur ihrer tektonischen Position, nicht aber ihrem Wesen nach identisch mit der Scherbenzone auf der Westseite des Cuclér da Jon dad'Onsch.

Die gegen SE einfallende, mächtige Schichttafel der unteren Jon-dad'Onsch-Schuppe setzt sich ungehindert in die mächtige Stufe des unteren V. Schumbraida und in den Sockel des M. Forcola fort. Ihre hangenden Teile sind durch die Überschiebung der oberen Jon-dad'Onsch-Schuppen etwas durcheinandergebracht und in Gleitbretter aufgelöst worden.

Der lückenlose Zusammenhang der unteren Jon-dad'Onsch-Schuppe mit den Dolomiten des vorderen V. Schumbraida lässt sich dank einer dünn geschichteten Dolomiteinlage, die als Leithorizont von der unteren Jon-dad'Onsch-Schuppe über eine kleine Felsinsel im Schutt bis in die Talsohle von V. Schumbraida zu verfolgen ist, trotz der Schuttmassen einwandfrei nachweisen.

Die oberen Jon-dad'Onsch-Schuppen, welche den zackigen Gipfelgrat aufbauen, dürften Äquivalente der Forcola-Schubmasse sein (vgl. Taf. VI und VII). Jene baut die Gipfelmasse des M. Forcola auf und erscheint ebenso chaotisch struiert wie die willkürlich gegeneinander verdrehten Dolomitschollen in den Gipfelaufbauten des Cuclér da Jon dad'Onsch. Ihre gemeinsame basale Schubbahn fällt am Cuclér sanft gegen E ein und wird auf der Südseite des Gipfels von Raiblerschichten und Kristallin begleitet.

Auf der Ostseite des Cuclér-Kamms lassen sich Äquivalente der Jon-dad'Onsch-Schuppen weiter gegen SE verfolgen. Sie sitzen als Stirnreste einer Schubmasse dem Gehänge in einer flachen Mulde auf und bilden darin einen immer schmäler werdenden Streifen, der sich dank seiner auffallend dunklen Farbe

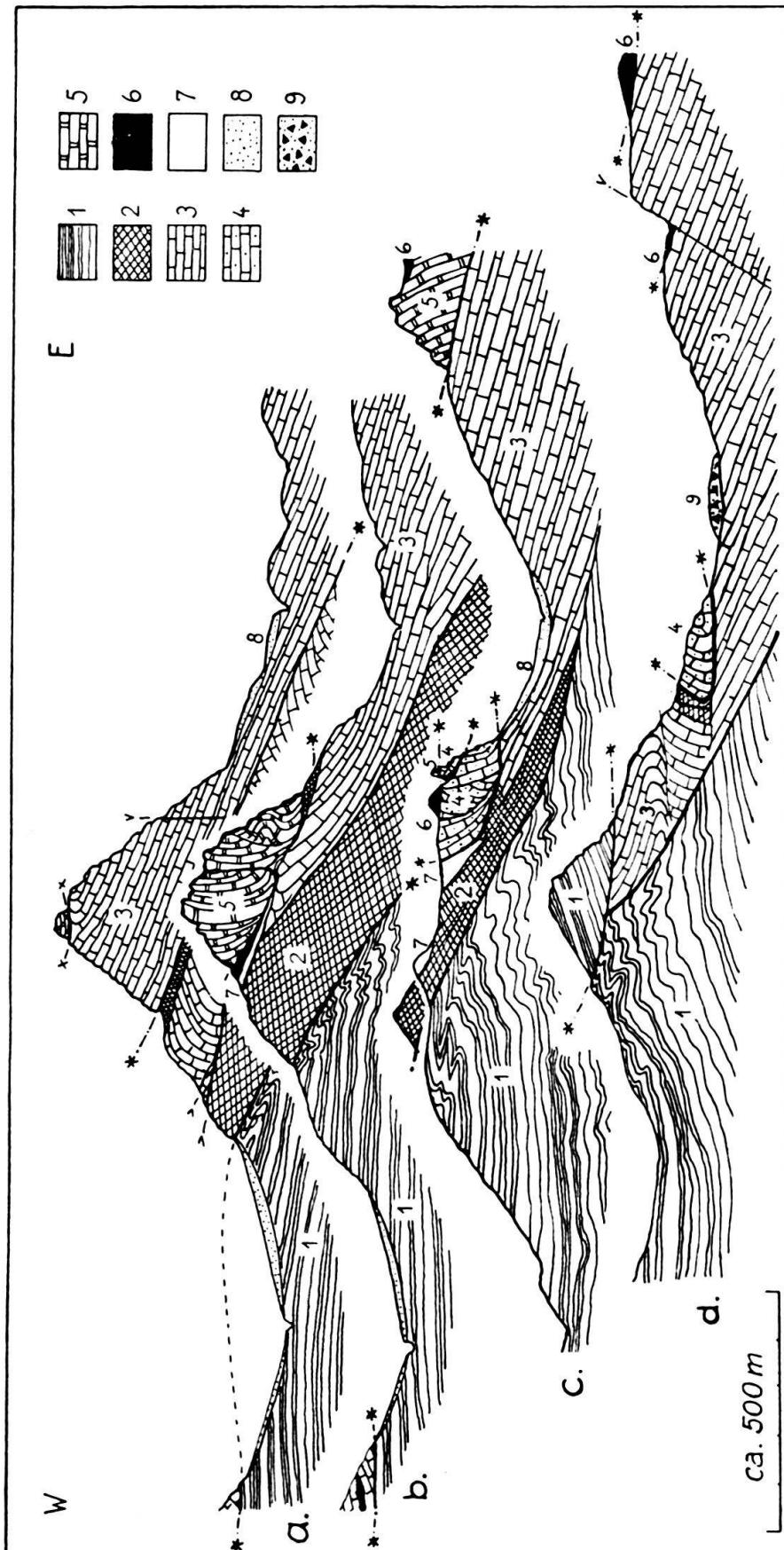


Fig. 10. Profile durch den Kamm des Cucler da Jon dad'Onsch

a) Nordgipfel des Cucler da Jon dad'Onsch, b) Südgipfel des Cucler da Jon dad'Onsch, c) Pt. 2781, 4 LK, d) Pt. 2944 LK.
 1. Quatervaldecke, 2. Scherbenzone, 3. Untere Jon-dad'Onsch-Schuppen, 4. Dunkler Hauptdolomit der S Jon-dad'Onsch-Schuppen,
 5. Obere Jon-dad'Onsch-Schuppen, Forcolaschubmasse, 6. Kristallin, 7. Carnien, 8. Kristallin, 9. Blockstrom.

von den übrigen Dolomiten gut abhebt und kurz vor dem breiten Blockstrom im hinteren V. Schumbraida vollends aushebt (Taf. III).

Der Gipfel des Pt. 2944 LK wird von einer vom Unterbau abgeschürften Scholle gebildet, welche beim Anprall des Oberbaues gegen NW verfrachtet wurde und in ihrer heutigen Position die Grenze zwischen Oberbau und Unterbau überdeckt. Die Diskordanzen, Schleppungen und tektonischen Störungen sind auf der Ost- und der Nordseite des Gipfels sowie nahe der Furkel zwischen diesem und dem P. Teafondada zu sehen.

DER PIZ SCHUMBRAIDA

Wie eine Sphinx erhebt sich das wuchtige Dreikant des P. Schumbraida aus dem öden Schutt des hinteren V. Schumbraida. Die drei Seitenkanten laufen in eigentliche selbständige Gräte aus, die sich nach NW, nach NE und nach S erstrecken und je eine niedrige, gipfelartige Erhebung aufweisen. Der Südgrat, dem einige freche, kleine Türme aufsitzen, endet in einem steil gegen die Valle di Fraéle abfallenden Vorgipfel, dem M. Solena.

Der geologische Bau des Berges steckt voller Rätsel. Vergegenwärtigen wir uns zunächst noch einmal die verschiedenen tektonischen Elemente, die sich in den Bau des P. Schumbraida verfolgen lassen:

Vom P. Teafondada her setzen sich die Einheiten des Unterbaues, die Ortler- und die Quatervalsdecke mit unbeirrtem Quatervalsstreichen ins V. Cancano und in den S-Teil des P. Schumbraida fort. Von NW her sind die Jon-dad'Onsch-Schuppen, die sie unterlagernde Scherbenzone und die Abschrägung des Unterbausockels, alle mit einem ungewöhnlichen SSE-NNW-Streichen, ebenfalls bis in die Basis des P. Schumbraida zu verfolgen. Auch von E her greifen wichtige tektonische Glieder auf seinen komplizierten Bau über, so das aus kristallinen und karnischen Fetzen bestehende Schuppenwerk des Pedenoloplateaus, die stark ausgewalzte Fortsetzung des Forcolazuges und schliesslich auch die Hauptdolomitzone der Umbraildecke (vgl. Taf. VI).

Auf diese Weise scheinen von allen Seiten her die verschiedensten tektonischen Elemente in den Bau des P. Schumbraida, der eine ganz einzigartige Schlüsselstellung einnimmt, einzumünden. Sie alle unter einen Hut zu bringen und in den beobachtbaren Dolomitserien wiederzuerkennen, ist eine Aufgabe, die dem sphinxartigen Wesen des Berges durchaus würdig ist.

Folgen wir zunächst den Gliedern des Unterbaues, die vom P. Teafondada her in breiter Front ins Südgehänge des P. Schumbraida einziehen. Die Ortlerdecke, welche am Vorsprung der Parete alta (TA) bereits bis auf eine Höhe von 2500 m reicht, setzt unbeirrt gegen E weiter. Die Schichten der Quatervalsdecke sind, durch einen Bruch etwas abgesenkt, bis in den obersten Felsriegel des Val Cancano zu verfolgen, der aus den typischen hellen und dunklen Kalken der oberen Prä-Grata-Schichten besteht. Dann aber wird ihre E Fortsetzung problematisch und gehört zu den am heisesten umstrittenen Problemen der SE Engadiner Dolomiten.

Nach SCHLAGINTWEIT 1908 wird die Quatervalsdecke durch eine im Schutt des V. Cancano emporziehende, ziemlich steile Schubfläche abgeschnitten. Diese verbindet die Kristallinfeten des M. Solena mit jenen des Cuclèr da Jon dad'Onsch und des P. Teafondada und trennt auf diese Weise den Gipfel des P. Schumbraida und des M. Solena von der Quatervalsdecke ab.

FRANCHI 1911 und SPITZ 1914, p. 76, wenden sich entschieden gegen diese Auffassung. Nach ihrer Ansicht queren die Bänke der Quatervalsdecke völlig ungestört das V. Cancano und finden ihre natürliche Fortsetzung im Hauptdolomit des M. Solena und des P. Schumbraida, und ebenso setzen die Plattenkalkzüge der Quatervalsdecke ungestört in den Gipfelklotz des P. Schumbraida

über. Die Schuppenzone des M. Solena folgt als etwas verbreiterte Fortsetzung des Forcolazuges stets der Basis der Quatervalsdecke und endet in einem kleinen Raiblervorkommen nahe der Parete alta.

Auf diese Weise erreichen die basalen Elemente der Umbraildecke, worauf vor allem R. STAUB (1937) aufmerksam gemacht hat, vom Umbrail her durch die Valle Forcola und um den M. Solena herum die Basis der Quatervalsdecke, und dementsprechend setzt sich auch der Hauptdolomit der Umbraildecke selber in die mächtigen Hauptdolomitwände des P. Schumbraida und weiter in die sichere Quatervalsdecke fort.

Die geologischen Verhältnisse im V. Cancano zeigen nun folgendes: Im Schichtverlauf ist, von gelegentlichen Schuttüberdeckungen abgesehen, nirgends eine grössere Störung zu bemerken. Die einzelnen Bänke scheinen tatsächlich ungestört vom P. Teafondada bis in den Gipfelklotz des P. Schumbraida hinüberzuziehen. Nicht so jedoch der am P. Teafondada noch mehr als 200 m mächtige Kalkzug der Prà-Grata-Schichten, der im Felsriegel des oberen V. Cancano ein plötzliches Ende findet und nach dessen Fortsetzung man am P. Schumbraida vergeblich Umschau hält. Bei günstiger Beleuchtung vermeint man sogar einen gewissen, allerdings nicht sehr grossen Faziesunterschied zwischen dem Gipfeldolomit des P. Schumbraida und dem Hauptdolomit der Quatervalsdecke zu erkennen. Auch lassen die geologischen Verhältnisse eine Deutung im Sinne SCHLAGINTWEITS durchaus zu: längs einer durch das Val Cancano emporstreichenden tektonischen Fläche prallen die verschiedenen Oberbauelemente auf den Unterbau. So bohrt sich der auffallend dunkle Dolomit des M. Solena von SE her in die Quatervalsdecke, diese weitgehend überdeckend (vgl. Taf. IV). Der Gipfeldolomit des P. Schumbraida presst sich gewaltsam an die Quatervalsdecke heran, von ihr als gewaltiger Hobel ganze Teile abschürfend und über den eigentlichen Unterbausockel hinweg gegen NW stossend. Pt. 2944 LK, der NW-Grat und Teile des NE-Grates werden von solchen abgehobelten Schürflingen aufgebaut (vgl. Taf. III). Zwischen dem NW-Fallen des Gipfeldolomites und den NNE fallenden Schichten der Quatervalsdecke besteht auch eine gewisse Diskordanz, welche allerdings im Schichtverlauf des V. Cancano nicht zum Ausdruck kommt. So scheint die Quatervalsdecke völlig überdeckt zu werden von den Solenaschuppen und dem Gipfeldolomit des P. Schumbraida, welche beide, ähnlich wie die Hauptdolomitklötze des P. Tavrü oder des P. Stabelchod usw., diskordant „auf der Nase stehend“ dem unteren Stockwerke aufsitzen (vgl. Taf. IV).

Auf diese Weise treffen sich Für und Wider. Zu Gunsten SCHLAGINTWEITS lassen sich der Fazieswechsel, der in dem abrupten Ende der Prà-Grata-Schichten erwiesen ist, und der Wechsel vom Quatervalsstreichen des Unterbaues in das Umbrailstreichen der Oberbauelemente anführen. Für die Auffassung von FRANCHI und SPITZ spricht der scheinbar ungestörte Schichtverlauf, denn es muss fast unwahrscheinlich anmuten, dass zwei grundverschiedene Dolomitserien sich so harmonisch aneinanderfügen, wie es die Quatervalsdecke und der Dolomit des Schumbraida gipfels tun.

Für die tektonische Deutung dieser Verhältnisse sind somit der Bau der Schumbraida-Ostseite und der Verlauf des Forcolazuges von entscheidender Bedeutung.

Dank des tiefen Einschnittes der Valle Forcola erhält man von E her einen guten und vollständigen Einblick in die Tektonik der gewaltigen Ostwände des P. Schumbraida (Taf. V). Der Forcolazug leistet als tektonische Leilinie für die Gliederung der enormen Dolomitmassen gute Dienste. Er löst sich bei der Casa Forcola (= Baita di Forcola LK) von der breiten Schuppenzone der Valle Forcola ab und folgt in sehr ausgewalztem und mitgenommenem Zustand dem Fuss der Schumbraida-

wände, beginnt dann aber gegen S im Felsgehänge emporzusteigen und erreicht nach stetem Anstieg schliesslich auf der Südseite des M. Solena eine Höhe von 2750 m. Gegen den M. Solena zu schaltet sich in den Forcolazug ein spitzer Dolomitkeil ein, der sich zu der aus dunklem Hauptdolomit bestehenden oberen Solenaschuppe entwickelt. Der mehr als 400 m betragende Anstieg des Forcolazuges scheint jener Abschrägung des Unterbausockels zu entsprechen, welche wir schon vom Kamm des Cuclèr da Jon dad'Onsch her kennen und deren Ausstich etwa an dieser Stelle zu erwarten wäre. Im Liegenden des Forcolazuges müssen dementsprechend die Glieder des Unterbaues zum Vorschein kommen.

In der Tat erscheint bei Gli Al (i Alt CI) das Zwischenelement der Ortlerdecke, welches zunächst flach gelagert ist, dann aber mit einer eigenartigen, steilachsigen Verbiegung gegen N abtaucht (vgl. Taf. V). In seinem Hangenden folgt ein Hauptdolomitelement, das meiner Meinung nach die Fortsetzung der Quatervalsdecke bilden könnte, welche im V. Cancano unter dem Gipfeldolomit des P. Schumbraida und den Solenaschuppen verschwindet (vgl. Taf. IV und V). Auf den Weiden von Gli Al liegen Raiblerreste und Kristallin, welche über die beiden Unterbauglieder diskordant hinweggestossen wurden und den karnischen Schürflingen des Pedenoloplateaus (E Val Forcola) entsprechen. Ein Zug karnischer Schichten ist über den Weiden aufgeschlossen. Er lässt sich auf die Südseite des M. Solena verfolgen und windet sich dort in enge Falten zusammengepresst am Gehänge steil empor. Er liegt diesem somit wie angeklebt flach obenauf und sticht nicht in der Weise, wie dies SPITZ (1914, Profil 15) darstellt, in den Berg hinein. Auf ihm ruht ein dunkler Dolomit in wirrer Lagerung auf: die untere Solenaschuppe.

Klarer treten die Verhältnisse am M. Pedeno hervor, wo das Abtauchen der Ortlerdecke und die Überlagerung durch den ziemlich wirr durcheinandergebrachten Hauptdolomit der Quatervalsdecke gut aufgeschlossen sind. Die Raiblerschürflinge an der Basis des Braulokristallines und dieses selber überstossen dort die tektonisch so bedeutsame Fuge zwischen Ortler- und Quatervalsdecke diskordant, ohne sich von ihr im geringsten beeinflussen zu lassen, geschweige denn, sich zwischen die beiden einmischen zu wollen (vgl. Fig. 11).

Durch den Forcolazug werden der karnische Zug von Gli Al und die untere Solenaschuppe diskordant abgeschnitten (vgl. Taf. V).

Im Hangenden des Forcolazuges liegt wie in eine weite Talmulde eingebettet die Hauptmasse des P. Schumbraida, welche die gewaltigen Ostwände auftürmt. Sie besteht scheinbar aus zwei Hauptdolomitserien, zwischen welchen jedoch keine scharfe Trennfläche und somit keine bedeutendere Überschiebungsbahn zu erkennen ist. Oberhalb der Baita di Forcola LK schaltet sich zwischen die beiden Serien ein Faltenelement ein, welches bereits von SPITZ (1914, Profil 15) dargestellt wurde. Es ist der schiefe Anschnitt einer gegen NW getriebenen liegenden Antiklinale, welche, wie mir scheint, als der innerste Kern einer grossen, teilweise aufgeborsteten Umbrailstirnfalte zu deuten ist. Die beiden erwähnten Dolomitserien entsprechen dem verkehrten und dem normalen Schenkel der Stirnfalte. Der grössere Teil der Ostwand liegt gerade in der Streichrichtung der Faltenachse, so dass dort die Umbiegung nicht ohne weiteres zu sehen ist. Von Gli Al aus vermag man jedoch direkt unter dem P. Schumbraida-Gipfel eine wesentlich spitzer gewordene Umbiegung zu erkennen. Der normale Schenkel oder mindestens der obere Teil davon scheint als eigene Dolomitserie selbständig noch um ein wenig vorgestossen zu sein, bis auch er schliesslich mit seiner Stirnseite an einem Hindernis festfuhr.

Sehr ähnlich wie am P. Schumbraida liegen die Verhältnisse auch am Lai da Rims, wo in den Schluchten SE des Sees unter der Dolomitplatte des Umbrail ebenfalls eine Art verkehrter Serie zum Vorschein kommt. Wie am P. Schumbraida

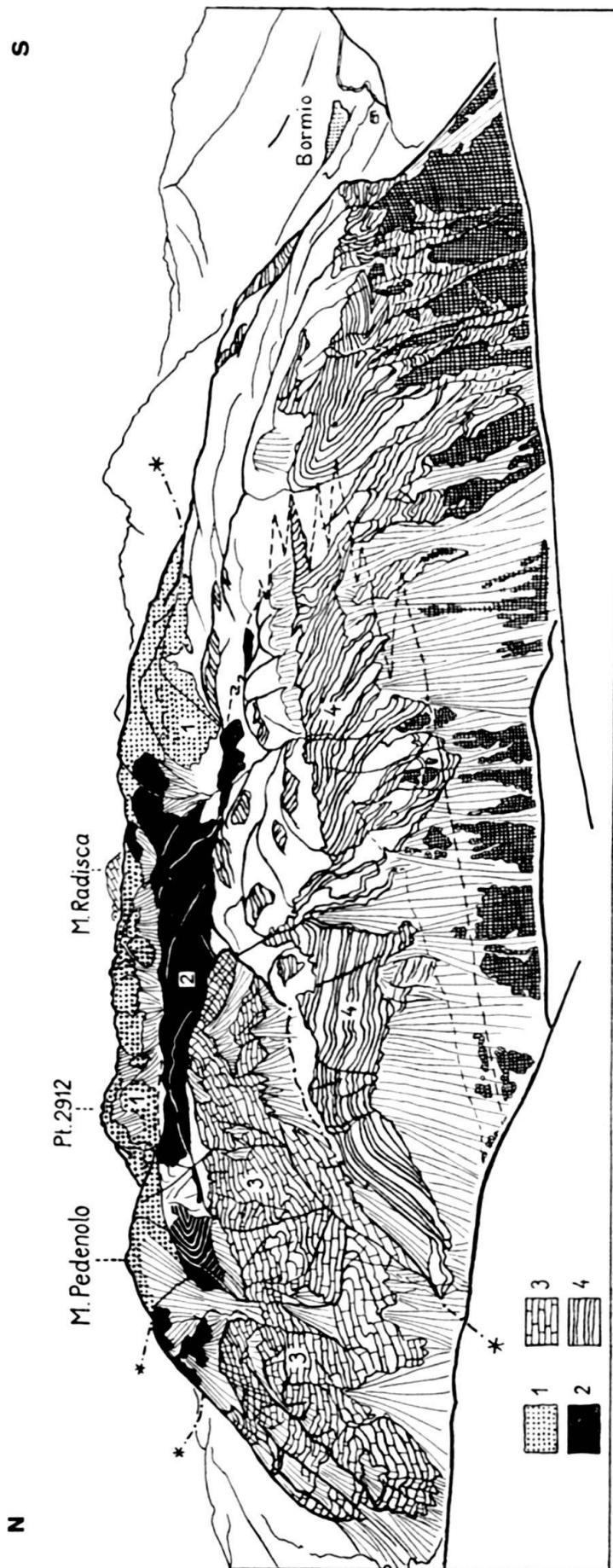


Fig. 11. Blick gegen das Pedenolplateau von Westen

1. Brauikristallin, 2. Carnien, 3. Hauptdolomit der Stelvioschuppe, 4. Obernorische Plattenkalke und Dolomite des Zwischenelements.
 Das Brauikristallin und die Raiblerschichten an seiner Basis überstossen diskordant die Fuge zwischen dem Zwischenelement der Ortlerdecke und
 der Stelvioschuppe. Gegen N wird die Stelvioschuppe (= Quatervalsdecke ??) diskordant von den Raiblerschichten abgeschnitten.

stösst auch dort die normale Serie mit ihrer Stirnseite an das nächstliegende Hindernis, hier die Scarldecke, an. Die mächtige Umbrailstirn scheint sich einst ungebrochen vom Rimsersee bis in den P. Schumbraida erstreckt zu haben, doch wurde sie im Zwischenstück vom P. dal Lai bis zur Fuorcla Schumbraida nachträglich von den höheren Schubmassen des M. Forcola überfahren und entsprechend drangsaliert, ausgewalzt und in Gleitbretter aufgelöst.

Auf der Nordseite ist der P. Schumbraida stark von Schutt und Eis überdeckt. Wie eine breite Schleppe überkleistert ein grossflächiger Blockstrom weite Teile des unteren Gehänges (Taf. III). Die einzelnen isolierten Felsinseln, die aus dem Schutt herausragen, bestehen aus einem stark zerhackten Dolomit, der sich vorläufig noch nicht sicher deuten lässt. Der Schumbraidagipfel besteht aus den mittelsteil gegen NW einfallenden Dolomiten der Umbrailstirn. Der NW-Grat wird von den Kalkschiefern und Dolomiten jenes Quatervalsabschürflinges aufgebaut, der schon p. 107 erwähnt wurde. Ebenso sind am NE-Grat Kalke und Dolomite des Unterbaues erkennbar, doch ist das Verhältnis zwischen diesen und der Umbrailstirn noch nicht abgeklärt.

DER SÜDRAND DER SCARLDECKE

Der südlichste Teil der Scarldecke wird von einer ausgedehnten Antiklinalzone gebildet, welche aus zwei sich seitlich ablösenden Kuppeln, der Münstertaler Verrucanokuppel und der Hochzone des Munt Buffalora–Munt la Schera, besteht. Über dem Kristallin und dem mächtigen Verrucano des Antiklinalkernes folgen in normaler Lagerung die zugehörigen triadischen Schichtglieder.

Gegen S taucht diese Antiklinalzone schwungvoll ab und versinkt auf ihrer ganzen Länge von der Punt Perif am Spöl bis zur Punt Teal an der Umbrailstrasse unter die von S andrängenden Decken. Die jüngsten Glieder der Sedimenthülle, meist aus karnischen, am P. Dössradond auch aus norischen Schichten bestehend, bilden stets den Aussenrand der abtauchenden Decke. Nirgends ist eine inverse Serie, welche auf einen Muldenbau dieser Zone schliessen liesse, zu erkennen. Gegen die Tiefe zu ist die Triasserie der Scarldecke unter dem Druck der südlichen Decken häufig ausgequetscht und ausgedünnt worden, wie etwa im Keil von Punt Teal zu beobachten ist.

Auf diese Weise bildet die südliche Scarldecke eine Art Pseudowurzelzone. Sie kümmert sich keinen Deut um die Gepflogenheiten einer „normalen“ Decke und bereitet deshalb mit ihrem eigenwilligen Temperament allen tektonischen Interpretationen erhebliche Schwierigkeiten. Ihre südliche Randlinie ist eine der wichtigsten tektonischen Leitlinien in den Unterengadiner Dolomiten.

Die S Einheiten, vor allem die Quatervals- und die Serragliodecke, stoßen völlig diskordant von der Scarldecke ab. So ziehen auf der Westseite des Val Chaschabella (S des Munt la Schera), in der Tagliata und im Val dell'Orsa die flachliegenden Schichten der Quatervalsdecke bis nahe an die abtauchende Scarldecke heran, ohne das leiseste Anzeichen einer Umbiegung erkennen zu lassen.

Auf der Westseite des V. Chaschabella stösst die flachliegende Quatervalsdecke mit breiter Stirn direkt an die steil abfallenden Raiblerschichten der Scarldecke. Im Val dell'Orsa münden die flachliegenden Schichten der Quatervalsdecke in eine auf das äusserste tektonisierte und pulvrierte Schutt- und Trümmerzone ein, in welcher nur gelegentlich ein strapazierter Hauptdolomit in irrer Lagerung aufgeschlossen ist. Dieser gehört vermutlich bereits der unter dem Anprall der Quatervalsdecke stark in Mitleidenschaft gezogenen Sedimenthülle der Scarldecke an. Etwas weiter gegen N erkennt man am Munt Buffalora, wie die Schichten der Scarldecke senkrecht abtauchen. Auf Alpe del Gallo wird der erwähnte stark strapazierte Hauptdolomit von Raiblerrauh-

wacke überlagert, die aber wohl, ähnlich wie die Rauhwacken des P. Turettas auf Plaun sura, als Sackungsstrom über das Gehänge abgeflossen ist und den Hauptdolomit nicht tektonisch überdeckt. Die von SPITZ kartierte Fortsetzung der Raiblerschichten gegen die Cima del Serraglio konnte ich nicht finden.

Die Verhältnisse am N-Ende der Cima del Serraglio und am Ausgang des V. Murtaröl sind bereits beschrieben worden (p. 93 und 94). Auf der Ostseite der Cima del Serraglio enden die mittelsteil gegen N einfallenden Schichten der Serragliodecke in der Zerrüttungszone des Val del Bröch (TA), während unmittelbar N davon die Schichten der Scarldecke isokinal mit dem Gehänge der Mots gegen S einfallen. Die mehr oder weniger breite Zerrüttungszone, die sich regelmässig zwischen die S Decken und die Scarldecke einschaltet, ist die Folge der mechanischen Druckwirkung, die sich beim Anprall der südlichen Decken vor allem auf die Unstetigkeitszone längs des Anschubrandes ausgewirkt hat.

Da bei einer vorrückenden Decke natürlich nicht sofort die ganze breite Stirnfläche, sondern nur einzelne vorspringende Ecken auf das Hindernis auftreffen, sind diese wenigen Kontaktpunkte dem tektonischen Gesamtdruck der Decke ausgesetzt und damit einer gewaltigen Druckwirkung, welche sie niemals auszuhalten vermögen und unter welcher sie sofort zerstört und kakiritisiert werden. Erst nachdem sich der Stirnrand der vorstossenden Decke durch die fortschreitende Selbstzertrümmerung einigermassen an das Hindernis angepasst hat, so dass sich der Gesamtdruck auf eine grössere Fläche verteilen kann, hört die Zerrüttung allmählich auf.

Ausgeprägte Gleitflächen konnte ich in dieser Zerrüttungszone nirgends finden. Sie scheinen ihr schon primär weitgehend zu fehlen, offenbar weil längs der Gallolinie keine grösseren Gleitungen und Überschiebungen, sondern bloss Antriebungen, verbunden mit den entsprechenden Druck- und Zerrüttungswirkungen, statthatten.

Gegen E verbirgt sich die S Randlinie meist unter dem Schutt des V. Mora. Zwischen Alp Sprella und der Stretta treten die Plattenkalke und Dolomite der Quatervalsdecke auf die rechte Talseite über und sind in einzelnen, aus dem Talschutt emporragenden Felshöckern bis unter das Kristallinlager des V. da la Crappa und von hier im Berggehänge weiter bis zum Pt. 2506 LK (S des P. Dössradond) zu verfolgen. Auch hier trennen Schutt und eine ausgesprochene Zerrüttungszone, die im V. da la Crappa (zwischen Obercarnien und Kristallin) gut aufgeschlossen ist, die S Einheiten von der Scarldecke.

Bei der Alphütte auf Dössradond setzen die oberkarnischen Schichten der Scarldecke auf die S Talseite des V. Mora und des V. Vau über. Von S her schliessen sich in ziemlich flacher Lagerung die Kalke und Dolomite der Quatervalsdecke an, die abermals durch eine Zerrüttungszone von der Scarldecke getrennt wird. Ob dem Wasserfall des untersten V. Dössradond sind die abtauchende Scarldecke, die Trümmerzone und die von S heranstreichenden Schichten der Quatervalsdecke gut aufgeschlossen. Auf der Nordseite des P. Praveder schaltet sich zwischen die normal gegen S abtauchende Serie der Scarldecke und die S Elemente ein neues scarlides Glied ein: die Rückfalte des P. Mezdi (vgl. Fig. 12).

Zusammenfassung: Der Südrand der Scarldecke wird von einer höchst bedeutsamen tektonischen Linie gebildet, welche im folgenden als Gallolinie bezeichnet werden soll zu Ehren BÖSES, der die „Verwerfung“ bei Punt del Gall erstmals erkannte und beschrieb (1896, p. 584).

Längs der ganzen Gallolinie taucht die Scarldecke mit grosser Bestimmtheit ab. Mit Ausnahme der nicht unbedingt überzeugenden Ladmulde LEUPOLDS (vgl. p. 115 ff.) konnte im Südflügel der Scarldecke nirgends ein Muldenbau beobachtet werden. Von S her stossen längs der Gallolinie verschiedene tektonische Elemente an die Scarldecke, nämlich die Quatervalsdecke, die Serragliodecke,

das Kristallin des Val da la Crappa und weiter im E auch die Umbraildecke und das Umbrailkristallin.

Die Gallolinie ist eine ausgesprochene Anschub- und Prallzone und ist dementsprechend wohl stark tektonisiert und zerrüttet, nicht aber von grösseren Gleitflächen durchzogen. Das Fehlen der letzteren mag wohl der Grund sein, weshalb die Bedeutung der schuttreichen und deshalb oft schwer auffindbaren Zerrüttungszone lange Zeit übersehen wurde.

Vierter Abschnitt

DER BAU DER SÜDLICHEN ENGADINER DOLOMITEN

DIE SCARLDECKE

Zur Fazies der Scarldecke

Das eigenwillige tektonische Verhalten der Scarldecke lässt ihre Einreihung in das alpine Deckengebäude als ein schwieriges Problem erscheinen, so dass sorgfältigen Faziesvergleichen auch heute noch eine hohe Bedeutung zukommt. Die Scarldecke weist eine Fazies auf, die zwischen der oberostalpinen und der unterostalpinen eine vermittelnde Stellung einnimmt, und kann somit prinzipiell immer noch sehr wohl in den Bereich der mittelostalpinen Decken eingereiht werden.

In den triadischen Ablagerungen der Scarldecke (Unterbau) lassen sich von SE gegen NW sehr beträchtliche fazielle Veränderungen feststellen, so dass man selbst für den relativ kleinen Bezirk der Scarldecke das Faziesprofil nicht mit einer einzigen Pauschalformel erfassen kann.

Im Perm und in der unteren Trias wird der S Faziesbezirk (P. Turettas) von der gewaltigen Verrucanoschüttung des Münstertales beherrscht, deren gegen 1000 m mächtiges Zentrum im Gebiete des P. d'Ora liegt. Von dort aus nimmt die Mächtigkeit rasch ab, erreicht im Scarltal noch ca. 200 m, weiter im N, etwa im unteren Val d'Uina oder in der Gruppe des P. S-chalambert-P. Ajüz, nur noch ca. 20–30 m (nach SCHILLER 1906, Profil III).

Die mittlere Trias ist umgekehrt im S wesentlich magerer und lückenhafter ausgebildet als im N. Am P. Turettas erreichen Anis und Ladin zusammen nur eine Gesamtmächtigkeit von 140–160 m und sind durch ausgeprägte Regressionsphasen (mittlere Rauhwacke, wurmstichiger Dolomit) gekennzeichnet.

Im N steigt die Gesamtmächtigkeit von Anis + Ladin nach SCHILLER auf ca. 300 m und weist somit gegenüber dem S Bezirk eine Zunahme von ca. 100% auf. Auch ist die Schichtfolge mariner und vollständiger entwickelt (Partnachsichten), und die ladinischen Regressionsstufen fehlen.

Eigenartig berührt der Umstand, dass in der mittleren Trias die Zunahme der Mächtigkeit von S gegen N erfolgt, also gerade in der „verkehrten“ Richtung, denn im abgewickelten Faziesprofil schliesst sich so die schmächtigere und lückenhafte Mittel-Trias der S Scarldecke an die mächtige Entwicklung in den oberostalpinen Decken (Lechtal, Ducan) an, während die mächtige Mittel-Trias des Nordendes sich an die schmächtige Ortlerbasis anreibt. Zu ähnlichen Feststellungen gelangte auch BOESCH (1937, p. 50/51); vgl. auch R. STAUB 1937, p. 100. Man kann diese Merkwürdigkeit auf verschiedene Weise deuten, einmal als lokale Faziesdifferenz, welche die topographischen Verhältnisse, wie sie die untere Trias zurückliess, widerspiegelt: Die gewaltige Verrucanoschüttung des S wusste sich noch in der mittleren Trias als Hochzone mit neritischer und von Regressionen unterbrochener Sedimentation Geltung zu verschaffen, während der ausserhalb des

grossen Schuttfächers liegende N Faziesbezirk eine entsprechend bathyalere und vollständigere Ablagerungsfolge besitzt.

Man könnte aber auch an einen kleinen Teiltrog im Raume der nördlichen Scarldecke denken, der gegen S durch eine Schwellenzeone vom oberostalpinen Sedimentationsraum abgegliedert wäre (vgl. R. STAUB 1937, p. 100).

In der oberen Trias scheinen die Faziesdifferenzen eher geringer zu sein. Doch fehlen leider bis heute detaillierte obertriadische Profile aus dem NW Faziesbezirk, so dass ein schlüssiger Vergleich unmöglich ist.

Neuerdings wurde mehrfach ausdrücklich auf die enge Verwandtschaft zwischen der Trias der Scarldecke und jener des Ducans hingewiesen. Nach BOESCH deuten die Ähnlichkeiten im Buntsandstein (Pflanzenquarzit), gewisse Anklänge an eine Dreiteilung des Ladin, die karnischen Sandsteine und Tuffe von Praspöl, sowie die relativ grosse Mächtigkeit der scarliden Mitteltrias auf enge verwandschaftliche Beziehungen zwischen Scarldecke und Dukan hin. In diesem Zusammenhang wäre auch an das oberkarnische Profil des P. Dössradond (p. 74/75) zu erinnern, das weitgehende Übereinstimmungen mit der entsprechenden Stufe des Dukan aufweist (EUGSTER 1923, p. 35).

Doch sind diese Vergleiche einseitig, denn es wäre auf der anderen Seite auch auf die ebenso eindrücklichen Beziehungen zur Ortlerbasis und auf die beträchtlichen Unterschiede zwischen Scarldecke und Dukan aufmerksam zu machen. So tritt nach ROESLI (1927, p. 18) der kohlenschmitzchenführende Pflanzenquarzit ob Alp Chaschauna auch an der Ortlerbasis auf. Ebenso sind die Mächtigkeitsunterschiede zwischen der meist übrigens auch tektonisch reduzierten Ortlerbasis und der S Scarldecke nicht so gewaltig, wie dies vielfach angenommen wird. Nach KAPPELER (1938, Taf. 1) beträgt die Gesamtmächtigkeit Anis + Ladin an der Ortlerbasis 80–110 m und nimmt somit bis zum P. Turettas nur um etwa 50–75% zu, also um einen Betrag, der geringer ist als die Mächtigkeitsschwankungen, welche innerhalb der Scarldecke selber zu beobachten sind. Auch die Dreiteilung der ladinischen Stufe, die BOESCH im Ofengebiet nachzuweisen sucht, dürfte mindestens in den E Gebieten der Scarldecke nurmehr von symbolischer Bedeutung sein. Äquivalente des Arlbergkalkes, der Mittelladin-Gruppe, der Prosantoschichten fehlen in der Scarldecke. Schliesslich bestehen auch zwischen dem Kristallin der Scarldecke und jenem der Silvretta bedeutende Unterschiede, auf welche schon R. STAUB (1937, p. 25) aufmerksam machte und welche durch die vorliegende Untersuchung bestätigt werden.

Die Summe, die sich aus diesen widerspruchsvollen Fakten ziehen lässt, besteht in der erneuten Feststellung, dass die Scarler Trias faziell eine Mittelstellung zwischen der Dukan- und Lechtaler Trias einerseits und der Trias der Ortlerbasis und der Casannazone andererseits einnimmt. Genaueren Angaben haftet heute noch eine grosse Unsicherheit an, welche durch die grossen Schwankungen der Fazies innerhalb der Scarldecke selber und durch den verkehrten Sinn dieser Veränderungen bedingt wird. Es ist schliesslich auch darauf hinzuweisen, dass im einzelnen eben die Sedimentation während der ganzen Triaszeit bis hinauf ins Rhät noch nicht von den wirklich alpinen Embryonalbewegungen beeinflusst und geregelt worden ist, sondern nur von sehr unregelmässigen Senkungsvorgängen innerhalb des alpinen Raumes beeinflusst und bestimmt wurde (vgl. R. STAUB 1937, p. 83).

Der Innenbau der Scarldecke

In der Scarldecke lassen sich drei verschiedene Stockwerke unterscheiden: ein Unterbau, ein Mittelbau und ein Oberbau (vgl. R. STAUB 1937, p. 16).

Der Unterbau der Scarldecke umfasst die grosse Kristallin-Verrucano-Masse des Münstertales und des Scarltales, sowie die dazugehörige normale mesozoische Sedimentbedeckung. Dieser mächtige Deckensockel gliedert sich in einzelne Hochzonen, Kuppen und Mulden. So schliessen sich von S gegen N aneinander:

I. Die Münstertaler Verrucanokuppel, welche sich gegen W in die kuppelartige, aber von Brüchen stark zerhackte und gegen N emporgetriebene Hochzone des Munt Buffalora und des Munt la Schera fortsetzt (BOESCH 1938). Diese Hochzone löst sich auf Juf plaun seitlich von der Münstertaler Verrucanokuppel ab und wird durch eine einseitig gebaute, kleine Mulde, die Raibermulde von Döss dal Termel, von ihr getrennt.

II. Die Ofenpassseinwalmung (SPITZ), eine schon von SPITZ (1914, p. 109) beschriebene Muldenzone, welche als tektonische Uranlage des Ofenpasses und des oberen Münstertales gelten kann.

III. Die Hochzone von S-charl, die in sich abermals komplex gebaut ist und sich von der Region um S-charl wahrscheinlich bis in den Nordteil des Chavalatschkammes hinein fortsetzt. Am Mot dal Gajer und am P. Plazer im Sesvennastock wird die Hochzone durch 2–3 im Umbrailsinne streichende Verrucanokeile noch weiter aufgeschlitzt.

IV. Längs der Schliniglinie sinkt die Scarldecke unter die Kristallinmasse des Eiferspitzes und des Rojentales, eines Seitentales W der Reschen-Scheideck, ein, scheint sich aber, wie das Fenster im Rojental andeutet, unter dem Kristallin der Ötzdecke noch weiter gegen N fortzusetzen. Auf Grund von gewissen faziellen Kriterien scheint mir heute auch die Frage diskutabel, ob nicht auch die Triasinsel des Jaggl östlich der Malserheide und die Masse des Plawenner Kristallins (vgl. HAMMER 1909) südlich des Jaggl noch Teile der Scarldecke sind, die hier als Fenster innerhalb der Ötzmasse noch einmal zum Vorschein käme.

Die triadische Sedimenthülle des Unterbaues ist vor allem noch im NW (Val Sesvenna, Val Tavrü) und längs des S-Randes von Praspöl bis Punt Teal an der Umbrailstrasse erhalten geblieben, während sie im SE und E meist über dem Verrucano oder direkt über dem Kristallin abgeschürft worden ist und als Teile des Mittel- oder Oberbaues nach NW verfrachtet wurde (vgl. INHELDER 1952).

Der Mittelbau der Scarldecke setzt sich aus den quasi „parautochthonen“, von ihrer kristallinen Unterlage zwar abgelösten, aber höchstens um wenige Kilometer verschobenen Gliedern der Scarldecke zusammen. Seine einzelnen Schuppen- und Faltenelemente bestehen fast ausschliesslich aus mitteltriadischen Sedimenten (Buntsandstein bis Raibler) und sitzen dem Unterbau diskordant auf. Der Mittelbau ist vor allem N der Ofenstrasse verbreitet, am P. Terza (NNW Sta. Maria) und in der Starlex- und Astrasgruppe, wo ihr komplizierter Innenbau neuerdings von INHELDER detailliert untersucht worden ist. S der Ofenstrasse wären etwa die höheren Schuppen des P. d'Aint und möglicherweise auch gewisse Teile des N Chavalatschkammes zum Mittelbau zu zählen.

Der Oberbau der Scarldecke besteht zur Hauptsache aus obertriadischen Schichten und ruht ähnlich wie der Mittelbau überall seiner Unterlage diskordant auf (vgl. SPITZ & DYHRENFURTH 1914, p. 196, und BOESCH 1937).

Nach BOESCH (1937, p. 44) bestehen zwischen dem Hauptdolomit des Unterbaues und jenem des Oberbaues auch gewisse Faziesunterschiede.

Zur tektonischen Deutung des Südrandes der Scarldecke

Vgl. p. 110. Vor HEGWEIN betrachtete man die ganzen Unterengadiner Dolomiten vom Umbrail bis an die Schliniglinie als eine tektonische Einheit und verband dementsprechend die Trias der Umbrail-Murtarölgruppe direkt mit jener des P. Lad und der Turettaskette, sei es nun in Form einer einfachen Schichtplatte wie TERMIER in seiner Umbraildecke, oder sei es durch eine mehr oder weniger einfach gebaute Mulde wie HAMMER und SPITZ.

Aber schon aus den Arbeiten von SPITZ & DYHRENFURTH 1914 und R. STAUB 1924 geht hervor, dass zwischen dem südlichen und dem nördlichen Teil der damaligen Umbraildecke, d. h. zwischen Quatervals und Lischanna, beträchtliche fazielle Unterschiede bestehen. Diese Faziesdifferenzen veranlassten später HEGWEIN 1927 zu einer regelrechten tektonischen Abtrennung der Quatervalszone. Damit wurde erstmals die alte Einheit der Unterengadiner Dolomiten zerstört. HEGWEIN löste die faziell ganz anders entwickelte Quatervalsdecke als tektonisch tieferes Bauelement aus dem Zusammenhang der alten Umbraildecke heraus und erhielt auf diese Weise ein Profil, bei welchem seine neue reduzierte Umbraildecke im S als schmächtige Deckscholle der Quatervalsdecke aufliegt und gegen N, längs der Gallolinie, in einem tiefen Synkinalkeil unter die Stirn der Quatervalsdecke eingewickelt erscheint. Damit aber wurde HEGWEIN auch erstmals auf die tektonische Bedeutung der Gallolinie aufmerksam.

Später erkannte R. STAUB, dass die gesamten N der Gallolinie liegenden Gebirge eine eigene tektonische Einheit bilden, welche mit den S der Linie liegenden Gebirgen in keinerlei direkter Beziehung steht. Die grosse Bedeutung der Gallolinie als wichtige tektonische Scheide wurde damit offenbar: durch sie wird die alte, weiträumige TERMIERSCHE Umbraildecke in zwei durchaus selbständige Einheiten, nämlich die Scarldecke im N und die Umbraildecke im S aufgeteilt.

Die von R. STAUB neubegründete Umbraildecke verbindet sich gegen W mit der HEGWEINSCHEN Quatervalsdecke und erhält somit abermals ein neues Gesicht. Die Scarldecke wird von R. STAUB als höheres, ursprünglich südlicher gelegenes Deckenelement über den Rücken der Umbrail-Quatervalsdecke hergeleitet und erscheint längs der Gallolinie tief unter die Stirn der Umbraildecke eingewickelt (R. STAUB 1937, p. 20). Auf diese Weise entsteht ein Querprofil, das jenem von HEGWEIN im Prinzip nicht unähnlich ist: der gegen S abtauchende Flügel der Scarldecke bildet eine spitze Mulde, die sog. Ladmulde (LEUPOLD 1934, p. 1068), die in einem tiefen Keil unter die Umbrailstirn eingelassen ist, sich aber mit ihrem hangenden Flügel in einem stark ausgepressten Zuge noch auf den Rücken der Umbraildecke emporschwingt und sich mit der Kristallinklippe des P. da Rims, dem letzten südlichsten Rest der Scarldecke, verbindet.

Die vorliegenden Untersuchungen (p. 110 ff) bestätigen die grosse Bedeutung der Gallolinie vollauf. Sie trennt ganz im Sinne von R. STAUB die faziell sehr anders gearteten Gebirge der Murtaröl-Umbrail-Gruppe von der Scarldecke im N. Doch konnte der Synkinalcharakter des gegen S abtauchenden Scardeckenflügels, die sog. Ladmulde, im untersuchten Abschnitt nirgends nachgewiesen werden. Auch die petrographische Untersuchung der kristallinen Deckklippe des P. da Rims ergab gewisse Unterschiede, die gegen einen unmittelbaren Zusammenhang der Deckklippe mit der kristallinen Basis der Scarldecke im Münstertal sprechen (vgl. p. 64, sowie Taf. VII).

Es ist deshalb noch etwas näher auf die Ladmulde und auf die Verhältnisse am P. Lad einzutreten. Die breite Sedimentzone des P. Lad lässt sich deutlich in drei Abschnitte gliedern:

1. Eine basale Normalserie, welche die Sedimenthülle der Münstertaler Basis bildet und mit dem Südflügel der Scarldecke steil gegen S abtaucht. Sie wird von einer normalen triadischen

Schichtserie aufgebaut, welche nach oben von dem auffälligen Diabaszug des P. Lad und den mittelkarnischen Rauhwacken begrenzt wird.

2. Die Serie des Pizzet und des P. Mezdi, welche zur Hauptsache aus stark verfalteten oberkarnischen Schichten besteht.

3. Den Hauptdolomit von Rims pitschen, der als abgeschürftes scarlides Element noch unter dem Kristallin der Deckklippen erscheint. Er gehört faziell ohne Zweifel zur Scarldecke (weisslicher Schutt, sehr helle Farbe) und setzt sich auf der Westseite des P. Lad in den Hauptdolomit des Pt. 2730 TA fort und W des Lai da Rims in die hellen Dolomite des Munt Praveder (NE-Gipfel Pt. 2725 TA).

In der normalen Serie lässt sich der absinkende Südflügel der Scarldecke, der bei Alp Claster das V. Vau quert, auch um den P. Lad herum in unveränderter Weise bis Punt Teal verfolgen. Gegen die Tiefe zu wird die Serie wohl stark ausgequetscht, wie der Keil von Punt Teal zeigt, doch ist ein Aufbiegen der Schichten oder sonst ein erkennbarer Muldenbau nicht zu finden.

Somit bleibt die Ladmulde auf die oberkarnische Serie des Pizzet beschränkt. Doch selbst hier scheint ihr wirklicher Muldenbau noch fragwürdig. Am P. Mezdi ist nämlich in dieser mittleren Zone eine wunderschöne, gegen SE blickende, liegende Antiklinalfalte zu erkennen, die Rückfalte des P. Mezdi. Diese setzt sich gegen W in den N Vorbau des P. Praveder fort und steht in der mittleren Felsstufe unter dem Lai da Rims noch im direkten Schichtzusammenhang mit der normalen Serie. Das entsprechende Scharnier ist am Rimserseeweg auf halber Höhe deutlich zu sehen. (Vgl. Fig. 12).

Gegen E setzt sich das Rückfaltelement des P. Mezdi in eine wirr verfaltete Zone fort, in welche sich E von Plaun da la Fracha auch Kristallin und Hauptdolomit einschalten. Am Pizzet sind die oberkarnischen Schichten noch stärker gestaucht und zeigen nach SPITZ (1914) „die sonderbarsten windschiefen Verbiegungen von E-W zu NE Streichen“. Diese stark gestörte Zone wird nun von LEUPOLD als eingewickelte Ladmulde aufgefasst.

Somit würde die Rückfalte des P. Mezdi gegen E in die Ladmulde übergehen. Doch sind neben deutlichen Einmuldungen (Hauptdolomit in der Nordwand des P. Lad) auch am Pizzet noch Antiklinalelemente erkennbar, so dass man aus dem Bau des Pizzet nicht einfach auf eine tiefe Synklinale im Sinne der Ladmulde schliessen kann (vgl. SPITZ & DYHRENFURTH 1914, Profil 17). Ob sich aber die Rückfalte des P. Mezdi so plötzlich in einen ganz anders gearteten Synklinalkiel umwandeln kann, scheint doch mindestens fraglich.

Also besteht die Möglichkeit, dass das Rückfaltelement des P. Mezdi, wenn auch vielleicht etwas komplexer gebaut und durch den Anschub der Umbraildecke gewaltig gestört, im grossen gesehen sich doch bis in den Pizzet fortsetzt. Umbrailkristallin und Umbraildecke haben auf die empfindliche Sedimenthülle der Scarldecke grausam eingewirkt, haben sie in der Tiefe weitgehend ausgepresst und abgescherzt, die abgelösten Glieder aber zusammengestaucht und zerknittert in eben solchen Sedimentpropfen wie der oberkarnischen Serie des Pizzet oder des Hauptdolomitschürflings von Rims pitschen zurückgelassen. Dem scharfen Beobachtungssinn eines SPITZ entging auch der Wechsel von E-W Streichen in das nachträglich aufgezwängte NE-SW Streichen in den kleinen Detailfalten nicht, welcher den Einfluss der aus SE angeschobenen Umbraildecke auf die ursprünglich W-E streichenden Strukturen der Pizzetserie anzeigt. (Vgl. auch R. STAUB 1937).

Zusammenfassung : Das wuchtige und konsequente Abtauchen der Scarldecke lässt sich auch im Bau des P. Lad erkennen. Die hangenden obertriadischen Schichtglieder der Scarldecke wurden unter der Einwirkung der Umbraildecke abgelöst und liegen nun als mehr oder weniger selbständige scarlide Abschürflinge der normalen Serie auf, so die Rückfalte des P. Mezdi und der Hauptdolomit von Rims pitschen. Die Existenz einer eigentlichen Ladmulde kann am P. Lad noch nicht als einwandfrei erwiesen gelten.

Das Ostende der Scarldecke

Nach HAMMER (1911 a, p. 620) setzt sich die normale Serie des P. Lad in den stark ausgequetschten Trias- und Verrucanozug des Val Schais fort (Schais rom. = Gesso, Gips). Dieser Schaiszug schwenkt bei Punt Teal aus der W-E Richtung plötzlich gegen N ab und strebt bis zum Abbruch des Val Schais um fast 500 m im Gehänge steil empor, senkt sich anschliessend bis Tanter Portas um

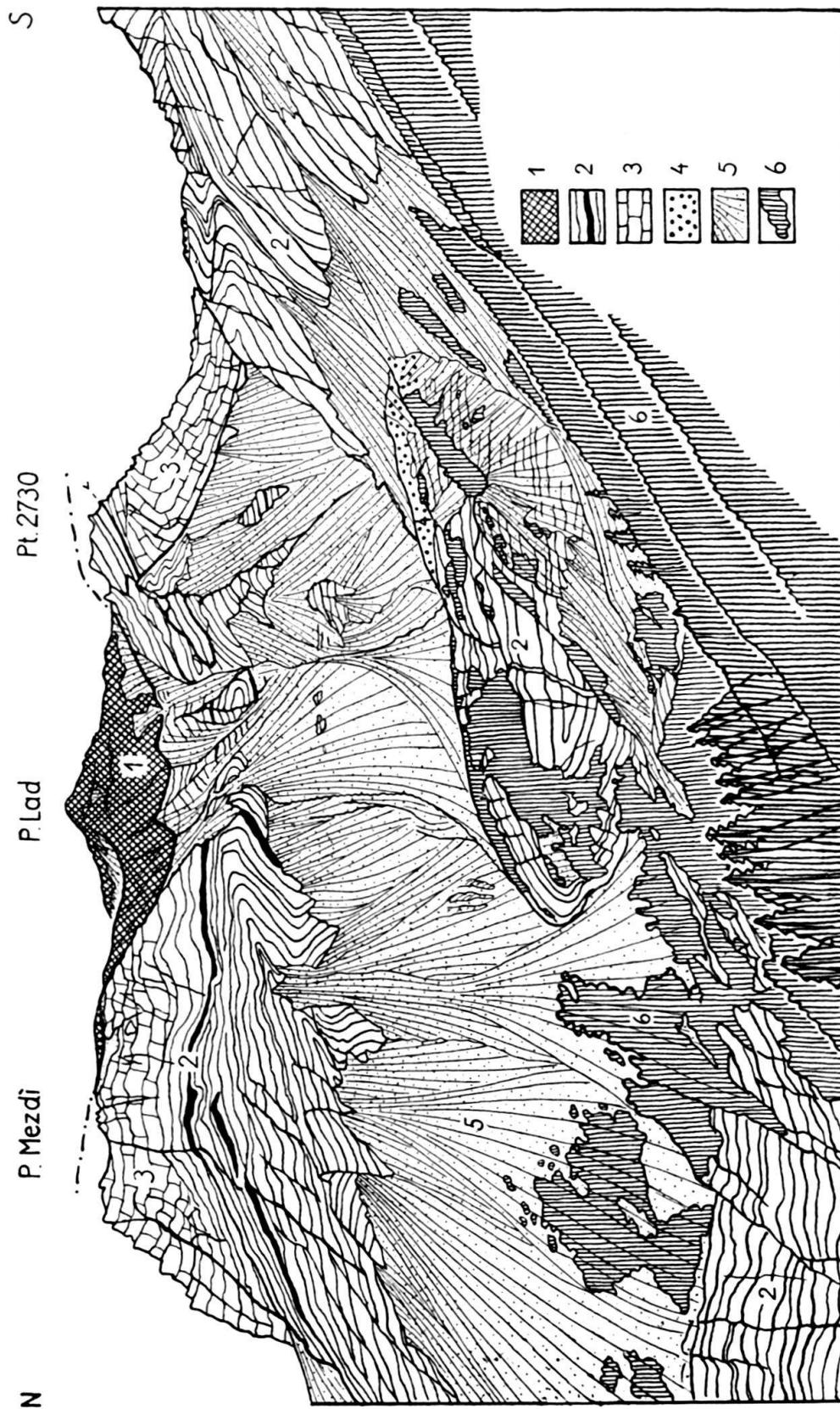


Fig. 12. *Blick vom oberen Val Vau gegen den Piz Lad.* Am P. Mezdi ist die Rückfalte, welche infolge schiefen Anschnittes sehr spitz erscheint, durch die oberkarnischen Tonschlieren gut gezeichnet. Die Faltenachse streicht SW-NE. Die Fortsetzung der Rückfalte ist rechts in den obersten Felsabstürzen zu erkennen. In der Bildmitte ist das ebenfalls sehr schief angeschnittene und deshalb so spitz erscheinende Synklinalscharnier zu erkennen, welches die Schichten der Rückfalte wieder mit der normal gegen S abtauchenden Schichtserie der Scarldecke (links unten) verbindet.
1. Gipfelkristallin des P. Lad., 2. Oberkarnische Schichten, 3. Hauptdolomit, 4. Moräne, 5. Schutt, 6. Wald, Legföhren.

ca. 800 m in die Tiefe, um dann abermals gegen die Rifair Alp und den N Chavalatsch-Kamm um 800 m am Berge emporzuklimmen. Er beschreibt auf diese Weise am Westhang des Chavalatsch eine wogenartig sich auf und ab schwingende Linie. Nach HAMMER ist der Schaiszug als ein tief ins Gebirge eingekleilter Sedimentzug zu deuten, der das Gehänge wegen seines unstet hin- und herpendelnden Streichens bald höher, bald tiefer schneidet und somit (nach der unausgesprochenen Prämisse der HAMMERSchen Deutung) offenbar steil stehen muss.

Bei LEUPOLD und R. STAUB ist der Schaiszug in ganz analoger Weise die Fortsetzung der südlichsten Teile der ausgequetschten Ladmulde, welche sich über das Nordende des Chavalatschkammes bis in die Verrucanozüge der Vintschgauer Sonnenberge verfolgen lässt.

Somit müsste man annehmen, dass die mächtigen, WNW streichenden Antiklinal- und Synklinal-Strukturen (Münstertaler Verrucanokuppel usw.), welche den ganzen monumentalen Innenbau der S Scarldecke beherrschen, gegen E in ein S-N Streichen umschwenken, oder aber auf der Westseite des Chavalatschkammes plötzlich in brutalster Weise abgewürgt und unterdrückt werden.

Es scheint mir nun aber, als ob sich gerade diese Verhältnisse am Ostende der Scarldecke doch auch noch anders deuten liessen.

Der hohe Chavalatschkamm stellt sich mit seiner ganzen Breitseite quer zu den WNW streichenden Großstrukturen der Scarldecke. Auf seinen Hängen müsste sich deshalb wie auf einem Querprofil der ganze wogenartige Innenbau der S Scarldecke abzeichnen. Und gerade das ist es auch, was man beobachten kann: Der Münstertaler Verrucanokuppel entspricht der mächtige Anstieg des Schaiszuges im Val Schais, der Ofenpass-Einwalmung die Mulde von Tanter Portas, und der Hochzone von S-charl entsprechen der Wiederanstieg des Schaiszuges zur Rifair Alp und das Nordende des Chavalatschkammes. Auf diese Weise würde der ganze kristalline Sockel der Scarldecke mit seinen Großstrukturen sich unbirrt auf breiter Front in den Chavalatsch fortsetzen, und es wäre zu erwarten, dass er auch auf der Gegenseite des Berges, etwa zwischen Trafoi und Gomagoi, wieder zutage tritt.

Und in der Tat lassen sich auf der Ostseite des Chavalatsch auch gewisse Erscheinungen feststellen, die sich vielleicht als eine E Fortsetzung der S Scarldecke deuten lassen. Ich denke dabei in erster Linie an den Triaszug des Kleinbodens nördlich Trafoi (Campo Piccolo CI) und an das altbekannte Profil des Zumpanell (vgl. KAPPELER 1938, Taf. 4).

Der Triaszug des Kleinbodens, der seit alters her einfach als Fortsetzung der Ortlertrias gilt, besitzt ja die Merkwürdigkeit, dass, im Gegensatz zur eigentlichen Ortlertrias, die Rauhwacke und der Gips die Triasdolomite stratigraphisch überlagern, ähnlich wie die Raiblerrauhwacken in der Scarldecke den Wetterstein-dolomit. Auf dem Kleinboden erreicht dieser Triaszug die maximale Höhe von 2100 m und senkt sich dann, ständig sich verjüngend, gegen S um etwa 500 m ab, um schliesslich im Schutt oberhalb Trafoi zu verschwinden.

Die Höhen des Zumpanell auf der Gegenseite des Trafoiertales werden in ganz analoger Weise von einer flachliegenden, zur Hauptsache aus karnischen Schichten bestehenden Triasserie gebildet, welche gegen S immer steiler in die Tiefe stürzt und dabei immer mehr an Mächtigkeit verliert, um schliesslich in einzelnen ausgequetschten Gips- und Rauhwackelinsen den Talgrund bei den untersten Häusern von Trafoi zu erreichen. Dieses Profil gleicht jenem von Punt Teal bis in viele Details und liegt auch ziemlich genau in der W-E streichenden Fortsetzung desselben.

So scheint es nahezuliegen, das typische „Scarldecken-Profil“ des Zumpanell und jenes des Kleinbodens mit dem Profil von Punt Teal und damit mit dem abtauchenden Südflügel der Scarldecke in Verbindung zu bringen. In der Trias-Kulmination des Kleinbodens (2100 m) und des Zumpanell (2200 m) würde sich die gegen E allmählich abtauchende grosse Münstertalerkulmination nochmals abzeichnen. Damit würde sich die S Scarldecke mit ihren Großstrukturen und mit der Gallolinie trotz der robusten Bearbeitung durch das überschobene Braulio- und Chavalatschkristallin im grossen ganzen zäh und beharrlich unter demselben hindurch nach E fortsetzen und unterhalb Trafoi als schönes Halbfenster nochmals zum Vorschein kommen.

Aber auch das kategorische Abtauchen der S Scarldecke, wie wir es nun schon von Punt Perif am Spöl bis Punt Teal verfolgen konnten, würde sich nach dieser Deutung gegen E mit ungebrochener Kraft bis in den Zumpanell und nach HAMMER sogar bis ins Razoital hinein erkennen lassen. Während wir bisher der Reihe nach die Quatervalsdecke, die Serragliodecke, die Oberbauschuppen der Umbrailgruppe, die Umbraildecke und das Umbrailkristallin diskordant an den Wall der Scarldecke anprallen sahen, würde ihnen im Chavalatsch und am Zumpanell das Brauliokristallin, die Ortlerzone und deren kristalline Basis darin folgen, so, dass sich längs des Südrandes der Scarldecke eine Deckendiskordanz grossen Stiles feststellen liesse, wie sie in ähnlicher Weise auch von andern ostalpinen Decken her bekannt sind (Ötztaler Decke, Ortlerzone). Damit aber würde sich der alte harmlose Gallobruch BÖSES oder die Ladmulde LEUPOLDS als einer der wichtigsten Einschnitte im tektonischen Gebäude der Unterengadiner Dolomiten erweisen, als ein Einschnitt von mindestens 40 km Länge und beträchtlicher Tiefe, welcher als eine Art „südwestlicher Randlinie“ an Bedeutung nicht viel hinter der in verschiedener Hinsicht ähnlichen nordwestlichen Randlinie zurücksteht.

DIE SERRAGLIOSCHOLLE

In der Quatervalsgruppe, an der Cima del Serraglio und in der Murtarölguppe erscheint im Hangenden der Quatervalsdecke noch eine höhere, eher unbedeutende Teildecke, die sich aus Hauptdolomit, Prà-Grata-Schichten und Quatervalsschichten zusammensetzt (vgl. Taf. VI).

Im W wird diese Teildecke, die im folgenden als Serraglioscholle angeführt wird, durch die altbekannten Diavelschuppen R. STAUBS vertreten (= Schuppen f und g nach HEGWEIN). Sie ist im W etwas komplex gebaut und quert die Nordgräte der Quatervalsgruppe, nämlich den Muot sainza Bön, den Spi da Tantermozza, die Crappa Mala, den Spi da Val Sassa und den Kamm des P. dal Diavel. Ein S Teilelement der Decke bildet die isolierte, flachliegende Hauptdolomitklippe des P. dal Diavel und setzt sich als S Ableger der Serraglioscholle auch auf dem Spi da Val Sassa und auf der Crappa Mala fort. Die Hauptmasse der Teildecke wird durch die ziemlich steil gegen NNE fallenden, aus Hauptdolomit und Plattenkalk bestehenden Schuppen f und g gebildet.

Ein kleiner Rest der Teildecke liegt auch dem Nordgrat des M. del Ferro auf (p. 91) und dient auf diese Weise als Brücke zur Cima del Serraglio, wo die Teildecke als ruhige, ziemlich mächtige Schichttafel die Quatervalsdecke überlagert (p. 92). In gleicher Weise setzt sie sich in den Nordteil der Murtarölguppe fort. Unter dem Einfluss des Oberbaues werden ihre Schichten jedoch aus ihrer relativ flachen Lagerung plötzlich in eine saigere Stellung aufgeknickt. Auf der Nordseite des P. Pala Gronda bilden die Schichten eine dem steilen Gehänge isoklinal

aufruhende, flache Mulde, an deren steilstehendem Südrand sich ein etwas selbstständig gewordenes und zu der sog. Pala-Gronda-Falte verbogenes Gleitbrett abgelöst hat. E des P. Pala Gronda streicht die Teildecke ins Val Mora aus und scheint hier zu enden.

Die Serraglioscholle schliesst sich faziell eng an die Quatervalsdecke an (p. 84) und dürfte, durchaus in Übereinstimmung zu früheren Auffassungen, nur als eine höhere, ursprünglich südlicher gelegene Abspaltung derselben zu betrachten sein.

DIE QUATERVALSDECKE

Die Quatervalsdecke im Westen

HEGWEIN (1927 a) unterschied im Raume der W Quatervalsdecke die sieben übereinanderliegenden Schuppen a-g. Nach seiner Ansicht lagen diese sieben Schuppen im ursprünglichen Sedimentationsraum hintereinander angereiht und kamen erst durch die alpinen Bewegungen in der heutigen Art und Weise übereinanderzuliegen. So erscheint die Quatervalsdecke im W als ein Stoss übereinandergestapelter, relativ schmächtiger Schuppen.

Die weiter im E so mächtige und unteilbare Quatervalsdecke würde somit gegen W in wesentlich dünnere und unbedeutendere Einzelschuppen aufsplittern. Im Gegensatz dazu scheint jedoch aus der Karte von SPITZ & DYHRENFURTH und jener von HEGWEIN hervorzugehen, dass sich in grossen Zügen die einzelnen Zonen der Quatervals- und der Serragliodecke von der Murtaröl- und Ferrogruppe aus gegen NW mit unverminderter Mächtigkeit fortsetzen und durch die ganze Quatervalsgruppe hindurch schliesslich das Engadin erreichen: so der mächtige, teilweise von Obercarnien unterlagerte Hauptdolomitsockel, der sich vom M. del Ferro über den Corno dei Cavalli und um den P. d'Esen herum ins Engadin fortsetzt, so in seinem Hangenden die hellen Prä-Grata-Schichten, die über den M. Parreone (= Pt. 2734 CI S Cima di Fopel) und den M. Serra in den P. Quatervals ziehen, so die Quatervalsschichten, welche von der Cima del Paradiso über den P. dell'Acqua und den P. Tantermozza TA bis Blaisun zu verfolgen sind, und so schliesslich auch die Serragliodecke, deren W Äquivalent in den Diavelschuppen zu finden ist.

Trotzdem verliert die Schuppengliederung HEGWEINS keineswegs ihre Bedeutung. Sie zeugt von den mechanischen Komplikationen im Innern der Quatervalsdecke. Diese sind von dreierlei Art:

1. **Gleitbrettbildung:** In der inhomogen zusammengesetzten, mächtigen Schichttafel der Quatervalsdecke, in welcher spröde Dolomitlagen mit Zwischenschaltungen von relativ plastischen Kalkschiefern wechseln, sind selbst bei relativ geringer tektonischer Beanspruchung Ausgleichsbewegungen und Verschiebungen zwischen den einzelnen Schichtetagen zu erwarten. Die starren Dolomitplatten werden sich dabei über den plastischen Kalkschiefern verschieben, ohne dass derartige Bewegungen aber als eigentliche Überschiebungen gewertet werden dürfen. Die von HEGWEIN beobachteten Gleitflächen (Harnische) an der Basis solcher Schichtplatten sind wohl auf solche interne Gleitbrettbildung zurückzuführen, so beispielsweise die zahlreichen Schuppungsflächen S der Cima di Fopel. Die einzelnen Gleitbretter lagen latent schon vor ihrer tektonischen Verschiebung übereinander und sind nicht erst durch sie aufeinandergestapelt worden.

2. **Horizontalverschiebungen:** Bisweilen sind ganze Bergteile über einer horizontalen Gleitfläche versetzt worden, so etwa Teile des P. d'Esen oder

des P. la Monata. Doch sind derartige Verschiebungen im allgemeinen tektonisch von geringer Tragweite.

3. Rückschuppungen: Schon am M. del Ferro, in höherem Masse jedoch vor allem im Querschnitt des P. dell'Acqua wird die Quatervalsdecke durch ziemlich steilstehende, gegen S ansteigende listrische Gleitflächen in einzelne Schollen aufgespalten. An diesen Gleitflächen macht sich, wie schon HEGWEIN erkannte, eine Bewegung der Schollen gegen S und gegen aufwärts geltend, also ein Mechanismus, bei welchem sich die nördlichen Schollen horstartig an den südlichen aufschieben. Diese Erscheinung dürfte als eine interne Ausweichbewegung zu bewerten sein. Der tektonische Staudruck, welchem die Quatervalsdecke beim Aufprall an das Hindernis der Scarldecke unterliegen musste, bewirkte, ähnlich wie bei einem Tafelland, die Bildung einer Art von Rückschuppungstreppe.

Die Pescatorestörung des M. del Ferro (vgl. p. 90) wird gegen NW von einer Schar von Rückschuppungsflächen abgelöst, die den P. dell'Acqua durchsetzen und die seitlich im Schichtverlauf sich wieder zu verlieren scheinen oder durch neue, parallele Schuppungsflächen abgelöst werden. So erklärt sich auch die merkwürdige Tatsache, dass sich einzelne Schubflächen in ihrem Streichen „infolge vollständiger Konkordanz mit der nächsthöheren Schuppe nicht mehr nachweisen lassen“. Im Engadin unterscheidet HEGWEIN nur die beiden Schuppen a und b, im Querschnitt des P. dell'Acqua dagegen deren fünf, von denen die Schuppen c und d gegen NW völlig unbestimmt im Schichtverband der Schuppe b enden (HEGWEIN 1927a, tektonische Karte).

Auf diese Weise bilden die Schuppen a bis e, abgesehen von den nachträglichen Verschuppungen, doch eine gewisse tektonische Einheit, ein einfaches, vom Obercarnien bis in die Kössener Schichten reichendes stratigraphisches Profil, das in seiner Gesamtheit der Schichttafel der Quatervalsdecke entspricht. Diese wurde im Raume des P. dell'Acqua durch Rückschuppungen in einzelne Schollen zerteilt, die sich aber gegen E und gegen W allmählich wieder im normalen Schichtverband verlieren.

Die Trennung von Schuppe a und b bildet ein eigenes Problem, das im folgenden kurz gestreift sein soll.

Der Corno dei Cavalli und die Müschauns-Schuppe

Der Corno dei Cavalli (vgl. Taf. VI) nimmt in der Tektonik der Quatervalsdecke eine besondere Stellung ein. Nach HEGWEIN schalten sich die aus Kristallin, Karbon, Verrucano, Untertrias und rotem Hauptdolomit bestehenden Corno-dei-Cavalli-Schuppen keilförmig zwischen den Basis- und den Gipfeldolomit des Berges ein. Der Gipfeldolomit weist grosse tektonische Komplikationen auf, die auf eine Querverschuppung des Dolomites in NW Richtung, also quer zu den Strukturen der übrigen Quatervalsdecke, zurückzuführen sind. Ein ähnlicher Bewegungssinn scheint sich auch im Baustil der Corno-dei-Cavalli-Schuppen selber abzuzeichnen, so dass HEGWEIN in bezug auf den Corno dei Cavalli zu folgender Ansicht gelangt: „Bewegungsvorgänge in der Streichrichtung der Quatervalsdecke scheinen hier eine bedeutende Rolle gespielt zu haben“.

Der Keil der Corno-dei-Cavalli-Schuppen trennt nach HEGWEIN den basalen Hauptdolomit als Schuppe a (Müschaunsschuppe R. STAUBS) von dem zur Schuppe b gehörenden Gipfeldolomit. Gegen W lässt sich die trennende Gleitfläche zwischen Schuppe a und b auf der SW-Seite des P. Fier noch als bedeutende Bewegungsfläche erkennen, während ihre weitere Fortsetzung durch das V. Müschauns und um den P. d'Esen nurmehr „scheinbar sekundäre Bedeutung“ besitzt und „eine innere Angelegenheit der Quatervalsdecke zu sein scheint“. Um die E Fortsetzung dieser Trennfläche steht es noch schlimmer: sie ist über den Corno dei Cavalli hinaus überhaupt nicht mehr nachweisbar.

Vom Standpunkt des P. Murtaröl aus scheinen die Verhältnisse am Corno dei Cavalli nun aber auch einer anderen Deutung zugänglich zu sein:

Die deutlich ausgeprägte, gegen NW gerichtete Umbrailektonik des Corno dei Cavalli ist ein starkes Indiz für eine Mitbeteiligung des oberen Stockwerkes am Bau des Berges, und zwar wären nicht nur die eingeschleppten, sog. „unterostalpinen“ Schürflinge, sondern auch die stark hergenommenen, „blockartig verstellten“ Hauptdolomitschollen des Corno-dei-Cavalli-Gipfels und des M. Saliente zu diesem Oberbausystem zu rechnen, welches jenem der Münstertaler Alpen analog wäre. Nach eigenen neuen Beobachtungen im Sommer 1952 scheint auch die Gipfelmasse des P. Fier nicht mehr zur eigentlichen Quatervalsdecke zu gehören, denn die über jener von HEGWEIN beschriebenen markanten Gleitfläche liegende Dolomitserie unterscheidet sich durch ihre dunkle, von rötlichen Anlauffarben geschmückte Erscheinung sehr deutlich von der wesentlich helleren, zigarettenaschengrau anwitternden Quatervalsdecke. Gegen W knickt die basale Hauptgleitfläche plötzlich schief aufwärts. Ganz ähnliche Erscheinungen lassen sich übrigens auch an dem dunkeln Gipfelkopf des P. d'Esen beobachten, wo an der Basis des Gipfelkopfes sogar sehr deutliche Schleppungsumbiegungen zu erkennen sind.

Sowohl bei der Gipfelmasse des P. Fier-M. Saliente, als auch beim „Eselsohr“ des P. d'Esen scheint es sich um nachträglich in die Quatervalsdecke eingeschobene Teile zu handeln, die sich ähnlich wie die Oberbau-Elemente der Murtarölgruppe oder des M. del Ferro in die rückwärtigen Teile der Quatervalsdecke einbohrten.

Auch R. STAUB hat bereits 1937 auf ganz analoge Erscheinungen im Gebiete des Albulpasses aufmerksam gemacht, wo der Hauptdolomit des Compass, des Cuziraint usw. in ähnlicher Weise in den Lias der Ortlerdecke hineinstösst, und es liesse sich wohl denken, dass hier wie dort ein ähnlicher Mechanismus am Werke war.

Damit erweist sich die Quatervalsdecke auch im W, trotz allen sekundären Aufsplitterungen, als eine im Grunde genommen zusammenhängende, mächtige Einheit, welche der imposanten Deckentafel in der Ferro- und Murtarölgruppe durchaus ebenbürtig zur Seite treten kann und denselben tektonischen Beeinflus- sungen und Bewegungsphasen ausgesetzt war wie diese.

Die Quatervalsdecke im Osten

Von der Cima del Serraglio bis zum P. Teafondada wird die Quatervalsdecke von einer einfachen Schichttafel gebildet. Sie verliert gegen E allmählich von ihrer gewaltigen, über 1200 m betragenden Mächtigkeit, indem sie der Quatervalschichten mehr und mehr verlustig geht und auf der Südseite des P. Teafondada auch an ihrer Basis eine leichte tektonische Abscherung erkennen lässt. Bereits in der Murtarölgruppe wird die Quatervalsdecke von den Schuppen des Murtaröl-Oberbaues weitgehend überdeckt und tritt auf der schweizerischen Nordseite nur noch gelegentlich, so in dem kleinen Fenster des V. Murtaröl und in dem grösseren Halbfenster des V. Teafondada an die Oberfläche. Im Kamm des Cuclèr da Jon dad'Onsch scheint die Decke ziemlich abrupt zu enden. Sie wird jedenfalls von hier an gegen E von den Schubmassen des Oberbaues völlig zugedeckt und erscheint auch in dem tiefen Einschnitt des Val Schumbraida nirgends mehr. Nur in Val Mora sind längs dem Nordsaume des Oberbaues noch Plattenkalke und Dolomite, die zur Quatervalsdecke gehören, in einem schmalen Streifen aufgeschlossen, der sich bis auf die östliche Alp Dössradond verfolgen lässt.

Auf der italienischen Südseite, wo die Tafel der Quatervalsdecke als mächtiger Schichtkopf zutage tritt, lässt sich die gegen E allmählich reduzierte, aber immerhin noch ca. 500 m mächtige Decke durchgehend bis ins Val Cancano verfolgen. Nach SPITZ und R. STAUB setzt sie sich gegen E in die mächtige Hauptdolomitzone des P. Schumbraida fort und verbindet sich auf diese Weise direkt mit der Dolomitplatte des P. Umbrail. Vom Val Cancano an ist die Decke jedoch aus dem W-E-Streichen in ein SW-NE-Streichen abgedreht worden, was die Störungen in Val Cancano wenigstens zum Teil erklären mag. Nach R. STAUB sind die Solenaschuppen und die Schuppenzone der Valle Forcola als Äquivalente der Corno-dei-Cavalli-Schuppen aufzufassen. Das Brauliokristallin bildet die Basis der Umbraildecke und damit zugleich auch den kristallinen Kern der Quatervalsdecke, der nur hier im Osten erhalten geblieben ist. Auf der Ostseite des P. Schumbraida erscheint an der Basis des Forcolazuges ein besonderes Hauptdolomitelement, welches nach R. STAUB wohl mit der Stelvioschuppe im Zusammenhang steht. Letztere würde somit im Bau des P. Schumbraida ihr vorläufiges westliches Ende finden, denn W des Val Cancano ruht die Quatervalsdecke unmittelbar dem Zwischenelement der Ortlerzone auf.

Immerhin scheint auch eine andere Deutung der Verhältnisse möglich zu sein. Statt sich mit der SW-NE streichenden Umbrailzone zu verbinden, könnte die Quatervalsdecke im Val Cancano unter der Bedeckung der Solenaschuppen und der Umbrailzone verschwinden, um erst auf der Ostseite des P. Schumbraida in jenem Hauptdolomitelement (im Liegenden des Forcolazuges, vgl. Taf. V) wieder hervorzutauchen, welches nach R. STAUB als das Westende der Stelvioschuppe zu betrachten ist. Mit dieser liesse sich die Quatervalsdecke gegen E als stark reduzierter Hauptdolomitzug im Hangenden der Fraélemulde über das Pedenoloplateau, die Corne di Radisca, die Bocca del Braulio und um den M. Scroluzzo herum bis in die Region des Stelvio verfolgen und würde somit noch in den Bau des Ortlers hineingreifen (vgl. Taf. VI). Die relativ schmächtige Stelviozone R. STAUBS, welche im Ortler das Fraélerhät überlagert, würde sich auf solche Weise gegen W zu einer immer mächtiger werdenden Decke entfalten, die sich immer in der gleichen tektonischen Position vom Ortler bis ins Engadin und bis in den God-God bei S-chanf verfolgen liesse. Ortlerzone, Quatervals-Stelvio-Zone und Serraglioscholle würden damit ein eigentliches System von Deckentafeln bilden, welches am ehesten als Ortlersystem bezeichnet werden könnte. Die drei Teildecken dieses Systems sind eine fazielle Einheit, und ich könnte mir sehr wohl vorstellen, dass sie ursprünglich einer zusammenhängenden triadischen Schichttafel angehört haben, die erst auf ihrem Vormarsche zum heutigen Stapel aufeinandergetürmt wurde.

Die deutlich gegen NW bewegte Umbraildecke und das Brauliokristallin wären erst in einer späteren Phase durch einen Schub aus SE in die heutige Lage gebracht worden, wobei der Hauptdolomit der Umbraildecke möglicherweise nichts anderes ist als ein nachträglich unter dem Einfluss des Brauliokristallins nochmals bewegter Teil der östlichen Quatervalsdecke.

DIE ORTLERZONE

Die Ortlerzone berührt das untersuchte Gebiet nur im S und SE (vgl. Taf. VI). Sie unterlagert als mächtige Schichtplatte konkordant die Quatervals- und die Umbraildecke. Als tektonisch mehr oder weniger selbständige Begleiter lassen sich eine Basisserie in ihrem Liegenden und ein Zwischenelement in ihrem Hangenden unterscheiden.

Die Basisserie (= Basisschuppen KAPPELERS 1938) umfasst ein Schichtprofil, das vom Verrucano-Buntsandstein bis in den Hauptdolomit reicht. Sie sinkt nach KAPPELER meist ± konkordant, aber stets durch eine markante Gleitfläche getrennt, unter die Hauptdolomittafel der Ortlerdecke ein. Die Basisserie ist im E meist in zahlreiche Gleitbretter und Schuppen aufgelöst und ihre Schichtreihe meist höchst unvollständig. Nur in der Valle Corta (S von S. Giacomo di Fraéle) ist das Profil vom Verrucano bis in den Hauptdolomit hinauf einigermassen vollständig entwickelt. Die Basisserie ist hier steil aufgerichtet und wird, wie dies schon SCHLAGINTWEIT richtig beschrieben hat, von der Quatervalsdecke diskordant abgeschnitten. Zudem zeigt sich zwischen dem hellanwitternden, ganz schwach gelbstichigen Hauptdolomit der Basisserie, der faziell an den Hauptdolomit der Scarldecke erinnert, und den dunklen, aschgrauen Dolomiten der Quatervalsdecke ein deutlicher Faziesunterschied.

Die mächtige Tafel der Ortlerzone liegt stets durch die Zebrügleitfläche getrennt der Basisserie auf. Gegen W zu erleidet die Deckentafel von der Basis her gewaltige Reduktionen, indem der Hauptdolomit in den Cime di Plator immer mehr ausdünnnt und W des M. Pettini bis auf vereinzelte Schürfreste vollständig verschwindet. Das Rhät gelangt dadurch in direkten Kontakt mit der Basisserie. Diese beträchtliche tektonische Reduktion der Ortlerdecke, die Faziesdifferenz zwischen ihr und der Basisserie, die Verschürfung und Strapazierung der letzteren und die ausgeprägte tektonische Gleitfläche zwischen beiden weisen mit Nachdruck darauf hin, dass die Ortlerdecke auf ihre Basisserie überschoben wurde oder dass, zum allermindesten, zwischen der Ortlerdecke und ihrer sog. „autochthonen“ Basis, sehr bedeutende Bewegungsvorgänge stattgefunden haben.

In den Cime di Plator ist der S Teil der Ortlerdecke offenbar nachträglich steil aufgeknickt und am M. delle Scale sogar zu einer schwach ausgeprägten, gegen NW schauenden Faltenstirn verbogen worden (KAPPELER 1938, p. 102).

Vom P. Teafondada an bis zur Bocca del Braulio schaltet sich zwischen den eigentlichen Fraélezug und die Basis der Quatervalsdecke ein eigentlich gefaltetes Glied als Zwischenelement ein (p. 102), dessen Bedeutung jedoch noch nicht abgeklärt ist.

DER OBERBAU DER SÜDLICHEN MÜNSTERTALER ALPEN

Zum Oberbau der südlichen Münstertaler Alpen gehören alle jene gegen NW bewegten Schuppenhaufen und Schürflinge, welche heute als ein eigenes tektonisches Stockwerk den Sockel des Unterbaues überdecken. Diese nachträglich dislozierten Schuppen unterscheiden sich in ihrem Bewegungsstil und ihrem tektonischen Bau wesentlich vom Unterbau der Murtarölgruppe und sind offenbar erst lange, nachdem derselbe schon fertig an Ort und Stelle lag, über dessen Relief herangeschoben worden. Vielerorts scheint die Überschiebung wie eine geologische Katastrophe auf das ältere Gefüge eingewirkt zu haben, und das wirre Schuppenwerk des Oberbaues enthält denn auch oft noch verschleppte und verschobene Reste des alten, gewaltsam zerstörten Gebirges. Häufig bestehen die Oberbauglieder aus chaotisch struierten Hauptdolomitmassen, aus welchen sich jene endlosen Einöden von Schutt und geborstenem Fels in den südlichen Münstertaler Bergen aufbauen.

Unsere Aufgabe besteht darin, aus den Scherben dieses zerbrochenen Gebirges den ursprünglichen Zusammenhang, das unzerstörte tektonische Gebäude zu rekonstruieren und auf diese Weise die Wirkung der so gewalttätig auftretenden orogenen Kräfte festzustellen. Die Mühsal und Problematik der norischen Stratigraphie

graphie und der Mangel an einwandfrei gesicherten Leithorizonten, die grossen Schuttbedeckungen und die Lücken, welche in der Kenntnis der E anschliessenden Regionen noch bestehen, erschweren die gestellte Aufgabe beträchtlich.

Die Diskordanz zwischen Ober- und Unterbau

Die basale Überschiebungsbahn der einzelnen Oberbauschubmassen wird in der Murtaröl-Umbrail-Gruppe häufig nicht durch eine Ebene, auch nicht durch eine später „gefaltete“ Ebene, sondern durch deutliche Reliefflächen gebildet.

So lässt sich in der Umbrailgruppe eine breite Mulde erkennen, in welche die Schubmassen des M. Forcola eingebettet liegen. Aus dem mittleren V. Mora lässt sich die Einmuldung der Schubbahn gut überblicken (vgl. Fig. 13).

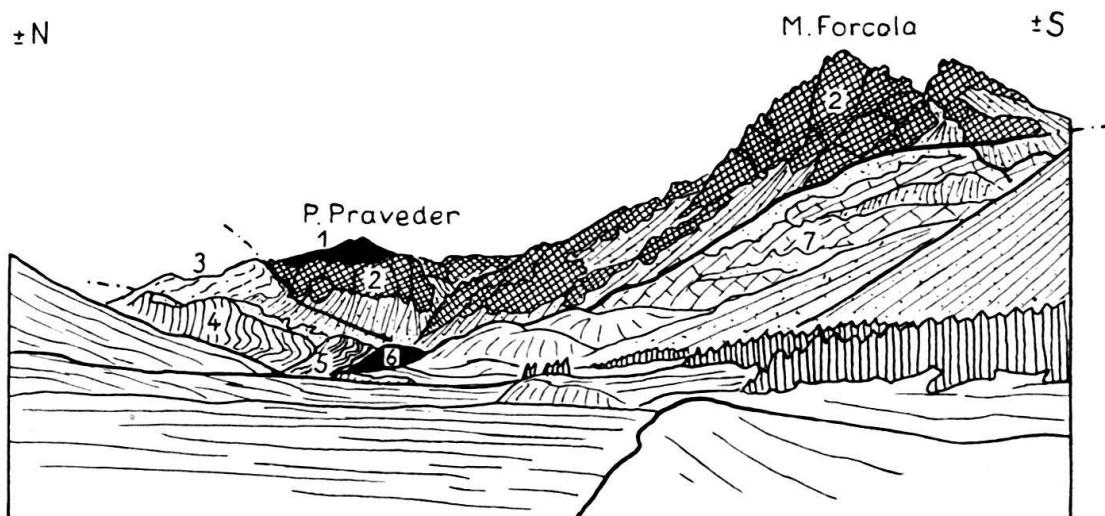


Fig. 13. *Blick von der Stretta gegen E.*

1. Kristallin des P. Praveder.
 2. Forcola-Schubmasse und verschürfte Teile der Umbraildecke,
 3. Hauptdolomit der Scarldecke, von der Umbraildecke verschürft und verschoben,
 4. Rückfalte des P. Mezdi,
 5. Plattenkalke und Dolomite der Quatervalsdecke,
 6. Kristallin von Alp Dössradond,
 7. Hauptdolomit der unteren Jon-dad'Onsch-Schuppe.
- Man erkennt, wie die Forcolaschubmasse diskordant die verschiedenartigsten tektonischen Elemente überlagert und wie in eine weite Mulde eingebettet erscheint.

Die heranbrandenden Schubmassen folgen mit Vorliebe den Eintiefungen im Relief. Nicht für jede Schubmasse lässt sich allerdings das vortektonische Relief ohne weiteres erkennen, denn gelegentlich fahren sich die basalen Glieder derselben an einem Hindernis fest, während die höheren Teile selbstständig auf einer neuen Gleitfläche weiterwandern. In der Wirrnis solcher primärer und sekundärer Schubflächen und Gleitbretter ist es dann oft sehr schwer, das ursprüngliche vortektonische Relief klar wiederzuerkennen. Auch können Teile des ehemaligen Reliefs durch die vorstossende Schubmasse abgeschürft und verschleppt werden, so dass auch auf diese Weise das ursprüngliche Relief beträchtlich modifiziert werden kann.

Auf solche Weise ist etwa der Gipfel des Pt. 2944 LK (NW des P. Schumbraida) durch den Gipfeldolomit des P. Schumbraida aus dem ursprünglichen Zusammenhang mit der Quatervalsdecke herausgelöst und gegen NW in seine heutige Position verschoben worden.

Durch die Überschiebungsfläche des Oberbaues werden die Glieder des Unterbaues diskordant abgeschnitten und dessen tektonische Fugen unbekümmert um deren Bedeutung überdeckt.

Auf dem Pedenoloplateau liegen die südlichsten Teile der Braulioschubmasse noch dem Zwischenelement der Ortlerzone auf (vgl. Fig. 11). Gegen N „transgrediert“ die Schubmasse über die Grenze zwischen dem Zwischenelement und der Stelvioschuppe hinweg und schneidet letztere diskordant ab. Am P. Lad überdeckt das Kristallin der höheren Deckklippen die Grenze zwischen Umbrail- und Scarldecke. In ähnlicher Weise wird in der Murtarölgruppe der Kontakt zwischen Quatervals- und Serragliodecke überfahren (vgl. Taf. I).

Es liegt also offenbar eine ausgesprochene Reliefüberschiebung vor, bei welcher der in einer späteren tektonischen Phase vordringende Oberbau ein altes tektonisches Gebäude mit einem alten Relief überwältigte.

Diese Feststellungen sind im Grunde genommen nicht neu. Schon aus der SCHLAGINTWEIT-schen Übersichtskarte lassen sich derartige Diskordanzen herauslesen. SCHLAGINTWEIT beschreibt auch schon die Verbiegung der Überschiebungsfläche am M. Radisca (1908, p. 250).

SPITZ äusserte sich gleichfalls sehr deutlich: „Die Deckschollen treten von S nach N auf immer höhere tektonische Glieder des Gebirgsbaus über: Von der Grenzlinie zwischen Quatervals-Mulde und Diavel-Antikline steigen sie allmählich bis zur Mora-Mulde auf, indem sie alle diese Elemente somit diskordant abschneiden“ (1914, p. 169 und 210).

Aber auch die einzelnen Schuppen des Oberbaues stossen vielfach diskordant von der Überschiebungsfläche ab. Sie besitzen bisweilen, wie beispielsweise die kristallinen Deckklippen des P. Chazforà und P. da Rims, jene Dachziegelstruktur, welche für den Oberbau der Scarldecke so charakteristisch ist. Andere Oberbauglieder sitzen scheinbar regellos, bald in die eine, bald in eine andere Streichrichtung schwankend, dem Unterbau auf; so etwa die Klippe des P. Teafondada, die Jon-dad'Onsch-Schuppen, die Murtarölschuppen usw. (vgl. Taf. VII). Schliesslich wird der Oberbau auch durch wirr durcheinandergerüttelte Schuppenhaufen gebildet wie die Schubmasse des M. Forcola.

Die Bewegungsrichtung des Oberbaues. Phasenfolge.

Die Glieder des Oberbaues sind generell gegen NW bewegt worden. Wie noch gezeigt werden wird, kann der kristalline Anteil der Schubmasse (mit Ausnahme der Pastoriserie) nur im S oder SE beheimatet werden (vgl. p. 128). Diese Tatsache allein spricht somit schon für einen Transport von S gegen N. Die meisten Strukturen des Oberbaues lassen denn auch auf einen Bewegungssinn gegen NW bis NNW schliessen, so etwa die gegen NW blickenden Stirnfalten und -umbiegungen in den Murtarölschuppen oder die Stirn der Umbraildecke und jene des Umbrailkristallin. Ebenso liegen die abgeschürften Späne des Unterbaues stets auf der NW-Seite jenes Oberbauelementes, von welchem sie abgeschert wurden. So liegen hauptsächlich vor der Stirn der Umbraildecke noch Teile, die von der Scarldecke und der Quatervalsdecke abgelöst wurden (vgl. Taf. VI). Schliesslich weisen auch die Verbiegungen, welche der Unterbau unter dem Einfluss des Oberbauvorstosses erlitten hat, wie beispielsweise die gegen NW schauende Pala-Gronda-Falte, auf einen Schub aus SE hin (vgl. R. STAUB 1937, p. 19).

Allerdings lassen sich auch aberrante Richtungen feststellen, welche aber wohl meist durch den Einfluss des Reliefs auf die vordringenden Schubmassen bedingt sind.

Dass sich die Strukturen der Unterengadiner Dolomiten nicht durch einen einzigen gebirgsbildenden Akt erklären lassen, wie dies von den älteren Geologen vielfach angenommen wurde (Faltenbogentheorie von SPITZ usw.), sondern dass

sie das Produkt von mindestens zwei sich überlagernden gebirgsbildenden Stössen aus verschiedenen Richtungen sind, wurde zum erstenmal von EUGSTER 1923 b nachgewiesen. Auch R. STAUB, HEGWEIN und BOESCH äusserten sich in ähnlichem Sinne. Alle diese Autoren nehmen einen älteren Hauptschub aus SE an, dessen Strukturen durch einen jüngeren Schub aus SSW(Umbrailphase nach BOESCH) nachträglich modifiziert und eingewickelt wurden.

Aus der EUGSTERSchen Darstellung geht hervor, dass sich im Gebiete des V. d'Uina, einem rechten Seitental des Inn unterhalb Schuls, zwei verschiedene Strukturrichtungen überlagern, und zwar treten im tiefern Teil des Gebirges zur Hauptsache NW streichende Strukturen auf, im Oberbau dagegen NE streichende. Mit Annäherung an die sog. „Nordwestliche Randlinie“ finden sich jedoch auch im Unterbau gegen NE laufende Strukturelemente, nämlich die Foppamulde und die Motfalte. In ihrer südwestlichen Fortsetzung nehmen diese Faltenelemente jedoch immer mehr wieder das normale, gegen NW laufende Streichen an und werden auf diese Weise immer enger zusammengepresst und schliesslich ausgequetscht. EUGSTER schliesst aus diesem Verhalten, dass die ursprünglichen gegen NE streichenden Strukturen durch einen späteren gegen NE gerichteten Schub in die nordwestliche Richtung umgedreht wurden.

Diese Deutung muss insofern gewisse Bedenken erwecken, als auch hier in der Lischannagruppe die NW streichenden Strukturen an die tieferen Teile des Gebirges, den „Unterbau“ gebunden sind, während der Oberbau ein ungestörtes NE-Streichen beibehält. Es scheint nun unvorstellbar, dass der unter der Oberbaumasse begrabene und zwischen die umliegenden Gebirge wie zwischen die Backen eines Schraubstockes eingespannte „Unterbau“ durch einen nachträglichen NE-Schub so grundlegend umgekrempt werden konnte, wie EUGSTER dies annimmt, während gleichzeitig der in der Luft hängende Oberbau von diesen Bewegungen nicht im geringsten angetastet wurde.

Die Strukturen des Oberbaues und damit wahrscheinlich auch seine Überschiebung müssen somit doch wohl jünger sein als die Strukturen des Unterbaues. Es ist deshalb nicht nur zwischen NE und NW streichenden Strukturen, sondern zwischen

1. NE streichenden Strukturen des Unterbaues, welche vor allem im Raume der N Scardedecke festzustellen sind (Foppamulde, Verrucanokeile des P. Sesvenna, Einwicklungsrand P. Crastannes-Mot Tavrü),

2. NW streichenden Strukturen des Unterbaues (Quatervalsstreichen), welche die häufigsten und normalen sind (Münstertaler Verrucanokuppel, Ofenpasseinwalmung, Schliniglinie) und

3. NE streichenden Strukturen des Oberbaues (Oberbaustreichen)
zu unterscheiden.

Das Problem der Schubrichtungen und -phasen scheint somit noch komplexer und vielschichtiger zu sein, als man bisher annahm. Zunächst stellt sich die Frage, welche der beiden Unterbaustrukturen als die ältere aufzufassen ist. Nach der einleuchtenden Interpretation EUGSTERS, welche auch von R. STAUB und von BOESCH vertreten wird, wären die NE streichenden Faltenelemente die älteren. In der Region um S-charl erhält man dagegen fast eher den Eindruck, dass die Einwicklungen und Verfaltungen sowie die Bildung der Mittelbau-Teillappen und damit die NE streichenden Strukturen jünger sind als der restliche Bau der Scardedecke. Das Problem bleibt somit noch offen und unabgeklärt.

Mit Sicherheit scheint mir aber aus den Darlegungen von EUGSTER hervorzugehen, dass auch in der Lischannagruppe wie überall die Strukturen des eigentlichen Oberbaues jünger sind als jene des Unterbaues.

In der Murtaröl-Umbrail-Gruppe lässt sich in bezug auf die Streichrichtung der Strukturen feststellen:

1. dass die Oberbauglieder die im Quatervalssinne streichenden Strukturen des Unterbaues diskordant überlagern,

2. dass der Oberbau die Strukturen des Unterbaues nachträglich verbogen und modifiziert hat (Pala-Gronda-Falte),

3. dass umgekehrt der Oberbau jener Gebirgsgruppe nachträglich nicht mehr durch Bewegungen des Unterbaues beeinflusst wurde.

BOESCH (1937) nimmt für die zentralen Unterengadiner Dolomiten eine umgekehrte Phasenfolge an. Als Gründe erwähnt er, dass die Überschiebungsfäche des Oberbaues durch die Ofenpass-einwalmung mitverbogen wurde (p. 71) und dass am P. Laschadurella auch der Oberbaudolomit von SW her verfaltet erscheint (p. 72/73).

Immerhin wäre es auch denkbar, dass der Oberbau über eine bereits etwas verbogene Oberfläche vorgestossen ist, wie er dies auch in der Umbrailgruppe tut. Man kann aus derartigen Verbiegungen deshalb noch keine schlüssigen Altersbeziehungen ableiten.

Nach all dem Gesagten bin ich deshalb der Ansicht, dass in den südlichen Unterengadiner Dolomiten die NE streichenden Strukturen des Oberbaues jünger sind als die Strukturen des Unterbaues.

Die Frage, ob im Unterbau der Scarldecke die NE streichenden Strukturen die älteren sind und von den NNW streichenden durch den Anschub der Quartervalsdecke bedingten Strukturen nachträglich von Süden her eingerollt und überlagert wurden, oder ob hier die Phasenfolge eine umgekehrte sei, kann heute zwar noch nicht endgültig entschieden werden, doch scheint mir, durchaus in Übereinstimmung mit EUGSTER, R. STAUB und BOESCH, das erstere viel wahrscheinlicher zu sein.

Die Herkunft des Oberbaues

Die Schubmassen des Oberbaues setzen sich zur Hauptsache aus Kristallin und Hauptdolomit zusammen und werden bisweilen von einzelnen karnischen Schürflingen begleitet. Ihre Heimat wurde bisher, je nach der tektonischen Grundkonzeption, in den verschiedensten Himmelsrichtungen gesucht.

TERMIER leitet seine Umbraildecke und die kristallinen Klippen seiner Chazforàdecke aus einer fernen S Heimat her, die er in den Gebirgen N des Tonale sucht. In ähnlicher Weise vermutet auch R. STAUB in der Tonalezone die Wurzel der Umbraildecke, und es wäre dementsprechend das steilgestellte Kristallin der Tonalezone mit dem Braulio-kristallin in Verbindung zu bringen (1937, p. 52).

Auch SCHLAGINTWEIT nimmt für seine Braulioscholle und das Braulio-kristallin eine S Herkunft an, lässt beide aber im Gegensatz zu TERMIER schon unmittelbar S der Zebrùlinie wurzeln.

HAMMER (1911a), SPITZ & DYHRENFURTH (1914), G.B. DAL PIAZ u. a. sprechen sich zugunsten eines E-W-Schubes aus, der in der Umbrailgruppe lokal auch gegen SW gerichtet sein möchte. Die kristallinen Deckklippen verbinden sich nach SPITZ schon im Vintschgau oder am Chavalatschkamm mit der Münstertaler Basis, so dass gegen E die ganze kristalline Deckenmasse des Umbrail mit dem Kristallin der Münstertaler Basis zu einer Einheit verschmilzt (Sp. & D. 1914, p. 205–206).

In neuester Zeit wurde auch die Vermutung geäussert, dass die S Engadiner Dolomiten und damit auch das Braulio-kristallin gegen S bewegt worden seien und somit einer N Heimat entspringen müssten.

Eine reiche Auswahl an Möglichkeiten! Dank den Untersuchungen im Grundgebirge scheint es nun immerhin möglich, wenigstens für den kristallinen Anteil der Oberbauschubmassen in den Münstertaler Alpen die Abstammung einwandfrei festzustellen. Das Braulio-kristallin mit seinen alten Sandsteinen findet verwandte Gesteinsserien nur im Kristallin der südlichen Ortlerbasis, in der sog. Phyllitgneisgruppe, welche die Quarzphyllite des östlichen Campokristallines unterlagert. Dementsprechend muss das Braulio-kristallin aus einer südlichen, genauer wohl aus einer SE Heimat stammen. Weder im Raum der Scarldecke (Münstertaler Basis), noch in jenem der Ötzmasse oder in den verschiedenen Kristallinserien des Vintschgau lässt sich ein Analogon der Braulioschiefer finden. Auch die Tonalezone mit ihren Amphiboliten und Marmoren und ihrer ausgeprägten Schlingentektik, wie sie durch SCHMIDEGG (1936) und ANDREATTA (1948)

in der Tremenescagruppe bekanntgemacht worden ist, zeigt keine Ähnlichkeit mit dem Braulioökristallin. So bleibt nicht viel anderes übrig, als das Braulioökristallin in der Kristallinmasse der südöstlichen Campodecke zu beheimaten. Es bleibt somit also zu prüfen, ob sich nicht im Raume zwischen der Zebrulinie und der Linie von Peio irgendwo das Kristallin abspalten lässt.

Die nördlichen Teile des Campokristallines mussten allerdings erst einmal die vielfach zusammengestauchten Ortler-Triasseren getragen haben. Doch findet sich weiter im Süden, unmittelbar nördlich der Linie von Peio, eine steilstehende wurzelartige Zone von Phyllitgneisen und gelegentlichen Resten von Quarzphylliten. Dieselbe könnte sehr wohl als Wurzelzone betrachtet werden, und es wäre denkbar, dass von derselben das Braulioökristallin abzuleiten wäre.

Ähnlich steht es mit den höheren kristallinen Deckklippen, deren Casannaschiefer und Porphyrite nur in der Quarzphyllitgruppe des Campokristallines ein Gegenstück finden. In der Scarldecke, in der Ötzmasse und im Vintschgau sind mit Ausnahme von relativ kleinen Schürflingen (Alp Terza bei Münster, Schludernser Berg) die Quarzphyllite nicht bekannt.

Eine Ausnahme bildet die oberste hochkristalline Deckklippe des Pastorikamms, die vorläufig nur mit der Hochaltserie des Vintschgaues oder allenfalls mit der hochkristallinen Tonaleserie verglichen werden kann.

Naturgemäß ist es viel schwieriger, die Heimat des Hauptdolomites festzustellen. Trotz lokaler Faziesdifferenzen (dunkler Dolomit der Murtarölschuppen usw.) scheint der Hauptdolomit des Oberbaues am ehesten mit jenem der Ortler- und Quatervalsdecke verglichen werden zu können. In bezug auf seine Herkunft kann man annehmen, dass er aus dem Ursprungsgebiet des Braulioökristallines selber stammt und von diesem als seine normale, ursprünglich somit ziemlich südlich gelegene Sedimenthülle mitgebracht wurde. Das Fehlen der unter- und mittetriadiischen Glieder bleibt bei dieser Annahme etwas verdächtig, ebenso die Tatsache, dass damit in der Umbrail-Murtaröl-Gruppe der Hauptdolomit aus den verschiedensten Decken (Ortler, Quatervals, Oberbau, Scarl) im gleichen Raume übereinandergestapelt worden wäre.

Es wäre deshalb auch durchaus möglich, dass der Hauptdolomit des Oberbaues durch das andrängende Oberbaukristallin von seinem ursprünglichen Verbande, etwa der östlichen Quatervalsdecke, abgelöst und mit dem Kristallin als eigentliche Schubmasse an seine heutige Stelle verfrachtet wurde, so dass das Kristallin sich recht eigentlich „mit fremden Federn schmücken“ würde (vgl. SPITZ & DYHRENFURTH 1914, p. 209).

Baustil und Bewegungsmechanismus

Der Oberbau der Münstertaler Alpen zeichnet sich durch einen eigenartigen Baustil aus, der zur Annahme berechtigt, dass bei seiner Bildung ein besonderer Bewegungsmechanismus am Werke war. Zu diesen Eigenheiten gehören:

- das diskordante Aufsitzen der einzelnen Schollen auf der basalen Gleitfläche (Cuclèr da Jon dad'Onsch, Murtarölschuppen),
- das Einbohren der Schollen und Schubmassen in den Unterbau (P. Fier, Murtarölschuppen),
- die Hobelwirkung des Oberbaues, durch welche einzelne kleinere Schollen des Unterbaues abgeschürft und verfrachtet wurden (Pt. 2944 LK, NW des P. Schumbraida),
- die Bildung ganzer Schuppenstapel in wirrer Lagerung (Murtarölschuppen, Forcolaschubmasse),

– die Bildung von einheitlich bewegten, aber heterogen zusammengesetzter, aus verschiedenen Schuppen bestehenden Schubmassen (Forcolaschubmasse).

Die Oberbauschollen sind im allgemeinen von SE gegen NW bewegt worden (vgl. p. 128). Wie aus den Profilen (Taf. VII) hervorgeht, sind die basalen Gleitflächen des Oberbaues meist in der Bewegungsrichtung geneigt. Der Oberbau „transgrediert“ als ein offensichtlich jüngeres Stockwerk über das tektonische Gebäude des Unterbaus.

Diese ganzen Verhältnisse liessen sich wohl durch einen Gleitmechanismus im Sinne AMPFERERS erklären: Von einer durch nachträgliche Hebung gebildeten Hochzone im SE (Kulmination der SE Campodecke) glitten die Massen des Oberbaues in den Trog zwischen der nördlichen Campodecke und der Aufwölbung der südlichen Scardecke und bohrten sich hier vor allem in den rückwärtigen Teilen der Quatervalsdecke und der Serraglioscholle fest.

Während für diese Deutung der besonderen Oberbaustruktur in der Murtaröl-Umbrailgruppe die Annahme eines rein passiven Gleitmechanismus genügen könnte, ist umgekehrt aber doch auch darauf hinzuweisen, dass im gesamten Raume der östlichen Campodecke, der Scardecke und der Ötztalmasse zahlreiche Erscheinungen bekannt sind, die unbedingt für einen aktiven Bewegungsstoß aus SE sprechen.

So erscheint die Triasserie der Ortlerdecke an der Königsspitze zu einer gegen NW geöffneten Mulde aufgebogen, an deren hangenden Flügel sich das Kristallin des P. Graglia in saigerer Stellung anlehnt (vgl. R. STAUB, Profile 1921; 1937; KAPPELER 1938). Eine ähnliche Entwicklungstendenz macht sich am M. delle Scale bemerkbar, wo die Basisserie der Ortlerzone steil aufbiegt und sich in den altberühmten Terrassen von Premadio von SE her auf den Hauptdolomit der Ortlerzone legt. Letzterer wird dabei zu einer Art Stirnfalte verbogen, welche gegen NW schaut (KAPPELER 1938, p. 102).

Weiter wäre etwa an die Bildungen des Mittelbaues in der Scardecke zu erinnern, oder an die Entwicklungstendenzen am P. Cristannes und die Bildung von höheren Deckschollen in der Lischanna und am Jaggl, sowie an die Terzaschuppe R. STAUBS usw. Überall ist hier die gleiche Tendenz spürbar: unter dem Einfluss eines Schubes aus SE wurden die höheren Teile des Gebirges als Falten oder Schubmassen gegen NW getrieben.

In diesem grösseren Zusammenhang gesehen, scheint es deshalb nicht unwahrscheinlich, dass auch der Oberbau der Murtarölgruppe von einem solchen SE-NW-Stoss bewegt worden ist, vielleicht indem die aktive Überschiebung noch mit passivem Abgleiten einzelner Massen verbunden war.

Die Schubmassen des Oberbaues in der Murtaröl-Umbrail-Gruppe

Der Oberbau der südlichen Münstertaler Alpen gliedert sich in verschiedene Schubmassen, die selber oft wieder aus ganzen Bündeln von wild zusammengefügten Schuppen bestehen. Es ist nicht leicht, das gegenseitige Verhältnis der Schubmassen zu erfassen. In der Murtarölgruppe unterschieden wir (p. 98):

- die Monataschuppe,
- die unteren und mittleren Murtarölschuppen, welche als Schubmasse die Monataschuppe überfahren,
- die oberen Murtarölschuppen, welche als selbständige oberste Schubmasse die übrigen Murtarölschuppen diskordant überfahren und an ihrer Basis von kristallinen Schürfresten begleitet sind.

In der Umbrailgruppe kann man ebenfalls eine Reihe von Schubmassen unterscheiden:

– die Schubmasse des Braulio-Umbrail, die sehr komplex gebaut ist und aus dem Brauliokristallin, dem Forcolazug, dem Umbrailkristallin und dem Hauptdolomit des Umbrail besteht,

– die Forcolaschubmasse, welcher die kristallinen Klippen des P. Chazforà und des P. Lad, das untere Pastorikristallin und die mit ihm verzahnten Dolomitmassen des M. Forcola angehören,

– die Pastoriserie, welche am Pastorikamm die Forcolaschubmasse noch krönt und sich in das kleine Kristallinrestchen auf dem Gipfelplateau des M. Forcola fortsetzt.

Die Forcolaschubmasse stiess in der Muldenzone zwischen dem P. Schumbraida und dem P. Praveder vor und wirkte an dieser Stelle sehr gewaltsam auf den darunterliegenden Umbraildolomit ein, ihn zermürbend, auswalzend und in dünne Gleitbretter auflösend.

Eine Parallelisation der E und W Schubmassen ist sehr schwierig. Am ehesten geht es noch für die oberste Schubmasse. Die Schuppen der Forcolaschubmasse setzen sich in die oberen Jon-dad'Onsch-Schuppen fort. Sie gehören sehr wahrscheinlich mit der Deckklippe des P. Teafondada und damit mit den oberen Murtarölschuppen in den gleichen Zusammenhang. Dagegen ist das Verhältnis zwischen den übrigen Schubmassen der Murtarölgruppe und der Schubmasse des Braulio-Umbrail noch ungeklärt.

ANHANG ZUR TEKTONIK

Die Bruchsysteme

Das ganze komplizierte Bauwerk der S Engadiner Dolomiten wird noch zusätzlich von zahlreichen Sprüngen und Brüchen durchsetzt, die, obwohl sie bisweilen zu den schönsten geologischen Erscheinungen des Gebietes gehören, doch merkwürdig wenig beachtet geblieben sind. Sie sind für die Tektonik ja meistens nicht von sehr grosser Bedeutung, können aber immerhin Sprunghöhen von über 100 m erreichen.

Man kann zwei verschiedene Bruchsysteme unterscheiden: ein Bruchsystem des Unterbaues und ein solches des Oberbaues.

I. Das Bruchsystem des Unterbaues: Es verdankt seine Anlage wohl in erster Linie dem Anschub der Quatervals- und der Serragliodecke an die Scarldecke. Dementsprechend verlaufen die Brüche im allgemeinen ca. SSW-NNE bis SW-NE. Doch gibt es auch stärkere Abweichungen von der Hauptrichtung. Die Brüche durchsetzen vornehmlich die Scarldecke. Zu diesem Bruchsystem gehören:

1. der schon von BöSE beschriebene Bruch von Punt la Drossa
2. die Munt-la-Schera-Brüche,

3. der Bruch des V. dell'Orsa, der von SPITZ bereits kartiert, aber nicht als Bruch eingezzeichnet wurde. Er besitzt eine Sprunghöhe von über 100 m und senkt die Wetterstein-Raiblerplatte von Juf plaun, welche ursprünglich die direkte Fortsetzung des M. Buffalora-Gipfels sein mochte, ab. Der Bruch des V. dell'Orsa scheint sich N der Ofenstrasse in den Caschlotbruch fortzusetzen.

4. Der Bruch von Fopp da Tamangur (LK), der sich über Alp Champatsch bis ins Münstertal fortzusetzen scheint.

II. Das Bruchsystem des Oberbaues: Auch im Oberbau sind eine Anzahl von Brüchen feststellbar, die ungefähr SE-NW bis SSE-NNW laufen und mit den Bewegungen des Oberbaues in Zusammenhang stehen. Gelegentlich durchsetzen gleichlaufende Brüche auch den Unterbau, vor allem die Quatervals- und

die Ortlerdecke. Morphologisch erscheinen sie als auffällige, oft ziemlich breite Schuttrinnen und Zerrüttungszonen, welche die Dolomitklöte des Oberbaues ± senkrecht durchschneiden.

Dem Bruchsystem sind zuzuzählen:

1. Die Nair-Tavrü-Brüche: Von Juf plau aus sind die 3 gewaltigen Brüche, welche als senkrecht stehende Schuttrinnen die mächtigen Dolomitwände des P. Nair und des P. Tavrü durchsetzen, prachtvoll zu sehen.

2. Die Murtarölbrüche: Der Gipfel des P. Murtaröl wird von einem mächtigen Bruch durchsetzt, der aus einer 30 m breiten, völlig zu feinem Dolomitgrus zerriebenen Zone besteht und den Gipfel senkrecht durchschneidet. Auf der N-Seite ist er durch Schutt und Gletscher verdeckt. Parallel zum Gipfelbruch laufen noch weitere, meist stark von Schutt bedeckte Brüche.

3. Die Brüche des P. Teafondada: Die Westschulter des P. Teafondada wird von mehreren kleineren Brüchen durchschnitten, an welchen das Kristallin auf der Schulter treppenartig versetzt worden ist. Harnische und tektonisierte Zonen kennzeichnen die einzelnen Brüche, welche sukzessive den W-Teil abgesenkt haben.

4. Der M. Forcola-Bruch, welcher den M. Forcola und den NE-Grat des P. Schumbraida durchsägt und das Kristallin der Fuorcla Schumbraida gegen W um ca. 70 m in die Tiefe versetzt.

5. Der Dössradond-Bruch: Er besitzt eine maximale Sprunghöhe von über 100 m. Auf Alp Dössradond folgt er dem kleinen Tälchen unmittelbar E des Kristallinlagers, so dass das Kristallin gegen E durch den Bruch begrenzt wird.

Die Kartierung auf der SPITZ-Karte ist hier unrichtig. Nur das Hügelchen unter dem o von Dössradond besteht aus anstehendem Kristallin. Das Hügelchen unter dem dritten d von Dössradond wird bereits von der Quatervalsdecke aufgebaut. Der Bruch läuft durch das Tälchen zwischen den beiden Hügelchen und trennt so das Kristallin des Oberbaues von der Quatervalsdecke auf der Gegenseite.

Der Bruch läuft geradlinig weiter ins Val Dössradond und folgt ungefähr seinem Bachlauf, immer das Kristallin des Pastoripasses von der Hauptdolomittplatte des Umbrail trennend. Er steht nicht ganz senkrecht, sondern fällt steil gegen W ein.

Schliesslich sind noch einige Brüche zu erwähnen, deren tektonische Bedeutung noch nicht restlos abgeklärt ist. Diese durchschneiden den Kamm südlich des Cuclèr da Jon dad'Onsch in E-W bis ESE-WNW Richtung und scheinen sich gegen W wie gegen E weiter fortzusetzen. In dem Bacheinriss, der vom Sattel zwischen dem Cuclèr da Jon dad'Onsch und dem Pt. 2781.4 LK kommend im mittleren Val Schumbraida mündet, ist ein solcher Bruch blossgelegt und wird durch senkrecht stehende, dick mit weissem Dolomitspat ausgekleidete Klüfte markiert. Auf der Westseite des Pt. 2781.4 sind die Plattenkalke der Quatervalsdecke längs des gleichen Bruches um einen ansehnlichen Betrag verstellt worden. Auch am Nordgrat des P. Magliavachas treten derartige Brüche auf (vgl. Fig. 7).

Ein weiterer sehr seltsamer „Bruch“ zieht etwa 500 m weiter südlich von dem erwähnten Bruche durch. Er ist als breite Zerrüttungszone schon im östlichsten, gegen die Fuorcla Schumbraida ziehenden Talast des hinteren Val Schumbraida zu erkennen und lässt sich gegen W über den Sattel zwischen Pt. 2781.4 LK und Pt. 2944 LK bis in jenes Bachtobel auf der Westseite des Val Teafondada verfolgen, welches von Pt. 2350 LK gegen W abzweigt. Der „Bruch“ ist vielfach von Kristallin und Carnien begleitet und besitzt wahrscheinlich eine besondere tektonische Bedeutung. Vgl. Fussnote p. 99.

ZUSAMMENFASSUNG

Erläuterungen zur tektonischen Karte (Tafel VI) und zu den Profilen (Tafel VII)

Die beiden tektonischen Grossseinheiten, die das behandelte Gebiet begrenzen, sind im Süden das Kristallin der mittelostalpinen Campodecke, im Norden die wahrscheinlich ebenfalls mittelostalpine Einheit der Scarldecke. Letztere trägt über ihrem kristallinen Kern, dem Sesvennakristallin, ein reichhaltiges permisch-mesozoisches Schichtprofil, das mit einem stellenweise sehr mächtigen Verrucano beginnt und eine vollständige, relativ gut entwickelte Trias, im Norden auch Lias, fraglichen Dogger, Malm und Neocom umfasst. Die Scarldecke bildet südlich des Münstertales eine mächtige Kulminationszone, die Münstertaler Verrucanokuppel, und taucht dann längs der Gallolinie gegen Süden plötzlich steil unter die von Süden her angeschobenen Decken ein. Auf ihrer ganzen Breite vom Spöl bis an die Umbrailstrasse und wahrscheinlich noch weiter gegen Osten bis in den Zumpangell N des Ortlers lässt sich das bestimmte und eindeutige Abtauchen der Decke feststellen.

Das grosse Areale umschliessende Campokristallin bildet die mächtige Stammwurzel der mittelostalpinen Decken. Es wird westlich von Livigno durch tiefere mittelostalpine Serien abgelöst (Casannazone, Murtirölserien usw.). Gegen Norden versinkt das abtauchende Campokristallin unter den mehrfach übereinandergestossenen Sedimentserien der Campodecke.

Zunächst folgt über dem Kristallin und normal stratigraphisch mit ihm verknüpft die Basisserie (Basisschuppen KAPPELERS), eine schmächtige, stark verschürfte und verschuppte Triasserie, die meist nur unter- bis mitteltriadische Glieder, auf Alpe Trela jedoch auch Obercarnien und Hauptdolomit umfasst. Über einer markanten Gleitfläche, der sog. Zebrulinie, folgen die Glieder des Ortlersystems, und zwar zunächst die mächtige Sedimenttafel der Ortlerzone, die aus Hauptdolomit und Rhät, im Westen auch aus Lias, Dogger, Malmradiolariten, Aptychenkalk und Couches rouges besteht. Darüber liegt die Quatervalsdecke, eine mächtig aus spärlichem Obercarnien, Hauptdolomit, Prà-Grata-, Quatervals- und Kössener-Schichten zusammengesetzte Sedimentzone, die ihrerseits wieder von einer relativ geringmächtigen norischen Zone, der Serraglio-Diavel-Scholle, überdeckt wird. Faziell stehen diese Sedimentserien einander sehr nahe und erinnern bereits sehr stark an die Fazies der nördlichen Kalkalpen (Plattenkalke). Die einzelnen Deckentafeln des Ortlersystems scheinen von ihrem ursprünglichen Ablagerungsraum auf dem Rücken der Campodecke abgelöst und in die Depressionszone zwischen der nördlichen Campodecke und der Scarldecke eingeschoben worden zu sein. Der Kontakt zwischen der nördlichen Quatervalsdecke und der Scarldecke ist in Val del Gallo eine ausgesprochene steilstehende und stark zerrüttete Anschubzone und keine Überschiebungsfläche. Alle drei Deckentafeln lassen sich gegen Westen bis ins Engadin verfolgen, die Ortlerzone sogar noch einmal so weit, bis in den P. Toissa bei Tiefencastel.

Dieser einfache und grosszügige Deckenbau mit seinem dem Westalpenbogen an dieser Stelle entsprechenden WNW-ESE Streichen wird durch sehr gewaltsame Bewegungsvorgänge aus SE, die möglicherweise mit dem Vormarsch der Ötzdecke in Zusammenhang stehen, stark in Mitleidenschaft gezogen. Die ganze verwinkelte Innentektonik des Gebietes ist weitgehend die Folge solcher südöstlicher Stösse, welche den ursprünglich klaren und einfachen Deckenbau durch die Überlagerung eines komplizierten Schuppen- und Schollenwerkes stark verwischten.

In den Gebirgen des Ortlers ist die Ortlerzone selber durch solche Bewegungen stark beeinflusst und verbogen worden, was sich im Umschwenken der Streichrichtungen und besonders augenscheinlich in der grossartigen Aufbiegung der Königsspitzenmulde oder auch in den Verbiegungen der Ortlerzone am M. delle Scale bei Bormio äussert.

Zwischen Trafoi und dem M. Braulio wird das oberste Glied der Ortlerzone, die sog. Stelvioschuppe, durch das Brauliokristallin überlagert. Dieses wird durch ausgequetschte Sedimentzüge, nämlich den aus Raibler bestehenden Forcolazug und den Dolomitkeil des Fallaschjoches, in einzelne Schollen aufgeteilt und zwar von S nach N in die Braulio-Rötspitz-Scholle, die Umbrail-Costainas-Scholle und die Chavalatschschuppe. Das Brauliokristallin besteht aus sauren Augengneisen, Braulioschiefern und alten Sandsteinen.

Über und vor dem Brauliokristallin liegt die Hauptdolomittafel der Umbraildecke, welche heute als deutlich gegen NW bewegtes Ostende der Quatervalsdecke aufgefasst wird. Am P. Lad bei Sta. Maria prallen das Umbrailkristallin und die Umbrailsedimente mit voller Wucht von SE her an den Wall der Scarldecke, wodurch deren Sedimentserie, in erster Linie die oberkarnischen Schichten, ausgequetscht und in einem merkwürdigen, von W-E und SW-NE streichenden Detailstrukturen bestimmten Sedimentbündel (Rückfalte des P. Mezdi, oberkarnische Serie des Pizzet, Hauptdolomit von Rims pitschen) zurückgelassen wird. Die breite Zertrümmerungszone, welche der Anprall der Umbraildecke an die Scarldecke verursachte, ist im oberen Val Madona gut aufgeschlossen.

Im Chavalatschkamm ist das Kristallin der Chavalatschschuppe in einer leichten Depression der Münstertaler Verrucanokuppel nach NW durchgebrochen. Da allgemein der Hauptdolomit des Fallaschjoches mit der Umbraildecke parallelisiert wird, muss das Chavalatschkristallin bereits zu den höheren Deckschollen und Schubmassen gehören, die in der Gruppe des P. Umbrail-P. Murtaröl eine weite Verbreitung haben und auch hier i. A. gegen NW bewegt worden sind. Im Chavalatschkamm sind dazu die Chavalatschschuppe und die höchsten, aus Quarzphylliten bestehenden Deckklippen des P. Minschuns und des P. Sielva zu zählen, in der Umbrailgruppe das Chazforà-Lad-Kristallin (u. a. Quarzphyllite), die Forcolaschubmasse und die Deckklippe der hochkristallinen Pastoriserie (Glimmerschiefer, alte Marmore, Amphibolite) und in der Murtarölgruppe die Monataschuppen und die Murtarölschuppen. Auch weiter gegen Westen scheinen solche höhere, nachträglich überschobene Schollen aufzutreten, so am P. del Ferro, am Corno dei Cavalli usw. Alle diese höheren Schubmassen bestehen aus Kristallin und Hauptdolomit, wobei im E das Kristallin, im W wirr verschuppte und regellos gelagerte Hauptdolomit-Schuppenhaufen weitaus dominieren. Es wäre möglich, dass diese Schuppen durch rein passive Gleitung von einer im S gelegenen Kulmination der Campodecke an ihre heutige Stelle abgerutscht sind.

QUELLENINDEX

ZUR TEKTONISCHEN NOMENKLATUR DES GEBIETES

Es liegt in der komplizierten Natur des behandelten Gebietes und seiner wechselvollen Erforschungsgeschichte begründet, dass die Zahl der tektonischen Begriffe ins Unübersehbare angeschwollen ist und dass die gleichen Begriffe in verschiedenem Sinne gebraucht werden. Es scheint deshalb angebracht zu sein, ein Inventar der verschiedenen Bezeichnungen zu geben und dieses mit den entsprechenden Quellenhinweisen zu versehen. Als Quellen wurden in erster Linie leicht zugängliche Standardwerke berücksichtigt, selbst wenn dadurch ältere Literaturstellen vernachlässigt wurden, um so dem Leser ein mühevolles Suchen in einer Unzahl teilweise nur schwer auffindbarer Schriften zu ersparen.

Addascholle	SCHLAGINTWEIT 1908
Braulioantikline	SPITZ & DYHRENFURTH 1914
Brauliokristallin	R. STAUB 1937a
Braulio-Rötłspitz-Scholle	p. 55
Braulioscholle	SCHLAGINTWEIT 1908
Campodecke	R. STAUB 1924, 1937a
Casaneraserie	R. STAUB 1937a
Casanazone	R. STAUB 1937a
Chavalatschschuppe, -kristallin	p. 55
Chazforàdecke (Nappe du P. Chazforà)	TERMIER 1905
Chazforàscholle	SCHLAGINTWEIT 1908
Cornacchia-Schuppen	R. STAUB 1937a
Corno-dei-Cavalli-Schuppen	HEGWEIN 1927a, b
Cristalloserie	KAPPELER 1938
Diavelantikline	SPITZ & DYHRENFURTH 1914
Diavelschuppe	R. STAUB 1937a
Faltenbündel 1–5	SPITZ & DYHRENFURTH 1914
Ferromulde	p. 91
Forcolazug	p. 54
Fraélemulde (N-geschlossen)	HAMMER 1908a
Fraélezug	R. STAUB 1937
Gallobruch	BÖSE 1896
Gallolinie	p. 111
Jaggl-Fenster	p. 114
Jon-dad'Onsch-Schuppen	p. 104
Ladmulde	LEUPOLD 1934c
Madatschschuppe	KAPPELER 1938
Minschuns-Deckklippe (Chavalatsch)	p. 55, 64
Mittelbau der Scarldecke	R. STAUB 1937
(= intermediäre Serie von)	LEUPOLD 1934a)
Monataschuppen (= Monataelement)	p. 94
Münstertaler Basis	SPITZ & DYHRENFURTH 1914
Münstertaler Decke I	SPITZ & DYHRENFURTH 1914
Münstertaler Decke II	LEUPOLD 1934a
Münstertaler Verrucanokuppel	p. 65
Munt-della-Bes-cha-Teildecke	(LEUPOLD 1934a), BOESCH 1937
Murtarölschuppen	p. 94, 98
Murtér-Mora-Mulde	SPITZ & DYHRENFURTH 1914
Müschaunsschuppe	R. STAUB 1937
Nordwestliche Randlinie	SPITZ & DYHRENFURTH 1914

Oberbau der Scarldecke	SPITZ & DYHRENFURTH 1914
Oberbau in der Umbrailgruppe	SPITZ & DYHRENFURTH 1914
Oberes Stockwerk (= Oberbau)	p. 89
Ofenpass-Einwalmung	SPITZ & DYHRENFURTH 1914
Ortler-Basisserie	(SCHLAGINTWEIT 1908), KAPPELER 1938
Ortlerdecke	TERMIER 1905
Ortlersystem	p. 89
Ortlerzone	R. STAUB 1937
Ötztauer Decke	R. STAUB 1916, 1924, 1937
Quatervalsdecke	HEGWEIN 1927 a, b
Quatervalsmulde	SPITZ & DYHRENFURTH 1914
Scarfser Mulde	SPITZ & DYHRENFURTH 1914
Scarldecke	R. STAUB 1937
Schaiszug	HAMMER 1908a, 1911a
S-charler Hochzone	p. 114
Schlinitdecke	SPITZ & DYHRENFURTH 1914
Schlinitlinie	HAMMER 1908c
Serraglionscholle	p. 89, 119
Solenaschuppe, obere und untere	p. 107
Stelvioschuppe	KAPPELER 1938
Stelviozone	R. STAUB 1937
Tabarettaserie	KAPPELER 1938
Terzaschuppe (Quatervalsgruppe)	HEGWEIN 1927 a, b
Terzaschuppe (bei Müstair)	R. STAUB 1937
Terzateildecke	POESCH 1938
Trafoier Bruchlinien	HAMMER 1908a
Trupchum-Antikline	SPITZ & DYHRENFURTH 1914
Umbraildecke I	TERMIER 1905
Umbraildecke II	HEGWEIN 1927
Umbraildecke III	R. STAUB 1937
Umbrailkristallin (Umbrail-Costainas-Scholle)	p. 54
Umbrailschuppe	LEUPOLD 1934c
Umbrailsystem	p. 90
Unterbau der Scarldecke	SPITZ & DYHRENFURTH 1914
Unteres Stockwerk (= Unterbau in den S Engadiner Dolomiten)	p. 89
Zebrùbruch	HAMMER 1908a
Zebrùserie	KAPPELER 1938
Zebrùzone	R. STAUB 1937
Zumpanellbruch	HAMMER 1908a
Zwischenelement der Ortlerdecke	p. 102

LITERATURVERZEICHNIS

- AMPFERER, O., & HAMMER, W. (1911): *Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee.* Jb. k. k. geol. R.-A. 61, 3/4, 531–710 (Wien).
- AMPFERER, O. (1914): *Über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen.* Jb. k. k. geol. R.-A. 64, 1/2, 307–326 (Wien).
- (1928): *Die Reliefüberschiebung des Karwendelgebirges.* Jb. geol. B.-A. 78, 1/2, 241–256 (Wien).
 - (1929): *Einige Beispiele von Kerbwirkung und Reliefüberschiebung aus den Südtiroler Dolomiten.* Jb. geol. B.-A. 79, 1/2, 241–256 (Wien).
 - (1930): *Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales.* Mit einem petrographischen Teil von WILHELM HAMMER. Jb. geol. B.-A. 80, 103–146 (Wien).
 - (1932): *Zur Grosstektonik von Vorarlberg.* Jb. geol. B.-A. 82, 31–64 (Wien).
- ANDREATTA, C. (1948a): *La tettonica «a vortici» nei monti della Val di Sole.* Rend. Accad. naz. Lincei 5, 1/2, 60 (Roma).
- (1948b): *La «Linea di Peio» nel massiccio dell'Ortler e le sue Miloniti.* Acta geol. alpina, 1 (Bologna).
- ARBENZ, P. (1913): *Die Faltenbogen der Zentral- und Ostschweiz.* Vjschr. naturf. Ges. Zürich, 58, 15–34.
- (1934): *Exkursion Nr. 92 B. Il Fuorn (Ofenpass)–Punt Praspöl–Murtersattel–Val Cluozza-Zernez.* Geol. Führer Schweiz, 14, 1064 (Basel).
- ARGAND, E. (1911): *Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux.* Mat. carte géol. Suisse [nouv. sér.], 31 (Bern).
- (1916): *Sur l'arc des Alpes Occidentales.* Eclogae geol. Helv. 14, 1, 145–191 (Lausanne).
- BEARTH, P. (1932): *Die Diabasgänge der Silvretta.* Schweiz. min. petr. Mitt. 12, 147–179 (Zürich).
- BEDERKE, E. (1935): *Die Regionalmetamorphose im Altvatergebirge.* Geol. Rdsch., 26, 108–124. (Stuttgart).
- BLUMENTHAL, M. (1935): *Zur Mechanik der Reliefüberschiebung.* Eclogae geol. Helv. 28, 2, 548 (Basel).
- BOESCH, H. (1937): *Geologie der zentralen Unterengadiner Dolomiten zwischen Ofenpass und Val Laschadura (Graubünden).* Inaug.-Diss. Univ. Zürich.
- BÖSE, E. (1896): *Zur Kenntniss der Schichtenfolge im Engadin.* Z. dtsch. geol. Ges. 48, 557–631
- BRÜCKNER, W. (1941): *Über die Entstehung der Rauhwacken und Zellendolomite.* Eclogae geol. Helv. 34, 1, 117–134 (Basel).
- CADISCH, J. (1934a): *Geologie der Schweizeralpen.* (Beer & Co. Zürich.)
- (1934b): *Exkursion Nr. 95. Umgebung von Schuls (Unterengadiner Fenster).* Geol. Führer Schweiz 14, 1085–1089 (Basel).
- CORNELIUS, H. (1915): *Zur Kenntnis der Wurzelregion im unteren Veltlin.* N. Jb. Min. Petr. Palaeontol. 40, 253–363 (Stuttgart).
- & FURLANI-CORNELIUS, MARTHA (1930): *Die insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass.* Denkschr. Akad. Wiss. 102 (Wien).
 - (1935): *Geologie der Err-Julier-Gruppe. 1. Teil: Das Baumaterial (Stratigraphie und Petrographie, excl. Quartär).* Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 70 (Bern).
- DAL PIAZ, G.B. (1936): *La struttura geologica delle Austridi.*
- (1936a): *Nota I. Il sistema austroalpino lungo il bordo occidentale della «finestra dei Tauri».* Atti R. Ist. Veneto sci. lettere ecc. 95, 2, 353–367 (Venezia).
 - (1936b): *Nota II. Il sistema austroalpino a sud della finestra tettonica degli Alti Tauri.* Rend. R. Accad. Lincei, 23, 269–274 (Roma).
 - (1936c): *Nota III. Il sistema austroalpino nelle Alpi Breonie e Venoste e nel massiccio dell'Oriles. Nuovo schema tettonico delle Austridi della Venezia Tridentina e del Tirolo orientale.* Atti R. Accad. Sci. Torino, 71, 3–29.
 - (1936d): *Nota IV. Sui rapporti tettonici che intercorrono fra gli elementi austroalpini dei Grigioni e della Valtellina e quelli delle Alpi orientali.* Studi Trentini sci. natur. 17, 3 (Trento).
 - (1938): *Recensione critica del lavoro di KAPPELER, ULRICH: Zur Geologie der Ortlergruppe und zur Stratigraphie der Ortlerzone zwischen Sulden und dem Engadin.* Studi Trentini sci. natur. 19, 2 (Trento).

- DITTMAR, A. VON (1864): *Die Contortazone*. (München.)
- DOZY, J. J. (1935): *Über das Perm der Südalpen*. Leidsche geol. Meded. 7, 1, 41–62 (Leiden).
- DYHRENFURTH, G., & SPITZ, A. (1914): *Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scanfs und dem Stilfserjoch*. Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 44 (Bern).
- EGGENBERGER, H. (1926): *Geologie der Albulazone zwischen dem Albulahospiz und Scanfs (Graubünden)*. Eclogae geol. Helv. 19, 3, 523–571 (Basel).
- ESCHER, A., & STUDER, B. (1839): *Geologische Beschreibung von Mittel-Bündten*. N. Denkschr. Schweiz. naturf. Ges. 3 (Neuenburg).
- EUGSTER, H. (1923a): *Geologie der Ducangruppe (Gebirge zwischen Albula und Landwasser)*. Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 49, 3 (Bern).
- (1923b): *Der Ostrand des Unterengadinerfensters*. Eclogae geol. Helv. 18, 2, 249–252 (Basel).
- (1924): *Die westliche Piz Uertsch-Kette*. Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 49, 4 (Bern).
- FRANCHI, S. (1907): *Relazione al R. Comitato Geologico sul lavoro per la Carta Geologica nel 1906*. Boll. Com. geol. 8, 29–33 (Roma).
- (1911): *Notizie preliminari sulla Geologia dell'Alta Valtellina*. Boll. soc. geol. ital. 30, 497 al 517 (Roma).
- FRAUENFELDER, A. (1916): *Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen*. Eclogae geol. Helv. 14, 2, 247–367 (Lausanne).
- FRECH, F. (1904): *Neue Zweischaler und Brachiopoden aus der Bakonyer Trias*. Result. wiss. Erforschung d. Balatonsees, 1, 1, Palaeontol. Anh. (Budapest).
- (1905): *Über den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen mit besonderer Rücksicht auf den Brenner*. Wiss. Ergänz. H. Z. dtsch.-oesterr. Alpenvereins, 2, 1 (Innsbruck).
- FREI, F. (1925): *Geologie der östlichen Bergünerstücke (Piz d'Aela und Tinzenhorn, Graubünden)*. Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 49, 6 (Bern).
- FURLANI, MARTHA (1912): *Der Drauzug im Hochpustertal*. Mitt. geol. Ges. Wien 5.
- GÜMBEL, W. VON (1891): *Geologische Bemerkungen über die Thermen von Bormio und das Ortlergebirge*. Sitz.-Ber. k. bayr. Akad. Wiss. 21, 79 (München).
- HAMMER, W. (1902a): *Die kristallinen Alpen des Ultentales. I. Das Gebirge südlich der Faltschauer*. Jb. k. k. geol. R.-A. 52, 1, 105–134 (Wien).
- (1902b): *Mittheilung über Studien in der Val Furva und Val Zebrù bei Bormio (Veltlin)*. Verh. k. k. geol. R.-A. 320–330 (Wien).
- (1903): *Über die Pegmatite der Ortleralpen*. Verh. k. k. geol. R.-A. 345–361 (Wien).
- (1904): *Die kristallinen Alpen des Ultentales. II. Das Gebirge nördlich der Faltschauer*. Jb. k. k. geol. R.-A. 54, 3/4, 541–576 (Wien).
- (1905): *Geologische Aufnahme des Blattes Bormio-Tonale*. Jb. k. k. geol. R.-A. 55, 1, 1–26 (Wien).
- (1906a): *Geologische Beschreibung der Laaser Gruppe*. Jb. k. k. geol. R.-A. 56, 3, 497–538 (Wien).
- (1906b): *Vorläufige Mitteilung über die Neuauflage der Ortlergruppe*. Verh. k. k. geol. R.-A. 174–188 (Wien).
- (1907): *Beiträge zur Geologie der Sesvennagruppe. I. Über Verrucano und Trias im Schliniger- und Avignatal*. Verh. k. k. geol. R.-A. 369–378 (Wien).
- (1908a): *Die Ortlergruppe und der Ciavalschkamm*. Jb. k. k. geol. R.-A. 58, 1, 79–196 (Wien).
- & TRENER, G. B. (1908b): *Erläuterungen zur Geologischen Karte etc., Nr. 78, Bormio und Passo del Tonale*. K. k. geol. R.-A. (Wien).
- (1908c): *Beiträge zur Geologie der Sesvennagruppe, II. Der Westrand der Oetztalermasse*. Verh. k. k. geol. R.-A. 98–107 (Wien).
- & JOHN, C. VON (1909): *Augengneise und verwandte Gesteine aus dem oberen Vintschgau*. Jb. k. k. geol. R.-A. 59, 3/4, 691–732 (Wien).
- & AMPFERER, Ö. (1911a): *Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee*. Jb. k. k. geol. R.-A. 61, 3/4, 531–710 (Wien).
- (1911b): *Die Schichtenfolge und der Bau des Jaggl im oberen Vintschgau*. Jb. 61, 1, 1–40 (Wien).
- (1912a): *Erläuterungen zur Geologischen Karte etc., Nr. 66, Glurns und Ortler*. K. k. geol. R.-A. (Wien).

- HAMMER, W. (1912b): *Beiträge zur Geologie der Sesvennagruppe IV. Die Ganggesteine der Elferspitzgruppe und des Rasassergrates.* Verh. k. k. geol. R.-A. 121–149 (Wien).
- (1914): *Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal.* Jb. k. k. geol. R.-A. 64, 3, 443–566 (Wien).
 - (1922): *Note illustrative della Carta Geologica delle Tre Venezie, Foglio Passo di Resia.* Uff. idrogr. R. Magistr. Acque, sez. geol. Padova.
 - (1931): *Zur Umgrenzung der Ötztaler Alpen als Schubdecke.* Verh. geol. B.-A. 175–188 (Wien).
- HEGWEIN, W. (1927a): *Beitrag zur Geologie der Quatervalsgruppe im Schweizerischen Nationalpark (Graubünden).* Inaug.-Diss. Univ. Bern. (Manuskript deponiert in der Stadtbibliothek Bern).
- (1927b): *Beitrag zur Geologie der Quatervalsgruppe im Schweizerischen Nationalpark (Graubünden).* Jb. phil. Fak. II Univ. Bern, 7.
- HEIM, ALB. (1922): *Geologie der Schweiz*, 2, 2 (Leipzig).
- HERITSCH, F. (1912): *Das Alter des Deckenschubes in den Ostalpen.* Sitz.-Ber. k. k. Akad. Wiss. 71 (Wien).
- (1914): *Die Anwendung der Deckentheorie auf die Ostalpen I–III.* Geol. Rdsch., 5, H. 2, 4 und 8 (Leipzig).
 - (1922): *Geologie von Steiermark.* Naturw. Ver. Steiermark (Graz).
 - (1936): *Die Karnischen Alpen.* Geol. Inst. Univ. Graz.
 - (1939): *Karbon und Perm in den Südalpen und in Südosteuropa.* Geol. Rdsch. 30, 529 (Stuttgart).
- HESS, W. (1949): *Geologische Untersuchungen in den westlichen Münstertaler Alpen zwischen Ofenpass und Valle di Fraéle.* Diplom-Arb. ETH, Zürich (Manuskript).
- INHELDER, H. (1948): *Geologische Untersuchungen im obern Scarltal.* Diplom-Arb. Univ. Zürich (Manuskript).
- (1952): *Zur Geologie der südöstlichen Unterengadiner Dolomiten zwischen S-charl, Ofenpasshöhe, Sta. Maria und Müstair (Graubünden).* Inaug.-Diss. Univ. Zürich.
- KAPPELER, U. (1938): *Zur Geologie der Ortlergruppe und zur Stratigraphie der Ortlerzone zwischen Sulden und dem Engadin.* Inaug.-Diss. Univ. Zürich.
- KATZ, H. (1948): *Geologische Untersuchungen am Piz Lad bei Sta. Maria im Münstertal.* Diplom-Arb. ETH, Zürich (Manuskript).
- KLEBELSBERG, R. VON (1928): *Geologischer Führer durch die Südtiroler Dolomiten.* Samml. geol. Führer 33 (Bornträger, Berlin).
- (1935): *Geologie von Tirol.* (Bornträger, Berlin).
- KOBER, L. (1912): *Über Bau und Entstehung der Ostalpen.* Mitt. geol. Ges. Wien, 4.
- KUHN, E. (1947): *Über einen Ganoidfisch aus der Val Tantermozza (Kt. Graubünden).* Eclogae geol. Helv. 40, 2, 384–390 (Basel).
- LAWSON, A. C. (1930): *The Classification and Correlation of the Pre-cambrian rocks.* Univ. California Publ. 19, 11, 275 (Berkeley).
- LEHNER, P. (1952): *Zur Geologie des Gebietes der Denti della Vecchia, des M. Boglia, des M. Brè und des M. San Salvatore bei Lugano.* Eclogae geol. Helv. 45, 1, 85–159 (Basel).
- LEUPOLD, W. (1934a): *Gemeinsame Einleitung zu den Exkursionen 92, 93 und 94 (Unterengadiner Dolomiten).* Geol. Führer Schweiz, 14, 1043 (Basel).
- (1934b): *Exkursion 92 A: Zernez–Ofenpass–Sta. Maria im Münstertal.* Geol. Führer Schweiz, 14, 1050 (Basel).
 - (1934c): *Exkursion 93: Sta. Maria–Umbrailpass–Stilfserjoch.* Geol. Führer Schweiz, 14, 1068 (Basel).
 - & EUGSTER, H. (1934d): *Exkursion 94: Cierfs–Scarl–Schuls.* Geol. Führer Schweiz, 14, 1076 (Basel).
- NIGGLI, P., & GRUBENMANN, U. (1924): *Die Gesteinsmetamorphose.* (Bornträger, Berlin).
- NIGGLI, P. (1931): *Die quantitative mineralogische Klassifikation der Eruptivgesteine.* Schweiz. min. petr. Mitt. 11, 296–364 (Zürich).
- (1934): *Die chemische Klassifikation der metamorphen Gesteine.* Schweiz. min. petr. Mitt. 14, 464–472 (Zürich).
 - (1935): *Bemerkungen zum geologisch-tektonischen Problem der magmatischen Differentiation.* Schweiz. min. petr. Mitt. 15, 153–159 (Zürich).
 - (1942): *Das Problem der Granitbildung.* Schweiz. min. petr. Mitt. 22, 1–84 (Zürich).

- NIGGLI, P. (1950): *Probleme der alpinen Gesteinsmetamorphose*. Schweiz. min. petr. Mitt. 30, 500–538 (Zürich).
- OTT, E. (1925): *Geologie der westlichen Bergünerstöcke (Piz Michèl und Piz Toissa, Graubünden)*. Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 49, 5 (Bern).
- PEYER, B. (1937): *Ein fossiler Ganoidfisch aus der Val Sassa, Graubünden*. Eclogae geol. Helv. 30, 2, 356–358 (Basel).
- RICHTER, M. (1930): *Der ostalpine Deckenbogen. Eine neue Synthese zum alpinen Deckenbau*. Jb. geol. B.-A. 80, 497–540 (Wien).
- RÖSLI, F. (1927): *Beitrag zur Geologie des Murtiröl bei Zuoz (Engadin)*. Inaug.-Diss. Univ. Bern. (Manuskript, deponiert in der Stadtbibliothek Bern).
- SANDER, B. (1912): *Über tektonische Gesteinsfazies*. Verh. k. k. geol. R.-A., 249–257 (Wien).
- (1920): *Tektonik des Schneeberger Gesteinszuges zwischen Sterzing und Meran*. Jb. geol. Staats-A. 70, 3/4, 225–234 (Wien).
- (1923): *Zur petrographisch-tektonischen Analyse*. Jb. geol. B.-A. 74, 3/4, 183–253 (Wien).
- SCHAFFER, F. X. (1951): *Geologie von Österreich*. (Deuticke, Wien).
- SCHILLER, W. (1903): *Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. I. Lischannagruppe*. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br. 14, 107–180.
- (1906): *Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. II. Piz Lad-Gruppe*. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br. 16, 108–163.
- SCHLAGINTWEIT, O. (1908): *Geologische Untersuchungen in den Bergen zwischen Livigno, Bormio und St. Maria im Münstertal*. Z. dtsch. geol. Ges. 60, 2/3, 198–272 (München).
- SCHMIDEGG, O. (1933): *Neue Ergebnisse in den südlichen Ötztaler Alpen*. Verh. geol. B.-A., 83–95 (Wien).
- (1936): *Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen*. Jb. geol. B.-A. 86, 115–149 (Wien).
- SEDERHOLM, J. J. (1926): *I. Archäikum. (Urgebirge, älteres Präkambrium). II. Proterozoikum. (Archäozoikum, Algonium)* in: SALOMON, W.: *Grundzüge der Geologie*, 2, 21 resp. 43 (Stuttgart).
- SPAENHAUER, F. (1932): *Petrographie und Geologie der Grialetsch–Vadret–Sursura-Gruppe (Graubünden)*. Schweiz. min. petr. Mitt. 12, 27–146 (Zürich).
- SPITZ, A. (1911): *Gedanken über tektonische Lücken*. Verh. k. k. geol. R.-A. 285–303 (Wien).
- & DYHRENFURTH, G. (1914): *Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scangs und dem Stilfserjoch*. Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 44 (Bern).
- (1919a): *Eine Querstörung bei Meran*. Verh. geol. R.-A. 62–66 (Wien).
- (1919b): *Fragmente zur Tektonik der Westalpen und des Engadins*. (Aus dem Nachlasse). I. und II. Teil, Verh. geol. R.-A. 104–122 (Wien). III. und IV. Teil 233–257.
- STACHE, G., & JOHN, C. VON (1879): *Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntniss der älteren Eruptiv- und Massengesteine der Mittel- und Ostalpen. Nr. II, Das Cevedalegebiet als Hauptdistrict älterer dioritischer Porphyrite (Palaeophyrite)*. Jb. k. k. geol. R.-A. 29, 2, 317 bis 404 (Wien).
- (1884): *Über die Silurbildungen der Ostalpen mit Bemerkungen über die Devon-, Carbon- und Perm-Schichten dieses Gebietes*. Z. dtsch. geol. Ges. 277–378.
- STAUB, R. (1915): *Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge*. Vjschr. naturf. Ges. Zürich, 60, 55–236.
- (1916): *Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen*. Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 46, 1 (Bern).
- (1917): *Über Faziesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen*. Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 46, 3 (Bern).
- (1920): *Über Wesen, Alter und Ursachen der Gesteinsmetamorphosen in Graubünden*. Vjschr. naturf. Ges. Zürich, 65.
- & CADISCH, J. (1921): *Zur Tektonik des Unterengadiner Fensters*. Eclogae geol. Helv. 16, 2, 223–285 (Lausanne).
- (1924): *Der Bau der Alpen*. Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 52 (Bern).
- (1928): *Der Bewegungsmechanismus der Erde*. (Bornträger, Berlin).
- (1934a): *Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie*. Denkschr. schweiz. naturf. Ges. 69, 1 (Zürich).

- STAUB, R. (1934b): *Übersicht über die Geologie Graubündens*. Geol. Führer Schweiz, 3 (Basel).
- (1937a): *Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler*. Denkschr. schweiz. naturf. Ges. 72 (Zürich).
 - (1937b): *Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer*. I. Teil. Vjschr. naturf. Ges. Zürich, 82.
 - (1942): *Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer*. II. Teil. Vjschr. naturf. Ges. Zürich, 87.
 - (1946): *Geologische Übersicht im Clubführer des Schweiz. Alpenclubs durch die Bündneralpen*, 9, Unterengadin.
 - (1948): *Aktuelle Fragen im alpinen Grundgebirge*. Schweiz. min. petr. Mitt. 28, 422–442 (Zürich).
 - (1949): *Betrachtungen über den Bau der Südalpen*. Eclogae geol. Helv. 42, 2, 215–408 (Basel).
 - (1951): *Über die Beziehungen zwischen Alpen und Apennin und die Gestaltung der alpinen Leitlinien Europas*. Eclogae geol. Helv. 44, 1, 29–130 (Basel).
 - (1952): *Der Pass von Maloja. Seine Geschichte und Gestaltung*. Jber. naturf. Ges. Graubündens 83, 1–84 (Chur).
- STÖCKLIN, J. (1949): *Zur Geologie der nördlichen Errgruppe zwischen Val d'Err und Weissenstein (Graubünden)*. Inaug.-Diss. Univ. Zürich.
- STUDER, B. (1851): *Geologie der Schweiz*, 1 (Bern).
- TERMIER, P. (1903): *Les schistes cristallins des Alpes occidentales*. Conférence faite devant le 9^e Congr. géol. int. à Vienne (Paris).
- (1904): *Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes*. Bull. soc. géol. France [4^e sér.], 3, 711–785 (Paris).
 - (1905): *Les Alpes entre le Brenner et la Valtelline*. Bull. soc. géol. France [4^e sér.], 5, 209–289 (Paris).
 - (1922): *Sur la structure des Alpes orientales*. I–III. C. r. Séanc. Acad. Sci. Paris, 175, 924, 1173 et 1366.
- THEOBALD, G. (1863): *Geologische Beschreibung der nordöstlichen Gebirge von Graubünden*. (Blatt X und XV der Dufour-Karte). (Marlof, Neuenburg).
- TREVISAN, L. (1938): *Il fascio di fratture tra l'Adige e la «Linea delle Giudicarie» e i suoi rapporti col massiccio intrusivo dell'Adamello*. Studi Trentini Sci. Natur. 19, 2, 1–13 (Trento).
- TRÜMPY, D. (1912): *Zur Tektonik der untern ostalpinen Decken Graubündens*. Vjschr. naturf. Ges. Zürich, 58, 1–9.
- WEGMANN, C. E. (1935a): *Zur Deutung der Migmatite*. Geol. Rdsch. 26, 305–350 (Stuttgart).
- (1935b): *Über einige Fragen der Tiefentelektone*. Geol. Rdsch. 26, 448–451 (Stuttgart).
 - (1947): *Note sur la chronologie des formations précambriques du Groenland méridional*. Eclogae geol. Helv. 40, 1, 7–14 (Basel).
- WENK, E. (1934a): *Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins*. Schweiz. min. petr. Mitt. 14, 196–278 (Zürich).
- (1934b): *Der Gneiszug Pra Putèr–Nauders im Unterengadin und das Verhältnis der Umbraildecke zur Silvretta/Oetzaldecke*. Eclogae geol. Helv. 27, 1, 135–146 (Basel).
- WÖHRMANN, S. von (1893): *Die Raibler Schichten*. Jb. k. k. geol. R.-A. 43, 3/4, 617–768 (Wien).
- ZOEPPRITZ, K. (1906): *Geologische Untersuchungen im Oberengadin zwischen Albula pass und Livigno*. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br. 16, 164–231.

GEOLOGISCHE KARTEN

Geologische Karte der Schweiz 1:100 000. Blatt XV (G. THEOBALD, 1864), Blatt XX (G. THEOBALD, 1865).

Geologische Spezialkarten, herausgegeben von der Schweiz. Geol. Kommission:

Nr. 58. *Unterengadin 1:50 000* (U. GRUBENMANN, Ch. TARNUZZER, 1910).

Nr. 72. *Engadiner Dolomiten 1:50 000* (A. SPITZ & G. DYHRENFURTH, 1915).

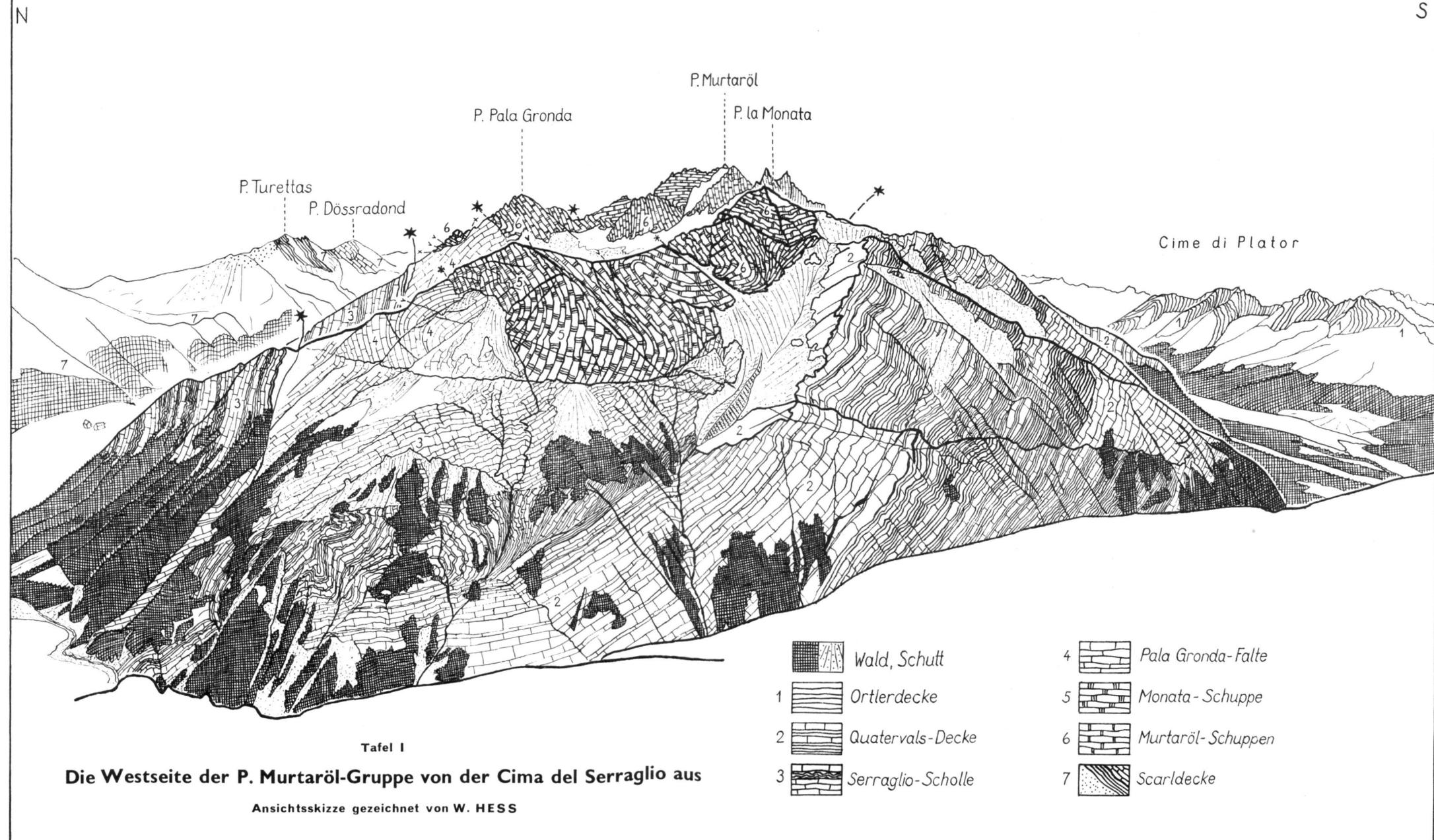
Nr. 78. *Tektonische Karte der südöstlichen Schweizeralpen 1:250 000* (R. STAUB, 1916).

Nr. 90. *Geologische Karte der Val Bregaglia (Bergell) 1:50 000* (R. STAUB, 1921).

- Nr. 105. *A und B, Tektonische Karte der Alpen mit Profilen 1:1000000* (R. STAUB, 1924).
- Nr. 118. *Geologische Karte der Berninagruppe 1:50000 und tektonische Karte der südlichen rhätischen Alpen 1:250000* (R. STAUB, 1946).
- Geologischer Atlas der Schweiz 1:25000:*
- Nr. 14. *Blatt Ardez* (J. CADISCH, P. BEARTH, F. SPAENHAUER, 1941).
- Nr. 20. *Blatt Zernez* (H. H. BOESCH, J. CADISCH, W. HEGWEIN, F. SPAENHAUER, E. WENK, 1948).
- Geologische Spezialkarten der österr.-ungarischen Monarchie 1:75000*, herausgegeben von der k. k. geol. R.-A. (Wien):
- Nr. 78. *Bormio und Passo del Tonale* (W. HAMMER & G. B. TRENER, 1908).
- Nr. 66. *Glurns und Ortler* (W. HAMMER, 1912).
- Carta geologica delle Tre Venezie 1:100000*, Uff. idrograf. R. Magist. dell'Acque:
- Foglio *Passo di Resia* (W. HAMMER, 1924),
 - Foglio *Monte Cevedale* (C. ANDREATTA, 192).
- Geologische Karte der Lischannagruppe 1:50000* (in lit. W. SCHILLER, 1904).
- Geologische Karte der Piz Lad-Gruppe 1:50000* (in lit. W. SCHILLER, 1906).
- Geologische Karte der Gebirge zwischen Albula pass und Livigno 1:50000* (in lit. K. ZOEPPRITZ, 1906).
- Geologische Übersicht des Gebietes zwischen Livigno und Santa Maria im Münstertal 1:100000* (in lit. O. SCHLAGINTWEIT, 1908).
- Geologische Karte des Jaggl 1:25000* (in lit. W. HAMMER, 1911 b).
- Geologische Karte der Quatervalsgruppe im Schweiz. Nationalpark* (W. HEGWEIN, herausgegeben von der Schweiz. naturf. Ges., 1934).

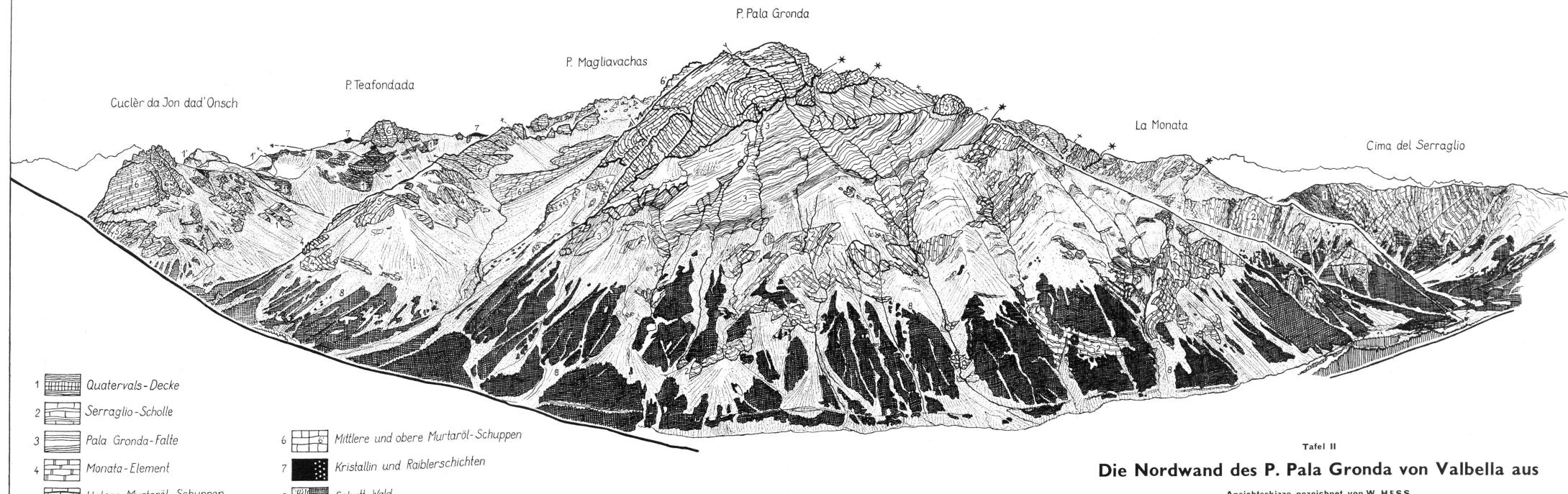
TOPOGRAPHISCHE KARTEN

- 1:200000 Carta automobilistica al 200000 del Touring Club italiano* (T. C. I.) Foglio 2.
- 1:100000 Topographische Karte der Schweiz*: Blätter XV und XX, Zusammensetzungen Poschiavo, Davos.
- *Carta d'Italia del Ist. geogr. militare*: Foglio 2: *Mompicchio*; Foglio 3: *Passo di Resia*; Foglio 8: *Bormio*; Foglio 9: *Monte Cevedale*.
- 1:50000 Topographischer Atlas der Schweiz*: Blätter 424: *Zernez*, 425: *Scarl*, 428: *Scanjs*, 429: *Sta. Maria*, 429 bis: *Stilfserjoch*. Überdruck Ofenpass.
- *Neue Landeskarte der Schweiz*: 259: *Ofenpass*, 518 bis: *Glorenza-W.*
 - *Carta delle zone turistiche d'Italia del T. C. I. Milano*, Gruppo Ortles-Cevedale.
- 1:25000 Tavolette della Carta d'Italia*: Mompicchio, Glorenza, Mazzia; Ponte del Gallo, Acqua del Gallo, Val d'Avigna, Tubre, Lasa; Passo di Cassana, Livigno, S. Giacomo di Fraele, Giogo di S. Maria, Giogo dello Stelvio, Cima Vertana; Pizzo Filone, Valdidentro, Bormio, Valle del Zebù, Monte Cevedale.
- *Tavolette della Carta a visione stereoscopica*: Lasa, Giogo dello Stelvio, Cima Vertana, Valle del Zebù, Monte Cevedale.



E

W



Tafel II

Die Nordwand des P. Pala Gronda von Valbella aus

Ansichtsskizze gezeichnet von W. HESS

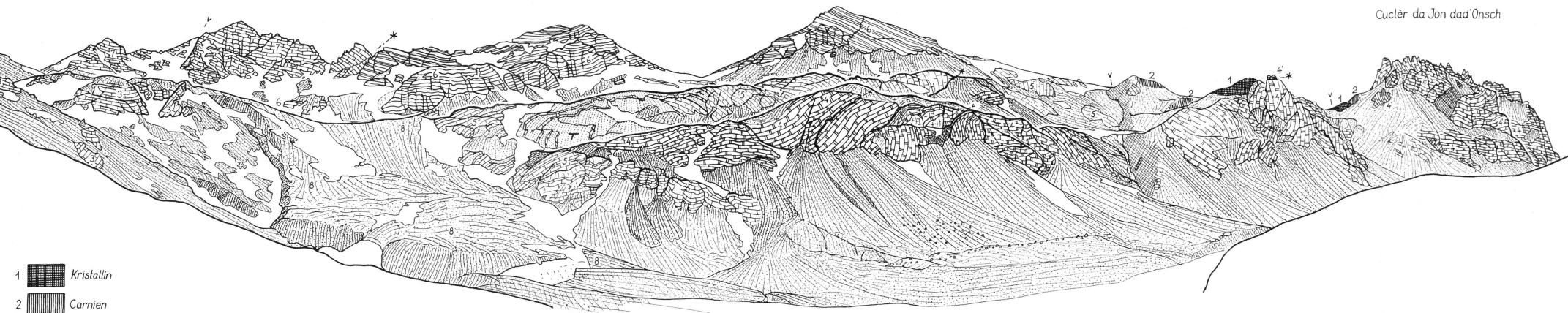
SSE

NNW

P. Schumbraida

Pt. 2944 LK

Cuclér da Jon dad'Onsch



- 1 Kristallin
 2 Carnien
 3 Heller Hauptdolomit im hinteren
 Val Schumbraida (Zugehörigkeit ?)
 4 Jon dad'Onsch-Schuppen
 5 Lichte Dolomite der Scherbenzone

- 6 Verschürfte Teile der Quatervals-Decke
 7 Gipfeldolomit des P. Schumbraida
 8 Blockstrom, Schutt

Tafel III

Der Pt. 2944 LK vom hinteren Val Schumbraida aus

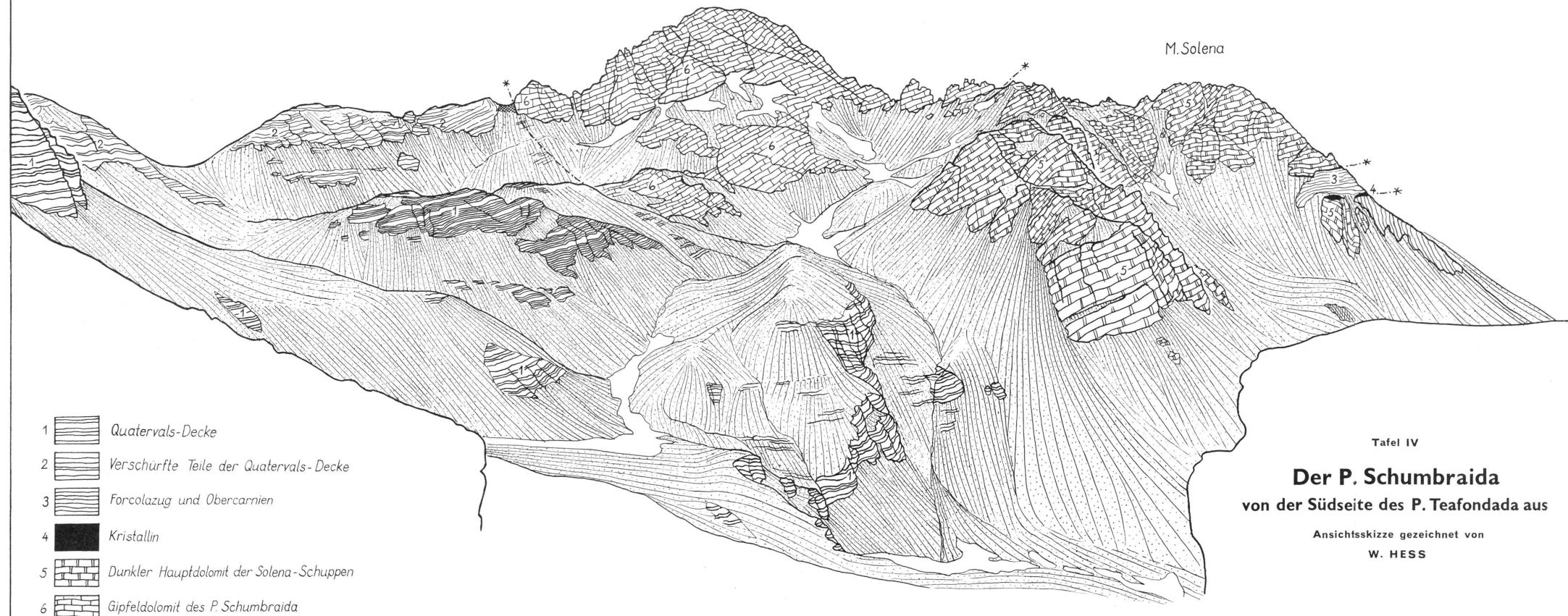
Ansichtsskizze gezeichnet von W. HESS

N

S

P. Schumbraida

M. Solena



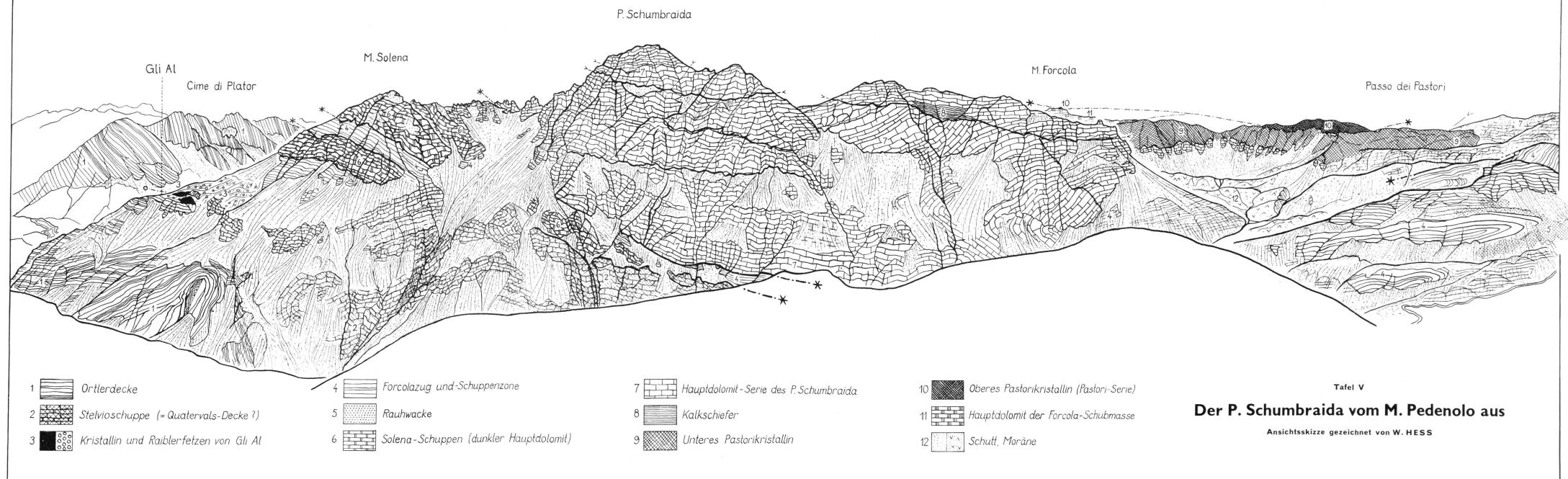
Tafel IV

Der P. Schumbraida
von der Südseite des P. Teafondada aus

Ansichtsskizze gezeichnet von
W. HESS

SW

NE



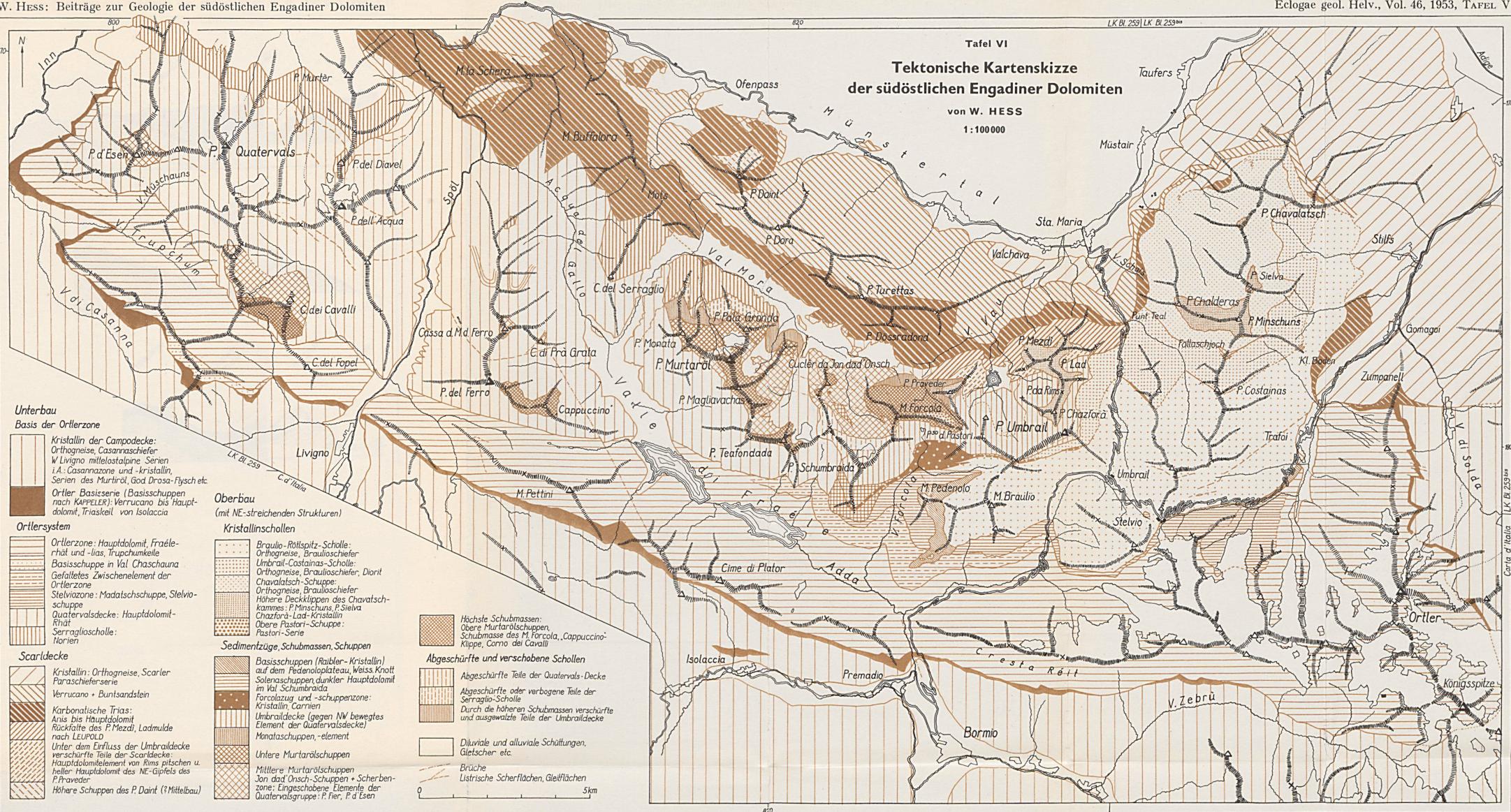
LK Bl. 259 LK Bl. 259a

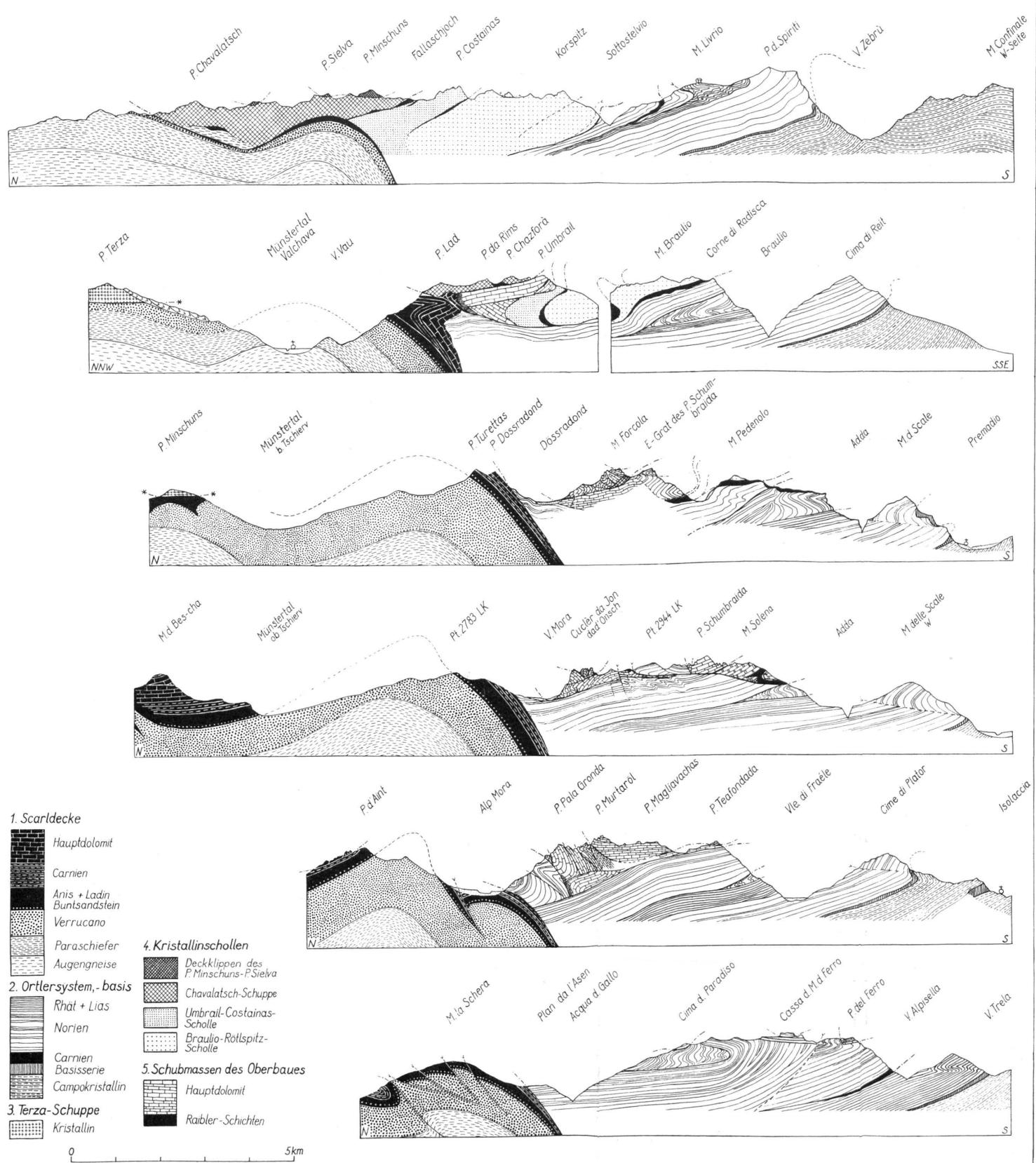
Tafel VI

Tektonische Kartenskizze
der südöstlichen Engadiner Dolomiten

von W. HESS

1:100000





Tafel VII Tektonische Profile durch die südöstlichen Engadiner Dolomiten von W. HESS