

Jb. Geol. B. A.	Bd. 105	S. 173—242	Wien, Dezember 1962
-----------------	---------	------------	---------------------

Die Geologie des Brenner-Mesozoikums zwischen Stubai- und Pflerschtal (Tirol).

Von HORST KÜBLER und WOLF-EBERHARD MÜLLER *)

Mit Tafeln 13—16

Gewidmet dem Andenken an unseren Freund und Studienkollegen Hannes Scheiber,
der 1961 in den Stubai-er Bergen verunglückte

Inhalt

	Seite
Resumé	174
Vorwort und Einleitung	174
Geologische Übersicht	175
I. Stratigraphie	177
A. Verrucano	177
B. Unterer Dolomit	182
C. Raibler Horizont	185
D. Oberer Dolomit (Norischer Hauptdolomit)	192
E. Norisch-Rätische Grenzgesteine	194
F. Der metamorphe Kalkkomplex	201
G. Oberjura des Muli-Schrofen	208
H. Stratigraphie und Verbreitung der Steinacher Decke	211
II. Stratigraphie und Tektonik der Schubmassen nördlich vom Gschnitztal	212
A. Schubmasse I Kössener Schichten	212
Adneter Lias der Kesselspitze	213
B. Schubmasse II Quarzphyllit	215
Karbon	216
Blaserdolomit	216
C. Die tektonischen Beziehungen an beiden Schubeinheiten	219
III. Die Verschuppung der Steinacher Quarzphyllit-Decke mit dem Brenner-Meso- zoikum	220
IV. Beschreibung des inneren Gebirgsbaues	223
V. Junge geologische Bildungen (Bergerzerrissen, Quartär)	238
Literaturverzeichnis	240
Beilagen: 1 geologische Karte 1 : 32.000 ¹⁾	Tafel 13
Profile	Tafel 14
Stratigraphische Profile	Tafel 15
Photos	Tafel 16

¹⁾ Gedruckt mit Unterstützung durch den Österreichischen Alpenverein.

*) Adresse der Verfasser: Dr. HORST KÜBLER, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck, Innsbruck (Tirol), Universitätsstraße 4/II. — Dr. W.-E. MÜLLER, Bergen-Enkheim b. Frankfurt/Main, Bergweg 43.

Resumé

Das Brenner-Mesozoikum mit Ausnahme der Kalkkögel-Gruppe wurde in zwei Teilgebieten von den Bearbeitern getrennt untersucht, kartiert und die Ergebnisse werden hier gemeinsam dargelegt.

Als Ergebnis sind nun erstmalig die Stratigraphie und Tektonik dieses zentral-alpinen Bereiches in einer großräumigen Übersicht zusammenhängend dargestellt worden. Im einzelnen ergab sich u. a. durch neue Jura-Funde im Gschnitztal eine altersmäßige Neueinstufung metamorpher Kalk-Mergel-Serien, die bisher insgesamt als Rät angesprochen wurden. Hauptdolomit und Rät im Serles—Kirchdach-Kamm verbindet ein „Grenzniveau“ mit dolomitischen Primärbreccien, Plattenkalkäquivalenten und z. T. sandig-tonigen Einschaltungen.

Nicht nur der Blaserdolomit, sondern auch fossilführende Kössener Schichten (vielfach mit Karbonmylonit an der Basis) und Adneter Lias im Serleskamm sind Schubmassen aus dem Bereich der Steinacher Decke.

Die überschobenen Kössener Schichten reichten weiter nach E als bisher (O. SCHMIDEGG, 1956) angenommen wurde und stehen auch noch NE oberhalb Trins an.

Die Metamorphose bzw. Kristallisation der mesozoischen Gesteine erfolgte uneinheitlich und verschieden stark, je nach dem Ausmaß der örtlichen Durchbewegung.

Eingehend behandelt wird auch die tiefgreifende Verzahnung der Quarzphyllitdecke mit dem Mesozoikum. Eine Übersicht der zahlreichen Verwerfungen ergänzt das vielgestaltige tektonische Gesamtbild.

Vorwort und Einleitung

Die Anregung zur vorliegenden Arbeit ergab sich aus dem Wunsch, die Ergebnisse unserer Dissertationen und Kartierungen, welche Teilgebieten einer räumlichen und geologischen Einheit — dem Brennermesozoikum — galten, inhaltlich vereinigt in einer Gesamtdarstellung zu veröffentlichen.

Durch diese Vereinigung zweier, auch zeitlich unabhängig erbrachter, Einzelleistungen und Überstellung in größeren Rahmen, wird keine — trotz textlicher Reduzierung im stratigraphischen Teil — in ihrem geologischen Aussagewert geschmälert; vielmehr bewirkte dieser Vorgang, nicht zuletzt auch durch die ständigen Aussprachen zum Thema, eine kritische Überprüfung oder Bestätigung der Teilergebnisse „hüben und drüben“, stets aber eine Ergänzung und Bereicherung des Vorhabens, die geologischen Gegebenheiten nördlich und südlich vom Gschnitztal gleichsam im Spiegelbild zu erfassen.

Unseren hochverehrten Lehrern, Herrn Prof. Dr. R. v. KLEBELSBERG und in dessen Nachfolge Herrn Prof. Dr. W. HEISSEL, danken wir auch an dieser Stelle für ihr großes Interesse und Wohlwollen, sowie für die tätige Förderung, die sie dem Fortgang dieser Arbeiten zuteil werden ließen. Ebenso sind wir den Herren Professoren Dr. B. SANDER, Dr. J. LADURNER und Dr. W. QUENSTEDT † für manchen guten Rat und wertvolle Auskünfte zu Dank verpflichtet. Auch die fachlichen Diskussionen mit unseren Institutskameraden, von denen uns einige auch fallweise im Gelände begleitet haben, waren von großem Nutzen.

Das von uns kartierte und untersuchte Gebiet mit einer Fläche von rund 190 km^2 liegt am Ostrand der Stubai Alpen zwischen Stubai- und Pflerschtal. Die Umgrenzungslinie verläuft vom Stubaital aus am Nordfuß der Serles vorbei nach Matrei—Silltal—Steinach—Gschnitztal—Trins—Leitnerberg—Rohrsee—Allerleigrubenkopf—Sandjoch—Pflerschtal—Weiße

Wand—Lapones Alm—Gschnitzbach—Moserbauer—Habicht Ostflanke—Schaufel-Sp.—Schaf-Sp.—Elfer-Sp.—Kampl i. Stubai—Rutzbach.

Als topographische Kartenunterlage der geologischen Aufnahme dienten die Blätter der Österreichischen Karte 1 : 25.000, Blatt 148/1 Fulpmes, Blatt 148/3 Trins, Blatt 175/1 Tribulaun sowie ein schmaler Streifen vom Ostrand des Kartenblattes Ötztal, Sektion 5146/4 und des Blattes Weißwand, Sektion 5246/2 der alten Österreich-Karte 1 : 25.000. Für die tieferen Partien des Pferscher Talgehänges zwischen dem Weiler Stein und Vallming wurde zum Teil die italienische Karte 1 : 25.000, Fo. 4, Blatt Gossensaß verwendet, da das österreichische Blatt Tribulaun 175/1 nicht überall bis zum Talboden herunterreicht. Die Geländearbeiten wurden von H. KÜBLER im Herbst 1955 begonnen und in den schneefreien Monaten der Jahre 1956 und 1957 weitergeführt; das Gebiet zwischen Gschnitztal und Pferschtal wurde von W.-E. MÜLLER in den Jahren 1957 bis 1959 aufgenommen.

Die aufgesammelten Belegstücke nebst zugehörigen Dünn- und Anschliffen sowie die geologischen Originalkartierungen im Maßstab 1 : 25.000 werden im Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck aufbewahrt.

Es stellte sich im Verlauf meiner (KÜBLER) Kartierung heraus, daß große Teile des mir zugewiesenen Gebietes bereits in geologischer Bearbeitung standen. Die im Dezember 1956 von O. SCHMIDEGG in den Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien veröffentlichte Arbeit beinhaltet naturgemäß manche der von mir unabhängig davon gewonnenen Neuergebnisse.

Die Genehmigung des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien zur Vervielfältigung der topographischen Kartenunterlagen erfolgte durch die freundliche Vermittlung des Direktors der Geologischen Bundesanstalt, Herrn Prof. Dr. H. KÜPPER, dem wir auch für die Aufnahme der vorliegenden Arbeit in dieses Jahrbuch recht herzlich danken.

Die Reduktion des Kartenmaßstabes 1 : 25.000 auf zirka 1 : 32.000 war unvermeidlich und erforderlich durch die Anpassung an das Format der Druckplatten. Durch die freundliche Vermittlung von Herrn Dr. JOACHIM MÜLLER konnte der Kartendruck in der Werksdruckerei eines chemischen Großbetriebes in Frankfurt/Main besorgt werden, woraus sich für uns beträchtliche Kosteneinsparungen ergaben. Für dieses Entgegenkommen sei Herrn Dr. J. MÜLLER und den beteiligten Mitarbeitern herzlich gedankt.

Unser besonderer Dank gilt dem Österreichischen Alpenverein, der einen wesentlichen Kostenanteil des Kartendruckes übernommen hat. Bei der Drucklegung der geologischen Karte konnten wir aus äußeren Gründen nicht anwesend sein, so daß sich in der Farbgebung einzelne Fehler eingeschlichen haben. Dieses Versehen des Druckers konnten wir erst nachträglich bei Überprüfung der gelieferten Karten feststellen. In einem Texthinweis wurde diese richtiggestellt.

Geologische Übersicht

Dem Fernerstehenden, der ohne umfangreiches Literaturstudium einen geologischen Überblick gewinnen möchte, ist die nachstehende Einführung gewidmet.

Den Hauptanteil am Aufbau dieses Gebirgsabschnittes haben Gesteine des Mesozoikums (Dolomite und Kalke der Trias), die dem Stubaiäer Altkristallin sedimentär auflagern. Letzteres besteht im wesentlichen aus Paragesteinen (Biotitplagioklasgneisen und Glimmerschiefen), die u. a. von HAMMER (1929) bereits beschrieben worden sind.

Klastische „Verrucano“-Gesteine stellen die Verbindung her zum Unteren Dolomit (Ladin), der durch geringmächtige Raiblerschichten vom Oberen (Haupt-) Dolomit getrennt wird. Aus dem Grenzbereich gegen den Metamorphen Kalkkomplex wird erstmalig eine wechselhafte Gesteinsfazies beschrieben, die im wesentlichen durch Breccienbildungen und — nördlich vom Gschnitztal — zusammen mit sandig-tonigen Einschaltungen gekennzeichnet ist.

Fossilleere Bändermarmore, Kalkphyllite und Glimmermarmore mit Kieselfazies bilden in ihrer metamorphen Ausbildung die über dem Hauptdolomit liegende Gesteinsgruppe, die in hangenden Anteilen (Kieselschiefer) lithologische Übereinstimmung mit Oberjuragesteinen der Nordalpen und der Zentralalpen aufweist. Im Serleskamm treten dazu noch als Schubmasse weniger metamorphe Kalke und Mergellagen der Kössener Schichten mit gelegentlichem Fossilinhalt; die Cephalopoden führenden roten Liaskalke am Gipfel der Kessel-Sp. bilden seit langem einen besonderen Anziehungspunkt in dem fossilarmen Mesozoikum der Zentralalpen.

Als wichtiges stratigraphisches Neuergebnis darf auch der erstmalige Fund von Rotem Radiolarit auf den Gesteinen des Metamorphen Kalkkomplexes am Muli-Schrofen i. Gschnitztal gewertet werden. Die Auflagerung von Oberjuragesteinen beweist, daß in mittleren und oberen Horizonten dieses Metamorphen Kalkkomplexes Fleckenmergel (Lias und Dogger) in mehr oder weniger hochmetamorpher Fazies vorliegen.

Daneben erscheinen nördlich und südlich vom Gschnitztal in geringerer Verbreitung paläozoische Quarzphyllite und Karbon der Steinacher Decke. Nördlich vom Gschnitztal liegen, besonders im Bereich des Blaser Berges, noch größere Schollen von Dolomit der, wie die fossilführenden Kössener Schichten und Liaskalke, von Süden her dem mesozoischen Gebirge aufgeschoben wurde.

Die mesozoischen Gesteine sind mit ihrer Unterlage, aber lokal auch gegen ihre Unterlage, recht kräftig bewegt worden. Die weitgehende Konkordanz von Sedimentbankungsflächen und Kristallinschieferungsflächen im Süden des Gebietes unterstreicht die gemeinsame Tektonik der beiden Einheiten und vermittelt südwärts zu den stark eingefalteten Triasresten der Telfer, Moarer und Schneeberger Weißen.

Die Mesozoische Schichttafel ist überdies sowohl im Großbereich wie auch im Kleingefüge sehr stark von der Tektonik erfaßt worden. Wie schon O. MEIER (1925) bemerkte, sind insbesondere die Gesteine des Metamorphen Kalkkomplexes (metamorphes „Rhät“) weitgehend — gleich einem zähen Teig — durchgeknetet worden. Dies konnte in dem Ausmaß nur unter enormen Belastungsdrücken geschehen, deren Ursache in einer weitgehend auf die mesozoische Schichttafel aufgeschobenen, ehemals sehr viel mächtigeren Steinacher Decke zu suchen wäre.

Während der Metamorphe Kalkkomplex besonders im Kleingefüge im Rahmen einer allenthalben auftretenden Biegescherfaltung enorm durchbewegt und dementsprechend umkristallisiert wurde, machten sich diese Bewegungen, vor allem aber die scherende Beanspruchung in den mächtigen, starren Tafeln des Unteren und des Oberen Dolomits in erster Linie in großräumigen Abscherungen und Verschuppungen bemerkbar. Diese wurden vorzugsweise in dem relativ hochplastischen, also idealen Gleithorizont des dazwischenliegenden Raibler Tonschieferbandes ausgelöst.

Die erstmals von F. KERNER (1911) in ihrer Art richtig gedeuteten Einschubkeile von Quarzphyllit lassen sich nicht über das ganze Gebiet hinweg schematisierend miteinander in ihrer tektonischen Stellung gleichsetzen.

In gleicher Weise wie der Quarzphyllit in schmalen Zungen in die mesozoischen Schichten dringt, so ragen auch Gesteine des Metamorphen Kalkkomplexes mit langen Spießen in die Steinacher Decke hinein. Diese Karbonatspieße lösen sich, je weiter nach Osten, desto mehr, in isolierte Schollen auf.

Besonders an der Nordseite des Pflersch- und Gschnitztales steigen die tektonischen Linien stark gegen Osten ab. An diesem Abstieg ist Bruchtektonik sehr weitgehend und maßgeblich beteiligt.

In allen Horizonten des mesozoischen Komplexes zeigte sich in Abhängigkeit von den örtlichen tektonischen Ereignissen und vom Ausgangsmaterial ein ständiges Schwanken des Kristallisations- bzw. Metamorphosegrades.

Eine generelle Zunahme der Kristallisation in bestimmten stratigraphischen Horizonten nach einer bevorzugten Richtung war nicht zu beobachten.

In den ladinischen und norischen Dolomiten war ein ständiger Wechsel der Korngröße in vertikaler wie auch in horizontaler Richtung zu verzeichnen. Ganz ähnlich gerichtete Schwankungen finden sich in den Raibler Schichten hinsichtlich der Durchbewegung und der Biotitführung.

Die Untersuchungen haben ergeben, daß die Metamorphose unter enormer Belastung und starkem tangentialen Druck ausgelöst wurde, u. zw. in räumlicher Übereinstimmung mit der jetzigen und ehemaligen Ausbreitung und dem Wirkungsbereich der Steinacher Decke.

I. Stratigraphie

A. „Verrucano“ (Permoskyt)

Von einer eingehenderen stofflichen Charakterisierung der altkristallinen Unterlage, die schon u. a. W. HAMMER (1929) in wesentlichen Grundzügen gegeben hat, wurde im Rahmen dieser Arbeit Abstand genommen, zumal in Verbindung mit einer von O. SCHMIDEGG (1956) empfohlenen Gefügeuntersuchung unseres kristallinen Unterbaues eine petrographische Neuorientierung zu erwarten ist.

Die zwischen dem Stubai-Alt-kristallin und dem Triasdolomit vermittelnden permotriadischen Basalbildungen sind wegen der orographisch tieferen Lage zumeist schuttbedeckt und nur in beschränktem Umfang, meist in Bachrinnen aufgeschlossen. Es handelt sich dabei vorwiegend um Arkosen und glimmerreiche Sandsteine mit lagenweiser reicher Geröllführung, alle mehr oder minder hoch metamorph.

Auf weite Erstreckung, beispielsweise an den Westabstürzen der Garklerin oder in der Südflanke der Weißwandspitz im oberen Pflerschtal ist die Grenzzone so weit aufgeschlossen, daß man quarzführenden Dolomit, durchspickt von Glimmerschuppen und -knauern unmittelbar auf dem Alt-kristallin liegend sieht.

Allgemeine Kennzeichen

Die konglomeratische Ausbildung der „Verrucano“-Gesteine dominiert in unseren Aufschlüssen. Das makroskopische Einzelkorn ist überwiegend länglich oval kantengerundet, mit der Längsachse in eine Schichtung bzw. Regelung gebracht. Es gibt in dem vielfach sehr feinkörnigen, quarzitischen Material stellenweise stärker geröllführende Bänke mit einer feinsammitischen Grundmasse. Die stoffliche Sortierung hinsichtlich der Korngrößen ist nicht ausgeprägt.

Die Korngrößen der groben Varietäten erreichen durchschnittlich nur wenige Millimeter, vereinzelte Exemplare werden lokal faustgroß. In diesen Basisgesteinen wurde südlich vom Gschnitztal eine merkliche Vergrößerung der Komponenten, lokal bis zu Faustgröße, festgestellt.

Die Quarzgerölle sind hellgrau bis weißlich, zeigen muscheligen Bruch und sind stumpf- bis glasglänzend, dabei fest miteinander verkittet. Rötliche und violettstichige Quarzkonglomerate, die noch im Verband der benachbarten Kalkkögelbasisgesteine vorkommen^{1) 2)} (W. HAMMER 1928, S. 76; E. HOSP 1953) sowie Buntsandstein konnten wir nirgends beobachten.

Häufig finden sich in den Basisgesteinen sulfidische Eisenkörner eingesprenkt, besonders reichlich im Nordwesten unseres Gebietes gegen die Kalkkögel hin, woselbst an der Triasbasis Lagerstätten ausgebildet sind (W. HAMMER 1928; E. HOSP 1953, S. 35). Damit einher geht auch eine Zunahme der Mächtigkeit gegen Nordwesten, besonders zwischen Seibach und Margaretenbach.

Auch südlich des Gschnitztales ist die Pyritführung in diesen Gesteinen weitverbreitet.

Östlich oberhalb Kampl i. Stubai, von P. 1363 nach Norden, sind in dem Waldgelände bei zirka 1400 m SH. noch mehrere Stolleneingänge und bewachsene Schurfhalden zu finden, deren Lage aus der angeführten Literatur nicht bekannt war.

Ein ebenfalls weitverbreiteter Gesteinstyp ist ein feinkörniger, plattiger, mehr oder weniger glimmerführender Quarzit. Er geht durch Zunahme des Glimmergehaltes in Blätterquarzite oder Quarz-Serizitphyllite über.

Selbst in Fällen größerer Gesteinsmächtigkeit ließ sich eine Verfeinerung der klastischen Komponenten nach oben (H. DÜNNER 1934) nicht beobachten. Es liegt vielmehr eine Wechsellagerung vorwiegend gröberer oder feineren Materials vor. Der Untere Dolomit setzt darüber jeweils unvermittelt mit sehr schmaler Übergangszone ein.

Aufschlußbeschreibungen

Margaretenbach (südl. Medratz i. Stubai). Vgl. Abb. 1.

Auffallend ist die Mächtigkeit des „Verrucano“ (15 m) in diesem Aufschluß. Über dem Stubai-er Alt-kristallin (Glimmerschiefer) liegt, zirka 7 m mächtig, heller dichter Arkose-Quarzit, z. T. leicht verschiefert. U. d. M.: Quarz (z. T. undulös) und Feldspat — untergeordnet mit Lamellierung — in einer feinstkörnigen karbonatischen Grundmasse, daneben gebogene Glimmerleistchen und Pyrit.

¹⁾ HAMMER, W.: Das Quarzkonglomerat am Hohen Burgstall im Stubai (Tirol) und seine Vererzung. Verh. Geol. B.-A. 1928, S. 73.

²⁾ HOSP, E.: Beiträge zur Kenntnis der Kalkkögel und deren Basisgesteine. Unge-druckte Dissertation. Universität Innsbruck, 1953.

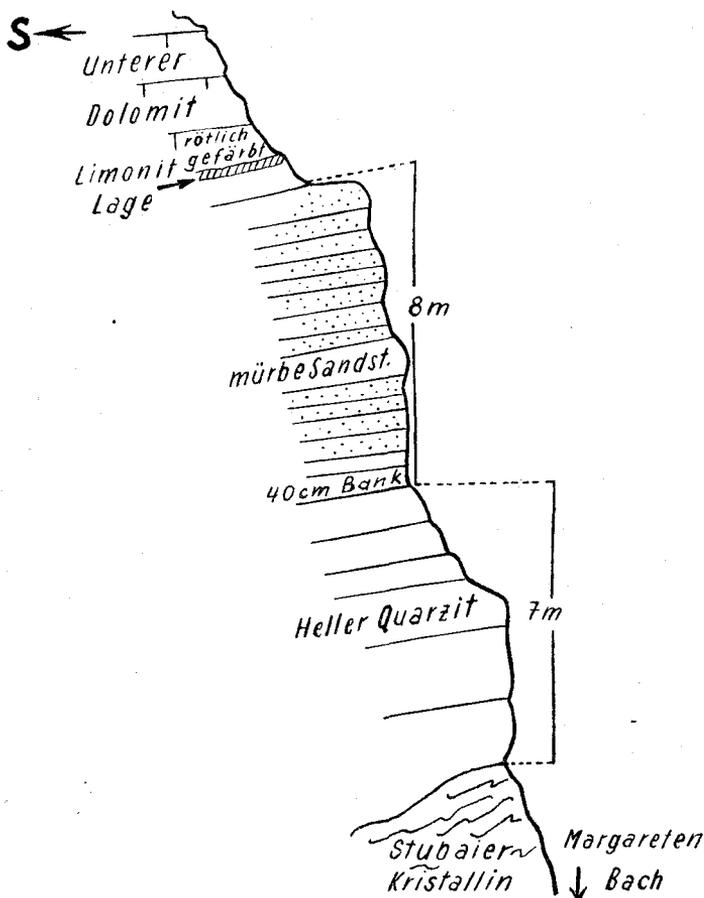


Abb. 1

Die obere Abteilung des „Verrucano“ mit 8 m Mächtigkeit wird gebildet von dunkelgrauen lagenweise quarzitischen, sonst feinkörnigen mürben Sandsteinen. Diese sind dünn-schichtig, auch leicht verschiefert mit reichlich Muskovitschüppchen auf den s-Flächen. Dazwischen liegt eine 40 cm dicke Bank, die stärker verschiefert ist; einzelne Linearen, kleine Faltungen und Verbiegungen deuten auf tektonische Beanspruchung hin. An der Basis der 40 cm-Bank befindet sich eine härtere Lage von dunkelgrauem Dolomit, der neben ausgewitterten kleinen Quarzkörnern noch Hellglimmer enthält. Der Anschliff zeigte darin außer kantengerundeten Quarzkörnern (1–2 mm) noch mehrere rundliche Crinoidenstielreste (bis zu 2 mm \varnothing). U. d. M.: In der Grundmasse aus Karbonat einzelne linsenförmige Quarze, die undulös auslöschen. Daneben bewirken leicht gebogene Hellglimmer ein deutliches „s“, seltener sind Feldspatkörner mit Lamellierung. Auch ein rundes sulfidisches Erzkorn sowie ein abgerollter Crinoidenrest sind im Schliff erfaßt.

Über dem „Verrucano“ kommt ein zirka 6 cm dickes rostbraun verwittertes Band zu Tage, worin neben Limonit in metallisch glänzenden Schnüren und Nestern Sb-hältiger Bleiglanz in dichten Aggregaten angereichert ist. Auch sind teilweise noch 1–2 mm starke gelbliche tonige Bestege erhalten.

Durch diesen neuen Fund bestätigen sich erstmals die früher vermuteten (A. PICHLER, 1859, S. 74; F. KERNER, 1915, S. 254) Bleiglanz-

vorkommen an der Triasbasis der Serles-West- bis Nordwest-Flanke, die im 17. Jahrhundert Gegenstand eines lebhaften Bergbaues waren.

Seibach. In Ergänzung zur Aufschlußbeschreibung von F. KERNER, (1915, S. 251 ff.) zeigte sich, daß der hier dunkelgraue Untere Dolomit über dem pyritreichen „Verrucano“ feingeschichtet ist und lagenweise Quarzkörnchen enthält. Wie in den vorgenannten Aufschlüssen tritt auch hier im untersten Bereich des Dolomits eine dünne rostbraune Verwitterungskruste auf. Darunter folgt eine dünnbankige zirka 2 m dicke Übergangsschicht, die in einer schiefrig-feinsandigen Grundmasse von Karbonat untergeordnet 1—2 mm große Quarzgerölle enthält, neben Hellglimmerschüppchen und abgerollten Magnetitkörnern. Die Hauptmasse des „Verrucano“ bildet hier eine feinkonglomeratische, dichte Arkose mit hohem Pyritgehalt. U. d. M. deutlich erkennbare Metamorphoseeinwirkung. Den Hauptanteil bilden z. T. undulös auslöschende Quarze, die auch Rekristallisation zeigen. Vereinzelt tritt in größeren Leisten undulöser Feldspat auf mit Mikroeinschlüssen von Quarz, daneben Glimmer und Fe.

Pinnistal, bei P. 1248. Bei der in 1220 m SH. gelegenen Holzbrücke am Pinnistalweg mündet der kleine „Kesselbach“ (n. d. A.-V.-Karte), der in zirka 1260 m SH. die schon von F. KERNER (1915) beschriebene Grenzzone des „Verrucano“ erschließt, der hier als verschiefertes Quarzit diskordant dem Kristallin aufsitzt. Über den hellgrauen konglomeratischen Sandsteinen und dünnbankigen quarzitischen Schieferen beginnt der hangende, ausgesprochen schwarzgraue bis blaugraue Triasdolomit mit tonigschiefrigen Schichtbestegen. Wenn schon außer gelegentlichen Crinoideen-Funden keine verlässlichen Alterszeugen vorliegen, so möchten wir diese basalen Karbonatgesteine für anisische Muschelkalk-Äquivalente halten.

Unweit der vorgenannten Holzbrücke befindet sich, zirka 12 m östlich oberhalb des Pinnisbaches — noch im Kristallin — das Mundloch eines alten Stollens.

Am Pinnisjoch, d. h. auf der Gratlinie, zirka 250 m östlich der Innsbrucker Hütte, trifft man über dem Stubai Altkristallin einen hellen, verschieferten Quarzit (1.40 m mächtig), dessen Schichtflächen mit ausgewitterten Pyritwürfeln (bis zu 5 mm lang) besetzt sind. Ein angebrochener Pyritwürfel ließ eine Verwachsung mit Quarz erkennen, auch als Pseudomorphosenbildung von Quarz nach Pyrit.

Etwas glimmerreichere graue Schieferlagen (1.40 m mächtig) vermitteln zum Unteren Dolomit hin.

Elfer-Sp. (W-Seite). Den steilstehenden Gneisen der Unterlage ist hier diskordant grobkörniges Quarzkonglomerat sedimentär aufgelagert in gleicher petrographischer Fazies wie die rund 1000 m tiefer, am Pinnisbach.

U. d. M.: Quarz, z. T. gerundet, auch rekristallisiert, liegt mit Feldspatporphyroblasten in einer mittelkörnigen Grundmasse aus Karbonat. Verbogene Glimmer sind in „s“ angeordnet, die Feldspatleisten verlöschen undulös. Untergeordnet bleibt oxydisches Fe-Erz.

Das von F. KERNER (1918, S. 151) am Nordgrat der „Weiße Wand“ in zirka 1720 m SH. aufgefundene „Verrucano“-Gestein, ein weißer Arkose-Quarzit (zirka 2 m mächtig), ist stark durchbewegt. Stärker umgewandelte Lagen von Schiefergneisen bilden den unscharfen Übergang ins Kristallin.

Östlich von Gschnitz, an der Mündung des Martartales, ist in zirka 1260 m SH. die Verrucanobank etwa 8 m mächtig aufgeschlossen, diskordant über dem Kristallin lagernd.

Es treten geröllführende Bänke auf, die mit vorwiegend feinsammitischen oder geröllfreien Zonen wechsellagern. Mehrere Gesteinsbeispiele aus verschiedenen Höhenlagen innerhalb des Horizontes zeigten u. d. M. im großen und ganzen das gleiche Bild. Es ändert sich jeweils nur der Glimmergehalt und damit auch der Grad der Durchbewegung. Mengenmäßig überwiegt Feldspat bei weitem in teilweise sehr großen Körnern und Leisten mit bis zu 2 mm \varnothing . Entlang der Spaltrisse herrscht z. T. starke serizitische Umwandlung. Die kleinen Feldspate tragen vielfach eine scharfe, feine Zwillingslamellierung. Undulöse Auslöschung ist allgemein zu beobachten. Feldspat und Quarz (bis 1.3 mm \varnothing) sind polygonal verzahnt. Der Quarz verlöscht stark, z. T. sogar streifig undulös. In wechselnder Menge findet sich in einzelnen verbogenen Schüppchen, hauptsächlich aber in Form gewellter Lagen und Strähnen reichlich Hellglimmer. Diese umfließen zwickelfüllend die Quarzfeldspatkörner. Vereinzelt in sperriger Lagerung auch unverbogene Hellglimmer. Ebenfalls als Lückenfüllung trifft man vereinzelt Karbonatkörner.

Das Ausgangsmaterial für diese Gesteine bildete eine Arkose mit periodisch angereichertem Glimmergehalt und ebenfalls lagenweiser reicher Geröllführung. Die starke Verzahnung der Quarze und Feldspäte, die streifig undulöse Auslöschung der ersteren und die wellige Verbiegung der Glimmerlagen sind eindeutige Merkmale tektonischer Beanspruchung. Dafür sprechen auch die deformierten, teils zu Linsen ausgewalzten Quarzgerölle. Nach solcher extremer Durchbewegung wird der „Verrucano“ einigen Gesteinstypen des Stubaiar Kristallins sehr ähnlich.

Im Sandestal, an der Nordostseite der Garklerin, stehen kleine Schrofen aus plattigem, feinkörnigem Quarzit.

U. d. M.: Hauptsächlich stark verzahnte Quarze und Feldspäte, überwiegend zwischen 1 und 0.5 mm groß. Der Quarz löscht meistens streifig undulös aus und weist mitunter Böhm'sche Streifung auf, Feldspat ist häufig zwillingslamelliert, Glimmergehalt stark zurücktretend. Die Einregelung ist dementsprechend schwach betont und bietet, obgleich auch hier Verbiegungen der Glimmerschüppchen zu beobachten sind, das Bild primärer Lagerung der Körner, ohne daß im „ss“ Bewegungen deutlich erkennbar sind. Die meisten Glimmer liegen wirt und unverbogen in den Zwickeln des Quarz-Feldspatgefüges. Auch hier war das Ausgangsmaterial wohl eine Arkose. Die tektonische Beanspruchung zeichnet sich, wenngleich schwächer als in der Martarerschluft, auch hier ab.

Der Schriff eines Serizit-Blätterquarzits vom Goldkappl westlich des Pflerscher Tribulauns bietet u. d. M. ein ganz anderes Bild: Man sieht einen vollendeten Phyllonit, dessen Quarze linsenförmig ausgewalzt sind. Das Gestein besteht aus abwechselnden unruhigen Lagen von Quarz und Hellglimmer, die ständig in ihrer Stärke variieren und häufig seitlich ausspitzen. In den Quarzonen sind die stark gelängten Körner, denen vereinzelt Feldspäte beigemischt sind, polygonal miteinander verzahnt und löschen fast durchweg streifig undulös aus. Akzessoria: Apatit und Zirkon. Die Glimmerlagen löschen ziemlich einheitlich aus. Das Ausgangsmaterial war hier ein Quarzsand in Korngrößen bis zu 1 mm.

An der Tunnelschleife der Brennerbahn im Pflerschtal liegt ein 6—8 m mächtiger Verrucano-Aufschluß. Auffällig ist die starke Deformation durch Spezialfaltung und Ausplättung der Geröll-Lagen zu Linsen. Oben wird der Verrucano plötzlich feiner, gefolgt von dünnplattigen dunklen Dolomiten.

Ein Geröllquarzit zeigte u. d. M. Pflasterquarz mit polygonal verzahnten Körnern (zwischen 0.6 und 1.3 mm \varnothing). Feldspat tritt, abgesehen von einigen größeren Komponenten (bis zu 3.3 \times 2 mm \varnothing), gegenüber Quarz etwas zurück. Hellglimmer umfließt, lagenweise angereichert, in unruhig gewellten Strömen die Quarz- und Feldspatkörner. Seltener beobachtet man zu dieser Regelung schräg gestellte, unverbogene Schüppchen. Quarz und Feldspat zeigen stark undulierende, teils streifige Auslöschung. Beim Feldspat lassen sich an den Verbiegungen der feinen Zwillingslamellen mehrere Deformationsphasen ablesen.

Die großen Feldspatkörner zeigen, besonders entlang der Spaltrisse, Umwandlung in Serizit. Aber auch unregelmäßige serizitische Aufzehrung war zu beobachten, z. T. in Form „gefüllter Feldspäte“. Zwickelfüllend tritt auch hier vereinzelt Karbonat auf.

Das Ausgangsmaterial war eine Arkose, ungefähr gleich jener am Martarbach im Gschnitztal. Dementsprechend müssen sowohl Deformation als auch Umkristallisation zwischen Gschnitztal und Pflerschtal bei aller sonstigen lokalen Verschiedenheit gleich gewesen sein.

Verrucano-Profil aus dem G'haggraben bei Pflersch.

Auch hier überwiegen geröllführende Quarzite.

oben basale, hellgraue dünnplattige Dolomite mit reichlich Quarz und Hellglimmer.

Feinkörnige Hellglimmerquarzite (1.5 m) mit zahlreichen Biotitneubildungen, deutlich quergestellt und z. T. chloritisiert, die lagenweise angereichert sind.

Geröllführende Quarzite (3.5 m) mit Hellglimmer und zahlreichen unten neugebildeten Biotiten.

U. d. M. bestätigt sich das Bild starker Durchbewegung.

H. DÜNNER (1934) hat u. a. Verrucano-Aufschlüsse an mehreren Stellen eingehend untersucht und beschrieben. Er schloß sich dabei der bestehenden Auffassung von der schrittweisen Zunahme der Metamorphose von Norden nach Süden an. Die Feldbeobachtung führte, insbesondere bei der Verfolgung der Auflagerungszone im Pflerschtal, in dieser Frage zu etwas abweichenden Ergebnissen. Diese hochmetamorphen Gesteine bleiben, sofern die tektonische Beanspruchung nicht lokal stärker war, bei gleichem Ausgangsmaterial über das gesamte Gebiet gleich. Die Hauptagenzien dieser Metamorphose waren enorme Belastung und starker tangentialer Druck.

Auch wurden für eine Trennung in einen permischen, vorwiegend konglomeratischen, und einen skythischen, mehr feinsammitischen Horizont (H. DÜNNER 1934) keine stratigraphischen Merkmale gefunden.

Ähnlich wie die karnischen Tonschiefer bedingt auch die Hangengrenze des Altkristallins einen starken Quellenhorizont, s. a. (F. KERNER 1910). Die damit zusammenhängende Unterwaschung des Unteren Dolomits ließ stellenweise eine Erosionsterrasse entstehen.

B. Unterer Dolomit (Anis-Ladin)

Über den klastischen Arkosebildungen des „Verrucano“ setzt endgültig die marine Sedimentation ein mit Karbonatgesteinen, die anfangs auffallend dunkelgrau, dünnplattig und feinkörnig erscheinen und als sogenannter „Basisdolomit“ in mehreren Aufschlüssen beobachtet wurden. Wir halten diese Bildungen für das stratigraphische Äquivalent des Anis¹⁾, zumal an mehreren Stellen nördlich des Gschnitztales in grenznahen Lagen des Unteren Dolomits Crinoideen-Stielglieder herausgewittert sind. So liegt z. B. nördlich hinter der Kirche von Gschnitz in einem Runst bei zirka 1700 m SH. nahe der Kristallingrenze crinoideenreicher Unterer Dolomit, mit ausgewitterten Kalkalgen-Lagen, die auch Herr Prof. Dr. W. QUENSTEDT † als Gyroporellen freundlichster Weise bestätigte. Auch bei den

¹⁾ Die Ausscheidung in der geologischen Karte entfiel, weil die wenigen lithologischen Unterscheidungsmerkmale in horizontaler und vertikaler Verbreitung zu gering sind.

„Kalkwänden“ im innersten Pinnistal sind in angewitterten Fallstücken dunklere, länglich ovale Querschnitte (bis 9 mm groß) zu beobachten, die auf Kalkalgen (*Gyroporella* oder *Diplopora*) hinweisen.

Die vorerwähnten tiefergelegenen Dolomite gehen allmählich in hellere, grobkörnigere und dickbankige Fazies über, die fortan den ladinischen Dolomit bilden¹⁾. Die Bankung des Gesteins tritt am schönsten hervor in den Wänden unterhalb von St. Magdalena, in den Westabstürzen des Hohen Tor und in den Nordwänden des Gschnitzer Tribulaun, des Goldkappel und der Weißwandspitze.

In den unteren Dolomitlagen sind stellenweise reichlich Quarzgerölle verbreitet, die von mikroskopischen Ausmaßen bis zu Kirschgröße reichen. Daneben treten wiederholt ehemals tonige Bestege auf den Schichtflächen oder gleichartige Einstreuungen in diffuser Verteilung im Gestein auf, die heute in hochmetamorpher Form vorliegen.

Im allgemeinen ist der bis zu den Raibler Schichten hinaufreichende Untere Dolomit mehr massig, ungebankt mit hellen prallen Anwitterungsformen.

Hinsichtlich Färbung und Korngröße bietet das Gestein ein sehr uneinheitliches Bild. In größter Verbreitung steht als Normaltyp ein lichtgrauges, bisweilen leicht gelbliches Gestein. Dessen Struktur ist zuckerkörnig bei kubischem Zerklüften.

Daneben stehen mächtige und ausgedehnte Lager relativ grobkörnigen Dolomits in auch horizontal unregelmäßiger Verbreitung. Diese scheinen unscharf aus dem feinerkörnigen Gestein hervorzugehen. Die grobkörnigsten Dolomite stehen unterhalb des St. Magdalena Kirchleins im Gschnitztal an. Auch in höheren Partien des Unteren Dolomits gibt es Unterschiede und stellenweise auch Übergänge eines Gesteinstyps in einen anderen. Von Interesse ist in dieser Hinsicht das Gebiet des Truner Bachs. Am Bach selbst und östlich davon findet man kurz unterhalb des auf 1350 m Höhe querenden Raibler Bandes dunkelgraue Dolomite, die in sich förmlich zerglitten scheinen. Hellweiße, scharf begrenzte Streifen stehen dunkelgrauen kantigen Partien gegenüber. Im Zuge des langsamen Zergleitens konnte der Dolomit umkristallisieren und die millimeterbreit klaffenden Rupturflächen verheilen. Durch Entmischung wurde dabei sein Pigment örtlich angereichert.

An mehreren Stellen fanden sich auch hier wieder teils faustdicke, mitunter meterlange Serizit-Chloritphyllitlagen mit deutlicher Stauchung. Darin stecken gar nicht selten stengelig nach „B“ gestreckte Dolomitbrocken von etwa Fingerstärke. Sie unterstreichen die Intensität der Durchbewegung.

Nahe der Auflagerungsgrenze zum Kristallin treten verbreitet Verunreinigungen auf, wie z. B. an der Triasbasis der Weißwand (3013 m).

Im Dünnschliffbild einer dort entnommenen Probe findet man eine feinkörnige Grundmasse von bisweilen zwillingslamelliernem Karbonat, worin zahlreiche Quarzkörnchen eingelagert sind, die länglich gestreckt in einer Ebene angeordnet sind und schwach undulös auslöschten. Diese Regelung wird noch unterstrichen durch ebenfalls regelten Glimmer, der meist leicht verbogen ist. Daneben zeigen sich zahlreiche unver-

¹⁾ Mittlere und Obere Teile dieses Dolomitstockwerkes entsprechen sicher dem Wettersteindolomit.

bogene Schüppchen, leicht schräg zu s gestellt. An einer Stelle beobachtet man den Übergang von schwach verbogenen Glimmerschüppchen über wenig verbogene Aggregate zu wild verwirbelten Serizitstrahlen, die ihrerseits zerfranste Quarzkörner ummanteln oder sich tiefgreifend mit ihnen verzahnen. In diesem Dünnschliffbefund spiegelt sich die starke Durchbewegung wieder.

An der Garklerin und an der Weißen Wand treten an der Basis der Trias auch schneeweiße Dolomite mit merklich gröberer Struktur auf, ebenso im Gebiet der Tribulaune.

Im Grießbach (östlich Fulpmes i. Stubai) ist der flachliegende Untere Dolomit über dem dunkelgrauen „Basisdolomit“ ab zirka 1400 *m* Höhe gut gebankt und im Anbruch hellrosafarbig.

Im Bockgrabental, auf der Südseite des Kirchdaches, findet man in zirka 1660 *m* Höhe am Wasserriß unweit der Kristallingrenze rötlichen Dolomittfels, am Fuße mit einer zirka 4 *cm* dicken linsenartigen Einlagerung, die auf den ersten Blick blaß violett erscheint. In enger Wechsellagerung mit hellem körnigen Kalk liegen metallisch schwarz glänzende Hämatitanreicherungen, daneben Lagen von dunkelgrünen, schuppigen Glimmern.

Am Steig von Gschnitz zur Innsbrucker Hütte, der hier \pm an der Kristallin-Triasgrenze verläuft, trifft man in zirka 2100 *m* Höhe den dunkelgrauen „Basisdolomit“, dünnbankig, und zirka 3 *m* über der Kristallinobergrenze 10 *cm* mächtige, dünnblättrige, leicht verschieferte Serizit-Chloritphyllite. Auch weiter oben finden sich ebensolche metamorphen Verunreinigungen.

Am Fuße des Goldkappel sowie an der Garklerin tritt an der Basis ein dünnplattiger, teils lichtgrauer Dolomit mit serizitischen Zwischenmitteln auf. Gleiche Ausbildung beobachteten wir im selben stratigraphischen Niveau auf der Ostseite des Sandestales. Die dunkelgrauen Dolomite sind tonig verunreinigt durch nunmehr metamorphe Linsen und Bestege von Serizit-Chloritphyllit.

Zur ladinischen Gesteinsgesellschaft gehört auch ein eigenartiges Grünstein, das besonders im Bereich der Tribulaune in kleinen, schichtparallelen Schmitzen auftritt.

Eine Probe aus der Nordostflanke des Gschnitzer Tribulauns zeigte u. d. M. eine dichte Grundmasse aus Serizitgewebe, darin sehr kleine, deutlich undulöse Quarzkörner. Als Neubildungen treten auf: 1. in erster Generation Epidot, wirt durcheinanderliegend, mit mehrfach gut sichtbarer Stauwirkung im Serizit. Zwillingsbildung kommt vor. 2. nach einer weiteren Deformationsphase, die den Epidot teilweise zerbrach, erfolgte in zweiter Generation Wachstum von xenomorphem Feldspat mit Einschlüssen von Quarz und Serizit aus der Grundmasse. 3. dazu tritt als weitere Neubildung xenomorphes Karbonat, z. T. mit deutlicher Zwillingslamellierung und mit zahlreichen Einschlüssen von Epidot, Serizit, Quarz und Titanit. Dazu tritt etwas Chlorit.

H. DÜNNER (1934) deutete unter Bezugnahme auf den triadischen Vulkanismus einen ähnlichen Fund in den Raibler Schichten als Tuffsediment. Nach meinen Geländebefunden sind diese Vorkommen einerseits sehr klein, andererseits kann für diese ein exakter Beweis der vulkanischen Herkunft nicht erbracht werden. Vielmehr handelt es sich hier m. E. um sehr stark umkristallisierte und durchbewegte, ehemals tonige Schmitzen.

Die zahlreichen typischen Merkmale von Durchbewegung wie die Einlagerungen von Serizit-Chloritphyllit, die häufige Druckschieferung und das zonenweise Zergrusen des Dolomits ohne eine ersichtliche Verstellung,

deuten mehr auf eine Metamorphose hin, deren wesentliches Element gerichteter Druck war, der die Umkristallisation lokal sehr verschieden beeinflusste. Auch die stellenweise Vertretung von dunklem feinkörnigem Dolomit durch helle bis schneeweiße zuckerkörnige Varietäten ließe sich wohl durch Lösungsumsatz im druckbeanspruchten Gestein genetisch deuten.

Bemerkenswert sind die Mächtigkeitsschwankungen im Unteren Dolomit. Am Truner Bach südwestlich Trins weist dieser Dolomit noch eine Mächtigkeit von mindestens 200 *m* auf, bei St. Magdalena gar volle 400 *m* Mächtigkeit. Nach Westen zu rasch ausdünnend, erreicht er an der Mündung des Sandestales nur mehr 200 *m* Mächtigkeit.

Auch im Gebiet nördlich des Gschnitztales wurde eine rasche Mächtigkeitsabnahme des Unteren Dolomits zum Silltal hin festgestellt, so finden sich z. B. an der Weißen Wand (1880 *m*) bei Matrei nurmehr 40 *m* Dolomit zwischen Kristallin und Raibler Schichten.

C. Der Raibler Horizont

Den Hauptanteil des Raibler Horizontes bilden in unserem Untersuchungsgebiet dunkelgraue bis schwarze Tonschiefer, z. T. rostbraun anwitternd, mit deutlicher Feinstschichtung. Charakterisierend ist ein gewisser Gehalt an feinverteiltem Pyrit. Lagenweise treten — besonders südlich des Gschnitztales — darin auch reichlich Querverbitite auf.

Weitere Schichtgenossen sind hellgraue feinsandig-serizitische Partien, die teils als reine helle, leicht gelbliche Serizitschiefer, teils als feinkörnige bräunliche Sandsteine ausgebildet sind, in seltenen Fällen wurde darin Kreuzschichtung beobachtet. Ein weiteres wichtiges Schichtglied sind die von uns im Gegensatz zu O. MEIER (1925) häufig gefundenen, im Bruch dunkelgrauen, z. T. bräunlich angewitterten Sphaerocodienkalke bzw. -dolomite, welche die dichtgepackten, linsenförmigen Algen mit freiem Auge gut erkennen lassen. Deren Durchschnittsgröße liegt zwischen 5 *mm* und maximal 30 *mm*.

Der u. d. M. sichtbare feinkonzentrische Lagenbau ist bedingt durch kohlige Substanz, die schlierenförmig in einer feinen karbonatischen Grundmasse verteilt ist. Daneben finden sich vereinzelt Quarzkörner, Hellglimmer, seltener lamellierte Feldspatkörner. Feinere Pflanzenstrukturen wie Algenfäden oder Zellmembranen sind nicht erhalten geblieben.

In einigen Aufschlüssen schalten sich zwischen die dunklen Tonschieferlagen Dolomitbänke ein, die aber nicht horizontbeständig sind.

Hinzutreten, vornehmlich südlich vom Gschnitztal, als Zeugen der Metamorphose sandig-tonige Phyllite (mit unterschiedlicher Querverbititführung) bis Serizit-Quarzite mit Feldspatagen.

Verglichen mit den gleichaltrigen Ablagerungen in den Nördlichen und Südlichen Kalkalpen, ist die karnische Stufe faziell eintöniger und auch geringmächtiger entwickelt. Das Ursprungssediment in weitester Verbreitung war ein Tonschlamm mit wechselnder Beimengung von feinem Sand, stellenweise von karbonatischen Rekurrenzen beeinflusst.

Allgemein sind die Raibler Schichten mehr oder minder stark metamorphosiert, die Biotitneubildungen sind dabei i. W. auf die Gebiete süd-

lich des Gschnitztales beschränkt. An der Umprägung sind fast durchweg Kristallisationsvorgänge und starke Deformation, wohl in ursächlichem Zusammenwirken beteiligt.

In weiten Gebieten wirkte die Deformation auch allein oder fast ohne eine Beteiligung der Kristallisation. Durch die lokal sehr unterschiedliche Metamorphose wurde aus dem verhältnismäßig gleichförmigen sandig-tonigen Ausgangsmaterial eine ganze Reihe, z. T. sehr unterschiedlicher Gesteinstypen geprägt.

In den bedeutenden, z. T. neuentdeckten Aufschlüssen werden folgende Profile beschrieben.

Profil in einem Wasserriß am Nordostfuß des Sonnensteins (2441 m) in zirka 1760 m SH.
Oberer Dolomit (NOR) — in den untersten 10 cm mylonitisiert.

(9) dünn-schichtige dunkelgraue Tonschiefer	zirka 100 cm
(8) wie in (5)	8 cm
(7) harte, dunkelgraue Tonschiefer	3 cm
(6) harte Sphaerocodien-Oolith Kalkbank, dunkelgrau bis schwarz	27 cm
(5) stark mylonitisierte schwarze Tonschiefer (Ruschelzone), blätterig zerfallend	7 cm
(4) dünnbankige dunkelgraue Tonschiefer	600 cm
(3) dünnplattige, grau-gelbliche Tonschiefer	40 cm
(2) gelblich-grau anwitternde Ruschelzone, tonig verkittet	20 cm
(1) dolomitische Übergangsschicht, rötlich gefärbt	50 cm

Mächtigkeit ... 855 cm

Unterer Dolomit (LADIN).

Anmerkungen: Die Unterseite von (6) trägt spiegelglatte, glänzende Ablösungsflächen. Festere Probestücke aus (2) zeigten ein zirka 7 mm breites Band von Schalenblende (ZnS) eingelagert.

Zu (1): Dieser feinkörnige kristallinische Dolomit ist rauh absandend und durch feinverteilte Hämatitkörner rötlich gefärbt.

Im Seibach bei 1540 m SH. Mächtigkeit zirka 7 m.

Hier ist den dunkelgrauen bis schwarzen Tonschiefern Dolomit eingeschaltet, der hellgrau anwittert, und von schwarzgrauen zentimeterdicken Pigmentstreifen durchschwärmt ist, wodurch eine Art Bänderung entsteht. Manche Partien des Zwischendolomits zeigen lichtrosa bis wolkg violettstichige Farbnuancen, eine Abart, die sich zusammen mit dunkelgrauer Farbstreifung noch in den untersten Hauptdolomit fortsetzt — ähnlich wie auch bei St. Magdalena i. Gschnitz.

Diese hangendsten Dolomitlagen können wegen der genannten Merkmale im Sinne rekurrenter Verzahnung noch dem Karinth zugeordnet werden.

Östlich oberhalb der Pinnis-Alm, talauswärts von der großen Gehängeschutthalde sind die dunkelgrauen bis schwarzen Tonschiefer in hangendsten Anteilen von weißen Serizitschiefern begleitet. Diese dünnblättrigen, ebenschichtigen Lagen fühlen sich talkig-fettig an, auf ihren Schichtflächen zeigen sich winzige nadelige Kristalle, die wohl Neubildungen darstellen (Epidot oder Turmalin).

Der Anschluß liegt jenseits des breiten Schuttfächers bei P. 1625, wo mehrere Meter Dolomit zwischen schwarzen Tonschiefern und einer hangenden Lage gelblicher sandiger Schiefer eingeschaltet sind.

Aufschluß östlich oberhalb der Pinnis-Alm in zirka 1800 m SH. am Südrand der großen Gehängeschutthalde:

- Oberer Dolomit (Nor) an der Basis zirka 25 cm stark verruschelt.
- (2) Feinsandstein, grau bis bräunlich, stark verwittert, in schmierige feingeschieferete Lagen zerblättern. Mächtigkeit: 50 cm. Darin zwei je zirka 7 cm dicke hellgraue quarzitisch-serizitische Bänken mit reichlich Pyrit.
- (1) Tonschiefer, dunkelgrau bis schwarz, mit 0.1 mm Feinschichtung. Mächtigkeit: 170 cm. Eingeschaltet eine dünne phyllitische Tonschieferpartie, die weitgehend serizitisiert ist. Daran gebunden ist eine zirka 2 cm dicke Quarzlage.

Gehängeschutt.

Westseitig der Ilm-Sp. taucht aus dem Dolomitschutt ein Felsrumpf auf, wo in zirka 2100 m SH. das Schieferpaket ansteht, zirka 10 m mächtig.

(NOR) Oberer Dolomit.

- (4) mattglänzende graue serizitisch-phyllitische Tonschiefer.
 (3) silbergraue, bräunlich anwitternde plattige Serizitfeinschiefer.
 (2) graue Kalkbank mit Sphaerocodien und Muschelschalen (20 cm).
 (1) dunkelgraue bis schwarze feinschichtige Tonschiefer.

(LADIN) Unterer Dolomit.

Am Südfuß der Ilm-Sp., in zirka 2360 m SH.: Schwarze feinschichtige Tonschiefer, in oberen Lagen dünne Sphaerocodienkalkbank (bis 10 m). Vereinzelt in Schiefnern leicht gelbliche Sekretionsquarzknuern.

Im Bockgrabental ober Gschnitz in zirka 1660 m SH.:

Oberer Dolomit (NOR).

- | | |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------|
| (5) feinsandige serizitische Schiefer, dünnblättrig verwitternd | 80 cm |
| (4) schwarzgraue ebenschichtige Tonschiefer, auf den Schichtflächen z. T. fein gefältelt | 100 cm |
| (3) harte, blaugraue Sphaerocodienkalkbank | 30 cm |
| (2) wie in (4), phyllitisch glänzend | 220 cm |
| (1) rostiggrau anwitternde, stärker glimmerführende Schiefer mit hell-silberglänzenden Serizithäten; tektonisch beansprucht | <u>90 cm</u> |

Unterer Dolomit (LADIN).

Mächtigkeit ... 520 cm

Aufschluß Nennesbach (Gschnitztal).

Nordostseitig des Baches, in zirka 1450 m SH. schwarze, feinschichtige Tonschiefer, darüber Bänken serizitischer Schiefer, schwarze plastische Mulmschichte gegen den hangenden Dolomit. Zusammen zirka 2 m mächtig. An einer Stelle neben dem Wasserlauf sind die Tonschiefer zu einer schwarzen zähplastischen Masse (10 cm) ausgequetscht.

Aufschluß: Brandachsteig (Gschnitztal) bei zirka 1650 m SH.

(NOR) Oberer Dolomit.

- | | |
|-----------------------------------------------------------|---------------|
| (4) dunkelgraue bis schwarze Tonschiefer | zirka 10 cm |
| (3) blaßgrauer, mehr lichtgelb. anwitternd. Dolomit | 480 cm |
| (2) hell-silbergraue serizitische Schiefer | 20 cm |
| (1) rostgraue dunkle ebenschichtige Tonschiefer | <u>340 cm</u> |

(LADIN) Unterer Dolomit.

850 cm

In Fortsetzung unserer Umschau gelangen wir auf die Südseite des Gschnitztales und finden die Raibler Schichten im unteren Trunatal in 1400 m SH. etwa 3 m mächtig aufgeschlossen. In der Hauptsache sind es hier glänzende, mürbe tonige Phyllite mit wechselndem Feinsandgehalt, der lagenweise bis zur Ausbildung von tonigen, feinkörnigen Sandsteinen angereichert ist.

U. d. M.: Vorwiegend Quarz mit meist streifig undulöser Auslöschung. Die feinen Körner sind in der Regel polygonal verzahnt und mitunter kataklastisch zerrieben. Feinschuppiger, verbogener Hellglimmer füllt in ziemlich wirrer Lagerung die Zwickel aus.

Eine kleine Linse sandigen Dolomits aus demselben Aufschluß zeigt u. d. M. ein feinkörniges Karbonatgefüge mit einem sedimentären s, gekennzeichnet durch langgestreckte Nester oder Lagen von undulösen, teils verzahnten Quarzkörnern. In einzelnen Lagen auch reichlich Querbiotit.

Etwa 100 m östlich des Weges zur Schmurzalm, bei 1560 m SH., ist das Raibler Band nur 50 cm stark, darin treten z. T. bis 2 mm große Biotitneubildungen auf. Schon 30 m weiter ostwärts sind die Raibler bereits zirka 3 m mächtig, zusammengesetzt aus „normalen“ sandig-tonigen Phylliten wie am Truner Bach. Ein abgeklemmter, stark gequetschter Fetzen davon steckt 2 m darüber zwischen wellig verbogenen Dolomitbänken. Die ehemals dunklen, sandigen Tonschiefer dieser Linse sind umgewandelt in hellgraue bis grünliche Serizit-Quarzphyllonite mit 2 mm großen Querbiotittafeln, die u. d. M. eine starke Deformation von der einfachen Verbiegung bis zum Auffransen der Porphyroblasten zeigen. Die Kristallisation tritt demnach lagenweise und mit deutlicher Beschränkung auf stark deformierte Gesteinspartien auf.

Unweit westlich davon, im Schmurzbach, weisen die karnischen Phyllite u. a. gröbere Spezialfaltung auf, welche u. d. M. einen enggefältelten Phyllonit aus ursprünglich feinsandigem und tonigem Material zeigt. Einzelne Lagen sind dabei fast quarzfrei.

Hieraus ist einerseits ein rascher Sedimentationswechsel, andererseits der Einfluß des Ausgangsmaterials auf die Deformation sehr gut abzulesen: scharfe gleichmäßige Kleinfältelung in quarzarmen bis quarzfreien Zonen; darüber und darunter in stärker sandigen Partien ein ausgeprägter Feinlinsenbau aus langgestreckten Quarzlagen, die von wellig verbogenen Hellglimmersträhnen umflossen werden, wobei dieses primäre Glimmer-s im Zuge der Scherbewegungen im Kleinbereich betont ausgearbeitet wurde.

Profil am Eingang ins Sandestal (6 m mächtig):

- Oben (3) Dünntafelige, dunkle, ebenflächige, sandig-tonige Phyllite mit kleinen Querbiotiten und Quarzdolomitbänke mit Fossilresten (2 m)
 (2) hellgraue, wellige Quarz-Serizitphyllonite mit kleinen Dunkelglimmern (3 m)
 Unten (1) kompakte, ebenflächige Quarz-Serizitphyllonite mit Biotittafeln bis 2 mm Durchmesser (1 m)

Ein Handstück aus dem Liegenden zeigt neben deutlicher linearer Runzelung der Schichtflächen auch eine gröbere B-Achse.

U. d. M.: Ein gutgeregeltes Gefüge von meist streifig undulösem Quarz und welligen Serizitsträhnen, welche die mitunter stark gestreckten Quarzlinsen oft lückenlos umfließen. Wo der Quarz vorherrscht, läßt die Regelung der Glimmer sehr nach. Stellenweise auch in wirrer Lagerung unverbogene Glimmerschüppchen, selbst in den welligen Strähnen. Die Quarze weisen Polygonalverzahnung und mitunter Kataklastik auf. Dieses gutgeregelte Gefüge wird in mehr oder minder sperriger Lagerung durchsetzt von Biotitporphyroblasten; diese sind stark pleochroitisch und z. T. mehrfach geknickt. Dementsprechend löschen sie undulös aus.

Wenig talauf, am Kitzschrofen (P. 2233) bedeckt das Raibler Band wie eine schützende Kappe den markanten Felsturm. Es sind meist ebenflächige, sandige Tonschiefer mit kleinen Querbiotiten. Mitten darin liegt eine ausgesprochen phyllitische Zone mit stark wellig verbogenen Schichtflächen, ähnlich einem Quarzphyllit. Sie ist ungefähr 50 cm mächtig und

weist bis zu 3 *mm* große Dunkelglimmerporphyroblasten auf. U. d. M. zeigt sich eine typische „allure lenticulaire“ im Sinne B. SANDER's (1912). Die überwiegend serizitische Grundmasse ist zu einem welligen Rutschflächen-gewebe ausgearbeitet. Die mengenmäßig stark zurücktretenden Quarze sind durchweg undulös und polygonal verzahnt.

In den „Straden“, nördlich der neuen Tribulaunhütte, steht der karnische Horizont, zirka 6 *m* mächtig, bei 2080 *m* SH. als Schubspan an. (Vgl. Kap. IV.) Zwei zirka 50 *m* voneinander entfernt liegende Aufschlüsse vermitteln ein eindrucksvolles Bild fazieller Unterschiede auf engstem Raum.

(Nord) oben	1 <i>m</i> ebenflächiger toniger Phyllit mit kleinen Biotitneubildungen	
	5 <i>m</i> wellige dunkle tonige Phyllite mit großen linsenförmigen Sekretionsquarzen, ausgeprägten Linearen und kleinen Biotiten sowie	
unten	5 <i>m</i> Mikroklinneubildungen	
(Süden) oben	0,3 <i>m</i> dünnplattiger sandiger Dolomit, blaugrau	
	2,0 <i>m</i> Tonphyllite mit Querbiotiten und Pyrit	
	0,3 <i>m</i> sandiger Dolomit	
	0,2 <i>m</i> stark sandiger heller ton. Phyllit	} mittelgroße Biotit- porphyroblasten in beiden
unten	3-5 <i>m</i> schwachwelliger sandiger ton. Phyllit	

Unterhalb der beiden Tribulaune sind zwei Schichttypen zu unterscheiden, ebenflächiger, sandiger Tonschiefer und ein stärker phyllitischer Schiefer. Die Biotitneubildungen sind in beiden Fällen verhältnismäßig klein. In diesem Bereich stehen also die Gesteine des karnischen Horizontes in ihrer Deformation und Mineralneubildung hinter denen des äußeren Sandestales und am Schmurzalmweg deutlich zurück, d. h. sie sind schwächer metamorph.

Auf der Südseite des Kammes ist das Raibler Band etwas westlich des Normalweges zum Pflerscher Tribulaun bei 2620 *m* aufgeschlossen. Die etwa 4—5 *m* mächtige Schichte setzt sich aus z. T. recht ebenflächigen sandig-tonigen Phylliten zusammen, die eine langgestreckte Linse blaugrauen sandigen Dolomits von etwa 30 *cm* Dicke enthalten.

Die dunklen Phyllite bieten u. d. M. folgendes Bild:

Probe 1, entnommen zirka 50 *cm* über dem ladinischen Dolomit:

Sehr feinkörniges, typisch phyllitisches Gefüge. Feinlinsenbau aus winzigen Hellglimmerschüppchen, die in Gestalt wellig verbogener Strähnen kleine undulöse Quarze umfließen. Daneben tritt kohliges Pigment, zumeist als feinmaschiges Gewebe auf.

Probe 2, entnommen zirka 2 *m* über dem ladinischen Dolomit:

Im Gefügebild keine Unterschiede zum vorgehenden Schriff, nur sind hier teilweise sehr große Dunkelglimmer reichlich eingestreut. Diese sind fast durchwegs eingeregelt, zumindest aber stark verbogen, geknickt, gekrümmt oder gefältelt, mitunter zerfrant oder völlig zerfetzt, also stark tektonisch deformiert.

In der Südwand des Pflerscher Tribulaun treten an mehreren Stellen im normalen sandig-tonigen Phyllit, lagen- oder linsenförmige Einschaltungen auf von phyllonitischen Gesteinen mit auffallend starker Kristallisation.

Eine Reihe von Dünnschliffen ergibt folgenden übereinstimmenden Befund u. d. M.: Zumeist sehr grobschuppiger, häufig auch sehr feiner Hellglimmer umfließt in gewellten Strömen einzelne Quarze oder ganze Quarznester, die aus polygonal verzahnten Körnern bestehen. Die Auslöschung ist durchweg undulös, zuweilen auch streifig. Besonders in quarzreichen Zonen ist eine liegende Kleinfältelung mit bereits abgescherten, ausgefalteten Mittelschenkeln und z. T. auch ausspitzenden Scharnieren deutlich zu erkennen.

Diese gefalteten Zonen werden begrenzt von Lagen eingeregelter Hellglimmers, in denen der Quarz zurücktritt. Zuweilen treten auch unverbogene Hellglimmer auf. Dies macht bei der allgemein starken Deformation des Gesteins die Mitwirkung von Rekristallisationsvorgängen wahrscheinlich. Zahlreiche Biotittafeln aber sind sichere Neubildungen einer ersten Generation. Diese werden bis millimetergroß, aber durchweg deformiert, d. h. sie sind verbogen, vielfach in tektonisch ausgearbeitetes s eingeschichtet und sehr häufig zerfrant oder gar völlig zerfetzt. Die Auslöschung ist dementsprechend mitunter stark undulös. Als Neubildungen einer zweiten Generation sind die zahllosen Mikrokline anzusehen, die in allen Größen das Gestein durchsetzen. Sie erreichen Durchmesser bis zu 1 cm und mehr und sind vollkommen durchsetzt von schnurförmig aufgereihten Einschlüssen von Quarz, Hellglimmer und Biotit. Diese Mikrokline sind aber bei ihrer Entstehung nochmals durchbewegt worden. Dabei ist das s_i gegen das s_e gedreht worden, in der Weise, daß stets an einem Kornende das s_e ungestört in das s_i übergeht. In diesem Falle sind es vor allem die Hellglimmerstrahlen, die ununterbrochen in den Kristall hineinbiegen. Hier ist auch die Umgrenzung des Porphyroblasten unscharf und verschwommen. Innerhalb des Kornes biegen die schnurartig aufgereihten Einschlüsse wirbelartig um einen Betrag bis zu 90° herum und stehen auf der anderen Seite genau senkrecht auf s_e . Dementsprechend ist auch auf dieser Seite die Umgrenzung der Feldspäte glatt und scharf. Der Kontakt des Porphyroblasten zu seiner Umgebung ist nicht mehr primär, sondern tektonisch. Wir dürfen somit annehmen, daß die Feldspäte noch während ihrer Entstehung rotiert worden sind.

Profil in der Südflanke der Rotspitze in einer Schlucht bei 1880 m SH., zirka 4-5 m mächtig:

- Oben (8) wie in (7), aber stärker zerschliffen, mit sehr zahlreichen, bis zu 2 mm großen Biotiten
- (7) sandig-toniger Phyllit. Gesteinsfarbe dunkelgrau. Glimmer wenig ausgeschliffen. Zahlreiche große Biotite. Die Linearen streichen $N 50^\circ W$
- (6) wie (7), relativ stark zerschliffen, mit spärlichen großen Biotiten. Sehr feine Runzelung von s
- (5) wie (6), ohne freisichtig erkennbaren Biotit
- (4) dunkelgraue tonige Phyllite mit groben Linearen und mit zahlreichen großen Biotiten (bis 2 mm \varnothing)
- (3) eisengraue Quarz-Hellglimmerphyllite mit spärlichen kleinen Biotiten. Der Hellglimmer ist stärker ausgeschliffen als in (2)
- (2) wie (3) mit großwelligten Schichtflächen und zahlreichen, aber kleinen Biotiten
- Unten (1) dunkel-blaugrauer Sanddolomit ohne Neubildungen.

Hervorgehoben sei auch hier wieder die lagenweise Anreicherung bzw. das lagenweise völlige Fehlen der Biotitführung.

Zwischen dem zum Portjoch führenden Weg und Vallming läßt sich auf der immerhin 2-5 km langen Strecke in aller Deutlichkeit beobachten, daß die hell-eisengrauen bis dunkelgrauen tonigen Phyllite keineswegs immer biotitführend sind. Die Porphyroblasten sind in gewohnter Weise immer auf einzelne Lagen und Zonen beschränkt, während ausgedehnte Bereiche ohne Mineralneubildung geblieben sind.

Auf tektonische Ausgleichsbewegungen, wie auf jegliche Art umformender Kräfte haben die höher teilbeweglichen, ehemals sandig-tonigen Sedimente der karnischen Stufe sehr empfindlich und unterschiedlich reagiert. („Bewegungshorizont“ n. F. FUCHS, 1939.)

In einigen Aufschlüssen sind es nur breite Ruschelzonen, die auf diese Vorgänge hinweisen, in anderen Fällen, wie z. B. auf der gesamten Gschnitztal S-Seite, erfolgte auf kilometerlange Erstreckung eine totale Ausquetschung dieses „Pufferhorizontes“. Auch das Nebeneinander von völliger Reduzierung und voller Mächtigkeit der tonigen Phyllite auf engstem Raum bezeugen lokale Schwankungen der angreifenden Kräfte und der daraus resultierenden Deformationen. Handstück und Dünn-

schliff verfeinern das Bild in der Richtung, daß auch in ein und demselben Aufschluß die Metamorphose in Abhängigkeit vom Ausgangsmaterial sich verschieden auswirkte. Nochmehr gilt dann für Aufschlüsse, die weiter voneinander entfernt liegen, daß Belastung und Teilbewegung in unterschiedlichem Ausmaß an der Umprägung beteiligt waren. Ferner wird erst in der Dünnschliffbegutachtung deutlich, wie selbst im Millimeterbereich geringe Unterschiede des Ausgangsmaterials die Deformation und damit den entstehenden Gesteinstyp mitbestimmen. Rein pelitische Partien werden z. B. in einem Falle kleingefältelt und die vorwiegend pelitischen Zonen neigen zur Ausbahnung ihres Glimmer-s zu einem Rutschflächengewebe. Andere Beispiele zeigten das umgekehrte Verhältnis: die rein glimmerigen Partien regelten sich zu welligen Strömen, während die sandig verunreinigten eine liegende Fältelung aufwiesen. Rein sandige Lagen zeigten dementsprechend im selben Schliff dann auch wesentlich schwächere Durchbewegung. So wird auch die unerwartete Einschaltung sichtlich stärker metamorpher, ausgesprochen phyllonitischer Zonen in relativ ebenflächigen Schiefen verständlich.

Die häufig auftretenden Linearen streichen zirka 25—50° NO oder 25—50° NW. Sie weisen durch ihre Übereinstimmung mit den von F. FUCHS (1939) und O. SCHMIDEGG (1949) am Nöblachjoch ermittelten Bewegungsplänen auf einen Zusammenhang mit dem Vorschub der Steinacher Decke hin.

Es gibt, über das gesamte Bergmassiv zwischen Gschnitz und Pferscher im einzelnen unregelmäßig verteilt, höchst metamorphe Zonen mit starker Biotitneubildung, in den oben genannten Fällen (Pferscher Tribulaun S und „Straden“) sogar mit Feldspatporphyroblasten. Umgekehrt finden sich, genauso regellos verstreut, schwach metamorphe Raibler Schichten ohne freisichtig wahrnehmbare Neubildungen und mit verhältnismäßig geringer Deformation bis in den äußersten Süden des Aufnahmegebietes. Diese Neubildungen waren stets deformiert bis zum Zerfransen oder zum völligen Zerfetzen der Biotite und zu einer intensiven Durchknetung der im Entstehen begriffenen Feldspäte.

Hervorzuheben ist die lagenweise Anreicherung der Neubildungen innerhalb des Horizontes, wobei die Möglichkeit einer Stoffzufuhr von außen unter der Bedingung belteroporen Wachstums zurücktritt; denn in ein und demselben Aufschluß sind nur um Dezimeter voneinander getrennte Lagen in einem Falle reichlich Biotit-führend, im anderen Falle völlig frei davon. Dabei wiesen aber beide Zonen u. d. M. eine ganz gleiche Mikrostruktur auf.

In paläogeographischer Hinsicht sind verschiedene Ablagerungslücken auch in unserem Gebiet kennzeichnend für den unruhigen Sedimentationscharakter des Karnikums. Im Bereich des Seibaches und am Brandachsteig sowie a. O., wo die regressive Sedimentationsphase durch die Einschaltung eines Zwischendolomites unterbrochen wurde, fehlen die charakteristische Oolithbank und sandige Bildungen.

In morphologischer Hinsicht ist die bekannte, an das Auftreten der Raibler Schichten gebundene Terrassen- oder Gesimsebildung auch im Brenner-Mesozoikum ein auffälliges Merkmal, wie z. B. die Terrasse südlich der Ilm-Sp. und der Wiesenboden von St. Magdalena, beide im Gschnitz-

tal, oder die Wiesenfläche an der Südflanke des Pflerscher Tribulaun in zirka 2380 m Seehöhe.

Allenthalben entspringen kleine Wassergerinne aus dem wegen seines Tongehaltes als Stauhazont wirkenden Schieferbände. Damit ist eine Belebung der sonst spärlichen Vegetation verbunden, die eine grüne Leitlinie inmitten des kahlen Dolomitgebirges bildet.

D. Oberer Dolomit (Norischer Hauptdolomit)

Der Übergang von Raibler Schichten zum Oberen Dolomit vollzog sich ruhig, Anzeichen für Aufarbeitungen im Gefolge der Norischen Inundation fehlen. Der norische Dolomit ist, ähnlich wie der ladinische, keineswegs einheitlich ausgebildet. Es herrscht vielmehr in horizontaler und vertikaler Richtung ein rascher Wechsel in Farbe und Korngröße des Karbonats sowie in der Quantität toniger Verunreinigungen.

Bei der Betrachtung der einzelnen Gesteinstypen wird im folgenden das Problem der Metamorphose gestreift werden, die durch ihre lokal sehr verschiedene Stärke und Wirksamkeit, ähnlich wie im Wettersteindolomit, bei der Ausprägung der Gesteinstypen bedeutenden Anteil hatte.

Es können mindestens vier bis fünf verschiedene Typen unterschieden werden. Sie differieren, wenn auch nur graduell, so besonders hinsichtlich Pigmentreichtum und Korngröße voneinander, wobei die Färbung von dunkelgrau bis schneeweiß variiert.

Weitestverbreitet als Hauptvertreter ist ein dunkelgrauer Dolomit-typus. Allgemein entbindet der Hammerschlag einen wechselnd starken, stets deutlich riechbaren Gehalt von Schwefelwasserstoffgas, jedoch sind uns bituminöse Einlagerungen, wie z. B. Asphaltschiefer, nicht begegnet. Die Struktur dieses meist kubisch zerklüftenden Gesteins wechselt etwas, ist in der Regel jedoch fein-zuckerkörnig. Bei dem Fehlen von Fossilien können diese Merkmale auch hier als Anhaltspunkte dienen zur Trennung der beiden Dolomitstockwerke, besonders wenn der Leithorizont der Raibler Schichten lokal ausbleibt.

Mancherorts geht der dolomitische Normaltypus seitlich sehr schnell — unter Vermittlung unregelmäßig gebänderter und gefaserner Faziestypen — in hellgrauen oder auch schneeweißen, merklich gröberkörnigen Dolomit über. In den gefaserten Übergängen sind sehr häufig kleine liegende Spitzfalten in Dezimeter-Ausmaßen anzutreffen.

Gegenüber dem Unteren Dolomit verstärken sich hier die Anzeichen tektonischer Prägung. Neben einer verbreiteten Zergrusung des Dolomits sind auch die ehemals tonigen Komponenten im Verbreitungsgebiet hochmetamorph umgewandelt. Man findet diese meist in Form serizitischer Überzüge mit deutlicher Striemung oder als lokal zusammengestauchte Linsen und Lagen von Serizitphylliten mit teilweiser Umwandlung in Chlorit.

Auch das aus dem ladinischen Dolomit beschriebene Grüngestein ist in zahlreichen schichtparallelen Linsen, besonders in der engeren Tribulaun-region — südlich des Gschnitztales — eingeschaltet.

Am Beispiel eines Bänderdolomits erkennt man unter dem Binokular einen Linsenbau rasch ausspitzender, dunkler Lagen in lichtgrauem Material. Die Linsen sind randlich stellenweise gestaucht. Um diese Mikro-Knickfältchen herum liegt jeweils ein kleiner

Hof mit besonders starker Umkristallisation und Abstoßung des Pigments. Horizontal gerichteter Druck hat hier offenbar eine Verschiebung in *s* verursacht, wobei Karbonat teilweise in Lösung ging.

Ein Dolomithandstück von der Nordostseite des Gschnitzer Tribulaun zeigte u. d. M. eine Grundmasse von feinkörnigem Karbonat. Darin sind zahlreiche Hellglimmerschüppchen subparallel zu einem *s* geordnet, auch in Lagen angereichert und durchweg stark verbogen. Gleichfalls in zonarer Anreicherung und mit teils stark undulöser Auslöschung sind Quarze eingestreut. In dem feinkörnigen Dolomitgefüge fallen 1—3 *cm* große linsenförmige Nester auf mit unverhältnismäßig großen, gut begrenzten Körnern. Spärliche, unregelmäßige Hellglimmer sind in diese Nischen eingestreut. Das offensichtlich sedimentär angelegte Glimmer-*s* wurde im Zuge der Teilbewegung im Gestein außerhalb dieser Linsen zu einem Rutschflächengewebe ausgearbeitet, welches die grobkörnigen Nester deutlich umfließt und auch die feinkörnigen Partien des Gesteins in langgestreckte Fasern zerlegt. Hinzutreten als sichere Neubildungen Dunkelglimmer, teils sperrig, teils zerfranst und in „*s*“ eingeschichtet sowie gut begrenzte Pyritwürfel, die bis zu mehreren Millimeter groß werden. Es liegt nahe, für die grobkörnigen Dolomitpartien ebenfalls Neubildung anzunehmen.

Zwei Dünnschliffe des vorhin erwähnten Grüngesteins aus der Nordostflanke des Gschnitzer Tribulaun ließen, ähnlich der Probe aus dem Ladindolomit, ein dichtes, deutlich geregeltes Serizitgewebe mit kleinen undulösen Quarzen erkennen. Als Neubildung der ersten Generation treten wieder zahlreiche Epidotnadeln mit Stauungswirbeln in der Grundmasse auf. Als zweite kristalloblastische Abfolge findet sich xenomorpher Feldspat mit Einschlüssen von Serizit und Quarz aus der Grundmasse. Schließlich tritt ebenfalls xenomorphes Karbonat auf, das Epidot, Quarz, Serizit und Titanit umschließt. Dazu kommt reichlich Dunkelglimmer, der mitunter chloritisiert ist. Daraus läßt sich zwanglos eine Reihe von Deformationen, alternierend mit Kristallisationsphasen, ablesen. Der teilweise zerbrochene Epidot ist demnach am ältesten, der Feldspat, dessen *s*₁ von Quarz und Serizit unverändert zum *s*₂ der Grundmasse liegt, schon posttektonisch gebildet.

Zahlreich sind die Belege dafür, daß die deformierenden Kräfte in unterschiedlicher Stärke sich auswirkten. Der Geländebefund ergibt ähnlich wie beim Wettersteindolomit eine regional ganz unregelmäßige Verteilung gröberer und feinkörnigerer Gesteinspartien¹⁾. Das auffallende Nebeneinander verschieden pigmentierter bis schneeweißer Dolomite auf engstem Raum läßt in diesem Zusammenhang auf eine Umkristallisation unter großer Belastung und örtlich verschieden starkem, tangentialen Druck schließen. Dabei wurde das vielleicht schon primär etwas ungleichmäßig verteilte Pigment teilweise abgestoßen, so daß es zu einer Verstärkung der primären Farbunterschiede kam. Die bei guter Beleuchtung vor allem in den Wänden vom Gschnitzer und Pflerscher Tribulaun sichtbare breite weiße Bänderung wäre möglicherweise wenigstens z. T. einer derartigen Umlagerung und Stoffsonderung zuzuschreiben.

Nördlich des Gschnitztales wird der Obere Dolomit im Hauptkamm bis zu 650 *m* mächtig, nimmt aber nach Osten zu ab und erreicht am Salfauner Berg (Silltal) nur mehr 200 *m* Mächtigkeit.

Auch auf der Südseite des Gschnitztales schwankt die Mächtigkeit. Während der am Pflerscher Tribulaun fast 600 *m* mächtige Hauptdolomit sowohl im Gschnitz- wie im Pflerschtal ostwärts stark ausdünn — am Westhang des Muli-Schrofens ist er nur noch 60 *m* mächtig — bricht er im Obernberger Tal in voller Mächtigkeit abrupt ab.

¹⁾ Eine eingehende petrographische Charakteristik mit Dünnschliffbefund von Dolomiten des Brennermesozoikums gibt J. LADURNER (1953, S. 271) in: Allgemeine Kennzeichnung und regionale Stellung alpiner Dolomittekonite. Jhrb. Geol. B.-A. Bd. XCVI; Wien, 1953.

Besonders an seiner Basis und in seinen obersten Bereichen kann der Hauptdolomit dünnplattig ausgebildet sein. Recht deutlich tritt das in Erscheinung in der Martarer (Martheier) Roßgrube und an der Steilstufe unterhalb dieses Kars, sowie im Bereich der Schmurzalm südwestlich von Trins, wo mächtige obere Horizonte des Hauptdolomits dünnplattig entwickelt sind. Einige Aufschlüsse im Gschnitz- und Sandestal zeigten auch unmittelbar oberhalb des Raibler Bandes dünnplattige Dolomitentwicklung.

Der Obere Dolomit ist auch im Brennermesozoikum der Haupt-Fels- und Gipfelbildner. In direkter Sonnenbeleuchtung erscheinen die angewitterten Wandstufen, die oft dickbankig und gut gestuft sind, aus einiger Entfernung lichtgelblich bis rötlichgrau.

Die Sterilität dieses Gesteins zeigt sich in der Vegetationsarmut der Dolomittfelsen, deren Kahlheit nur stellenweise durch Latschenbewuchs verdeckt ist. Damit bietet sich den Atmosphärien eine breite Angriffsfläche und eine Mitursache für die reiche Schuttbildung des Hauptdolomits.

E. Norisch-Rätische Grenzgesteine

Im folgenden soll die nördlich des Gschnitztales mit dem Übergang in das kalkige Rät auftretende wechselhafte Gesteinsfazies näher beschrieben werden.

In weiter Verbreitung fanden sich: Polymikte dolomitische Breccien und Dolomitspatbreccien, oft mit primär-sedimentärer Rotfärbung, metamorphe Tonschiefer, wechsellagernd kalkig-dolomitische Plattenfazies sowie gebänderte Dolomite.

Am Südwesthang von Vallschwern, ostnordöstlich unterhalb P. 2216 liegt in zirka 2000 *m* Höhe ein kleiner rötlich anwitternder Schrofen, der von Gesteinen der NOR/RÄT-Grenze gebildet wird. Schichtlage: N60 E, 30° SSE. Dort bietet sich folgendes Profil:

8 Dunkelgraue metamorphe Rätkalke übergehend in	
7 rötlichen Dolomit mit phyllitischen Bestegen	
6 Rote Dolomitbreccie mit weißen Dolomitspatlagen (Typ Loosloch)	17 <i>cm</i>
5 Rötlicher Liniendolomit mit weißen Dolomitspatlagen	30 <i>cm</i>
4 Dolomitbreccie, schwarz-weiß	15 <i>cm</i>
3 Dünnbankiger bis plattiger Dolomit, rötlich bis grau, mit millimeterdicken	
weißen Dolomitspatlagen, auch phyllitische Schichtbestege	125 <i>cm</i>
2 Rote Dolomitbreccie mit weißem Dolomitspat (Typ Loosloch)	15 <i>cm</i>
1 Dünnbankiger Bänderdolomit, hellrötlich mit phyllitischen Häuten und	
Schmitzen	45 <i>cm</i>
	<u> </u>
	Mächtigkeit ... 247 <i>cm</i>

Hauptdolomit (NOR)

Hier wie auch in anderen Profilen bilden also mehrere, z. T. verschiedenfarbige Breccienlagen eine natürliche Folge mit den nichtbrecciösen Dolomitschichten.

Dolomitbreccien mit roten Komponenten herrschen vor im weiter südlich gelegenen Aufschluß von Loosloch, nördlich Trins, südöstlich von P. 2057, in 1950 *m* Höhe. Von dort stammt das nachstehend charakterisierte Gesteinsbeispiel. Wechselnd dicke Lagen a) von primär rotem Dolomitpelit sind in oftmaliger Wiederholung durch b) reinweiße Dolomit-

zwischenmittel getrennt, in denen fallweise mit Dolomithomboederchen ausgekleidete Kleinhöhlen zu erkennen sind.

Die oft nur 1 mm dicken, vertikal scharf begrenzten Pigmentstreifen können innerhalb einer Lage zerbrochen und aus ihrer sonst parallelen Anordnung gelöst, als isolierte „Scherben“ in dem weißen Dolomitmedium „schwimmen“; das ist, um einen rein deskriptiven Begriff zu setzen: „Scherbenbreccie“. Z. T. sieht man weiße Dolomiteinzelkristalle zahnartig mit den umgebenden bzw. vertikal angrenzenden Rotschlamm-schichten innig verbunden. Innerhalb des roten Sediments zeigen sich unter der Binokularlupe feine Pigmentschnüre, die in symmetrische Stauchfältchen gelegt sind, wie man es gewöhnlich bei frühdiagenetischen subaquatischen Sedimentgleitungen beschrieben findet. Z. B. ¹⁾ LIPPERT (1937, S. 363 ff.).

Auch u. d. M. bestätigt sich die rhythmische Wechsellagerung von mechanisch angelagertem roten Dolomitschlamm, dem öfters Hellglimmerleisten eingelagert sind und seltener Quarkörnchen mit 0.05 mm \varnothing . Als rötliches Pigment dient in diffuser Verteilung blutrot durchscheinender Hämatit, der gegen den ungefärbten kristallisierten Dolomit (um 0.3 mm \varnothing) angereichert, eine deutliche Begrenzung ausmacht; auch die Glimmerführung ist in Grenzlagen relativ stärker. Mechanische Beanspruchung liegt nicht vor, undulöse Auslöschung war nicht zu beobachten.

Eine Probe des brecciösen Rotschlamm-dolomits wurde quantitativ chemisch analysiert: Ca CO₃ (59%) + MgCO₃ (37%), Rest (4%) Fe₂O₃ + SiO₂.

Der Nachweis frühdiagenetischer Sedimentgleitung gelingt besonders gut an einem ähnlich struierten Handstück aus der Grenzzone südlich P. 2232 am Ostende der Wasenwand gelegen.

Hier sind in einem rötlich-violetten Dolomitpelit farbstärkere Feinlagen stauchfaltenartig verbogen, die hangenden Übergänge sind mitunter wolkig unscharf und ähneln an exponierten Umbiegungsstellen in verkleinertem Maßstab der sogenannten „Aufwirbelungszone“ von LIPPERT (1937), Abb. Nr. 8, S. 368.

Die Dolomitkomponenten im Verbands dieser Breccien nehmen bisweilen abgerundete Formen an, so in einem Handstück aus dem Bereich des oberen Nennes-Baches, südwestlich neben dem „SCH“ von Schäferhütte.

An diesem Stück sind in dunkelgrauen Dolomittrümmern wiederum gekröseartige Fließgefüge unter der Lupe erkennbar. Einige zerbrochene Dolomitplatten lassen noch deutlich die lagige Anordnung ihrer nur geringfügig verstellten länglichen Bruchstücke erkennen. Dazwischen liegt wiederum weißer spatiosierter Dolomit, in dem lanzettförmige, oft nur millimeterdünne, auch sperrig gelagerte Grauschichtfragmente „flottieren“.

Die letztgenannten Dolomitbreccien finden sich in einer auffällig rot angewitterten kleinen Felsstufe bei zirka 2270 m SH. neben dem unteren Steigl, das von der Schäferhütte aus den Nennes-Bach querend gegen das Kirhdach hinzieht.

Aufschluß Nor/Rät — zirka 150 m westl. Nennesbach in 2270 m SH.

12	plattige bis dünnbankige ockerbräunlich anwitternde Kalke	zirka	5 m
11	dünnplattige graue Dolomite		6 m
10	wie in 8		0.6 m
9	metamorphe sandig-tonige Zwischenschicht mit phyllitischen Bestegen und cm-großen Quarknollen		
8	dunkelgrauer brecciöser „Grenzbänkchen“-Dolomit in weißem Dolomitspat .		0.1 m
7	dunkelgrauer sandig-körniger Dolomit mit Glimmerschüppchen und lang-linsigen Quarknauern		0.6 m

¹⁾ LIPPERT, H. J.: Gleit-Faltung in subaquatischem und subaerischem Gestein. Senckenbergiana, Bd. 19, Frankfurt/M. 1937, S. 355.

6	schwarzglänzende, phyllitisch-sandige Schicht	0.3—0.5 m
5	schwarzgrauer Dolomit, plattig	0.2 m
4	dünnschichtiger Karbonatsandstein, glimmerführend	1.1 m
3	dunkelgraue Dolomitreccie in weißem Dolomitspat	2.1 m
2	metamorphe sandig-tonige Sedimentlinse, glimmerreich, mit sulfidischen Erzkörnern und rostigen Pyritwürfeln. Lagerweise durch Zunahme des C-Gehaltes schwarzglänzende, graphitisch abfärbende Kohlenstoffphyllite. Darin eine 12 cm dicke Lage dunkelgrauer Dolomitspatbreccie, lokal auch rötlich	1.2 m
1	rote glimmerführende Dolomite, z. T. kieselig und lagenweise brecciös	mehrere Meter mächtig

Liegendes: Normaler Hauptdolomit

Dieser Aufschluß, der schmutziggrau bis rostrot angewittert ist, soll unsere Erfahrung hinsichtlich der an den Handstücken gesammelten Beobachtungen noch ergänzen. Zentimeterdicke, leicht gebänderte Dolomitlagen treten aus dem Verbands gelöst, schief gestellt wenige Zentimeter höher in roten Dolomitpelitgesteinen aufgearbeitet wieder hervor. Dünnmächtige schwarze Dolomittänkchen gehen in helle dolomitisch-kalkige Lagen über. Anreicherungen von grünlichem Glimmer fallen auf.

Auch die weitere dünnbegaste Umgebung dieses Aufschlusses ist durch das aus den dolomitischen Rotschlammeneinschlüssen gelöste Eisenoxyd rotbraun gefärbt.

Auch beim „Roten Kopf“ (2527 m), am Gipfelgrat von der Wasenwand zur Kesselspitze, finden wir an der Obergrenze des hier kleinstückig bis grusig verwitterten Norischen Dolomits auffällige brecciöse Gesteine, bis zu 3.50 m mächtig.

Wir begegnen hier dunkel- bis schwarzgraue Dolomitplatten (bis zu 40 × 40 cm groß), die schiefgestellt, z. T. mit weißen Dolomitkrusten umgeben, meistens in dunkelrotem Dolomitpelitgestein liegen. In dieser feinen Grundmasse zeigt der Anschliff noch teilweise erhaltene s-Flächen, auch dünne karminrote Pigmentleisten. Reichlich eingemengt sind rostbraune Eisenoxydkörnchen, z. T. werden sie bis 3 mm groß und sind oft von einem ockergelben Saum umgeben. Schon im angewitterten Handstück fallen grüngrau glänzende dünntafelige Phyllitstückchen und -flatschen auf (z. T. kleingefälte), die bis 2 cm groß werden. Selten sind kleine Quarzkörnchen (0.5 mm) auszumachen. Aus diesem Handstück sei noch ein länglich kantengerundetes Dolomitbruchstück (50 × 5 mm) erwähnt, das nach dem Anschleifen deutlich braungraue Millimeterbänderung zeigt. Auch grauschwarze, härtere Karbonatstücke mit älteren, vorbrecciösen Kluftissen sind nicht selten, von weißem Dolomitspat begleitet, neben syndiagenetisch mit Rotschlamm zementierten Rupturen.

Ein 3 cm großer Einzelbrocken des schwarzen Dolomits, der wie die anderen Dolomittrümmer stets scharf umgrenzt in Rotschlammzement liegt, zeigt in sich schon feindrecciöse Aufarbeitung. Auch hier dient weißer Dolomitspat, dem zahlreiche isolierte Breccientrümmer eingelagert sind, als Bindemittel und Zwickelfüllung.

Bunte, glimmerführende Breccie u. d. M.:

Die feine Karbonatgrundmasse ist durch Eisenoxydschlamm gefärbt, einzelne Körner (0.1 mm) und blutrot durchscheinende Schüppchen von Hämatit liegen darin. Ferner Hellglimmer in schuppigen Aggregaten und als Zerreibsel. Andeutung von sedimentären „s“ ist gegeben durch z. T. auskeilende Wechsellagerung von feinkörnigen und grobkörnigen Karbonatlagen. Größere Komponenten sind Anhäufungen von großen, deutlich zwillinglamellierten Karbonatexemplaren, die vorkonglomeratische Deformation aufweisen: Durchklüftung und Durchscherung — mit feinkörnigem Karbonat verheilt — die nicht sicher in das umgebende Medium fortsetzt. Hauptsächlich in der Nähe dieser großen Karbonatkörner, selten auch als Einschluß in diesen, liegen polygonale Quarzkörner (0.2—0.04 mm groß).

Diese Gesteine verwittern rötlichgrau mit unregelmäßiger Oberfläche, die reichlich vorhandenen Eisenbeimengungen — häufig sogar metallisch glänzende rotbraune Eisenoxydkrusten — bedingen im Zuge der Verwitterung die so auffällige Rotfärbung auch der weiteren Umgebung, so daß man beim Anblick dieses Bergkopfes („Roter Kopf“) aus der Ferne an das Auftreten von Juragesteinen denkt, die jedoch erst auf der weiter nördlich gelegenen Kesselspitze in ähnlichen Farbtönen angetroffen werden.

Von weiteren, noch zu beschreibenden Grenzbildungen abgesehen, fanden wir dolomitische Breccien auch an der NOR/RÄT-Grenze west-südwestlich unterhalb vom Serlesjöchl an den nordwestseitigen Abhängen der Roten Wand (2524 m).

Dort finden sich dünne rötliche Dolomitlagen mit grünlichem Glimmergehalt. Ein Breccienhandstück zeigt länglich kantenrunde, dunkelgraue bis grauschwarze Dolomitmücken, auch länglich spitze bis langinsige Fragmente, die eingebettet liegen in weißem Dolomitspat mit wohlausgebildeten Rhomboedern. Hinzutreten wieder glänzende glimmerreiche Schmitzen, auch ein 3 mm großes Silikatbruchstück ist bemerkenswert.

Es sei hier eine für den in Rede stehenden Horizont allgemein gültige Beobachtung eingeflochten. Da infolge Anwitterungsfärbung auch die karbonatischen Nachbargesteine in uncharakteristischen Grautönen erscheinen, wird man erst bei näherem Hinsehen unter fleißigem Gebrauch des Hammers die feinen Inhomogenitäten in den Gesteinen der Grenzregion entdecken, besonders wenn die Rotfärbung durch beigemengte Eisenoxyde ausbleibt, oder die luckige Anwitterung nicht die innere Textur anzeigt. Suchen wir nun nach der Herkunft der in diesen Breccien enthaltenen Dolomitkomponenten, so finden wir im Bereich des Padasterkogels, südöstlich von P. 2264, einen wertvollen Hinweis.

Hier treffen wir in zirka 2180 m SH. dünnbankige bis plattige schwarzgraue Dolomite mit graphitisch abfärbenden s-Flächen in nicht aufgearbeitetem Zustand. Lediglich einige mit weißem Dolomitspat erfüllte, millimeterdünne Lagen und vereinzelt eingesprengte Pyritwürfel erinnern an die Besonderheit dieser Gesteinsausbildung, die bis zu 2 m mächtig werden kann, wobei noch helle, körnige Dolomitmücken — die grünlichen Glimmer führen und knollige Kieselanreicherung — mitgerechnet sind. Wenige Meter tiefer sind am Brandachsteig hellgraue millimeter-rhythmisch gebänderte Dolomite anstehend (N 20—25 W, 15° ENE).

Die wechselnde Aufeinanderfolge der feinen hell- und dunkelgrauen Pigmentstreifen ist durch echten Sedimentwechsel bedingt. Im Anschliff erkennt man darin auch wolkig-unscharfe Unterbrechungen der Bänderlinien — ähnlich den Aufwirbelungen in strömendem Wasser. Weitere petrographische Merkmale weisen eher auf gleitende Umlagerung des frischen Sediments. Da wir auch an Hand anderer Bildungsanzeichen, wie subaquatische Sedimentgleitung und Einschwemmung terrigener Komponenten, für unser Untersuchungsgebiet einen Schelfbereich am Ende des Norikums wahrscheinlich machen können, wird die Entstehung solcher Inhomogenitäten aus dem Bildungsraum erklärlich. In 2190 m SH. stehen neben dem genannten Steig am Rande eines kleinen begrastem Absatzes die brecciösen Dolomite an, knapp 2 m mächtig.

Nur die daumennagelgroßen löcherigen Unebenheiten und eine „um's Kennen“ rötlichgraue Anwitterungsfarbe bezeichnen hier diesen Leithorizont. Bemerkenswert ist, wie auch andern Orten, eine geringe Verflachung der Geländekante, eine sanfte Stufung, mit der das Einsetzen kalkiger, weicherer Rätgesteine morphologisch zum Ausdruck kommt.

Darüber folgen hier mit zirka 10—12 m Mächtigkeit dunkelgraue, zuweilen gebänderte Plattenkalke.

Im Rabanter Graben, der von Trins im Gschnitztal nach Nordwesten zur Zwiesel Mahder führt, bezeichnet eine auffallend rote Felswand bei P. 1736 wieder die Grenze Nor/Rät mit den uns schon bekannten Dolomitmücken.

Nun ist diese norisch-rätische Übergangszone nicht allein durch die vorbeschriebene brecciöse Fazies charakterisiert, vielmehr finden sich an mehreren Stellen mit diesen vergesellschaftet metamorphe Tonschiefer, die als „Wattfazies“ gedeutet, so recht die Veränderung der marinen Sedimentation am Ende des Norikums aufzeigen.

Dafür einige Beispiele:

Am Nordfuß der Wasenwand zieht vom Grat bei P. 2403 eine steile Runse nach Westen, die einer zirka 100 Höhenmeter betragenden Verwerfung von Rät gegen Oberen

Dolomit folgt. In diesem Tobel liegt südseitig bei zirka 2300 *m* Höhe der zirka 10 *m* mächtige dolomitische Breccienhorizont, rötlich anwitternd mit phyllitischen Schmitzen, ähnlich ausgebildet wie weiter nördlich neben dem Gratsteig beim Roten Kopf. Darunter liegen zirka 4 *m* schwarzglänzende Kohlenstoffphyllite, die sich fettig anfühlen und graphitisch abfärben. Über den erstgenannten brecciösen Gesteinen liegen graue plattige, auch gelbstichig anwitternde Kalke, wenige Meter mächtig, die überlagert werden von zirka 3 *m* dünnbankigen helleren dolomitischen Lagen. Darauf folgen wiederum graue Kalke mit verschmierten phyllitischen Einlagerungen, in hangenden Partien auch leicht gebändert. Bei zirka 2340 *m* liegt darin als Fremdkörper ein Dolomitfetzen (50 *cm* hoch, 2 *m* lang), der wohl im Zuge der Verwerfung — wellig verbogene Grenzflächen deuten darauf hin — von dem unmittelbar nördlich angrenzenden Oberen Dolomit als Scherling eingepreßt wurde.

Bei zirka 2370 Höhenmeter stellen sich nun wieder 4 *m* dünnbankige Schichten ein, gefolgt von zirka 7 *m* dunkelgrauen reinen Kalken, die obere Hälfte dünnplattig und leicht wellig verbogen. Wiederum liegt darüber eine zirka 15 *m* mächtige Partie von rötlich anwitternden zentimeterbankigen Dolomitschichten, in hangenden Anteilen finden sich Phyllitschmitzen darin.

Bis zur Jochhöhe folgt sodann lichtgrauer, schwach kalkiger Dolomit, als Hangendabschluß mit einer maximal 10 *cm* dicken Lage von schwarzen phyllitischen Schiefen, deren z. T. krustige Fe-Oxydführung auch die Nachbarschaft noch rötlich anfärbt. Massige bis dickbankige, grünlichgraue bis leicht gelblich anwitternde Glimmerkalkmarmore ziehen dann gegen die Wasenwand empor.

Etwas südlich dieses Jöchels, dort wo die von den Pödeile Mähdern heraufziehende Gehängeschutthalde fast den Steig berührt, findet man neben diesem in zirka 2400 *m* noch einmal einen hellrötlich mergelig anwitternden dolomitischen Marmor, 2-60 *m* mächtig, hart und kieselig, mit dünnen eingelagerten phyllitischen Bestegen. Darüber dann massige grünliche Glimmermarmore, in unteren Partien häufig weißliche Quarzknuern darin. Weiter nördlich, rund 1 *km* horizontal entfernt, an der Westflanke der Kessel-Sp. konnte ich eine ähnliche Gesteinsfolge beobachten.

Steigt man von der Kesselmahd südlich an P. 2447 vorbei gegen den Grat hinauf, stößt man in einzelnen Anrissen der begrünzten Hänge in zirka 2300 *m* SH. auf rötliche dünnbankige Grenzdolomitlagen, darüber dunkelgraue Plattenkalke. Darauf folgt ein dünner, rötlich gefärbter dolomitischer Horizont mit weißen Dolomitspatlagen, hangend hellgrauer Dolomit, der von grauen Kalkbänken nach oben abgelöst wird. Daran anschließend zirka 50 *cm* dicke glimmerreiche kalkhaltige Phyllite, grünlichgrau anwitternd, mattglänzend. Diese sind durchaus metamorph, klein gefaltet. Ausgeschmierte Fe-Körner bilden rostige Flecken, auch stecken rundliche, mehrere Zentimeter große Quarzknuern darin.

Dünne Lagen von kalkfreien, feinschichtigen grauen Tonschiefern treten da auf, mit durch einen schwachen Pyritgehalt bedingten rostigen Verwitterungshäuten. Der phyllitische Habitus zeigt sich in feinen runzeligen Häuten auf den mattglänzenden Schichtflächen. Diese Schiefer gleichen in der vorliegenden metamorphen Fazies manchen in unserem Gebiet im Verbands der Raibler Schichten auftretenden Tonschiefern.

Norisch-rätisches Grenzniveau am Käferloch

Nördlich von P. 1962, an den Nordwesthängen des vom Padasterbach durchflossenen Käferlochs, bezeichnet eine schrofige Geländestufe in zirka 2000 *m* SH. das Auftreten der norisch-rätischen Übergangsgesteine.

Hier treffen wir in Anrissen des grasigen Gehänges dünnmächtige Partien von Millimeter-gebänderten rötlichgrauen feinkristallinen Dolomiten, die sehr hart und kieselig imprägniert sind und beim Anschlagen mit dem Hammer lebhaft Funken bilden. Einzelne Schichtflächen sind reichlich mit grünlich glänzenden Hellglimmerschüppchen belegt.

Daneben fehlen auch nicht die uns schon bekannten brecciösen Dolomite mit den in weißen Dolomitspat gebetteten grauen Fragmenten, in zirka 2020 *m* SH. gelegen.

Etwas höher oben sind in einzelnen Anrissen auch dünne Lagen von rötlichgrauen, leicht kalkhaltigen Phylliten sichtbar, mit reichlich Hellglimmerschüppchen.

In zirka 2050 *m* SH. liegen dann graue Rätkalke, doch höher oben stellen sich wieder helle bis rötlich anwitternde dünnbankige Dolomite ein mit den brecciösen Lagen und leichtem Glimmergehalt.

Gegen die Padasterjoch-Hütte zu tauchen aus den sanften grasigen Hängen hin und hin helle kleine Wandeln auf, die auch noch dem z. T. rötlich anwitternden brecciösen Grenzdolomit angehören.

Auch beim A.-V.-Steig zur Kirchedach-Sp. in zirka 2520 *m* sind brecciöse Grenzdolomite zu finden, und auch an der Steilkante des von der Kirchedach-Sp. nach Südosten ziehenden stumpfen Felsgiebels — das eigentliche Kirchedach — bezeichnen diese Gesteine die Obergrenze des Norischen Dolomits.

Ebenso traf ich bei einer Begehung der vom Südfuß der Hammer-Sp. bei P. 2428 ins Pinnistal ziehenden Rinne an deren Nordostseite in 2300 *m* SH. auf den ziegelrot gefärbten, schwach kalkigen Dolomitbänkchenhorizont, der lagenweise grünlichen Glimmerbelag aufweist. Auf der Gegenseite (SW) liegen die leicht rötlichen, brecciösen Dolomitbänkchen bedeutend höher, in 2340 *m*, an der Basis dunkelgrauer Dolomit mit weißen z. T. verkrümmten Dolomitspatschnüren. Die hangenden plattigen Kalke führen wieder grünliche Glimmerlagen. Da wir auf der Südwestseite ein Schichtfallen von N 50 W, 27° NE, auf der Gegenseite aber 20—30° ESE-Einfallen registrierten, unser rötlicher Brecciendolomit an der Nordostseite aber 40 Höhenmeter tiefer liegt, wird man unter Berücksichtigung einer ins Auge springenden Zerklüftung entlang dieser mit Phyllitschutt erfüllten Rinne eine Verwerfung kartieren können. Die im südwestlich benachbarten Tobel durchziehende größere Verwerfung wird in Zusammenhang mit anderen Lagerungsstörungen später behandelt. Schon am Brandachsteig konnten wir in 2180 *m* SH. unter der Breccienbank an der Obergrenze des Dolomits Feinbänderung beobachten.

Ähnliche Gesteinsausbildung traf ich in der Matreier Grube in einer Rinne östlich P 1950. In grenznahen Lagen bei zirka 1910 *m* SH. stellt sich ein dunkelgrauer feingebänderter Dolomit ein, darin mehrere um 2 *mm* dicke schichtige Lagen von weißen Dolomitrhomboederchen, z. T. sind kleine Drusen im Anschliff zu sehen. Daraus geht durch Zunahme der weißen Dolomitspatlagen eine zirka 1·10 *m* mächtige, brecciös aufgelockerte Dolomitbank hervor, die unseren „Grenzbänkchenhorizont“ darstellt. Hangend setzen dann lichtgraue reine kristallinische Kalke ein, durch dunklere Pigmentlagen schwach gebändert. Auch hier herrscht konkordante Schichtlagerung: N 40 E, 25° SE.

Diese oben beschriebenen Inhomogenitätsbildungen lassen sich auch nach Süden noch weit ins Tribulaunmassiv verfolgen.

Innerhalb einer breiten Übergangszone treten hier diese Breccien bald stärker, bald schwächer ausgeprägt auf. Im einen Fall ist ein geringmächtiger Horizont von größerer flächenhafter Ausdehnung vorhanden, im andern Falle im gleichen Niveau nur schwache Ansätze dazu. Oft sind die Bildung von Dolomitspatdrusen und leicht unruhiger Feinschichten im völlig normal entwickelten Gestein das einzige Merkmal einer beginnenden Auflockerung. Ein einheitliches Schwächerwerden dieser Inhomogenitäten in irgendeiner Richtung ist nicht festzustellen. Auf weite Erstreckung fehlen sie schon auf der Südseite des Gschnitztales in den Nordabstürzen des Wildseck (Filzeck der Karte), während sie weiter südlich stark und ausgeprägt an manchen Stellen entwickelt sind.

Vom Kessel der Schmurzalm bis zu der Martarer Wildgrube und auf der Nordseite des Hohen Tors liegt der Grenzhorizont als geschlossene Schichtplatte vor. Hier gibt sich besonders am Hohen Tor der Grenzbereich durch eine breite Verebnung zu erkennen. In der innersten Oberberger Wildgrube scheint er an der Südostflanke des Kreuzjöchel (2651 *m*) auf und verliert sich nach Süden endgültig. Im Tribulaunmassiv engeren Sinnes konnte ich ihn nicht finden.

Die reichste Entwicklung dieses norisch-rätischen Grenzhorizonts im Gebiet südlich des Gschnitztales liegt an der bereits erwähnten Stelle am Westgrat des Muttenkopf. Hier sind in einer breiten Zone zwischen 2570 *m* und 2610 *m* mehrere Breccien-schichten von jeweils höchstens 50 *cm* durch

mächtige Bänke ungestörten, lichtgrauen Dolomits getrennt. Seitlich gehen diese sehr typisch entwickelten Breccienbänke in hellgebänderten Dolomit über. Darin treten Lagen scheinbar normalen Gesteins auf. Im Anschluß zeigen sie gleichfalls Bänderung, die sich mitunter zu kleinen Dolomitspatdrusen verbreitert.

Es soll hiermit die Bestandsaufnahme der norisch-rätischen Grenzgesteine abgeschlossen werden, ohne Anspruch auf vollständige besonders petrographische Beschreibung zu erheben, welche den Rahmen unserer vorwiegend stratigraphischen Untersuchungen überschreiten würde.

Die vorgeführten Beispiele wurden im Sinne der Beschränkung auf typische Merkmale aus einer Vielzahl von Aufschlüssen ausgewählt, doch sind die genannten Inhomogenitätsbildungen in kilometerweiter Erstreckung an Hand der Geologischen Karte leicht im Gelände zu studieren¹⁾.

Folgend sollen die Bildungsbedingungen erörtert werden, beginnend mit der Aufzählung von Merkmalen, die für eine nichttektonische Entstehung unserer Breccien typisch sind.

1. Die augenfällige Gebundenheit an einen bestimmten stratigraphischen Horizont über ein ausgedehntes Areal — in unserem Gebiet: norisch-rätische Grenzschichten.

2. Polymikte Zusammensetzung aus Komponenten, die in unmittelbarer Nachbarschaft nicht anstehen:

- a) schwarzgrauer Dolomit — z. T. schon in sich feinbrecciös,
- b) rötlicher Dolomitpelit von z. T. polymikter Zusammensetzung, auch mit syndiagenetischen Sedimentgleitfältchen. In teilweiser gegenseitiger Durchdringung mit b) und als Zwickelfüllung:
- c) Weißer Dolomitspat in Rhomboederchenform, die nach²⁾ B. SANDER (1941, S. 84) bei frühdiagenetischen Dolomitierungen so häufig vorgefunden wird;
 - b) und c) können für sich allein und nach quantitativem Vorherrschen als Grundmasse für a) auftreten.

Die unter 1 und 2 genannten Merkmale werden sinngemäß in einer Studie von³⁾ H. P. CORNELIUS (1927) für nicht-tektonische Breccienbildung angegeben.

Häufig sind in unseren Breccienanschliffen Merkmale geopetalen Gefüges — welche nach SANDER (1936, S. 55 und S. 31) „den Richtungssinn der Erdanziehung zur Zeit ihrer Entstehung abbilden“ — festzustellen.

Der genetische Ablauf dieser Inhomogenitätsbildungen ist an dem bisher präparierten Material noch nicht in allen Phasen petrographisch überprüft und soll später in größerem Zusammenhang belegt werden.

Die Herkunft der schwarzgrauen Dolomitkomponenten, die als Fragmente in den Breccien allverbreitet sind, konnte ich durch den Nachweis nicht aufgearbeiteter Lagen

¹⁾ Die Dolomitspatbreccien des Schwarz-Weiß-Typus habe ich später (1960 und 1961) auch in manchen Hauptdolomithorizonten der Ortler-Gruppe, der Engadiner Dolomiten und der Lienzer Dolomiten gefunden. In einer speziellen Breccienstudie, die nahezu abgeschlossen ist, werde ich auch darüber berichten.

²⁾ SANDER, B.: Zum Gesteinscharakter der Hornsteinbreccien des Sonnwendjochgebirges. Ber. d. Reichsst. f. Bdfschg. Wien 1941.

³⁾ CORNELIUS, H. P.: Über tektonische Breccien, tektonische Rauhwacken und verwandte Erscheinungen. Centralbl. f. Min. usw. 1927, Abt. B, No. 4, S. 120.

in einigen Aufschlüssen sichern. Der darin enthaltene Pyrit läßt eine Bildung dieser dunklen Dolomite unter reduzierenden Bedingungen möglich erscheinen, eine Forderung, die u. a. durch¹⁾ TWENHOFEL (1932, S. 347) verbürgt ist.

Vielleicht sind diese Befunde mit den nach²⁾ K. LEUCHS (1928) in großen Bereichen der Nördlichen Kalkalpen in ähnlicher stratigraphischer Position gelegenen „Konglomeraten und Brandungsbreccien“ verwandt, welche die „Annahme einer orogenetischen Phase zwischen norischer und rhätischer Trias“ stützen. Diese soll nach (K. LEUCHS zitiert:) H. STILLE schwachen Andeutungen der altkimmerischen Phase entsprechen.

Auch erwähnt R. v. KLEBELSBERG (1935, S. 234) „Breccien im Hangenden des Tribulaun-Dolomits“.

Aus der mit dem Brenner-Mesozoikum in vielen Zügen übereinstimmenden Ortlergruppe beschreibt³⁾ U. KAPPELER (1938, S. 35 ff.) neben gebändertem Hauptdolomit auch polygene Primärbreccien, die er „als Strand oder strandnahe“ Bildung erklärt, dgl. eine „Erschütterungsbreccie“ benannte Abart, die fast ausschließlich in den obernorischen Dolomiten zu finden ist.

⁴⁾ SPITZ-DYHRENFURTH (1914, S. 63 ff.) beschreiben aus den Engadiner Dolomiten ein „norisch-rhätisches Grenzniveau“, welches durch eine Mischfauna auch paläontologisch als echte Übergangsbildung charakterisiert ist. Nach den lithologischen Merkmalen (schwarzer, etwas toniger Hauptdolomit wechsellagernd mit dünnplattigen dunklen Kalkschiefern, vielfach starker Eisenreichtum, gelegentlich Tonschiefer einschaltung, Knollen und Bänder, auch krustenförmige Gebilde von Hornstein werden genannt) wäre ein Vergleich mit einigen unserer Aufschlüsse wohl angebracht. „Ziemlich verbreitet sind schwarze kalkig-dolomitische Primärbreccien“, die auf Strandnähe hinweisen (S. 101).

Das „norisch-rhätische Grenzniveau“ in den Engadiner Dolomiten wird nach SPITZ-DYHRENFURTH, S. 103, von SCHLAGINTWEIT mit dem Plattenkalk Nordtirols verglichen.

Nach R. v. KLEBELSBERG (1935, S. 68 ff.) kommen im Plattenkalk der Nordtiroler Kalkalpen, der in Vorläufern rätische Fauna enthält, neben grauen bis dunkelgrauen plattigen Kalken in einigen Gebieten auch „helle bis weiße plattige dolomitische Kalke“ und ab und zu „ähnliche, ganz aus älterem Plattenkalkmaterial bestehende konglomeratisch-brecciöse Aufarbeitungslagen“ vor.

Auch⁵⁾ F. FRECH (1908, S. 334) stellt den Plattenkalk stratigraphisch in das Rät.

Der brecciöse Grenzdolomit-Horizont markiert die Hangendgrenze des Hauptdolomits. Die besonders im Westen und Süden des Arbeitsgebietes KÜBLER teilweise darüber folgenden dunklen plattigen Kalke halten wir für stratigraphisches Äquivalent des Nordalpinen Plattenkalkes.

F. Der metamorphe Kalkkomplex

Der über dem norischen Hauptdolomit bzw. dessen hangenden Übergangsbildungen liegende Gesteinskomplex besteht aus einer wechselhaften Serie von ursprünglich kalkig-tonigen Sedimenten, deren jetziger lithologischer Charakter durch die nachträgliche Metamorphose geprägt wurde.

Eine zu enge Gliederung der metamorphen Serien i. S. einer Einteilung oder Horizontierung nach lithologischen Merkmalen läßt sich nicht durch-

¹⁾ TWENHOFEL, W. H.: Treatise on Sedimentation. 2. Aufl. Baltimore 1932.

²⁾ LEUCHS, K.: Polygene Konglomerate im nordalpinen Rät und die altkimmerische Phase. Geol. Rdsch. Bd. 19, 1928, S. 72.

³⁾ KAPPELER, U.: Zur Geologie der Ortlergruppe und zur Stratigraphie der Ortlerzone zwischen Sulden und dem Engadin. Mitt. aus d. Geol. Inst. d. Eidgen. techn. Hochschule und der Universität Zürich, 1938; Serie C, No. 11.

⁴⁾ SPITZ, A. u. DYHRENFURTH, G.: Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scans und dem Stilsferjoch. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz; Neue Folge, XLIV. Lief. Bern, 1914 (1915).

⁵⁾ FRECH, F.: Lethaea geognostica. Handbuch der Erdgeschichte. II. Teil — Mesozoikum, 1. Bd. Trias. Stuttgart 1903—1908.

führen, weil — wie später noch gezeigt werden wird — zwar über das ganze Gebiet hin wohl die gleichen Gesteinstypen vorhanden sind, aber doch von Profil zu Profil in wechselnder Reihenfolge und in unterschiedlicher Mächtigkeit.

Auch die von F. FRECH (1905, S. 19) nach dem Kesselspitz-Profil aufgestellte und von F. KERNER (1911, S. 388) übernommene Rätgliederung gilt nur im Groben, zumal auch nach den neuen Aufnahmen die massigen grauen Kalke (Schichtgruppe 4) zusammen mit dem hangenden Lias (Schichtgruppe 5) tektonisch aufgelagert sind. (Siehe Kap. II a.) Die von F. KERNER (1911) nördlich des Gschnitztales erwähnten Hornsteinschiefer werden im folgenden unter Kieselschiefer beschrieben.

Dieser bis über 350 m mächtige Kalkkomplex ist eine Zone lebhafter Schuppungstektonik insofern, als es vor allem am Ostrand der mesozoischen Schichttafel zu einer intensiven Horizontalverzahnung mit der Steinacher Quarzphyllitdecke gekommen ist.

Die Kleintektonik der Kalke zeigt, daß offenbar der ganze mächtige Schichtkomplex lamellar durchbewegt worden ist (z. B. Zerschierung von kleinen Biegefallen). Diese intensive lamellare Durchbewegung unter Belastungsdruck erzeugte eine sehr starke typenmäßige Differenzierung dieser Gesteinsserien sowohl in horizontaler als auch in vertikaler Richtung. Die Vorzeichnung dieser metamorphen Umprägung liegt wohl in den bereits primär sedimentären Stoffunterschieden (Wechsel im Kalkgehalt, im Tongehalt und in der Korngröße). Die einzelnen Gesteinstypen gehen im Gelände meist ohne scharfe Grenze auseinander hervor.

Eines der weitestverbreiteten Gesteine des Metamorphen Kalkkomplexes, welches vor allem in dessen unteren und oberen Anteilen vorherrscht, sind graue, fein- bis mittelkörnige Kalke.

Meist sind es licht- bis dunkelgraue, plattige bis bankige, selten massige Gesteine, die zuweilen schwach gebändert sind, und in vielen Aufschlüssen ausgesprochen dünnstieferig sind. Dort neigt das Material dann zu Zerfall in millimeterdünne Blätter. Häufig sind dem Gestein kleine Pyritkristalle eingestreut, was frühere Bearbeiter zur Kennzeichnung ihrer stratigraphischen Gruppierung verwendet haben. Die ebenflächigen dunklen Kalkschiefer ähneln mitunter fast Kalkphylliten, wie sie in der Tauernschieferhülle auftreten.

Am häufigsten trafen wir Kalkschiefer und -phyllite an den Ein- und Aufschubflächen der Quarzphyllite.

Vielfach gehen die Kalkschiefer aus den im metamorphen Kalkkomplex weitverbreiteten normalen grauen Kalken hervor, die dann in Fällen stärkerer tektonischer Beanspruchung fast immer Fältelung mit allen Graden der Zerschierung aufweisen. Hin und hin trifft man in diesen Lagen kalzitisch-quarzige Sekretionsknauern sowie glänzende tonige Bestege auf den Schieferungsflächen. Eine primäre Feinschichtung wird durch die Umwandlung zu Kalkphylliten völlig verwischt, dieselben zeigen dann schwarzglänzende Häute auf s und zerfallen vielfach stengelig.

Besonders zu beiden Seiten des unteren Truna-Tales ist dieser Gesteinstyp sehr verbreitet, ferner am Hohen Tor, an der Schwarzen Wand und im Raume der Kirhdach-Spitze bis zum Padasterjoch w. S. Als Gesteinskennzeichen seien genannt Sekretionsknauern aus Quarz und Kalzit, welche bis zu 50 cm groß werden können. Eine wilde, meist stark zerscherte Klein-

fältelung wird im Anschliffbild besonders deutlich, im Handstückbereich mit Übergängen zu unruhigem Linsen- und Flasergefüge. Feine Schlieren und gefältelte Fasern tonigen Materials mit kohligem Pigment durchziehen auch die Sekretionsquarz und -kalzitknauern.

U. d. M.: (Kalkphyllit): Kleine undulöse und verzahnte Quarze und Kalzite, zu langgestreckten Linsen geordnet, von feinschuppigen Hellglimmerstrahlen umflossen. Darin ist reichlich kohliges Pigment eingelagert. In die Risse des kataklastischen Quarzes drang vielfach Kalzit ein. Gegen die Sekretionsknauern hin wird das Gefüge oft merklich gröber. Hier sind die Quarze noch stärker kataklastisch, die zerbrochenen Körner wurden mit Kalzit verheilt, der seinerseits bereits wieder Zwillingslamellierung und damit erneute Beanspruchung erkennen läßt. Vereinzelt tauchen an der Grenze der beiden Bereiche auch Feldspäte auf, deren Zwillingslamellen deutlich verbogen sind.

In den größeren Sekretionsknauern stecken bis über 3 mm große neugebildete Kalzite und Quarze, gut umgrenzt mit meist schwach verbogenen Zwillingslamellen. Sie grenzen mitunter auch ohne die früher erwähnte Übergangszone an das phyllitische Gefüge und drängen dieses dann unter Bildung deutlicher Stauungswirbel beiseite.

Sie haben also intergranular wachsend, das ältere Gefüge aufgezehrt bzw. wie eben gesagt, verdrängt. Die Quarze in diesen Rekristallisationszonen sind ebenfalls sehr groß (um 1,5 mm), sind aber durch die neuerliche Deformation sehr viel stärker beansprucht als die Kalzite. Sie löschen fast durchwegs streifig undulös aus, vielfach sind sie kataklastisch völlig zerrieben. Auch hier dringt in die Lücken wieder Kalzit hinein bis in die feinsten Haarrisse. Zuweilen sieht man auch völlig auseinandergerissene Körner, deren Bruchstücke isoliert im Kalzit schwimmen.

Das Nebeneinander von Kalkphylliten und Plattenkalken erklärt sich so, daß offenbar in einer bestimmten Gesteinszone Feinschichtung zur Schaffung immer neuer Rutschflächen benutzt wurde, während gleichzeitig benachbarte Bereiche verschont blieben.

Bemerkenswert ist das Vorkommen von hellgrauem Dolomit in untersten Partien des metamorphen Kalkkomplexes, was wohl als Rekurrenzerscheinung angesehen werden darf. Vom Hauptdolomit unterscheidet er sich durch die hellere Anwitterungsfarbe und das Fehlen von H_2S -Geruch. Wenig östlich der Padasterjoch-Hütte z. B. am Steig nach Trins ist dieser Dolomit in einem Profil erschlossen.

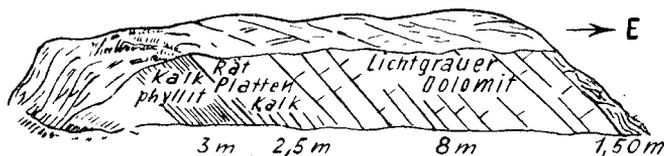


Abb. 2

In einer breiten, mittleren Zone des metamorphen Kalkkomplexes herrschen Gesteine vor, bei denen die Umkristallisation gegenüber der Deformation eine wesentlich größere Rolle gespielt hat. Diese gleichfalls sehr typenreiche Bänderkalk-Glimmerkalkgruppe der Einteilung nach F. FRECH (1893, 1905) und F. KERNER (1911) setzt sich zusammen aus relativ reinen Bändermarmoren und stark glimmer-, vielfach chloritführenden Marmoren.

Die Bändermarmore sind meist graugestreifte, hellgrau bis gelblich-weiß anwitternde, z. T. blaßbrötlich gefärbte Marmore, deren augenfällige Bänderung durch im wesentlichen rhythmisch aufeinanderfolgende Pigmentstreifen unterschiedlicher Stärke (mm- bis cm-Bereich) gegeben ist.

Die weiße Bänderung der relativ grobkörnigen, dunkelgrauen, glimmerfreien Marmore geht auf eine primäre Schichtenanlage zurück, die im Zuge der metamorphen Umprägung verstärkt wurde, wie z. B. durch Zerschierung von Biegefallen unter gleichzeitigem Lösungsumsatz im bereits primär inhomogenen Gesteinskörper. Diesem Prinzip widmete E. CLAR (1924) eine eingehende Studie.

Ein Gesteinsbeispiel von der Kessel-Spitze, in dem ein breiter Streifen Bändermarmor beiderseits in Kalkphyllit übergeht, belegt recht deutlich den raschen Wechsel der primären Einschwemmung tonigen Materials.

Bändermarmor von der Hammerscharte zeigt im Dünnschliff feinlagige Anreicherung dunkleren Pigments in s, darin öfters Hellglimmerschüppchen, vereinzelt auch zwillingslamellierte Feldspatkörner (um 0.17 mm) und oxydisches Eisen (um 0.15 mm). Die Hauptmasse besteht aus Kalzit mit nicht sehr zahlreichen Grobkörnern (bis 0.2 mm), die oft zwillingslamelliert sind.

Ein Bändermarmor (20 × 17 cm groß) von der Kessel-Sp. zeigt — von der Anwitterung fein herauspräpariert, die primäre Feinbänderung verbogen und zerschert, scharf gegeneinander abstoßend. Freisichtig erkennbar sind eine Reihe von feinen Scherflächen, die flach zur Schichtung verlaufend die ganze Platte durchziehen. Zwischen den — von einer geringen Streuung abgesehen — stets annähernd parallel liegenden Scherflächen sind die feingebänderten Lagen flachwellig verbogen worden. Diese bruchlose Verformung würde sich durch molekulare Teilbewegung erklären lassen bzw. nach O. SCHMIDEGG (1956, S. 289) durch „Transporte mit lamellarer Gleitung“. Die spitze gegenseitige Verzahnung der pigmentreicheren mit den hellen Lagen vollzieht sich gleichgerichtet zu den größeren Scherflächenpaaren.

Bei den Glimmermarmoren lassen sich zwei Haupttypen unterscheiden:

a) mit einer regelmässigen Einstreuung von Hellglimmer und Chlorit;
 b) mit wechselnden Lagen von schneeweißen oder gelblichen reinem Kalzit und feinen bis meterbreiten reichlich glimmerführenden Bändern. Primärer Wechsel des Sediments ist auch hier gegeben. Diese alternierenden Lagen spitzen häufig aus und schwellen stellenweise wieder stark an, so daß auch für diese „Lagenglimmermarmore“ eine kräftige Durchbewegung sehr deutlich wird. In vielen Fällen trafen wir auch in diesem Gesteinstypus den lückenlosen Übergang von der einfachen Biegefalte im „Durchspickten Glimmermarmor“ über die liegende Biegescherfalte bis zum fertigen, oben erwähnten Lagenbau.

U. d. M. hauptsächlich gut begrenzte Kalzite (bis zu 0.45 mm Ø). Diese sind fast durchwegs zwillingslamelliert, wobei die Lamellen häufig verbogen sind. Lagenweise finden sich undulose, z. T. kataklastisch zerriebener Quarz. Hellglimmer, z. T. chloritisiert, tritt in Gestalt einzelner Schüppchen und Schlieren lagenweise angereichert auf. Diese Flatschen sind stets wellig verbogen, gelegentlich sind sie auch schraubig verdreht und somit deutlich dreiachsig deformiert.

Auch ein Bänderglimmermarmor (= Lagenglimmermarmor) von der Schwarzen Wand zeigt u. d. M. in der Hauptmasse Karbonat bis zu 0.3 mm Korngröße. Zwillingslamellierung ist bei größeren Körnern häufig zu beobachten. Daneben tritt viel Quarz in lagenweiser Anreicherung auf, vielfach ist er kataklastisch zerrieben. In dünnen, gefalteten Lagen tritt Glimmer auf, teilweise chloritisiert. Er schließt sich häufig netzförmig zusammen und ummantelt die Quarz- und Kalzitkörner. Daneben treten auch Lagen auf mit vorherrschend Hellglimmer und Chlorit.

Vom Westhang des Schmurzjochs stammt ein „durchspickter Glimmermarmor“, der u. d. M. ein Gefüge aus stark gestreckten, bis zu 1.5 mm großen Kalziten aufweist, die durchwegs zwillingslamelliert sind. Dazu tritt reichlich gut umgrenzter Feldspat derselben Korngrößen, der auch stets zwillingslamelliert ist und teilweise undulös auslöscht. Glimmer und Chlorit finden sich reichlich, vorwiegend regellos in kleinen Schüppchen eingestreut, teils auch in Lagen und Flatschen angereichert, welche meistens deutlich gebogen sind. Überdies gelang es noch, Sillimanit als Streßmineral zu finden.

Besonderes Interesse verdienen die im Verband des Metamorphen Kalkkomplexes beheimateten Kieselschiefer, die hellgrünlich-grau angewittert im Anbruch auch bräunlich erscheinen und die plattig absondernde Bänke bilden. Häufig sind sie begleitet von dünnen Lagen oder linsigen Knauern weißlichgrauen Quarzes. In Fällen stärkerer Durchbewegung sind diese Gesteine gefältelt und verbogen, auch phyllitisch glänzend. Im Gelände fallen sie durch die typische Brotkrustenverwitterung auf.

Man trifft die Kieselschiefer in weiter Verbreitung von der Wasenwand bis zur Hammer-Sp., sowie in der Gipfelkappe der Kirchedach-Sp., ferner am Steig von der Padasterjoch-Hütte nach Trins und auch im Platzer Wald, nördlich von Trins am Fahrweg zum Blaser in zirka 1560 *m* Höhe.

Südlich des Gschnitztales sind Kieselschiefer u. a. am Osthang des Schmurzjoches und am Kreuzjöchl (2651 *m*), ferner im Bereich der Schwarzen Wand, des Obernberger Tribulaun anzutreffen; auch am Muli-Schrofen, östlich des unteren Truna-Tales bilden sie zum Teil mächtige Zwischenlagen.

Kieselschiefer gehen in der Regel aus den Glimmermarmoren unter Vermittlung grüner, glimmerreicher, stark kieseliger Gesteine, zuweilen aber auch einfach bei Zunahme des Kieselgehaltes aus dunklen Kalkphylliten allmählich hervor. Diese Tatsache veranschaulicht so recht das nachstehende Profil, welches am Steig von der Padasterjoch-Hütte zur Hammerscharte in zirka 2490 *m* Höhe aufgenommen wurde.

NE Glimmermarmor

80 *cm* Kieselschiefer, grünlich bis bräunlich, gefältelt, weiße knollige Quarzknauern darin

60 *cm* Glimmermarmor, dünn-schichtig, leicht verschiefert

10 *cm* Kieselschiefer, grünlich, gefältelt, mit weißen Quarzlagen und -knauern

50 *cm* Glimmermarmor

5 *cm* Kieselschiefer, kalkhältig
Glimmermarmor.

Die in diesem Aufschluß gegebene Wechsellagerung (vgl. F. KERNER, 1911, S. 399; O. MEYER, 1925, S. 87) setzt sich mit unterschiedlichen Abständen fort bis zur Hammerscharte, wo plattige grünliche bis bräunliche Kieselschiefer wieder anstehen.

Nur wenige Kilometer östlich des Brennermesozoikums, in den Tarn-taler Bergen, sind jurassische Kieselkalke und -schiefer aufgeschlossen. Bei einer dort unternommenen Vergleichsbegehung im Abschnitt Klamm-See bis Klamm-Sp. konnten wir die verblüffende Übereinstimmung insbesondere mit der Kieselfazies unseres Gebietes studieren. Ein weiteres Zeugnis für die gesteinliche Identität der Kieselfazies „hüben und drüben“ fanden wir in den jurassischen Kieselkalken (J¹) der E. HARTMANN'schen Gliederung), die westlich der Lizumer A.-V.-Hütte in zirka 2160 *m* Höhe anstehen. Sie enthalten lagenweise dieselben Mangananreicherungen wie wir diese in unserem Gebiet an der Ostseite der Kirchedach-Sp. und im Gipfelbereich westlich der Schwarzen Wand in Lagen von schwarzen Mn.-Kieselschiefern feststellten.

¹) HARTMANN, E.: Der Schuppenbau der Tarn-taler Berge am Westende d. Hohen Tauern (Tuxer Voralpen); 2 Teile. Jhrb. Geol. R.-A., 1913, Bd. 63, S. 20 f.

Wir ließen diese bläulich-stahlgrau anwitternden schwärzlichen Gesteinsproben chemisch-analytisch auf Fe- und Mn-Gehalt untersuchen, wobei in den Vergleichsstücken beide Elemente positiv nachgewiesen wurden.

Die Kieselfazies des Brennermesozoikums zeigt auch starke Anklänge an nordalpine Juraserien, was die Herren Professoren Dr. R. KLEBELSBERG und Dr. W. QUENSTEDT † sowie Herr Dr. V. JAKOBSHAGEN durch Begutachtung vorgelegter Handstücke freundlich bestätigten.

Nachstehend werden noch einige seltenere Gesteinstypen erwähnt, die eine geringe, nur lokale Verbreitung erlangen.

Nordwestlich unterhalb des Rötenspitzzgipfels (2481 *m*) ist ein chlorit-reicher, stark gefalteter Schiefer aufgeschlossen.

U. d. M. beobachtet man ein Gefüge von gut begrenzten Feldspatkörnern (bis etwa 1 *mm* \varnothing) und xenomorphem Karbonat, das die Zwickel füllt. Quarz tritt stark zurück, die Feldspäte sind stets verzwillingt und löschten teilweise undulös aus. Diese Körner sind in ein engmaschiges Chloritgewebe eingebettet. Als Ausgangsmaterial dürfte hier ein glimmerreicher Arkosesandstein in Frage kommen.

Ferner beobachtet man hier schneeweiße bis gelbliche Marmore mit dünnen Chlorit-Serizitlagen. Zuweilen tritt eine durch feinverteilten Hämatit bedingte, schwache Rotfärbung des Gesteins ein. Intensiv damit wechsellagernd, finden sich hellgelbliche, von großen Glimmerschuppen durchspickte Marmore. Eingeschaltet in diese hier bunte Gesteinsriese treten einzelne Lagen grünlicher, glimmerreicher, stark verkieselter Marmore auf. Dazu kommen in langgestreckten Linsen und Lagen tiefgrüne gefaltete Kieselschiefer, bis zu 50 *cm* mächtig. Hierbei verstärkt sich wieder der Eindruck, daß primär sedimentäre stoffliche Unterschiede im Rahmen von Deformation und Lösungsumsatz verschärft wurden, was zu jenem engen Nebeneinander so unterschiedlicher Gesteinstypen führte.

In großen Teilen des Gebietes, besonders aber am Kreuzjöchl finden sich diese Gesteinstypen:

1. Phyllitischer Glimmermarmor I.

U. d. M. beobachtet man Karbonat und Quarz, die lagenweise abwechselnd vorherrschen. Die Körner ordnen sich zu langgestreckten Linsen und Nestern, die von dicken, grobschuppigen, wellig verbogenen, z. T. chloritisierten Hellglimmerstrahlen umflossen werden. Die Quarze löschten durchwegs undulös aus. Sie sind polygonal verzahnt. Pyrit findet sich in kleinen Würfeln eingestreut.

2. Dolomitischer Quarz-Feldspat-Glimmermarmor.

U. d. M. hauptsächlich gut umgrenzte Karbonatkörner, die bei Durchmessern bis zu 0.8 *mm* auf ein Verhältnis von 1:2 gestreckt und parallel geregelt sind. Daneben tritt reichlich Feldspat (bis 0.8 *mm* \varnothing) auf, sehr häufig ist er kataklastisch. Zuweilen schwimmen die Bruchstücke an sich gut umgrenzter Feldspäte in einer Grundmasse von Karbonat. Sowohl Feldspat wie auch Karbonat sind fast stets zwillingslamelliert. Daneben ist viel Quarz in lagenweiser Anreicherung vorhanden. Hellglimmer findet sich in Gestalt einzelner Schüppchen oder in Form von Flatschen und Strahlen mit deutlicher Fältelung.

3. Phyllitischer Glimmermarmor II.

Das Gestein ist stark kieselig und enthält viele Sekretionsquarze.

U. d. M. sieht man vorwiegend polygonal verzahnten Quarz mit streifig undulöser Auslöschung. Vielfach ist er auch kataklastisch zerrieben. Das Karbonat, durchwegs xenomorph, tritt etwas zurück. Quarz und Karbonat sind in Hellglimmer-Chloritgewebe eingebettet, welches lagenweise völlig vorherrscht.

In diesem lagenweisen Wechsel liegt wohl ein primär sedimentär angelegtes, tektonisch verstärkt ausgearbeitetes s vor.

Knapp 200 *m* ostwärts, begegnet man am Ostgrat des Kreuzjöchl ähnliche Gesteinsausbildung nur in abgeänderter Reihenfolge. Neben den vom Hohen Tor (2654 *m*) und vom Schmurzjoch her bekannten Gesteinen treten hier zwischen 2520 *m* und 2560 *m* Höhe folgende Typen auf:

1. Sandiger Dolomit.

U. d. M. erscheinen gut begrenzte Karbonatkörner bis zu 0.8 *mm* \varnothing . Quarz ist lagenweise angereichert.

2. Gefältelter Quarz-Glimmerdolomitmarmor.

U. d. M.: In der Hauptmasse aus verzwilligtem Karbonat zusammengesetzt. Lagenweise treten reichlich undulöser Quarz und Hellglimmer auf. Letzterer bildet wirre Strahlen, Flatschen und Schlieren, welche die Quarz- und Karbonatkörner umfließen.

3. Phyllitischer Glimmermarmor.

U. d. M.: Karbonat, kataklastischer Quarz mit streifig undulöser Auslöschung und polygonaler Verzahnung sowie etwas Feldspat sind zu langgestreckten Linsen und Lagen angeordnet, die mit Serizit-Chloritlagen abwechseln.

4. Quarz-Serizitphyllit.

U. d. M. hauptsächlich feinkörniger, streifig undulöser Quarz (0.2 *mm*), daneben in Körnern und Nestern Karbonat bis 0.3 *mm* \varnothing . Quarz und Karbonat sind eingebettet in dicke, wellige Hellglimmerstrahlen.

Überblicken wir abschließend die ganze Vielfalt der Gesteine des metamorphen Kalkkomplexes, so zeigt sich, daß vom äußersten Norden, von der Lämpermahd-Sp. im Serleskamm, bis in den äußersten Süden — an den Hängen des Pferschaales — bei gleichartigem Ausgangsgestein und bei Einwirkung gleich starker Deformation jeweils dieselben Gesteinstypen entstanden sind. In ähnlicher Deutlichkeit wie am Beispiel des karischen Tonschieferbandes zeigt der Metamorphe Kalkkomplex ein starkes lokales Schwanken des Metamorphosegrades.

Mitten im Verbreitungsgebiet hochmetamorpher Gesteine treten, über das ganze Massiv verteilt, bisweilen sehr große Komplexe auffallend schwach metamorpher Gesteine auf. Sie unterscheiden sich auch durch ihre charakteristische, schrattige Verwitterung. Nur vereinzelt läßt sich auch innerhalb dieser schwachmetamorphen Zonen Phyllitisierung, Verschieferung oder auch Marmorisierung beobachten. So liegt es nahe, die erstmals von A. HEIM (1878) ausgesprochenen Sätze über die ungleichförmige Durchbewegung eines Gesteinskörpers auch für diese Erscheinungsformen heranzuziehen und die unveränderten Gesteinspartien als von der Deformation verschonte Zonen aufzufassen. Die einmal angelegten Wege der Deformation wurden bei späteren Beanspruchungsphasen immer wieder benutzt. Dieses Prinzip erklärt das enge Nebeneinander stärker und schwächer deformierter bzw. metamorpher Gesteine. Eine grobe Gliederung dieses mächtigen Gesteinskomplexes in drei große Zonen, wie sie von F. FRECH (1905) und F. KERNER (1911) angegeben wurden, ist nur als erste stratigraphische Übersicht brauchbar. Eine stratigraphische Feingliederung aber angesichts der oben geschilderten erheblichen Unterschiede von Profil zu Profil ist nicht möglich. Leithorizonte, wie die grünen Kieselschiefer, die schwarzen Mangankieselschiefer oder charakteristische Marmorbänke sind wohl vor-

handen, sind aber nicht horizontbeständig. Vgl. die Sammelprofile des Metam. Kalkkomplexes auf Tafel 15.

Die Altersbestimmung dieser maximal 350 *m* mächtigen Schichtserien, die wegen ihrer starken Metamorphose einen paläontologischen Altersbeleg versagen, stützte sich einerseits auf die Unterlagerung durch Hauptdolomit (Nor), zum anderen aber auf die — früher angenommene primäre — Überlagerung durch fossilbelegte Kössener Schichten und Adnether Lias. Die von F. FRECH und F. KERNER angegebene normale Überlagerung ist unzutreffend, denn nach der neuen Einteilung gehören nunmehr die Schichtgruppen (4) Kössener Sch. und (5) Lias des Frech-Kerner'schen Schemas zu einer Überschiebungseinheit. (Kap. II A dieser Arbeit); O. SCHMIDEGG (1956).

Um so größere stratigraphische Bedeutung hat daher der erstmals von W. E. MÜLLER aufgefundene Oberjura-Hornstein am Mulischrofen bei Trins im Gschnitztal, der in seiner weittragenden altersmäßigen Stellung näher ausgeführt wird.

G. Oberjura vom Muli-Schrofen ¹⁾

Südwestlich von Trins kann man aus der Schlucht des Truner Bachs gegen die Höhe des Muli-Schrofens hin das ganze mesozoische Profil vom Anis-Ladin an aufwärts einschließlich der Serien des Metamorphen Kalkkomplexes verfolgen. Dabei gilt als Hinweis, daß auch dieses Profil des „metarmorphen Rät“ von allen vorher genannten in der Mächtigkeit und in der Aufeinanderfolge der einzelnen Gesteinstypen abweicht.

Im Hangenden dieser metamorphen Serie tritt uns eine geringmächtige Stufe kalkig-mergelig-kieseliger Gesteine entgegen, deren Metamorphose gegenüber dem liegenden metamorphen Kalkkomplex auffallend schwach ist. Es ergab sich folgendes Profil, das knapp 20 *m* Mächtigkeit erreicht: (vgl. W. E. MÜLLER, 1960).

Oben: 5. graue, brecciöse Kalke oder Kalkschiefer und Kalkphyllite (5 *m*)

4. rot-weiß gefleckte Flaserkalke (2 *m*)

3. roter Radiolarit oder lokal grüner Kieselschiefer, stellenweise auch dunkelviolette Varietäten (durch Fe und Mn gefärbt) (5 *m*)

2. rot-weiß gefleckte Flaserkalke (2 *m*).

Unten: 1. graue, brecciöse Kalke und Kalkschiefer (5 *m*).

(Die Mächtigkeitsangaben stellen Durchschnittswerte dar, weil das Gesteinsvorkommen nach Westen auskeilt.)

Die zuunterst liegenden grauen Kalke (Nr. 1 im Profil) sind feinkörnig bis dicht, meist etwas brecciös. Am Kontakt gegen den unterlagernden Kalkphyllit werden sie stellenweise schiefrig. Die darüber folgenden rot-weiß gefleckten Flaserkalke, zeigen im Anschliff eine Linsen- und Flaserstruktur von hellen und roten Partien. Die einzelnen, langgestreckten Linsen sind von einem roten, tonigen Rutschflächengewebe durchzogen. Die verschiedene Färbung des Gesteins dürfte hier wohl auf primäre Sedimentunterschiede zurückgehen.

¹⁾ (Siehe Fig. 6 auf Tafel 14.)

Das Gestein muß ähnlich den von F. HERITSCH (1924) beschriebenen Seewerkalken durch Ausbildung immer neuer Rutschflächen unter großem Belastungsdruck bei gleichzeitiger starker seitlicher Pressung in immer dünnblättrigere Linsen aufgelöst worden sein. Dadurch ist es fortschreitend stärker teilbeweglich geworden und schließlich völlig in sich zerglitten. U. d. M. sieht man ein außergewöhnlich feines Karbonatgefüge mit sehr kleinen, undulös auslöschenden Quarzen. Vereinzelt finden sich undeutliche Radiolarienreste. Diese Kalke gehen nach oben ziemlich unvermittelt in den roten Hornstein über. Dieser wurde, entsprechend der abweichenden stofflichen Zusammensetzung des Gesteins, in ganz anderer Art deformiert. Zunächst wurde das Material sehr stark zerbrochen, stellenweise bis zu einer völligen Zergrusung. Im Anschliff sieht man eckige Gesteinsbrocken vielfach in glasartig durchsichtiger, quarziger Füllmasse schwimmen. Diese Kieselsäure dürfte wohl bei erheblichem Belastungsdruck im mylonitischen Hornstein in Lösung gegangen sein. In diesem Zustand muß das Gestein eine sehr hohe Plastizität erreicht haben, denn die zahlreiche Quarzgänge sind meist deutlich gestaucht und gefältelt. Die Gangfüllung ist z. T. schwach rot gefärbt. An einer Stelle enthält der rote Hornstein auch geringmächtige Zwischenlagen grünen, gefältelten Kiesel-schiefers, der im Aussehen stark an jenen innerhalb des Metamorphen Kalkkomplexes erinnert. Im Hangenden des roten Hornsteins folgen wieder rot-weiß gefleckte Flaserkalke¹⁾, die nach oben in graue Kalke übergehen. In dieser oberen, knapp 8 m mächtigen Zone vollzieht sich auf engem Raum ein verhältnismäßig rascher vertikaler Wechsel. Ähnlich wie in den liegenden grauen Kalken des Radiolarits (Nr. 1 im Profil) scheint hier die Deformation, begünstigt durch kleine primäre Inhomogenitäten, sich verschieden ausgewirkt zu haben.

So liegen unmittelbar über den rot-weißen Flaserkalken (Nr. 4 im Profil) zunächst wieder stark brecciöse, massige bis bankige Typen. Wenig darüber löst sich das Gestein an einer Stelle in dünne, wellig verbogene Platten auf und geht schließlich in eine Linse schwarzglänzenden Kalkphyllits über, der z. T. stengelig zerfällt. Nach oben entwickelt sich daraus ebenso allmählich wieder dichter, grauer Kalk. Im Anschliff zeigt sich dieser gleichfalls von einem weitmaschigen, tonigen Rutschflächennetz in zahlreiche, teils recht dünne, langgestreckte Flasern zerlegt.

In seinen unversehrten Partien ist der rote Hornstein erfüllt von Radiolarienschälchen. Diese ursprünglich kugeligen Gebilde sind in einem Achsenverhältnis von 1:2 bis 1:3 gestreckt und darüber hinaus weitgehend eingeregelt. Somit wird auch für die äußerlich unversehrten Gesteinspartien doch eine erhebliche Dehnung und Ausplättung erkennbar.

Von den Radiolarien ließ sich u. d. M. mit einiger Sicherheit nur *Litho-campe elegans* Hinde bestimmen. Die Abmessungen und das Aussehen des Exemplars stimmen jedenfalls in Form und Größe mit den von L. HEITZER (1930)²⁾ beschriebenen Formen gut überein. Das turmschneckenartige Gehäuse ist 0.15 mm breit und 0.33 mm hoch. Die erwähnten de-

¹⁾ Darin fand sich der vordere Teil eines nur leicht deformierten Belemniten-Rostrums mit noch erhaltener Alveole.

²⁾ HEITZER, J.: Die Radiolarienfauna der mitteljurassischen Kieselmergel im Sonnwendgebirge. Jhrb. Geol. B.-A. LXXX. Band, Wien 1930; S. 381.

formierten Radiolarien sind 0.15—0.2 mm breit und 0.2—0.6 mm lang. An den besser erhaltenen Schalen ist eine feine Gitter- oder Maschenstruktur und eine Vielzahl deutlich radialer Stacheln bzw. deren Stümpfe zu erkennen.

Der rote Hornstein des Muli-Schrofen läßt sich gut vergleichen mit den Radiolariten des nordalpinen Malms. Zu dieser Ansicht gelangte auch Herr Dr. V. JAKOBSHAGEN nach einer gemeinsamen Begehung des Muli-Schrofens im Herbst 1961. In einem Vergleichshandstück aus den roten Malmradiolariten des Stanser Kogel in den Lechtaler Alpen sieht man unter dem Mikroskop die gleichen Schälchen wie oben beschrieben, doch wesentlich besser erhalten. Sie sind meist kreisrund, höchstens schwach abgeplattet. Daneben finden sich vereinzelt auch Helm- und Mützenformen, die im Vergleichsgestein vom Muli-Schrofen mit den vorhandenen Schliften noch nicht entdeckt werden konnten. Die Gitterkugel-Formen sind auch im Radiolarit vom Stanser Kogel vorherrschend, in Aussehen und Größe sind sie den Schälchen im Vorkommen Muli-Schrofen völlig gleich, abgesehen von deren starker Deformation.

Roter Radiolarit ist, wo er im alpinen Raum auch vorkommt, auf den Malm beschränkt, somit wäre es ganz unwahrscheinlich, das neue Vorkommen am Muli-Schrofen von dieser Erfahrungsregel auszuschließen. Zwischen dem roten Radiolarit des Muli-Schrofens und seinen schwach metamorphen Begleitgesteinen einerseits und den hochmetamorphen Serien im Liegenden andererseits besteht ein bedeutender Unterschied in der Umkristallisation (siehe oben). Wie bereits (W. E. MÜLLER, 1960) angedeutet, gelang es auf der Westseite des Vorkommens mittels eines Schurfgrabens den unmittelbaren Kontakt der liegenden grauen Kalke (Nr. 1 im Profil) an die unterlagernden Kalkphyllite nochmals aufzuschließen und den ganz allmählichen Übergang des einen in das andere festzustellen. Das Übergehen der hangenden grauen Kalke des Radiolarits in ganz gleichen schwarzglänzenden, stengelig zerfallenden Kalkphyllit mag hierfür als weitere Bestätigung gelten.

Die grauen, dichten Kalke setzen sich, z. T. schuttverhüllt, nach Westen über das Truna-Tal hinweg bis in den Bereich des Antemonekopfes (P. 1563 der Karte) fort. Sie stehen dort weithin aufgeschlossen ganz eindeutig im engen, sedimentären Zusammenhang mit typischem Kalkphyllit des Metamorphen Kalkkomplexes. Im Grazanawald, 250 m ostwärts dieses Vorkommens, wurde noch eine, im Quarzphyllit eingeschaltete Scholle rot-weiß gefleckten Flaserkalkes festgestellt.

Setzt man den Roten Radiolarit des Muli-Schrofens dem der Nördlichen Kalkalpen gleich, so ist es naheliegend, auch seine unmittelbaren Begleitgesteine (Nr. 1, 2, 4 und 5 im Profil) dem Oberjura zuzuordnen. Es wäre sehr unwahrscheinlich, daß in dieser nur zirka 20 m mächtigen Serie das ganze Juraprofil vertreten sein sollte, während die hier schon mindestens zehnmal so mächtigen, außerordentlich mannigfaltigen Gesteine des Metamorphen Kalkkomplexes allein dem Rät entsprechen sollen. Aus der autochthonen Auflagerung des Roten Radiolarits und seiner schwach umgeprägten Begleitgesteine auf den Gesteinen des Metamorphen Kalkkomplexes am Muli-Schrofen ergeben sich aber auch für die letzteren wichtige altersmäßige Folgerungen.

Schon A. SPITZ (1918), O. MEYER (1925), R. v. KLEBELSBERG (1935) hatten eine Revision der Stratigraphie dieser mächtigen Gesteinsabfolge im Brennermesozoikum gefordert. U. a. hatte R. v. KLEBELSBERG auf die Übereinstimmung der grünen Kiesel-schiefer mit denen des Tarntaler Jura hingewiesen.

Diese im Brennermesozoikum bis über 350 m mächtig werdende Serie kann nicht allein das Rät vertreten. Allenfalls kommen für die Rätstufe nur die unmittelbar über dem Hauptdolomit und dessen Übergangsbildungen folgenden Horizonte in Betracht.

Somit resultiert aus der festgestellten Auflagerung von Oberjura-gesteinen am Muli-Schrofen die zwingende Folgerung, daß sich die Sedi-mentation im Brennermesozoikum zumindest bis in den Oberjura fort-gesetzt hat, und daß mittlere und obere Horizonte des Metamorphen Kalk-komplexes Lias und Dogger, etwa in ehemaliger Fleckenmergelfazies, ver-treten.

Das Muli-Schrofen-Profil wird zum entscheidenden Aus-gangspunkt für eine Neuorientierung in den bisherigen An-schauungen über die Altersfrage der postnorischen Glieder des Brennermesozoikums und erlangt damit überregionale Bedeutung im Verban-de der zentralalpiner Mesozoika.

H. Stratigraphie und Verbreitung der Steinacher Decke

Die Steinacher Decke setzt sich aus Quarzphyllit an der Basis und, diesem auflagernd, aus Karbongesteinen zusammen. Das Verhältnis Quarzphyllit—Karbon erfuhr erst in jüngster Zeit mit den Arbeiten O. SCHMIDEGG's (1953) eine entscheidende Klärung durch den vielfach erbrachten Beweis einer gemeinsamen Tektonik von Quarzphyllit und oberkarbonischen Sandsteinen, Konglomeraten, Tonschiefern und Eisen-dolomiten. Im allgemeinen ist das Verbreitungsgebiet der Steinacher Decke sehr schlecht aufgeschlossen, erst in den Stollenaufschlüssen des Nöblacher Bergbaues wurden an der Grenze des Phyllits gegen die unver-änderten Karbongesteine erstmals Zonen klastischer Gesteine mit wech-selnd starker Durchbewegung angetroffen.

Auch im Kartierungsgebiet treten in derselben Stellung, unmittelbar über dem Phyllit, solche metamorphen Sedimente auf, die sowohl in den Quarzphyllit als auch in das unveränderte Karbon unscharf übergehen.

Hauptgestein ist auch hier der Quarzphyllit, seltener trifft man schwarz-glänzende Kohlenstoffphyllite, z. B. an den tieferen Hängen des Obernber-gtales, in der Gegend südwestlich des Lichtsees. Als unmittelbare Ein-lagerungen treten im Phyllit blätterige Quarzite, Chloritschiefer und der durch F. KERNER (1911) erwähnte quarzführende Hornblendediabas auf, der den Gipfel des Rötenspitz im Schmurzjochkamm aufbaut. Auch inner-halb des W. E. Müller'schen Aufnahmegebietes treten, stets im Hangenden des Quarzphyllits, zahlreiche Ankeritklippen und, darüber, die bunte Gesteinsgesellschaft des Karbon auf. In diesen feinsammitischen bis grobsammitischen Ablagerungen herrscht östlich der unteren Truna-Alm eine lebhaft Wechselschichtung von geröllreichen Lagen, Grobsand-stein und feinsandig-tonigen Zonen. Eine vollständige Sortierung der klastischen Komponenten nach Korngrößen scheint aber nirgends vorzu-liegen. Neben den von F. KERNER (1911) bereits erwähnten Blätter-

quarziten in der Truner Ochsengrube treten knapp südlich des Filzeck Gipfels bei 2130 *m* Höhe feinlagige, meist grüne Bänderquarzite in Gestalt von Linsen und kleinen Schmitzen im Phyllit auf. Die Bänderung wird hier bewirkt durch helle, teils aber auch — durch Manganhydroxyd — dunkelbraun gefärbte Quarzlagen, die mit feinen, chloritischen Schichtchen abwechseln.

Westlich des Truna-Jochs, im Bereich der Rötenspitz, und bei der unteren Truna-Alm zu beiden Seiten des Tales ist eine Reihe kleiner Ankeritklippen (Eisendolomit) dem Quarzphyllit aufgelagert. Die größte baut westlich der Alm deutlich gebankt die Höhe P. 1814 auf. Die auffallend gelblich bis rostbraun anwitternden Felsen scheinen in sehr verschiedenen Graden dolomitisiert zu sein, denn gelegentlich reagiert das Gestein positiv auf den Salzsäuretest.

In der Grenzzone gegen den echten Quarzphyllit sind die Karbongesteine allenthalben stark durchbewegt, insbesondere solche, die reich an feinsammitischem und pelitischem Material sind. Sie sehen äußerlich dem Quarzphyllit mitunter so ähnlich, daß man beide schwer gegeneinander abgrenzen kann. Entsprechend dem verschiedenen Ausgangsmaterial und der örtlich verschiedenen tektonischen Beanspruchung treten alle möglichen Stärkegrade von Umprägung auf. Dabei können die konglomeratischen Sandsteine sehr häufig den Habitus von hochmetamorphen Geröllquarziten annehmen. Allgemein herrscht auch nach oben ein unscharfer Übergang in die nichtmetamorphen Karbonsedimente.

Deformierte Karbongesteine findet man auch östlich des Vallzambaches unmittelbar über dem Quarzphyllit und in reicher Verbreitung am Bergrücken unmittelbar oberhalb des Muli-Schrofens. Sandige Kohlenstoffphyllite führen verwalzte Quarzrollstücke, deren Glimmergehalt alle Grade der Ausschmierung bis zu glänzenden Serizithäuten zeigt. Geröllquarzite mit wechselndem Gehalt an pelitischem Material herrschen aber vor. Die Quarzgerölle und die ehemals sandigen Partien sind in diesem Gestein zu langgestreckten Knauern und Linsen ausgewalzt, die von Hellglimmerstrahlen umflossen werden.

Ebenso findet man metamorphes Karbon in der Ostflanke des Filzeck, am Nordende der großen Konglomerat- und Sandsteinzone westlich der Truner-Almen. Ein Grobsandstein von der unteren Truna-Alm erwies sich als stark deformiert: ein sedimentäres *s*, markiert durch in feinsandiges bis pelitisches Material eingebettete Grobsand- und Gerölllagen, wurde stark ausgearbeitet. Die Gerölle sind stark ausgewalzt und erscheinen als wasserhelle oder weiße, unregelmäßige Knauern und Linsen. Strahlen von Hellglimmer und Chlorit umfließen diese deformierten Quarzgerölle.

II. Stratigraphie und Tektonik der Schubmassen nördlich vom Gschnitztal

A. Schubmasse I

Kössener Schichten.

Über den Gesteinen des metamorphen Kalkkomplexes treten besonders im Kamme zwischen Kessel-Sp. und Rote Wand fossilführende Kössener Schichten auf. Schon F. KERNER hat eine Unterscheidung getroffen, denn diese Gesteine werden als im „Hangenden des Rät“ bezeichnet.

Hauptsächlich sind es lichtgraue bis dunkelgraue mergelige Kalke, die dunkle Varietät zuweilen mit weißen Kalzitklüften durchsetzt. In der Gipfelregion von „Ober der Mauer“ (2520 *m*) sind ockergelbe Mergelkalke (bis 0,5 *m* dick) als Begleiter zu finden, dazwischen ist eine fingerdicke Lage von violettrottem mergeligen Kalk eingeschaltet, der durch eingemengte helle Kalkbrocken ein brecciöses Aussehen bekommt. Schwarze Tonschiefer — nur einige Zentimeter dick — bilden hier den Übergang zu den plattigen Lagen dunkelgrauer Lumachelle, die leicht gelblich-bräunlich angewittert ist. Schon F. KERNER (1918, S. 153) rühmt den Reichtum dieser Stelle an ausgewitterten Zweischalerresten; genannt wurden Gervillien, Aviculiden und Pectiniden. Leider ist durch tektonische Deformation eine leichte Verschieferung des fossilführenden Gesteins erfolgt, so daß eine paläontologische Überarbeitung nicht lohnenswert erscheint.

In oberen Teilen der Kessel-Sp., besonders auf dem Südostgrat in zirka 2600 *m* Höhe erscheinen als geringmächtige Einlagerung in den grauen Kössener Kalken lichtgrünliche und violettrote Schiefertone.

Unterschiede zur metamorphen Serie der tieferen Einheit.

Schon von früheren Bearbeitern wurde der gegenüber den tiefergelegenen Gesteinen geringe Grad der Metamorphose in den Kössener Schichten erwähnt.

Bei einer beliebigen Profillegung in dem genannten Kamm gelangt man aus dem Bereich der kristallinen Serie der Bändermarmore, Glimmerkalke und Kalkphyllite in das höhergelegene Stockwerk der mergelig-kalkigen Kössener Schichten, die doch eine gleiche oder ähnliche Fazies als Ausgangsmaterial vermuten lassen.

Im Zuge der Kartierung (1955—1957) hat sich ergeben, daß kein sedimentärer Übergang zwischen den metamorphen und nichtmetamorphen Serien vorhanden ist, sondern daß Reibungsbreccien und Reste von schwarzem Karbonmylonit diese Grenze als tektonische Schubfläche ausweisen. In ziemlicher Mächtigkeit (6 *m*) ist eine Lage von schwarzem Karbonmylonit westlich unter dem Gipfel P. 2567 (Beilspitz bei KERNER) — zwischen Lämpermahd-Sp. (2595 *m*) und „Ober der Mauer“ gelegen — in zirka 2410 *m* Höhe aufgeschlossen und begleitet die Schubfläche weiter nach Süden.

Auch bei der Einsattelung südwestlich „Ober der Mauer“ findet man zu beiden Seiten des Kammes Lagen von schwarzem Karbonmylonit über Glimmermarmor; rötliche Reibungsbreccien (bis zu 80 *cm* mächtig) verbinden ins Hangende zu den überschobenen Kössener Kalken. Auch F. KERNER (1918, S. 153) hält den Karbonrest westlich vom Kampspitz (d. i. Ober der Mauer) für ein „untrügliches Zeichen einer großen Überschiebung“.

Von hier ab steigt die Schubfläche gleichmäßig zur Kesselspitze hinan, wo mit 2700 *m* die am höchsten gelegene Position erreicht wird. Im Gipfelbereich folgen darüber die durch F. FRECH (1886) erstmals identifizierten roten Liasschichten, die nun ebenfalls der überschobenen Einheit angehören.

Auch der schmale Streifen dunkler Kalke am Kamm zwischen Kessel-Sp. und Roter Kopf (2527 *m*), in zirka 2500 *m* Höhe gelegen, gehört zu den

überschobenen Kössener Schichten; schon F. KERNER vermutete für diese Scholle tektonische Auflagerung (1911, S. 393).

Anlässlich einer gemeinsamen Begehung fand Herr Dozent Dr. MUTSCHLECHNER dort in dunkelgrauen Kalken Korallenreste der Gattung *Thecosmilia*, die in dem Fossilinventar unseres Gebietes bisher noch nicht bekannt waren.

Vermutlich geht der grusige Zerfall des Hauptdolomits am Kamm bis P. 2403 auf tektonische Beanspruchung zurück, denn schon im Gipfelbereich der Wasenwand fand ich über metamorphen Serien am Steig wieder hellgraue, leicht mergelige Kalke. Die Auflagerungsfläche ist zumeist von Schutt verhüllt, lokal finden sich jedoch rötliche Reibungsbreccien. A. PICHLER (1859, S. 228) gibt einen Hinweis über Fossilfunde in diesem Bereich (vgl. zitiert von F. KERNER, 1911, S. 396). Auch der lithologische Vergleich bestätigt die Zugehörigkeit dieses Kalkareals zu den überschobenen Kössener Schichten.

In der sanften Einsattelung zwischen den beiden Gipfelpunkten der Hammer Spitze, P. 2640 und P. 2634, fand ich wieder hellgrau angewitterte Kalke, die im Anbruch als dunkelgraue mergelige Kalke (der Kössener Schichten) erscheinen¹⁾. Ein dünner Graspolster verdeckt hier die Grenze gegen die metamorphen Glimmerkalke, doch findet man rauhwackenartige Stücke von Reibungsbreccien, die allocthone Auflagerung anzeigen. Auch der wenig nordöstlich davon etwas tiefer eingeschuppte schwarze Karbonmylonit steht sicher in Zusammenhang mit dieser kleinen Scholle.

Nördlich von Trins, in dem flachen Waldgehänge oberhalb der Tenschrofen, stößt man besonders bei der großen Lichtung westlich von P. 1598 auf hellgraue nicht kristalline Kalke, die z. T. karrig verwittern. Es fanden sich darin Korallenreste, die noch einige äußere Merkmale von *Thecosmilien* erkennen ließen. Eine genaue Bestimmung scheidet, da die innere Struktur der Exemplare durch Ausfüllung mit Kalzit unkenntlich geworden ist. An mehreren Stellen werden diese Kalke blaßrötlich und bieten dann eine lithologische Ähnlichkeit mit Liaskalken der Nordalpen²⁾. Ganz am Ende des neuen Forstweges bei 1590 m Höhe zeigt der angeschnittene Hang eine bunte Gesteinsgesellschaft: geringmächtige, flachgelagerte mergelige Kalke, deren Farbe von ockergelb bis blaßrötlich reicht. Auch grünlichgraue Schiefertone mit Kalkgehalt sind darunter erschlossen, liegend ein sehr harter, im Anbruch dunkelgrauer Kalk mit einzelnen Crinoidenresten. Anwitterungsflächen zeigen Schalendetritus, leider unbestimmbar.

In einem Aufschluß bei „P. 1598“ fand O. SCHMIDEGG (1956, S. 278) „in hellen Kalken rote Einschaltungen, die sehr roten Adnether Kalken gleichen“, und die im Dünnschliff nach Begutachtung von Dr. S. PREY „Spuren von Trintioniden³⁾ (*Calpionella*)“ zeigen sollen.

In neueren Publikationen wurden diese aber bisher vorwiegend für Tithon und Untere Kreide benannt.

Das genannte Areal der hellen Kalke läßt sich bergauf bis an den Steig verfolgen, der bei P. 1611 vom Blaser-Weg nach Osten abzweigt.

¹⁾ F. KERNER (1911, S. 401) fand hier Fossilien.

²⁾ Freundliche Bestätigung durch Herrn Prof. Dr. W. QUENSTEDT †.

³⁾ Müßte heißen: Tintinniden.

Höher oben nach Nordosten stößt daran — die Grenze (Kontakt e. S.) ist durch einen Quellenhorizont versumpft — die große Scholle von überschobenem Blaserdolomit, die sich bis zum Grat des Hablerbergs fortsetzt.

An der Unterkante gegen die Steilabstürze der Tennenschrofen hin fand ich bei zirka 1560—1580 *m* Höhe die hellen Kalke auf lange Horizontalerstreckung hin von schwarzem Karbonmylonit unterlagert. Damit ist auch für dieses Vorkommen die Zugehörigkeit zu den überschobenen Kössener Schichten erwiesen, deren ehemalige Verbreitung nach Osten somit bedeutend erweitert nachgewiesen ist.

Im Gegensatz dazu stellt O. SCHMIDEGG (1956, S. 278 u. 274) die im Verlande der hellen Kalke eingeschalteten „Roten Kalke im Platzer Wald“ (? Lias) noch zur autochthonen Einheit des „Sockels“ und parallelisiert diese mit den unter der Steinacher Decke konservierten Liaskalken im Süden des äußeren Gschnitztales.

B. Schubmasse II

Quarzphyllit.

Die größten erhaltenen Restareale nördlich des Gschnitztales liegen im Bereich des Padaster Kogels und bilden mit dem mächtigen Phyllitkeil von der Hammer-Sp. bis zur Kirchdach-Sp. eine Einheit.

Abweichend von O. SCHMIDEGG (1956) betrachte ich den Quarzphyllit am Gipfel der Kirchdach-Sp. als den keilförmigen Rest eines Einschubes, der nach meinen Beobachtungen die Gipfelkappe nicht durchziehend unterlagert.

Auch der Quarzphyllitfetzen südlich unterhalb vom Fopp Mandl (2412 *m*) scheint nur seitlich eingeklemmt, da die anderen Flanken dieses Höhenzuges frei von Quarzphyllit sind.

Im Niveau tiefer liegend stehen zwei isolierte Quarzphyllitvorkommen am Steig von der Padasterjoch-Hütte zur Wasenwand. Klippenartige Kalkreste, die vom Quarzphyllit abgehoben und „eingewickelt“ wurden, liegen direkt nordöstlich neben dem Padaster Joch (2257 *m*) sowie weiter östlich bei P. 2104, ferner am Südfuß der Hammerspitze neben dem Hauptsteig zur Kirchdach Spitze.

Zwischen Blaser und Hablerberg liegen die Platz Mahder, wo man westlich von der Einsattelung P. 1911 auf eine meterhohe Stufe von Quarzphyllit trifft.

Im allgemeinen ist der Quarzphyllit in dieser Gegend nur geringmächtig, jedoch von tektonischem Interesse wegen seiner Stellung nahe der Schubfläche des seitlich angrenzenden Blaserdolomits.

An der Ostflanke des Hablerberges kartierte F. KERNER (1911) einen schmalen Quarzphyllitstreifen, etwas tiefer am Hang erscheint noch eine zweite Quarzphyllitzone.

In einem möglichen Zusammenhang damit könnte ein kleiner Rest von Quarzphyllit auf der Nordseite des äußeren Gschnitztales stehen, der in dem schmalen Wassergerinne südlich unterhalb P. 1478 aufgeschlossen ist. Gleich darüber liegt eine quadratmetergroße Scholle von hellgrauem, stark gepreßtem Blaserdolomit, rötlicher Quarzmylonit bestätigt die tektonische Einschuppung in den Verband der metamorphen Kalke.

Dieses „Einfließen“ des hochteilbeweglichen Quarzphyllits geht bis in eine Größenordnung unter einem Meter. Es liegt nahe, daß dabei die Gesteine, die heute als Metamorpher Kalkkomplex vorliegen, intensiv durchbewegt wurden.

Das von O. SCHMIDEGG (1956, S. 282) erwähnte Quarzphyllitvorkommen „am Ostende der Dolomitscholle nördlich Trins (1500 m)“ ist m. E. eine kieselsreiche Ausbildung der metamorphen Glimmerkalke, die hier nahe der Schubfläche lokal stärker durchbewegt wurden. Diese grünlichgrau anwitternden kieselführenden Kalkphyllite zeigen auch in anderen Aufschlüssen starke Anklänge an die Tracht der Steinacher Quarzphyllite und lassen sich im Gelände oftmals erst durch ihre Verbindung mit den metamorphen Glimmerkalken stratigraphisch einordnen.

Karbonmylonitfalte westlich der Padasterjoch Hütte.

Am Ostabhang des Gipfels P. 2640 — auf älteren Karten als Schneider-Sp. bezeichnet — zwischen Hammer-Sp. (2634 m) und Hammerscharte trifft man in einer Runse innerhalb der metamorphen Kalkserien bei zirka 2490 m Höhe ein fremdartiges Gesteinsvorkommen. Es handelt sich um ein dunkel rostbraun anwitterndes, im Bruch dunkelgraues, auch grünliches, grauackonähnliches Mylonitgestein. Schon freisichtig erkennbar sind reichlich eingemengte weiße Quarzklastika von 1 bis 16 mm Querschnittsgröße.

Daneben finden sich in der sehr feinen Grundmasse, die Merkmale starker Durchbewegung trägt, Hellglimmerschüppchen und schwarzglänzender ausgeschmierter Graphitbelag, sowie hellgelblicher Pyrit als Begleiter.

Die Dünnschliffuntersuchung bestätigt die schon makroskopisch kenntliche starke Gesteinsdeformation:

Die Grundmasse besteht aus viel feinkörnigem Karbonat und Serizit und ist von graphitischen Schlieren durchzogen. Innerhalb der Grundmasse liegen abgerundete, oft sehr stark undulös auslöschende Quarze (um 0.01 mm), die Einschlüsse von feinkörnigem Karbonat aufweisen. Auch einige holoblastische Karbonate (max. 0.5 mm) — deutlich zwillingslamelliert — heben sich hervor, die vielleicht durch Sammelkristallisation im Zuge der Metamorphose entstanden sein können. Größere Hellglimmerindividuen sind selten, häufiger sind sulfidische und oxydische Erzkörner (bei 0.17 mm \varnothing , max. 0.3 mm).

Dieser Tektonit stimmt wesentlich überein mit den von F. KERNER (1918, S. 129) erwähnten „schwarzen Quetschgestein“ aus dem Bereich östlich des Kalbenjochs (Peil-Sp.), sowie mit den von mir an anderen Orten neu aufgefundenen dunklen Karbonmyloniten. Damit bestätigt sich auch eine diesbezügliche Vermutung von A. SPITZ (1918, S. 190).

Die Lagerungsform erscheint als ein überwiegend senkrechter spitzfaltentartiger Keil, der nach oben hin bei zirka 2540 Höhenmeter mit einer Einlagerung von Eisendolomit abschließt. Dieser ist nur zirka 2 m hoch und 60 cm breit aufgeschlossen, fällt jedoch auf. Er ist vergleichbar mit gleichnamigen Gesteinen aus dem Verbands der Steinacher Quarzphyllitdecke (Steinacher Joch). Dieser vorerwähnte Eisendolomit, der bislang nördlich vom Gschnitztal meines Wissens nicht gefunden wurde, ist hier zusammen mit den schwarzen Karbonmyloniten flexurartig von oben in den metamorphen Kalkkomplex eingespießt.

Blaserdolomit.

Die erstmalig durch F. KERNER (1918) ausführlich beschriebene und kartierte tektonische Fremdlagerung großer Dolomitareale unseres Unter-

suchungsgebietes, die sogenannte Blaserdecke (F. KERNER, 1925; B. SANDER, 1923, S. 20), können wir in Einzelheiten noch ergänzen.

Die tektonische Auflagerung dieses Dolomits über metamorphen Rätgesteinen hat schon F. KERNER überzeugend sichergestellt durch die mancherorts an der Überschiebungsfläche gefundenen Reste von Nöblacher Karbon.

Ein weiterer Fetzen von schwarzem Karbonmylonit als Zeuge der Überschiebung steckt im Platzer Wald bei 1680 *m* SH. neben dem Steig, der von P. 1611 in nordöstlicher Richtung der Überschiebungsgrenze entlang folgt. An mehreren Stellen entspringen hier kleine Quellen, durch die starke Zerrüttung ist der Dolomit hier nur noch als grusiger Mylonit erhalten.

In dem flachen Waldgehänge auf der Südseite des Hablerbergs längs des Blaserweges von P. 1787 nach P. 1911 steht wieder Dolomit an. Dieser ist durch einen dichten Vegetationsschleier verdeckt und tritt nicht überall zu Tage.

Auch in dem Waldgebiet nördlich Trins, ober dem neuen Fahrweg zum Blaser, fanden sich weitere isolierte Reste dieses Dolomits in zirka 1520—1560 *m* Höhe gelegen.

Auf dem gegen Ost-südosten streichenden Rücken des Kesselspitzkammes liegen noch zwei kleinere Dolomitareale bei 2300 und 2500 *m* Höhe. Das obere Vorkommen zeigt deutlich seine tektonische Auflagerung auf Kössener Schichten durch rote Reibungsbreccien, z. T. 40 *cm* dick, und durch ausgeprägte große Drucksuturen, die eine kräftige Verknüpfung demonstrieren. Die Überschiebungsfläche steigt jedoch bis zur Kessel-Sp. an, wo in 2720 *m* SH. der fossilführende Lias noch in geringer Ausdehnung von einer Dolomitscholle und Kössener Kalk konservierend überdeckt wird. Vgl. auch A. SPITZ (1918) und F. KERNER (1925).

O. SCHMIDEGG (1956) ordnet diesen Dolomitrest einer höheren Teildecke zu und gelangt damit zu einer, m. E. unnötigen, tektonischen Komplizierung (Näheres im Kapitel II c).

Am Ost-südosthang des Fopp. Mandl, bei P. 2209, 0,7 *km* östlich der Padasterjochhütte, liegt über metamorphen Glimmerkalken wieder ein Rest von Blaserdolomit. Ohne nähere Lagebeziehung, wenn schon orographisch höher, findet man als Begleiter dunkelgraue plattige, leicht mergelige Kalke und vereinzelt Tonschiefer, somit Schichtglieder der Kössener Schichten¹⁾.

Die Hauptmasse des Blaserdolomits liegt zwischen Kalbenjoch—Peil-Sp. und Blasergipfel, an dessen Nordseite der aufgeschobene Dolomit dem autochthonen norischen Hauptdolomit direkt aufliegt. Das überfahrene und ausgewalzte Rät ist noch in einer schmalen Zunge wenig nördlich unter dem Gipfel auf einer Verebnung zu finden.

Im Bereich der Kalbenjoch- und Sanddürren-Mahder ist der Blaserdolomit meist grusig zerfallen.

An der Unterseite der Schubfläche liegen im Bereich der Zwiesel-Mahder in vergleichsweise größerer Mächtigkeit konglomeratische Sandsteine und pflanzenführende Anthrazitschiefer des Nöblacher Karbons, die durch

¹⁾ Auch unweit östlich der Schäferhütte im Padastergebiet liegt ober dem Steig eine kleine, stark zerrüttete Scholle von mylonitischem Dolomit neben Quarzphyllit.

F. FRECH (1893, S. 19) entdeckt und besonders von F. KERNER (1918, S. 135 f.) untersucht wurden. Unweit südwestlich davon findet man noch einmal Karbonschichten in der Rinne unter P. 2122 aufgeschlossen (s. a. F. KERNER, 1918, S. 128), wiederum an der Basis einer Dolomitscholle, die in schmaler Ausdehnung bis zum P. 1867 sich vorerstreckt, während nach Nordwesten deren Verbindung zur Peil-Sp. gegeben ist.

Ein Jägersteig verläuft nächst der Überschiebungsfläche von P. 2122 aus am Fuße der Peilspitzwände entlang in das Vallschwern hinein. Da zeigen sich in den Aufschlüssen unter der Dolomitdecke stark zerknäulte und ausgewalzte Schichtreste von kalkigem Rät, die oft mit rötlichem Dolomitmylonit zu einer groben Breccie verschweißt wurden. Auch den schon bekannten Karbonmylonit trifft man hier an der Überschiebungsfläche über dem grünlichen Glimmermarmor, zuweilen deuten nur noch graphitisch färbende Schieferfetzen auf den tektonischen Begleiter hin.

Die Dolomitüberschiebung hat in diesem kleinen Abschnitt besonders deutliche Spuren hinterlassen. Ähnlich wie nördlich des Blasergipfels sind auch hier die kalkigen Rätgesteine streckenweise tektonisch vollkommen zerstört oder aber auf meterdicke Partien reduziert worden.

Erst weiter talein im Vallschwern wird das Rät wieder mächtiger und biegt dann in einer großen Stauchfalte angeschopt oberhalb P. 1847 wieder um. Im Kern dieser faltenartigen Schichtumbiegung, die besonders deutlich wird bei der Betrachtung vom Gegenhang aus, steckt eine beträchtliche Linse von schwarzem Karbonmylonit (vielleicht beim Anschub hineingespießt).

Unter den teilweise stark deformierten Rätschichten dieses Abschnittes liegt Hauptdolomit (HD) in annähernd flacher Lagerung, welcher gegen die höher oben überlagernde Dolomitdecke (BD) durch Mylonit und Kalkphyllit deutlich geschieden ist.

F. KERNER (1918) erklärte diesen tiefergelegenen Dolomitzug durch spätere Absenkung von der Dolomitmasse BD an der Südseite der Peil-Sp., was ich aber nicht bestätigen kann. Die Reste von mitgeschürftem Karbon und die tektonisch ausgewalzten Rätlagen der Schubfläche befinden sich ja an der Oberkante des Liegenddolomits (HD).

Eine neue Deutungsmöglichkeit bietet O. SCHMIDEGG (1956, S. 235), der eine tektonische Selbständigkeit dieses Dolomitzuges voraussetzt im Sinne einer „Teilschuppe der Blaserdecke“. Da die oberflächlichen Anrisse nicht tief genug in den Berghang hineinreichen, bleibt diese Ansicht ungenügend belegt.

Faltenschema:

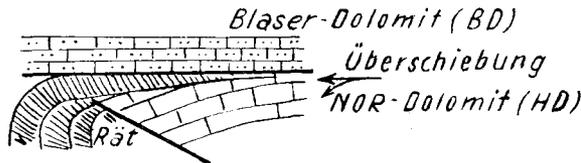


Abb. 3

Bemerkenswert ist der gute Erhaltungszustand dieses z. T. noch gebankten Dolomites (HD), eher wäre Mylonitfazies zu erwarten, wenn man im Sinne SCHMIDEGG's die starre Scholle hineingepreßt denkt. Meine Ansicht ist, daß es hier wohl im Zuge der großen Dolomitüberschiebung

zu Stauchungen der Unterlage kam mit einer Aufwölbung der Liegend-schichten. Dabei könnte der Hauptdolomit in das hangende Rät ab-scherend die Faltenbiegung bei P. 1847 bewirkt haben.

C. Die tektonischen Beziehungen an beiden Schubeinheiten

Die Geländebefunde zeigen an der Überschiebungsfäche des Blaserdolomits mitgeschürfte Reste von Steinacher Karbon, zufolge starker Durchbewegung z. T. nur noch als schwarzer Mylonit erhalten. Auch der Quarzphyllit der Platz-Mahder liegt nahe an der Schubfläche.

Damit wäre ein deutlicher Hinweis auf die Herkunft des Blaserdolomits gegeben, der sich u. E. beim Vorschub des Quarzphyllits zwischen Pferschaltal und Gschnitztal losgelöst und an seiner „hochgradig teilbeweglichen“ (O. SCHMIDEGG, 1956, S. 292) Unterlage im Zuge der Nordbewegungen noch Karbon mitgeschleppt hat. Dieser Deutungsversuch fügt sich zwanglos in die feldgeologischen und gefügekundlichen Befunde. Vgl. im Kap. IV. Damit entfielen auch der Rückgriff auf die Deckenlehre (O. SCHMIDEGG, S. 292), wonach die „Blaserdecke“ ein Rest der aus Süden stammenden Kalkalpen sein könnte, wie dies O. MEIER (1925, S. 145) schon für die „Steinacher Quarzphyllitdecke“ postuliert hat. Nicht nur der Blaserdolomit, sondern auch die überschobenen Kössener Schichten bergen vielerorts an der Schubfläche Lagen von schwarzem Karbonmylonit, der auch für diese Schubmasse als „tektonisches Schmiermittel“ gedient hat. Nun sollen aber nach dem Schema von O. SCHMIDEGG (S. 273) die überschobenen Kössener Schichten das primär Hangende des 300—400 m mächtigen Blaserdolomits darstellen. Eine primäre Unterlagerung von Kössener Schichten durch Blaserdolomit konnte ich jedoch im Gelände nicht beobachten; auch an der Nordwestseite des Gebirgszuges zwischen Rote Wand und Kesselspitze reicht der Dolomit der „Blaserdecke“ nicht unter die Kössener Schichten hindurch. Daneben gibt es mehrere isolierte Schollen von Kössener Kalk, die keinerlei Verbindung zu Blaserdolomit haben; darunter auch die von mir neuentdeckten Areale auf der Wasenwand und ober dem Tennenschrofen¹⁾.

Das auf S. 273 von O. SCHMIDEGG konstruierte Faltenschema würde m. E. eher für eine An- bzw. Einpressung von Dolomit in Kössener Kalke sprechen²⁾. Die Unterlagerung der Kössener Schichten durch Karbonmylonit könnte so erklärt werden, daß auch diese (Kössener Kalke) durch einen internen Vorstoß bei der Steinacher Deckenüberschiebung mit der Karbonunterlage südlich vom Gschnitztal in tektonische Berührung kamen.

Diese Ansicht soll nicht die Möglichkeit ausschließen, daß durch eine geringe zeitliche Interferenz beim Deckenvorschub, die in ihrer ursprünglichen Position vielleicht noch direkt miteinander verbundenen Gesteine in ihrer jetzigen Lage nur auseinandergerückt erscheinen. Diese bewegungsmechanisch schwer zu überschauenden Zusammenhänge bieten denn auch keinen Stoff zu einem etwaigen „Für und Wider“ in unseren mit O. SCHMIDEGG (1956) grundsätzlich übereinstimmenden neuen tektonischen Ergebnissen.

¹⁾ Gerade dieses Vorkommen mit Lagen von Karbonmylonit an der Unterseite steht dem Schema einer primären Verbindung mit Blaserdolomit m. E. direkt entgegen.

²⁾ Bereits F. KERNER (1918, S. 156) entschied sich für eine Anpressung von Hauptdolomit an Kössener Kalk am Ostgrat der Lämpermahd-Sp.

III. Die Verzahnung (Verschuppung) der Steinacher Quarzphyllit-Decke mit dem Brenner-Mesozoikum ¹⁾

Der Quarzphyllit der Steinacher Decke hat bei seinem Vordringen gegen das Brenner-Mesozoikum zu den mannigfaltigsten Verschuppungen mit den Karbonatserien geführt. (Vgl. auch F. FRECH, 1905; F. KERNER, 1911; H. DÜNNER, 1934.)

Im Schmurzjochkamm, südlich des Gschnitztales, treten drei Schub-lappen von Quarzphyllit auf. Der tiefste hat sich dicht über der Nor/Rät-Grenze in dünnplattige graue Kalke und Kalkschiefer bis Kalkphyllite hineingeschoben. Er läßt sich geschlossen am Westhang des Rötenspitz in einer Mächtigkeit von 30 bis 40 *m* aus der Martarer Wildgrube bis zum Nordende des Schmurzjochkammes verfolgen. Südlich P. 2312 (Schmurzjoch) wird er an einer Flexur um rund 80 *m* gehoben, wobei der Quarzphyllit auf etwa 100 *m* Mächtigkeit anschwillt. Diese Flexur macht sich auch in der tieferliegenden Nor/Rät-Grenze und weiter abwärts bis tief in den ladinischen Dolomit hinein bemerkbar. Die Hebung des Quarzphyllits wird aber nicht nur durch die steilgestellte Flexur bedingt, sondern auch durch den Umstand, daß die Kalkbänke im Liegenden des Quarzphyllitkeiles gegen Süden ausdünnen. Der Quarzphyllitlappen läßt sich, durch Schuttbedeckung unterbrochen, durch den Schmurzer Kessel und als zirka 40 *m* mächtiges Band um die West- und Nordflanke des Wildseck (Filzeck der Karte) verfolgen bis ins untere Trunatal. Hier gehört wahrscheinlich die große Quarzphyllitscholle oberhalb P. 1563 dazu. Dasselbe Quarzphyllitband zieht (unter Schutt) aus der Martarer Wildgrube auf das Muttenjoch (2400 *m*) und bildet am Muttenkopf (2637 *m*) noch eine südostfallende Deckkappe. Vom Muttenjoch läßt sich dieses Quarzphyllitband durch die Hänge südlich des Hochkreuzgipfels in die äußere Oberberger Wildgrube verfolgen. Nördlich der Schildköpfe (P. 1967) gehören ihm die durch Schutt getrennten Vorkommen von Quarzphyllit bei P. 2083 und knapp nordwestlich P. 2018 an. Die kleine Deckscholle bei P. 2182 westlich der Schildköpfe bildet offensichtlich einen im Süden erosiv abgetrennten Rest dieses Quarzphyllitkeiles. Der zweite (mittlere) Quarzphyllitkeil zieht aus der Beilgrube (P. 2324), deren Grund er weitgehend bedeckt, als wesentlich mächtigeres (als Keil 1) Band am Westhang der Rötenspitze durch, zirka 140—160 *m* über dem ersten Quarzphyllitkeil. Auch dieser Keil hat die gleichen Begleitgesteine wie Keil 1. Dieser Quarzphyllit baut westlich der Oberen Truna-Alm am Schmurzjoch weithin eine Kuppenlandschaft auf.

Der höchste (dritte) Keil läßt sich geschlossen aus dem Bereich der unaufgespaltenen Steinacher Decke, aus dem Raum des Kastnerbergs (2209 *m*) bis zur Rötenspitze (2481 *m*) hinauf verfolgen und baut zirka 100 *m* über dem zweiten (mittleren) Keil den gesamten Gipfelbereich der Rötenspitze auf.

Die zwischen mittlerem (zweiten) und oberem (dritten) Quarzphyllitkeil liegenden Kalke bzw. Kalkmarmore keilen am Ostsporn der Rötenspitze aus, bei P. 2299 werden diese Kalke noch in mehreren isolierten Schollen sichtbar.

¹⁾ Siehe auch Kap. II B.

Im Kamme Rötenspitze—Schmurzjoch sind diese Einspießungen von Quarzphyllitlamellen in die metamorphen Kalke am schönsten und großartigsten entwickelt. H. DÜNNER (1934) hat versucht, diese hier vorhandenen drei Quarzphyllitkeile zum Grundschema für alle anderen derartigen Vorkommen zu machen. Aber schon am Wildseck (Filzeck) und ebenso im Kamm Kreuzjöchl—Hohes Tor, wie auch im Bereich Schwarze Wand—Obernberger Tribulaun—Portjoch zeigt sich, daß eine derartige Schematisierung nicht durchführbar ist.

Am Wildseck wird fast der ganze Gipfelbereich von Quarzphyllit aufgebaut, welcher knapp nördlich des P. 2135 noch eine kleine Scholle metamorphen Kalkes einschließt. Östlich unter P. 2128 treten im Quarzphyllit noch mehrere Schollen von Gesteinen des Metamorphen Kalkkomplexes auf. Der gesamte Quarzphyllit des Wildseck taucht tiefer am Hang gegen das Trunatal unter Karbongesteine ein. Diese bilden aber bereits das Hangende der geschlossenen, noch nicht aufgespaltenen Quarzphyllitdecke. Von Osten gesehen müßte demnach der Quarzphyllit am Wildseck Gipfel nach dem Schema Schmurzjoch—Rötenspitze dem obersten, dritten Keil angehören, von Westen gesehen aber dem zweiten, also dem mittleren. (Siehe Fig. 3 auf Tafel 14.)

Am Kreuzjöchl zieht hoch über der Nor/Rät-Grenze — bezogen auf die Ostseite sind es etwa 150 *m* — zu beiden Seiten der Gratschneide ein Quarzphyllitband dahin. Bei P. 2625 südlich des Kreuzjöchls setzt der Schubkeil ein, der auf eine kurze Strecke die Kammhöhe selbst bildet.

Am Kreuzjöchl ist er nur noch auf der Westseite zu sehen. Viel tiefer als dieses Quarzphyllitband stecken in der Nordost- bzw. in der Südostflanke (siehe Karte) zwei kleine isolierte Quarzphyllitschollen in den Rätgesteinen, etwa 50—60 *m* über dem Hauptdolomit. Ihrer Lage nach könnte man sie mit dem (unteren) Keil I des Schmurzjochs, das obere Band mit dem dortigen mittleren Schubklappen identifizieren. Nördlich des Kreuzjöchls zieht sich diese obere Lage ganz auf die Ostseite des Hochtorkammes hinüber, biegt dann an einer Flexur steil um zirka 60 *m* herunter und läßt sich, allmählich absteigend, z. T. schuttverhüllt, bis unter den Gipfel des Hohen Tor verfolgen.

Das vorbeschriebene Quarzphyllitband ist einheitlich, nur in verschiedenen Niveaus liegend.

Östlich des P. 2636 setzt nun unmittelbar über dem Hauptdolomit ein geschlossenes Quarzphyllitband ein, das sich entgegen den Angaben H. DÜNNER's, der hier keine Verschuppung mehr vermutete, um die Nord- und Westflanke des Hohen Tor ununterbrochen herumzieht.

Dabei ist zweierlei festzustellen: Erstens steigt dieser Keil von der Nordseite des Berges kontinuierlich von 2400 *m* auf 2580 *m* bei P. 2610 südlich des Gipfels an und befindet sich dort, je nachdem, ob man sich auf die Ostflanke des Kamms bezieht, zirka 160 *m*, oder bezogen auf die Westflanke, 100 *m* über dem Hauptdolomit. Wir sehen somit, wie fragwürdig eine Schematisierung dieser Einschübe im Sinne H. DÜNNER's auch hier ist; denn diese letzten Ausläufer des weiträumigen Verschuppungsphänomens lassen sich nicht in Beziehung setzen zu den Verhältnissen am Schmurzjoch. Die obere der beiden Schubmassen nimmt sehr verschiedene Niveaus innerhalb der Metamorphen Kalke ein, so daß sie ohne zusammenhängende Betrachtung sehr wohl das eine Mal identisch mit Keil I wäre,

das andere Mal aus gleichem Grunde der mittleren Schubmasse am Schmurzjoch entsprechen könnte.

Die primäre Westgrenze der Einschübe lag an den Osthängen des Sandestales. Das Quarzphyllitband ist hier meist weniger als 10 *m* mächtig. Westlich des Hochtorgipfels sieht man einmal innerhalb des Quarzphyllits aufgeblätterte und mitgerissene Schollen kristallinen Kalks aus der metamorphen Serie. Wenige Meter daneben kehrt sich das Verhältnis zwischen den beiden Einheiten sogar auf kurze Erstreckung um. Einzelne Phyllitfetzen stecken im entsprechenden Niveau in den Kalk- und Marmorbänken.

Ebenso ist auch die von H. DÜNNER (1934) angegebene starre Systematik der Schubschollen aus der Steinacher Decke südlich des Obernberger Tales nicht anwendbar.

Den westlichsten Quarzphyllitläufer beobachtet man an der Schwarzen Wand (P. 2917). Hier sieht man um den Gipfelbau eine bis zu 10 *m* mächtige Quarzphyllitlage herumziehen, die die metamorphen Kalkserien deutlich nach Westen emporgedrängt hat — das gleiche tektonische Bild wie an der Kirchedach-Sp. bei Gschnitz. — Auf der Westflanke der Schwarzen Wand sieht man den Quarzphyllit, ähnlich wie am Hohen Tor, in den umgebenden Kalkbänken aufsplintern und auskeilen.

Auch am Obernberger Tribulaun ist das Aufspalten einer Quarzphylliteinschiebung zu beobachten. Unmittelbar unter dem Gipfel zieht von Osten her ein kleines Phyllitband bis auf die Westseite hinüber. Eine weitere, tiefergelegene Schubmasse steht als geringmächtige Linse bei 2680 *m* in der Ostflanke zu beiden Seiten des Weges an. Man kann aber auch diese beiden Schollen nicht schematisierend mit den Keilen 1 und 2 des weit entfernten Schmurzjochs vergleichen. Diese beiden Schollen hier liegen nämlich hoch über der Grenze des Hauptdolomits (etwa 300 *m*).

Der Gipfel des Kleinen Tribulaun besteht entgegen den Ausführungen H. DÜNNER's nicht aus Quarzphyllit, sondern aus einem dunklen Kalkphyllit des Metamorphen Kalkkomplexes. Hingegen fand sich an der Ost- und Nordseite des Kleinen Tribulaun (2491 *m*) ein bis zu 30 *m* mächtiges Quarzphyllitband, das sich auf Grund seiner Lage dicht über der Nor/Rät-Grenze am ehesten mit dem tiefsten Einschubkeil an den Osthängen des Martartals gleichsetzen ließe. Dies bezeugt am deutlichsten den Widerspruch in der Deutung von H. DÜNNER, der die hochgelegenen Vorkommen am Obernberger Tribulaun mit den Keilen 1 und 2 am Schmurzjochkamm vergleicht.

Gegen Süden hin springt der Rand der Verkeilung des metamorphen Kalkkomplexes mit der Steinacher Decke dann weit nach Osten zurück. Am nördlichen Roßlaufspitz (2880 *m*) treffen wir auf der Südseite des Gipfels kurz unterhalb des höchsten Punktes noch eine kleine Phyllitmasse als letzten Ausläufer.

Im Pfeiferspitzkamm tritt der Quarzphyllit zwischen P. 2602 und P. 2579 als flache, vielfach im Kalk aufsplitternde Schubmasse auf. In den Osthängen dieses Bergkammes stellt dieses Vorkommen das westliche Ende der Schubschollen dar. Mehrere Schollen von Quarzphyllit verbinden zu dem großen Quarzphyllitkeil, der in der Südflanke des Kleinen Roßlaufspitz, im Bereich des Pflerscher Höhenwegs bis in die untere Wildgrubenalp vordringt. Dieser Keil hängt unmittelbar mit der geschlossenen

Quarzphyllitdecke am Portjöchel zusammen. Ausläufer dieses Keiles liegen östlich der Rotspitze bei 2400 *m* als kleine Fetzen und Linsen in den allenthalben gegen Westen emporgedrückten Gesteinsbänken des Kalkkomplexes. Auch die geringmächtige Lage bei 2500 *m* Höhe in der Südflanke von Bergpunkt P. 2579 gehört dazu.

Ostwärts der Trunatal—Portjoch-Linie (s. unten) wird die Steinacher Decke zum beherrschenden Element. Hier beschränken sich die Einspießungen von metamorphem Kalk im Quarzphyllit auf zahlreiche, im letzteren schwimmende isolierte Schollen, wie z. B. im Bereich des Grubenkopfes (2337) und des Koatnerbergs (2197).

Weiters liegen solche isolierte Kalkschollen im Grazanawald bei Trins, in den Westhängen des Truna-Tales¹⁾, südwestlich des Truna-Jochs, in den Gräben nördlich der Obernberger Kirche, besonders aber in der weiteren Umgebung der Steiner Alm südostwärts des Obernberger Sees. Diese losgerissenen und verschleppten Gesteinsmassen erreichen zuweilen beträchtliche Ausmaße, so besonders an der Gipfelpartie des Grubenkopfes und der großen Felswand nördlich der Steiner Alm. Auch die hohe Wandstufe von Portissen scheint nicht mehr mit der geschlossenen Kalkplatte zusammenzuhängen. Dafür spricht ein kleiner Quarzphyllitfleck, der am Nordende unterhalb der Kalkbänke im Schutt zu beobachten ist.

Diese isolierten Kalkschollen im unaufgespaltenen Steinacher Quarzphyllit entsprechen faziell vollkommen den Gesteinstypen, wie sie im geschlossenen Verbreitungsbereich des Kalkkomplexes auftreten. Eine stärkere Verknüpfung des Gesteins innerhalb der Schollen (H. DÜNNER, 1934) existiert nicht.

Der Metamorphe Kalkkomplex zieht aber auch als geschlossenes Schichtpaket im Hangenden der norischen Dolomite unter die Steinacher Quarzphyllitdecke hinein, wobei die mesozoischen Gesteine gegen Osten hin ausdünnen.

Am Nordhang des Pferschtales ist die Aufschiebungsgrenze der Steinacher Decke gegen die Gesteine des Metamorphen Kalkkomplexes besonders gut aufgeschlossen; sie steigt stark auf und ab, eine Durchmischungszone fehlt. Das Auf- und Absteigen der Schubbahn beruht sicher auf der verschieden tief greifenden Abschürfung der Sedimentunterlage durch die eindringende Steinacher Decke. Nur an einer Stelle, südlich des Grubenkopfes, hat sich eine schmale Phyllitzunge, die gegen Westen ausspitzt, über 200 *m* tief in die obersten Meter des Kalkkomplexes hineingeschoben.

IV. Beschreibung des inneren Gebirgsbaues

Es wird sich im folgenden zeigen, daß auch das Tribulaunmesozoikum engeren Sinnes ebensowenig eine „ruhige Lagerung“ im Sinne O. MEIER'S (1925) aufweist, wie der nördlich angrenzende Serles—Kirchdachkamm. Vielmehr ist der ganze Gebirgsstock auch über die Quarzphyllitverschuppungen hinaus von einer recht kräftigen Tektonik ergriffen worden.

¹⁾ Siehe auch O. SCHMIDEGG (1956, S. 292).

Aus einer in Übersicht gebrachten Verteilung der in den Triashorizonten gemessenen Flächendaten ist eine großräumige Synklinalstruktur als vorherrschendes tektonisches Element ersichtlich, die erstmalig von F. FRECH (1893, S. 9) erkannt wurde. Eine um Nordwesten streichende Muldenachse (E bis SE geneigt) zeichnet sich ab. Besonders tritt sie in Erscheinung im vorderen Pinnistal und im äußeren Gschnitztal (Depression von Trins). Im nördlichen Teil dieses Talabschnittes zeigt sich im Bereich des Tennenschrofen ein Abtauchen nach SW, südseitig dieses Talbereiches ein NW-Einfallen östlich von Trins, westlich dieses Ortes ein S-Einfallen.

Die Depression von Trins wird durch das gegensinnige Abtauchen mächtiger Gesteinsverbände auch in der Geländebetrachtung sichtbar markiert.

Es sei hier der Hinweis erlaubt auf die im Niveau höher liegende flache Einmündung der Kalkkögelgruppe, der nordwestlichen Fortsetzung unseres Gebietes. F. FRECH (1905, S. 29) und E. HOSP¹⁾ (1953, S. 3; S. 28).

Berücksichtigt man ferner die heutigen Höhenlagen der Triasuntergrenze, so ist einerseits im Gschnitztal vom Pinnisjoch (2400 *m* Höhe) bis zum Brandachsteig in 1420 *m* Höhe ein rascher Abstieg nach Osten gegen das Silltal hin zu verzeichnen — worauf R. v. KLEBELSBERG (1941, S. 288), schon hingewiesen hat — und was dem Abstieg der Geologischen Ebenen zum Brenner hin (R. KLEBELSBERG, 1935 und 1920) entspricht.

Andererseits zeigt sich im Nordosten nahe der „Maria Waldrast“ bei zirka 1760 *m* Höhe über Nordgrat „Weiße Wand“ (bei 1720 *m* Höhe) bis zum Salfauner Berg (bei zirka 1300 *m* Höhe) oberhalb Steinach ein Gefälle nach Ostsudosten an. In auffallendem Zusammenhange damit steht die bedeutende Mächtigkeitsabnahme der Triasdolomite nach Ostsudost, d. h. zum Silltal hin.

Bemerkenswert erscheint ferner die deutliche Diskordanz zwischen dem Stubai-Alt-kristallin und der Triasauf lagerung, wie sie besonders hervortritt im Gschnitztal vom Pinnisjoch bis zum Nennes-Bach, sowie an der Elfer-Sp. (s. a. O. MEIER, 1925, S. 82, 83).

Innere Durchbewegung.

Schon im stratigraphischen Teil wurde, insbesondere bei der Betrachtung der Gesteine des Metamorphen Kalkkomplexes, darauf hingewiesen, wie stark diese Gesteine tektonisch geprägt sind. Vom Dünnschliffbereich bis zum Handstück war als bestimmendes Merkmal für die deformativ-prägende der Gesteine ein Zusammenwirken in allen Stadien und Varianten von Fältelung, Faltung und Abscherung festzustellen. Dieses Prinzip scheint sich nun in der Großtektonik fortgewirkt zu haben in der Form, daß gegenüber der Faltung und Fältelung waagrechte Scherung, Verschup-pung stark vorherrschen mit z. T. beachtlichen Beträgen der Bewegungs-weite.

Da Schichtflächen mehr oder weniger auch Inhomogenitätsflächen darstellen, sind sie auch zu internen Gleitbewegungen benutzt worden. Dabei haben manche Schichtglieder auf Grund ihrer größeren Plastizität direkt als ideale Gleithorizonte gewirkt. Hier sind besonders die che-

¹⁾ HOSP, E.: Beiträge zur Kenntnis der Kalkkögel und deren Basisgesteine. Ungedr. Diss. Universität Innsbruck, 1953.

maligen Mergelkalke aus dem Hangenden des Hauptdolomits, die dunklen Kalkphyllite und das karnische Tonschieferband zu nennen. Aber auch die rasch an- und abschwellige Mächtigkeit der Marmorlagen im Metamorphen Kalkkomplex ist mit einer Folgeerscheinung der gewaltigen Durchknetung ganzer Gesteinsstockwerke. Schauplätze dieser Prägung befinden sich an den Westhängen des Schmurzjoches, des Hochtorkammes, des Roßlaufspitz und in einigen Wänden des Serles—Kirchdachkammes, wie z. B. zwischen Serlesjöchl und Lämpermahd-Sp.

Bewegungsflächen.

Zwischen den Triadischen Sedimentmassen und dem Kristallinen Unterbau haben tektonische Bewegungen stattgefunden. (Vgl. auch F. FRECH, F. KERNER, O. MEIER, H. DÜNNER [1934]). Wir wollen dafür einige überzeugende Beispiele anführen. Die Trias der Weißwandspitze, ganz im Westen des Gebietes, wird von einer ausgesprochenen Bewegungsfläche gegen das unterlagernde Kristallin begrenzt. Kristallinschieferungsflächen und Bankung des Sediments liegen annähernd parallel. Verrucanogesteine fehlen, sie sind wohl der Abscherung zum Opfer gefallen. Am Westende der isolierten Dolomitkappe liegt eine mehrfache, tiefgreifende Horizontalverkeilung der beiden Einheiten Kristallin und Trias vor, die F. FRECH (1905), ebenso wie die weniger deutlich ausgeprägte Verzahnung der Triasgrenze am Goldkappl eingehend beschrieben hat.

Zu einer ähnlichen Verschuppung kommt es nochmals oberhalb von Annichen im Pferschtal. Hier hat sich ein etwa 50 *m* langer und 20 *m* mächtiger Keil von Trias-Dolomit zirka 40 *m* unterhalb der Kristallin-Obergrenze in dieses hineingeschoben.

Auch unweit östlich vom Pinnisjoch (2369 *m*) ist der Triasdolomit längs flachliegender Bewegungsflächen lokal in die Kristallinunterlage keilartig eingeschuppt worden. Einen kurzen Hinweis darüber gibt H. DÜNNER (1934, S. 92).

Der zweite Horizont, an dem sich derartige Abscherungsbewegungen unmittelbar nachweisen lassen, ist das Raibler Band. Auf weite Strecken hin ist dieses völlig ausgequetscht, so z. B. in dem Geländeabschnitt zwischen Zais-Sp. Nordabfall und dem Hohen Tor. Ebenfalls östlich und westlich des G'haggrabens und im gesamten Bereich zwischen Kitzschrofen und Gsträunjöchl im Sandestal sowie letztlich auch lokal im Serles—Kirchdachkamm.

Dafür stehen neue Beispiele bereit, die wir im Zuge der Kartierungsarbeiten antrafen. In der Nordflanke des Grates zwischen dem Pferscher Tribulaun und dem Goldkappl treten Raibler Schichten (schwarze sandig-tonige Phyllite) treppenartig übereinandergestaffelt auf. Zum Teil sind diese Linsen über die normale Mächtigkeit hinaus tektonisch angeschoppt. Die einzelnen, annähernd horizontalen Lagen (Staffeln) liegen mit 5 bis 30 *m* Abstand übereinander, wobei sie sich bis zu 50 *m* übergreifen können und an einer Stelle auch nach Art einer „horsetailstructure“ zungenförmig aufspalten. (Vgl. Fig. 1 auf Tafel 14.) Das Band der Raibler Schichten bildete einen Gleithorizont, an dem das ganze Schichtpaket flachbahnig zerschert und staffelförmig übereinandergeschoben worden ist.

Ähnlich haben sich die tektonischen Kräfte ausgewirkt im karnischen Horizont rund um das Hohe Tor, von der Nordflanke der Zaisspitze bis

zum Kitzschrofen auf der Ostseite des Sandestales. Hier ist, besonders westlich der Saxentalschuttrinne, eine riesige Zertrümmerungszone entstanden, innerhalb der ladinischer und norischer Dolomit völlig zergrust sind. Das Tonschieferband der Raibler Schichten ist, soweit überhaupt noch vorhanden, gleichermaßen mylonitisiert. Meistens ist es jedoch vollständig ausgequetscht. Auch hier hat der horizontale Schub an dieser Inhomogenitätsfläche Gleitbewegungen ausgelöst, die bis zu einer völligen Auswalzung führten. Unterer und Oberer Dolomit stoßen nun an einer wellenförmigen Grenzlinie, vergleichbar einer riesigen Drucksutur aneinander.

Ein Beispiel für tektonische Verschleppung bietet der Raibler-Horizont am Schmurzbach SW von Trins. Wenige Meter über dem eigentlichen Schieferband findet sich im Hauptdolomit noch eine abgequetschte Tonphyllitlinse. Es ist bezeichnend für die Abhängigkeit der Mineralisation von der tektonischen Beanspruchung des Gesteins, daß gerade die stark verknieteten Stellen des Raibler Bandes hier starke Biotitführung aufweisen.

Im G'haggraben, südlich der Schneetalscharte tritt eine tektonische Verdoppelung der Raibler Schichten auf, die hier durch 200—300 *m* Dolomit tektonisch getrennt übereinander auftreten.

Unmittelbar östlich der Stelle, wo der Weg vom Pflerschtal herauf den „Höhenweg“ (der A.-V.-Karte) trifft, findet man am oberen Ende der abgeglittenen Dolomitscholle — „Dürrer Igel“ — einen Fetzen Raibler Schichten im Dolomit eingeklemmt. Es handelt sich um sandige Tonphyllite mit lagenweiser reicher Biotitführung. Weiter ostwärts, setzt unmittelbar westlich der Stelle, wo der Höhenweg sich nordwärts in den G'haggraben wendet, ein geschlossenes, bis zu 4 *m* mächtiges Tonschieferband ein, das bis zu den aus dem Tribulaunkar kommenden Bächen reicht.

Man könnte aus dem Gesteinshabitus heraus diese sandig-tonigen Phyllite durchaus für das autochthone Raibler Niveau ansehen, würden nicht an derselben Südflanke des Pflerscher Tribulaun 200—300 *m* höher nochmals Raibler Schichten — von 2520 *m* Höhe nordwärts des Gogelberges — bis auf 2240 *m* absteigend in den G'haggraben ziehen. Diese sind hier auf den letzten 200 Horizontalmetern westlich und auch auf weite Strecken ostwärts des Baches völlig verquetscht. Die Grenze Kristallin/Trias verläuft, stark gestört und von Querstörungen durchsetzt, steil westwärts ansteigend. Auch das obere Tonphyllitband steigt nach Westen stark an, während dieses untere Raibler Band auf seiner ganzen Ost—West-Erstreckung völlig horizontal verläuft. Eine fast vollkommen ungestörte Triasplatte über der unteren Tonschieferlage würde nicht nur einer horizontalen Lagerung der unteren Tonschiefer widersprechen, sondern auch nicht in die Gesamttektonik der Triasplatte als Ganzes hineinpassen. Man wird daher dieses zweimalige Auftreten eines Tonphyllitbandes an der Südseite des Pflerscher und des Gschnitzer Tribulaun auf tektonische Verschleppung durch Scherbewegungen im Karnischen Horizont zurückführen müssen.

Eine weitere bedeutende Abscherungsfläche tritt in den Westabstürzen des Großen Roßlauf und der Rotspitze auf. Der Pflerscher Höhenweg folgt an der Ostseite des G'haggrabens oberhalb steiler Hauptdolomit-

schrofen einem schmalen Grasband über typischen Gesteinen des Metamorphen Kalkkomplexes. Dieses steigt dabei von 2200 *m* im G'haggraben südwärts auf 2320 *m* Höhe an. Bei den Gesteinen des Metamorphen Kalkkomplexes handelt es sich hier um dünnplattige, dunkle, kalkige und mergelige Typen mit stellenweise reicher Querschnittführung. An einigen Punkten ist auch ein phyllitischer Habitus vertreten. In 2250 *m* Höhe schalten sich dickbankige graue, feinkristalline Kalke ein. Betrachtet man dieses Grasband von Westen aus, so fallen bei günstiger Beleuchtung mehrere Details auf:

a) Der Hauptdolomit unterhalb des Grasbandes fällt konkordant mit den ihm aufliegenden dunklen, mergeligen Gesteinen flach nach Nordosten ein. Diese bilden das normale Hangende des Hauptdolomits, das unterste Rät.

b) Über dem Grasband folgt nochmals ein mächtiger Keil von Hauptdolomit, der am Nordende des grasigen Bandes rund 200 *m*, am Süden, unmittelbar westlich der Rotspitze, noch zirka 60 *m* mächtig ist. Dieser „Hangende Hauptdolomit“ fällt mit der ihm normal auflagernden metamorphen Kalkserie süd- bis südostwärts ein und stößt an dem etwa 20 *m* mächtigen schiefrigen Band (Grasband) zum Teil mit scharfer Diskordanz ab. Erst gegen die Steilabbrüche ins Pferschtal hin, an der Geländekante G'haggraben—Pferschtalhang, schmiegt er sich konkordant seinem tektonisch Liegenden an.

c) In den überschobenen metamorphen Kalken ist eine große (Zehnermeter-Bereich) liegende Spitzfalte zu beobachten, die aus den weiter oben erwähnten dickbankigen grauen Kalken gebildet wird. Ihr Liegendschenkel ist abgesichert und ausgequetscht. Das flammartig verzogene Scharnier zeigt nach Norden.

Die gesamte Schubbahn hat mindestens die Länge, über die sich das dunkle Kalkschieferband (Grasband) verfolgen läßt (zirka 800 *m*). (Siehe Fig. 2 auf Tafel 14.) Aber es liegt hier wohl nicht eine einfache Überschiebung oder auch Unterschiebung allein vor, sondern die Spitzfalte läßt darauf schließen, daß auch großräumige Verfaltungsvorgänge, zumindest in den plastischeren „Rät“-Gesteinen, mit beteiligt waren. Ein tektonisches Übereinandergreifen dieses Ausmaßes kann nicht ohne weiteres auf kurze Entfernung aufhören oder abklingen. Nach Süden streicht diese Scherfläche südwestlich der Rotspitze in die Luft aus. Im Norden könnte man in den „Straden“ auf der Ostseite des Sandestales eine Fortsetzung dieser großen Horizontalverschiebung erblicken.

Unterhalb des Hohen Tor hat am Kitzschrofen das Raibler Band eine Höhe von 2233 *m* erreicht. Dem allgemeinen Ansteigen der Schichtgrenzen im Sandestal entsprechend, würde man dieses Band nördlich des Gsträunjöchls bei zirka 2300 *m* Höhe erwarten. In dem ganzen Schrofen- und Schutthalden östlich der neuen Tribulaunhütte ist entgegen den Angaben H. DÜNNER's (1934, S. 104) im entsprechenden Niveau aber kein Tonphyllithorizont zu finden.

Unweit nördlich der Serpentina des Tribulaunweges findet sich hingegen bei 2090 *m* Höhe, also knapp 100 *m* über der Kristallingrenze, eine Linse des dunklen Tonphyllits. Ihre Mächtigkeit beträgt 4—5 *m*, ihre Nord—Süd-Erstreckung etwa 300 *m*. Man könnte nun angesichts

der geringen Mächtigkeit des ladinischen Dolomits an die Möglichkeit einer Mächtigkeitsanomalie, eines „Loches“ in dieser Stufe denken. Gegen eine derartige geringe Mächtigkeit infolge einer Sedimentationsverzögerung spricht aber das allgemeine Nord- bis Nordostfallen des Dolomits, denn das Einfallen müßte diesfalls gegen Süden gerichtet sein. Auch hier liegt wohl ein tektonischer Schubspan vor, was auch durch die enorme Zergrusung, vor allem des liegenden Dolomits, unterstrichen wird. Für das lokale Fehlen der karnischen Stufe in normaler Höhe über dem Öztaler Kristallin muß daher tektonische Verschüfung als Ursache angenommen werden.

Am Muttenkopf, der den südlichen Abschluß des Martar (Martheiertales) bildet, tritt uns das Zusammenspiel von Faltung und scherender Bewegung in einem weiteren großartigen Beispiel entgegen. In der Nordwestflanke ist die von F. FRECH (1905) und F. KERNER (1911) eingehend beschriebene Doppelfalte aufgeschlossen. Auf halber Höhe der Wand zieht eine horizontale Schubbahn, die das nach Norden weisende obere Scharnier durchschneidet. Man kann nun von der Martarer (Martheierer) Wildgrube aus unschwer das breite Schuttband, welches dieser Scherfläche folgt, betreten. Hier findet man dunkle kristalline Kalke, mergelige Kalkschiefer und Kalkphyllite, die ihrer Lage nach dem untersten Metamorphen Kalkkomplex, also dem Rät angehören. Hier haben wir nun keine einfache Hauptdolomitfalte (nach FRECH-KERNER) vor uns, sondern eine komplizierte Verfaltung von Rätkalken und norischen Dolomiten.

Die Abscherungsbewegungen äußern sich noch deutlich in der Zerreißung des gemeinsamen Mittelschenkels der beiden Faltscharniere. Die zirka 400 m lange Liegendfalte zeigt nach Süden. Die eigentliche Umbiegung ist scharf wie eine ins Riesenhafte vergrößerte Spitzfalte aus den Bänder- oder Glimmermarmoren. Die Form der Verbiegung erklärt sich als Funktion von Scherbewegungen. Die eigentliche Hauptschubfläche am Schuttband in der Wand zeigt an einer Stelle eine großwellige Stauchung. Diese wellige Verbiegung der tektonischen Grenze äußert sich in den überhängenden Dolomitbänken der Hangendpartie in Form von Wülsten mit mehreren Metern Spannweite. Sie streichen ungefähr N—S bis N 30 Ost. Dies deutet auf eine Abscherung in Richtung W—NW. Aus einiger Entfernung, so aus dem Raum Martarer (Martheierer) Hochalm läßt sich dies in Übersicht gut beobachten: das angeschnittene obere Faltscharnier erscheint deutlich vom anderen getrennt und nach Norden gerückt (siehe Fig. 5 auf Tafel 14).

Den großen Faltungen und Abscherungen entsprechen tektonische Vorgänge kleineren Ausmaßes, die sich im ganzen mesozoischen Sedimentkomplex vom Meter- über Handstücksbereich bis in Dünnschliffdimensionen ausgewirkt haben.

Wir beobachten nicht nur in den ehemals mergeligen Typen, den Kalkphylliten, sondern auch in weit weniger mobilen und formbaren dickplattigen bis bankigen kristallinen Kalken bis zu mehreren Meter große Zonen intensiver Faltung, die sich zuweilen zu wilder Kleinfältelung steigert. Solche Faltungszonen des Meterbereichs trifft man am Schmurzjochkamm nördlich der Rötenspitze, am Plateau östlich des Obernberger Tribulaun und am italienischen Militärweg zwischen Portjoch und den alten Unterständen auf der Südseite des heutigen Grenzkammes.

Zwei weitere Faltungszonen, eine in der unteren Wildgrubenalp, zwischen Kleinem Roßlauf und Rotspitze gelegen, die andere im Ausgang des Schneebigen Kars, südöstlich des Obernberger Tribulaun, zeigen besonders wirkungsvoll das Zusammenspiel von Verfaltung und horizontaler Abscherung. Im erstgenannten Fall befindet sich eine große, liegende Falte inmitten scheinbar ungestört liegender Kalkbänke.

Ähnlich, doch etwas komplizierter, liegen die Verhältnisse auf der Südseite des Obernberger Tribulauns unterhalb P. 2550. Dort beobachtet man in etwa 2300 *m* Höhe eine zwischen Scherflächen liegende, nach Westen gerichtete Spitzfalte von Zehnermeter-Ausmaß. Deren Faltenstirn ist ebenfalls wieder flammenartig verzogen. Sie wird unterlagert von einem linsenförmigen Schubspan aus dickbankigen, kristallinen Kalken, der seinerseits wieder durch einen von Scherflächen begrenzten Keil des gleichen Materials unterschoben worden ist.

Ein eindrucksvolles Beispiel für die mit Überschiebungen einhergehenden Schichtenverbiegungen nördlich vom Gschnitztal bieten einige große Flexuren wie z. B. die am Grat zwischen Fopp-Mandl (2412 *m*) und Wasenwand (2563 *m*) aufgeschlossene Stauchfalte. (Frühere Angaben von F. KERNER [1911, S. 349], F. FRECH [1905, S. 30] und F. FUCHS [1939, S. 245].) Damit in Zusammenhang steht wohl die Steilstellung von Hauptdolomit und untersten Rätsschichten auf der den Pödeile Mahdern zugekehrten Seite der Flexur. Dort steht in zirka 2270 *m* Höhe, von Gehängeschutt umgeben, Hauptdolomit an, der mit N 50—65° E im Streichen übereinstimmt mit der Richtung der steilgestellten Kalke auf der Südwestseite der Flexur.

Nach F. FUCHS (1939, S. 253) wurde diese Z-förmige Flexur durch den Anschlag des Blaserdolomits verursacht, von dem ganz in der Nachbarschaft bei P. 2209 (östl. unter Fopp-Mandl) ein isolierter Rest erhalten ist.

Das schmale Areal überschobener Kössener Schichten im Gipfelbereich der benachbarten Wasenwand könnte wohl in ursächlichem Zusammenhang mit dieser Flexur stehen, wie auch die liegende Falte am Südostgrat der Kessel-Sp. (s. a. A. SPITZ, 1918, S. 191).

Ähnliche Flexuren in hundert Meter Ausmaßen finden sich auch südlich des Obernberger Tribulauns im Pfeiffer-Sp.-Kamm und in der Südflanke des Kreuzjöchls, d. h. in der innersten Obernberger Wildgrube.

Brüche und steilstehende Bewegungsflächen.

Die gesamte mesozoische Schichttafel ist von zahlreichen Brüchen förmlich zerhackt worden und auf der Südseite des Gschnitztales dort, wo sie ostwärts endgültig unter den Quarzphyllit taucht, von z. T. gewaltigen Verwerfungen abgeschnitten. Diese Bruchtektonik erweist sich als jünger gegenüber all dem oben beschriebenen tektonischen Geschehen innerhalb dieses Raumes.

Beginnt man die Betrachtung der Brüche im Gebiet südlich des Gschnitztales, so begegnet man gleich in der Nordflanke des Goldkapplgrates mehreren steil stehenden Störungen, von denen nur eine flacher gegen Osten sich neigt. Eine andere schneidet die markante Gipfelpyramide des Goldkappl gegen Osten ab. Zwei weitere befinden sich am Sandesjoch und unmittelbar westlich davon; sie sind an der geringfügigen Absenkung des Raibler Bandes erkennbar.

F. FRECH (1905) führte die gespaltene Gestalt des Pflerscher Tribulaun auf durchziehende Verwerfungen zurück, deren Verstellungsbetrag gering ist, weil der Raibler Horizont gänzlich ungestört durchstreicht.

An der Ostseite des Sandestals sind nur nördlich des Kreuzjochgipfels zwei kleine Verwürfe wahrzunehmen, die dort einen Keil etwa 20—30 *m* aus der Umgebung herausheben. In dem an der Gratschneide durchziehenden Quarzphyllit schwächt sich die nördliche der beiden zu der bereits oben erwähnten Flexur ab, die andere zieht durch eine Schlucht in die innerste Martarer (Martheirer) Roßgrube. Beide stehen sehr wahrscheinlich in Verbindung mit einer größeren, steil südfallenden Verwerfung, die tief unten die Grenze Altkristallin/Trias um 40—50 *m* talaus ansteigen läßt.

Nördlich der Valliser Alm wird der Kitzschrofen gegen das Hohe Tor durch eine gewaltige Schlucht abgeschnitten, durch die eine Blattverschiebung mit meterbreiter rötlicher Mylonitzone durchzieht. An der Westseite des Sandestals läuft durch die isolierte Dolomitkappe der Garklerin eine Störung ohne Mylonitzone wie ein scharfer Schnitt, dessen Fläche N 35° W streicht und 55° nach NO einfällt. Einer größeren Störung folgt in der Nordflanke der Zaisspitz eine tiefe Schlucht, die östlich der Gschnitzer Kirche einen breiten Schuttstrom zu Tal schickt. Hier stößt auf der Ostseite das Raibler Band (noch 8 *m* mächtig) in 1800 *m* Höhe ab, zirka 60 *m* darüber zieht auf der Westseite ein nur noch wenige Zentimeter dickes Band plastischen Raibler Mylonits in die Schlucht herein.

Ein zweiter Verwerfer zieht gegen den Gipfel der Zaisspitz empor. An dieser Störung folgt eine Absenkung des Westflügels um 10 *m*.

Am Nordende des Schmurzjochs wird die hohe Wand des Bergler Schrofens von mehreren Störungen durchzogen. Vermutlich scharen sie südwärts in die noch zu erwähnende Bruchzone im Truna-Tal ein. Unweit östlich St. Magdalena stößt der karnische Horizont bei 1640 *m* Höhe an einem Bruch scharf ab, der das Gestein völlig zergrust hat. Auf der Ostseite der breiten Schlucht, die diesem Bruche folgt, zieht das Raibler Band in 1560 *m* Höhe wieder weiter.

Westlich des Schmurzbaches liegt eine weitere bedeutende, steil nach Westen fallende Störung in einer breiten Runse, die zum Rand des Schmurzer Kessels hochzieht. Der Tonphyllithorizont der Raibler Schichten steht bei 1530 *m* an und verläßt sie auf der Ostseite bei 1570 *m*. Diese beiderseitigen Brüche führen im Bereich des Bergler Schrofens zu einer grabenbruchartigen Einsenkung.

Auch das untere Trunatal und das Gelände westlich davon sind von zahlreichen Störungen durchzogen, worauf schon die allenthalben ins Auge fallende starke Gesteinszerrüttung hinweist. Westlich von P. 1563 zieht ein Verwurf in einen kleinen Wassergraben, an dessen Ostseite metamorphe Kalke zwischen 1520 *m* und 1640 *m* Höhe an Hauptdolomit grenzen. Auch gegen Süden wird der Antemonekopf (P. 1563 der Karte) von einer Störung abgeschnitten. Hier grenzen in einer Runse Oberer Dolomit im Norden und, talaufwärts (im Süden), dunkle Kalkphyllite, Kalkschiefer, graue plattige Marmore — als typische Vertreter des Metamorphen Kalkkomplexes — aneinander, es ergibt sich ein Verwerfungsbetrag von zirka 100 *m*.

Die Lagerungsverhältnisse im Truner Bach selbst und östlich davon lassen darauf schließen, daß auch hier eine oder mehrere Störungen durchziehen. Zu beiden Seiten des Grabens talauswärts ist der norische Dolomit stark zerrüttet und stellenweise völlig zergrust. Zudem steigen die Schichtgrenzen ganz „unprogrammgemäß“ auf der Ostseite zunächst steil um zirka 40 m wieder an, um dann erneut abzusinken. Das deutet auf eine Einknickung im Bereich des Truner Grabens. Unweit talauswärts des Vallzam (Vallzahn)-Baches grenzen die hangenden Kalkserien des Hauptdolomits an einer steilen Störungsfläche mit mindestens 90 m Sprunghöhe an den östlich anschließenden Quarzphyllit an.

Anschließend betrachten wir das Verhältnis der Sedimentplatte zu ihrer kristallinen Unterlage im Bereich des Pflerschtales. Während allgemein nördlich des Grenzkammes eine kräftige Diskordanz an der Triasbasis anzutreffen war, liegt hier, abgesehen von den großen Störungszonen, vor allem der des G'haggrabens, oft eine weitgehende Konkordanz der Sedimentbankungsflächen und der kristallinen Schieferung vor. Meines (W. E. MÜLLER) Erachtens liegen hierin Anzeichen dafür, daß zunehmend nach Süden die Trias immer stärker mit ihrer Unterlage bewegt und in sie eingeschuppt oder eingefaltet wurde. Ein Phänomen, das in den Schneeberger und Moarer Weißen seinen Höhepunkt erreicht mit einer vollständigen Einklemmung in die Schiefergneise bzw. an der Grenze Altkristallin—Schneeberger Zug. Am auffälligsten zeigt sich das innerhalb des Gebietes an der Weißwandspitz im oberen Pflerschtal, wo die Auflagerungszone bei etwa 2850 m SH. liegt. Am Westende des Goldkappl streichen die Dolomite hingegen bei 2600 m SH. in die Luft aus. Dazwischen aber ragt der Hohe Zahn bis zu 2931 m auf. Trotzdem benötigt man hier zur Erklärung die von F. FRECH (1905) angegebenen Dislokationen nicht, denn die eingemessenen Flächendaten weisen in diesem Raum eine Antiklinale mit ungefähr Nord—Süd verlaufender Achse, die unter dem Gipfel des Hohen Zahn durchzieht. Auf ihrer Westflanke liegt annähernd konkordant die isolierte Dolomitzkappe der Weißen Wand mit WNW-Einfallen. Auf der Nordseite des Hohen Zahn ist im Altkristallin noch ein Stück des Faltenkerns aufgeschlossen. (Siehe Fig. 4 auf Tafel 14.) Ostwärts schließen sich gegen den Gogelberg hin mehrere kleine Verwerfungen an. Eine zieht vom Fuß der Wand durch eine breite Runse entlang dem Normalweg zum Pflerscher Tribulaun gegen den Grat. Obwohl die Sprunghöhe nur 10 m beträgt, begleitet sie doch, besonders in der Schlucht, die von der Halde bis zu der Verebnung in 2520 m SH. emporzieht, eine meterbreite Zone mit starker Zertrümmerung.

Knapp 100 m östlich davon ist an der südlichen Fortsetzung der Sandesjochstörung der karnische Horizont um etwa 30—40 m abgesunken.

Die Triasuntergrenze steigt östlich des Gogelbergs rasch, doch gleichförmig ab bis zu den markanten Dolomitschrofen „Dürrer Igel“ der A.-V.-Karte, wo wir eine breite Zone lebhafter Bruchtektonik erreichen. Durch eine tiefe Schlucht unmittelbar westlich des Schrofens verläuft eine große Verwerfung, die sich ins Tribulaunkar fortsetzt und von dort durch einen weithin sichtbaren Einschnitt auf den Ostsporn des Gschnitzer Tribulaun zieht. Wahrscheinlich läuft sie aber durch die breite Schlucht auf der Nordostseite des Berges in die Halde unter der Schneetalscharte weiter. Das Raibler Band zieht auf der Westseite dieses Verwurfes bei 2480 m Höhe

in der Südflanke des Pferscher Tribulaun durch. Östlich davon, auf den grasigen Böden des äußeren Tribulaunkars, entdeckt man gerade über den Steilabbrüchen in rund 2380 *m* SH. einen ausgedehnten Flecken Raibler Phyllite. Darüber folgt noch ein kleiner Erosionsrest von Hauptdolomit. Somit ist die ungefähre Sprunghöhe hier mit 100 *m* zu bestimmen.

Der „Dürre Igel“ selbst und das westlich angrenzende Dolomitschrofen-
gelände reichen tief in die kristalline Unterlage hinein. Man könnte den „Dürren Igel“ für eine jüngere Gleitscholle halten, die an einer etwa hangparallelen Gleitfläche um zirka 60 *m* abgesackt ist. Unter einer Anzahl von Verwerfungen tritt besonders hervor eine Verschiebung, die nach oben einen stumpf zulaufenden Keil ladinischen Dolomits begrenzt, der sich von Süden her weithin als hellgraue Wand von den dunklen Glimmerschiefern abhebt, in die er sich etwa 50 *m* horizontal hineingeschoben hat.

Eine weitere Störungsfläche versetzt am Südsporn des Gschnitzer Tribulaun, auf der Ostseite des großen Schuttkars das Raibler Band, welches hier in 2320 *m* SH. durchzieht, um 10 *m* tiefer. Sie ist als steil gegen Westen fallender breiter Riß weithin sichtbar.

Einem gewaltigen Bruch folgt die von steilen Wänden begrenzte Schlucht in der Mitte des G'haggrabens, wo der karnische Tonschieferhorizont ostseitig bei 1800 *m* abstößt. Von Westen her läuft die ihn vertretende ladinisch-norische Schichtfuge etwa bei 2240 *m* SH. herein. Somit können wir, bezogen auf die ungestörten, nordwestlichen Teile des Pferscher und des Gschnitzer Tribulaun, nicht aber auf die stark gestörten und abgesenkten des Bereiches zwischen „Dürrem Igel“ und dem G'haggraben, für diese Störung eine Sprunghöhe von rund 350 *m* annehmen. Den meisten dieser Brüche, besonders der westlich des abgeglittenen Dolomitschrofens und der letztgenannte, fehlt fast völlig eine Mylonitzone. An glatter Fläche grenzen jeweils die verschiedenen Gesteinsbänke aneinander.

Am Westabsturz des nördlichen Roßlauf ist ein Ost—West-streichendes Störungsbündel fächerartig angeordnet, an dem ein Keil von Rätkalk 60 *m* tief in den Hauptdolomit abgesunken ist.

Die Kristallingrenze steigt ganz allmählich ab, von Höhe 1640 *m* auf der Ostseite des G'haggrabens bis auf 1380 *m* am Kehrentunnel der Brennerbahn in Außerpfersch. Da die Grenze Kristallin/Trias hier fast durchwegs eben talaus läuft, vollzieht sich der Abstieg um 260 *m* nur an drei steil ostfallenden Störungsflächen. Der ersten folgt ein Bach unweit der letzten Häuser taleinwärts des Weilers Annichen. Wir beobachten da eine Absenkung um knapp 100 *m* nach Osten. Die nächste gleichsinnige Verwerfung fällt in die große Bachrunse, welche aus dem Kar unter der Rotspitze kommt. Hoch oben an der Nor/Rät-Grenze erscheint diese Störung als vertikaler Bruch mit einer Sprunghöhe von ungefähr 50 *m*. Am Schnittpunkt mit der Triasbasis geht sie in eine etwa 30° Ost fallende Abschiebungsbahn über mit dem gleichen Verstellungsbetrag (50 *m*). Somit wird hier auch die Tendenz der Schiefergneise deutlich, die mehr oder minder steilstehenden Brüche der mesozoischen Sedimentplatte abzupuffern und in flachliegende Scherflächen umzuwandeln.

Bei der Pferscher Kehre der Brennerbahn grenzen unweit östlich des oberen Tunnelportals Altkristallin und ladinischer Dolomit an einer 80 *m* hohen, steil (60°) nach Westen einfallenden Störungsfläche aneinander. Diese Störung fällt also entgegengesetzt zu jenen ein, die das Absteigen

der Triasbasis nach Osten im Pferschtal bedingen. Dementsprechend ist die Triasbasis an dieser Störung auch um 80 *m* ostwärts gehoben worden. Höher am Talhang zieht noch ein weiterer Bruch durch die Südflanke des Kleinen Roßlaufspitz. Der früher erwähnte große Quarzphyllit-Einschubkeil ist um 40 *m* ostwärts abgesenkt. Diese Störung fällt schon von weitem dadurch ins Auge, daß die dunkelgrünen Phyllite an die hellen Marmorbänke des Kalkkomplexes stoßen. Vermutlich setzt auch dieser Verwerfer bis zur Triasbasis durch, da diese in dem betreffenden Gebiet auffallend rasch ostwärts absteigt.

Im hintersten Martar (Martheirer)-tal wird der Muttenkopf nach Westen von einer Störung abgeschnitten. Hier stoßen die norischen Dolomite dieses Berges und die ostwärts abtauchenden Kalk- und Marmorbänke des Kreuzjöchls aneinander ab. Der Absenkungsbetrag des Westflügels, der von F. FRECH (1905) und F. KERNER (1911) mit mindestens 200 *m* angegeben wurde, ist sicher viel zu hoch gegriffen: Die Nor/Rät-Grenze liegt auf der Nordost- bzw. Südostflanke des Kreuzjöchs bei Höhe 2460 und 2440 *m*. Am Westende des Muttenkopfes erscheint der Nor/Rät-Grenzbreccienhorizont in 2570 *m* Höhe. Darüber hinaus muß man aber damit rechnen, daß der Hauptdolomit des Muttenkopfes im Zuge der früher erwähnten Verfaltung ganz erheblich angeschoppt ist. Somit läßt sich die genaue Sprunghöhe nicht mehr ermitteln, dürfte aber weit unter 100 *m* liegen. Auch die Lagerungsverhältnisse am Ausgang des Martarales — das Raibler Band steht bei St. Magdalena in Höhe 1660 *m*, am Nordostsporn der Zaisspitz bei 1690 *m* an — widersprechen der Annahme einer bedeutenden Nord—Süd verlaufenden Störung in diesem Bereich.

Im Gebiet des unteren Trunatales nimmt die Intensität der Brüche nach Süden zu ab. Die Gesteine des Metamorphen Kalkkomplexes biegen südlich der oberen Truna Alm in der steilen, von F. KERNER (1911) bereits erwähnten Flexur, mit Neigungen bis zu 70° nach Osten herunter und tauchen im übrigen ungestört unter den Quarzphyllit der Steinacher Decke. Südwestlich des Truna Joches stößt der Hauptdolomit bei dem weithin sichtbaren Almkreuz am Ostende der äußeren Obernberger Wildgrube aus dem Schutt hervor und bildet dort eine hohe Wandstufe, den Ostabsturz der Schildköpfe (P. 1960). Aus deren Schutthalde taucht 100 *m* ostwärts der Quarzphyllit auf, welcher unterhalb 1500 *m* Höhe von Schutt bedeckt, noch weit unter den Boden des Obernberger Tales reicht.

Westlich des Obernberger Sees türmen sich die Mesozoischen Sedimente in schroffem Anstieg weit über 2400 *m* Höhe auf. Gegen die Brenner-senke hin (nach Osten) streichen sie, relativ flach einfallend, in die Luft aus. Der dem Mesozoikum östlich des Sees aufliegende Quarzphyllit reicht hier sicher schon beträchtlich unter den Talboden. Dies belegt die Annahme gewaltiger Querverwerfer, die südlich des Truna-Jochs beginnen und östlich des Obernberger Tribulaun ihr Maximum erreichen. Hier läßt die isolierte Wandstufe westlich der Seealm auf ein staffelförmiges Abbrechen der mesozoischen Tafel schließen, in dem Sinne, daß diese Scholle von zwei Nord—Süd verlaufenden Querstörungen flankiert wird.

Nach Süden hin schwächt sich diese Bruchzone erneut ab. Auf der Pferschtalseite des Portjöchs ist in dem entsprechenden Bereich nur noch eine steile Flexur sichtbar, an der alle Schichtglieder samt dem auf-

geschobenen Quarzphyllitkeil nordostfallend auf zirka 400 *m* Horizontal-distanz um Hunderte von Metern herunterbiegen.

Eine derartige Abschwächung von Rupturen im Untergrunde liegt auch nahe bei der von F. FRECH (1905) erwähnten Flexur in der Schneetal-scharte und zwei weiteren Flexuren auf der Ostseite des Schneeigen Kars bzw. in der Südostflanke des Kreuzjöchls.

An den Osthängen des Kleinen Tribulaun treten in Höhe der Nor/Rät-Grenze noch zwei Ost—West streichende, nach oben zusammenscharende Störungen auf. Zwischen diesen ist, ähnlich wie in den Westabstürzen des Nördlichen Roßlaufspitz, eine kleine Scholle dunkler Rätkalke um 40 *m* ins Hauptdolomitmiveau abgesackt.

Das sich hier bietende Bild muß aber noch ergänzt werden, denn nach dem bisher entwickelten Konzept ergäben sich Absenkungsbeträge der mesozoischen Schichtplatte samt auflagerndem Quarzphyllit um mindestens 1000 *m* auf einem engbegrenzten Raum.

Sowohl im Norden wie auch im Süden, im Gschnitztal wie auch im Pflerschtal, wo die Zertalung den Gebirgsbau bis auf ein Niveau von 1200 *m* und tiefer anschneidet — also gut 200 *m* tiefer als im Obernbergtal —, sehen wir ostwärts der Trunatal—Portjochlinie das Mesozoikum weiterziehen, während es hier als geschlossene Schichtplatte abrupt endet.

Im Bereich der Obernberger Kastenalm überragen die Dolomite der Wildgrube den direkt ostwärts anschließenden Quarzphyllit bereits um Hunderte von Metern. Im Bereich des Kleinen Tribulaun streichen sie bereits rund 1000 *m* über diesem Quarzphyllit in die Luft aus. Ein Bruch mit derartiger Sprunghöhe, selbst wenn es eine Staffel gleichsinniger Brüche wäre, die seitwärts so rasch abklingen, ist unwahrscheinlich.

Das Pflerschtal nimmt, verglichen mit den übrigen dieser Gegend, eine Sonderstellung ein. Als erstes Tal südlich der Wasserscheide schneidet es durchschnittlich 200—250 *m* tiefer ein als das erste nördlich derselben, das von dieser auch noch weiter entfernt ist, nämlich das Obernberger Tal. Dementsprechend ist das Gehänge bis tief in die kristalline Unterlage eingeschnitten, steil, schuttarm und sehr gut aufgeschlossen. Hier zeigt die Obergrenze des Metamorphen Kalkkomplexes gegen den aufgeschobenen Quarzphyllit gleichsam an einem Musterprofil, daß die Steinacher Decke sich nicht nur auf das Überschieben der mesozoischen Platte oder allenfalls das zungenförmige Eindringen in dieselbe beschränkt hat. Diese Obergrenze des Mesozoikums richtet sich keineswegs nach den tiefergelegenen gleichen stratigraphischen Grenzen. Sie steigt auf und ab um Beträge von hundert und mehr Metern, ohne, und das ist entscheidend, daß etwa Streichen und Fallen der Kalkmarmore sich danach richten würden. Diese fallen im großen und ganzen flach nach NO. Die Mächtigkeit des Metamorphen Kalkkomplexes schwankt hier also erheblich und liefert uns den klaren Beweis dafür, daß der Quarzphyllit gleich einem Riesenhobel hier seine Unterlage beim Vordringen ausgeschürft und das Material in Schollen von z. T. enormer Größe nordwärts verfrachtet hat.

Auf diese Weise sind die ganzen isoliert im Quarzphyllit schwimmenden Kalkschollen im weiteren Bereich des Obernberger Sees und des Frader-tales zu erklären. So erscheint nun dieses doch nur lokal begrenzte abrupte Abbrechen der mesozoischen Schichtplatte vor allem zwischen Portjoch und Truner Sattel in einem neuen Licht dadurch, daß im Hinblick auf

die an den Nordhängen des Pflerschtales aufgezeigten Vorgänge auch hier der tektonischen Ausschüpfung — und damit Hand in Hand gehenden schollenweisen Verschleppung der mesozoischen Schichtplatte — neben der zweifellos vorhandenen Bruchtektonik eine bedeutende, wenn nicht sogar die entscheidende Rolle zugesprochen werden muß.

Damit ist auch der Schlüssel zur Erklärung einiger anderer Probleme in die Hand gegeben: die räumlich und hinsichtlich ihrer Masse für den engen Bereich nördlich des Gschnitztales enormen Schubmassen des Blaserdolomits sowie der fossilführenden Kössener Kalke des Serles—Kirchdachkammes, und der Adneter Lias auf der Kessel-Sp. müssen gar nicht mehr aus irgendwelchen noch spekulativen und sonst auch kaum konkret fixierbaren Bereichen bezogen werden. Diese Schubeinheiten wurden aus dem Bereich östlich der Trunatal—Portjochlinie von der vordringenden Steinacher Decke abgelöst (abgehoben) und dorthin transportiert.

Das Ausdünnen der mesozoischen Schichtplatte ist zweifellos, wie auch schon frühere Autoren betont haben, zu wesentlichen Teilen sedimentär bedingt. H. DÜNNER (1934) spricht daneben auch der tektonischen Auswalgung durch den Quarzphyllit der aufgeschobenen Steinacher Decke eine bedeutende Rolle zu. Dies erscheint weniger zutreffend, denn sonst gäbe es bei Steinach wohl keine Thecosmilienkalke und ammonitenführende Adneter Liasschichten. Auch die höher metamorphen Glieder der mesozoischen Schichtplatte hier im Osten schließen sich eng an die im ganzen übrigen Gebiet nördlich wie südlich des Gschnitztales an. Nördlich des Obernbergtales und südlich von Trins im Bereich des Glawernaunbaches treffen wir wieder diese isoliert im Quarzphyllit schwimmenden Schollen des Metamorphen Kalkkomplexes.

So darf statt der tektonischen Auswalgung der Schichtplatte östlich der Trunatal—Portjochlinie gleichfalls der tektonischen Abschüpfung die entscheidende Rolle beim Ausdünnen der mesozoischen Schichtplatte nach Osten, neben primär sedimentären Mächtigkeitsunterschieden, zuerkannt werden.

In einer Reihe von Störungen nördlich des Gschnitztales nimmt der tiefgreifende Pinnistal-Bruch eine Sonderstellung ein, denn mit Ausnahme der Dolomitklippe Elfer-Sp. bildet diese tektonische Hauptlinie in kilometerlanger Erstreckung die heutige Westbegrenzung des Brenner-Mesozoikums.

Schon die Enge dieses tiefen Tales sowie die auffälligen, von Kirchdach-Sp. und Ilm-Sp. fast senkrecht abstürzenden Dolomitwände, die so lebhaft gegen die begrünten weichen Kristallinhänge auf der westlichen Talseite kontrastieren, deuten auf tektonisch vorgezeichnete Entstehung dieses Tales, das im Vergleich zum benachbarten Stubaital wie eine schmale Kluffuge im Gebirgsstock wirkt. Die Tatsachen: Unweit südlich von der Pinnis-Alm tritt der flach Nordost-geneigte Untere Dolomit direkt aus der schmalen Talsohle hervor, während westseitig steil nach Nordnordost einfallendes Stubai-Alt-kristallin ansteht. Ein von hier nach Nordwesten verlängertes Profil trifft erst zirka 750 m höher am Südfuß der Elfer-Sp. die flach NNE einfallende untere Triasgrenze. Vgl. Profil g, Tafel 14. Betrachtet man das Pinniser Joch von Süden aus oder im Profil (HAMMER, 1929: Erl. zu Bl. Ötztal oder ein Profil nach unserer Karte, Abb. 4), bestätigt sich das Bild der gestörten Lagebeziehung. Der Habichtgipfel (3280 m)

liegt nur zirka 1900 *m* horizontal entfernt von der rund 900 *m* tiefer an der Pinnisjoch-Ostseite in zirka 2400 *m* aufgeschlossenen Triasbasis. Denn das Fortstreichen der triadischen Gesteine nach Westsüdwest über den Habicht hinaus bliebe lagerungsmäßig schwer verständlich ohne Einbeziehung der durch eine „breite Zerquetschungszone am Pinniser Joch“ (HAMMER, 1929, S. 55) hervortretenden Nord—Süd-Verwerfung. Folgende Autoren haben bereits die Verwerfung im Pinnistal in ihren Arbeiten anerkannt: F. FRECH (1893, S. 10 f., und 1905, S. 31) erweiterte die Bruchlinie noch über das Gschnitztal hinaus nach Süden. F. FUCHS (1939, S. 252), der die auslösende Ursache in Verbindung mit der Aufschiebung der Steinacher Decke deutete.

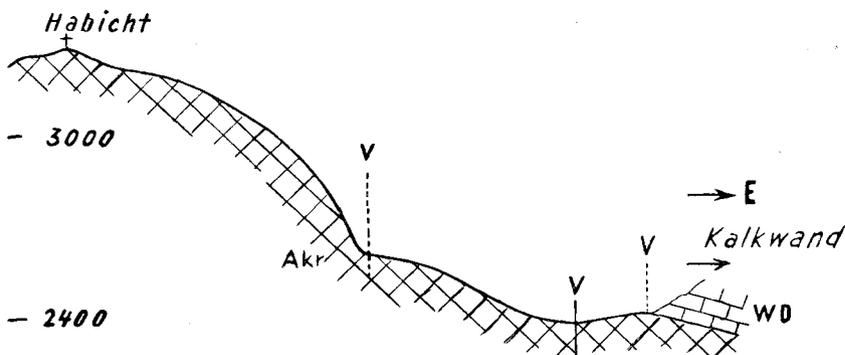


Abb. 4

Im Bockgrabental, das mit seinem Schuttkegel hinter dem Hotel Gschnitzerhof (1240 *m*) mündet, liegt nordöstlich Dolomit tiefer als südwestlich der Gneis. Der Verwerfungsbetrag der scharf gegeneinander verschobenen Gesteine liegt bei zirka 120 *m*.

Der ein Stück taleinwärts folgende Nennes-Bach folgt wiederum einer steilstehenden Störung, die von F. FRECH (1905, S. 34) erstmals, später von F. KERNER (1910, S. 392) erwähnt wurde. An dieser Stelle fand keine größere Absenkung statt, vielmehr wurde der Untere Dolomit zwischen Gneis und Raibler Schichten durch eine steile, gegen Norden gerichtete, Verschuppung eingeklemmt, die auf der östlichen Bachseite bei zirka 1560 *m* Höhe aufgeschlossen ist. Der helle Augengneis ist an dieser Kontaktfläche zu einem max. 1 *m* dicken Mylonit zerrieben und verwittert zu einer zähplastischen Masse.

Viel deutlicher ausgeprägt ist eine Verwerfung auf dem von der Kirhdach-Sp. nach Nordosten ziehenden Gratstück, wo bei 2500 *m* Höhe gegen Pinnis eine steile Runse abfällt. Steil aufgerichtet schießen die an der Verwerfungsfläche geschleppten Kalkschichten nach Ostnordosten ein, deren Anschluß gegen die Kirhdach-Sp. ist erst in zirka 2520 *m* gegeben¹⁾. Auf der Ostseite der Rinne liegt die Grenze Nor/Rät bei 2360 *m*, dagegen besteht die (westliche) Gegenseite aus norischem Hauptdolomit. Darum ist der von früheren Bearbeitern angegebene Verwerfungsbetrag von 100 *m*

¹⁾ Am Joch ist direkt neben dem Steig eine Quarzphyllitscholle steil in die Störung hineingequetscht.

noch zu niedrig angesetzt. F. KERNER (1911, S. 403), auch F. FUCHS (1939, S. 252—253). Diese beträchtliche Verwerfung schneidet in ihrem Nord-nordwest-Verlauf tief in den gegen Pinnis abfallenden Dolomitsockel und folgt in gerader Fortsetzung der Rinne bei P. 2063 bis P. 1770 (Pinnisseite). Nördlich anschließend beim P. 2428 zieht eine Verwerfung mit 40 m Abschiebung durch. Höher oben, gegen das Kirchdach zu, wird der Grat bei P. 2618 von einer weiteren Störung (Sprunghöhe zirka 40 m) geschnitten.

An der Nordseite der Wasenwand, neben dem Jochpunkt 2403, zieht eine Runse ins Pinnistal längs einer Störung, an der Hauptdolomit und Nor/Rät-Grenzgesteine um mindestens 100 Höhenmeter gegeneinander versetzt worden sind. Ein Seitenast dieser Störung zieht vom Joch aus an den Steilhängen der Wasenwand entlang und bedingt dort die scharfe Zerteilung in große Schollen und Blöcke.

Gleich westlich „Ober der Mauer“ wird das schmale Jöchl von einer steilen Verwerfungsfläche geschnitten, die vermutlich gegen die Kamplöhle umbiegt. Um zirka 120 Höhenmeter liegt die Nor/Rät-Grenze auf der Nordseite tiefer, dgl. die überschobenen Kössener Schichten. WNW streicht eine Störung durch das Serlesjöchl, mit der wohl auch die Zerrüttung des Hauptdolomits an der Quelle 2168 zusammenhängt.

Westlich vom Serlesgipfel läuft eine Störung zwischen diesem und dem Gipfel P. 2595 hindurch. Die von Norden sichtbare charakteristische Pyramidengestalt mit den drei Zacken geht auf tektonische Zerschneidung zurück. Nach Ansicht O. AMPFERERS (1941, S. 110)¹⁾ käme hierfür auch Bergzerreißung in Betracht.

An der Ostflanke des Blaser, gleich westlich P. 1748, führt der Dolomit eine ausgeprägte Mylonitzone, die nach oben in den steilen Kontakt von Hauptdolomit und Rätkalken umbiegt.

Westlich vom Blaser zieht durch den P. 2060 eine Störung in das Lange Tal — westlich liegen Rätkalke tiefer als Hauptdolomit auf der Gegenseite —, die wohl mit der bald höher folgenden Blaserdolomit-Überschiebung zusammenhängt. Auch die westlich neben dem Blasergipfel gegen die Wurzel des Langen Tales hinabziehenden Rinnen gehen einestils auf die durch die Überschiebung ausgelöste Zerklüftung zurück, anderseits sind wiederum Rätkalke und Hauptdolomit in einem Beispiel um mindestens 60 Höhenmeter gegeneinander verschoben (s. Geolog. Karte); bei 2000 m Höhe neben dem Steig greift von Westen ein Keil aus Rätkalk in den Hauptdolomit hinein.

Westlich vom Peilspitz-Gipfel gegen Vallschwern taucht unter der überschobenen Dolomitmasse am Gehänge eine Rätkalkstufe auf, die an einer flexurartigen Verwerfung gegen diesen Dolomit stößt. Die Störungsline geht dann nach Süden in die tiefe Schuttrinne über, in der bei 2000 m Höhe ein Dolomitaufschluß in gleicher Höhe mit dem östlich benachbarten Rät liegt.

Auch das Aneinandergrenzen von Hauptdolomit und Quarzphyllit westlich der „Hohen Burg“ (2198 m) wird wohl durch eine Verwerfung zu erklären sein. Im benachbarten Tälchen „Käferloch“ wird man ebenfalls auf eine durchziehende Verwerfung schließen müssen, um eine Fort-

¹⁾ AMPFERER, O.: Bergzerreißungen im Inntalraume. Sitzber. d. Ak. d. Wiss. in Wien, Math.-Ntw. Kl., Abt. I, 150. Bd., 3.—6. H., 1941, S. 97.

setzung der Rätgesteine über die Hohe Burg nach Südosten erklären zu können. So besteht die Hohe Burg (2198 *m*) ganz aus Hauptdolomit, während unweit nordwestlich bei P. 1962 die flachgelagerte Nor/Rät-Grenze liegt.

V. Junge geologische Bildungen (Bergzerreißen, Quartär)

Neben der Bruchtektonik treten im ganzen Arbeitsgebiet zahlreiche jüngere Störungen auf, die an der Prägung des Landschaftsbildes mitbeteiligt sind, in Abhängigkeit von der jeweils betroffenen Gesteinsart in vielgestaltigen Formen.

Die mesozoische Schichttafel weist an vielen Stellen tiefe Zerreißenklüfte auf, die besonders im Gebiet südlich des Gschnitztales in Erscheinung treten. So z. B. am Südsporn des Gschnitzer Tribulaun, der in 2700 *m* Höhe mit einer senkrechten Wandstufe fast 100 *m* tief abstürzt. Darunter breitet sich ein Blockmeer mit bis zu hausgroßen Felstrümmern aus, die von einer niedergebrochenen Wandkulisse stammen, einige andere beginnen derzeit allmählich abzureißen. Eine talnächste Partie ist bereits durch einen meterbreiten Spalt vom Bergmassiv getrennt.

Auch am Pflerscher Tribulaun zeichnen sich solche Vorgänge bereits deutlich ab. An der Garklerin weisen, ähnlich wie an der Elfer-Sp. im Pinnistal, die bizarren, schief gegeneinander geneigten Felstürme an ihrem Südennde auf Bergzerreißen hin. Diese ist hier wie dort bedingt durch die Exponiertheit des relativ schmalen Dolomitklotzes auf den ringsum steil abfallenden Hängen der kristallinen Unterlage, wodurch günstige Bedingungen gegeben sind für die destruktive Einwirkung der Schwerkraft.

Vergleichbare Phänomene haben wir schon am „Dürren Igel“ im Pflerschtal beobachten können.

Vielfach sind diese Bergzerreißen aber mit allmählichem Talwärtsgleiten und z. T. beachtlichen Transportweiten verbunden. Im Bereich des Quarzphyllits geht dies ohne sichtbare Rupturen in der Weise vor sich, daß die Kämme und Grate in der Längserstreckung verdoppelt werden, am Leitnerberg und am Allerleigrubenkopf, östlich des Obernberger Sees, durch die Zwischenschaltung langgestreckter schmaler Mulden, wie „verdreifacht“ erscheinen.

Vornehmlich die breitkuppigen Gipfel sind in ähnlicher Weise durch meist seichte Muldenzüge gegliedert. Auch in den Hangbereichen herrscht ein unruhiger Wechsel von Buckeln, Wannern, Verebnungen und Gegenhängen. So sind die zwischen dem Kastnerberg und dem Leitnerberg gelegenen vielen kleinen Tümpel, aber auch der Rohr- und Lichtsee, entgegen der Kartierung F. FRECHS nicht auf Moränenstau, sondern auf Bergzerreißen bzw. Hanggleitungen zurückzuführen. Besonders am Lichtsee ist die Vegetation so spärlich, daß man den anstehenden Phyllit an dem betreffenden Gegenhang allenthalben beobachten kann.

Auch die Gesteine des Metamorphen Kalkkomplexes neigen schon auf Grund ihrer heterogenen stofflichen Zusammensetzung und der wenig stabilen Zwischenlagen, wie z. B. der Kalkphyllite, zu derartigen Gleitbewegungen — en bloc —, wobei sie infolge ihres vergleichsweise stark spröden Festigkeitsverhaltens leichter zertrümmert werden. Zum Teil sind sie bereits durch den eingedrungenen Quarzphyllit in ihrem Schicht-

verband weitgehend zerbrochen worden, so z. B. im Padasterjoch-Gebiet, so daß sie danach für Gleitungsvorgänge geradezu prädestiniert sind. Mit dieser umfassenden „Aufbereitung“ erklärt sich auch die außerordentlich intensive Verstärkung in den Osthängen des Pfeiferspitzkammes, die von weitem einer riesigen Schutthalde gleichsehen. Ähnliches finden wir in kleineren Ausmaßen am Gipfelbau des Obernberger Tribulaun und auf der dem Martar(Martheier)-tal zugekehrten Seite des Hohen Tor.

Größeres Ausmaß erreichen diese Erscheinungen aber in dem ausgedehnten Gleitschollengebiet zwischen der Inneren Obernberger Wildgrube und dem Gsträunjoch. Gewaltige Gesteinsmassen aus dem Hangenden des Hauptdolomits gerieten auf den hier stark osttauchenden Schichtflächen, mehr aber noch auf den glazial übersteilten Hängen des Hinterrennskars ins Gleiten und wurden dabei weitgehend in Blockwerk zerlegt.

Unweit des Gsträunjöchl führt der Weg durch eine blockerfüllte Mulde, an deren Ostseite eine riesige, bereits stark zerrüttete, talwärts etwas gekippte Scholle steht. Deren Westseite läßt sich mit den schon Zehner von Metern entfernten Abbruchrändern am anderen Ende der Mulde verbinden.

Am Gsträunjöchl selbst zieht am Osthang eine langgestreckte Zerreißungswanne in Nord—Südrichtung, flankiert von kleinen, schief stehenden Dolomittürmchen.

Die Durchschnittsneigung der Hänge im Gleitschollengebiet des Hinterrennskars liegt bei etwa 25°. Die Unterlage bildet hier Hauptdolomit mit ostabtauchenden Schichtflächen. Am Hohen Tor und auf der Ostseite des Pfeiferspitzkammes beträgt der Böschungswinkel durchschnittlich etwa 44 bzw. 38°. Hier wird die Hanggleitung durch Unterlagerung mit Quarz- oder Kalkphyllit noch gefördert.

Auch nördlich vom Gschnitztal sahen wir tiefreichende Felskerben jüngster Entstehung. Die der Kessel-Sp. nordöstlich vorgelagerte Gipfelkuppe (P. 2660 m) entsendet nach Ost südosten einen Felsporn gegen Vallschwern. Auf der Flachstrecke neben P. 2394, die beiderseits durch schroffe Steilabstürze begrenzt wird, trifft man mehrmals Nordwest streichende klaffende Spalten, welche die flachliegenden metamorphen Kalke senkrecht durchschneiden, und die bis zu 50 cm breit sind. Diese „Zerrsprünge“ deuten wir i. S. von Bergzerreißen.

In diesen Formenkreis gehört auch die morphologische Ruinenreihe am Ostrand des Fopp-Mandl-Rückens: Zwischen P. 2209 und P. 1908 führt der Steig zur Padasterjoch-Hütte an gebankten Felsklötzen vorbei, die in unterschiedlichen Abständen von Nordost streichenden Zerreißen getroffen werden, welche sich teils nur noch als begrünte Geländeeinschnitte neben den isolierten Felsmassen zu erkennen geben.

Der an der Westseite des Langen Tales (NW vom Blaser) aufragende Felsrücken ist in 2000 m Höhe durch breite Gräben gekennzeichnet, die mit NNE-Streichen parallel zu der Richtung der benachbarten Eintalungen verlaufen. Auch hier ist es durch das Aufreißen der Rätkalke zu einer Zerlegung i. S. von Bergzerreißen gekommen.

In der regionalen Quartäruntersuchung von W. HEISSEL (1932) wurden bereits die Moränenareale unseres Gebietes kartiert, frühere Bearbeiter — besonders F. FRECH und F. KERNER — gaben ebenfalls wertvolle glazialgeologische Hinweise. Neuere Untersuchungen durch H. PASCHINGER¹⁾.

¹⁾ PASCHINGER, H., 1952: Die spätglazialen Gletscher des Gschnitztales (Ztschr. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie, II/1, S. 35—57).

PASCHINGER, H., 1953: Bergsturz und spätglaziale Moränen im Obernbergtal (Tirol) (Ztschr. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie, II/2, S. 312—316).

1. Bergsturzböcke.

Bergsturzmaterial findet sich, soweit nicht durch Gehängeschutt verdeckt, am Fuße der steilen ausgesetzten Felswände oder im „Auswurf“ der tiefen Spalten und Steirinnen. So liegen gewaltige Dolomitböcke im Pinnistal, u. a. nördlich außerhalb der Pinnis-Alm. Von einer großen Ausbruchsnische an der dem Pinnistal zugekehrten Gipfflanke der Elfer-Sp., welche durch zahlreiche Klüfte in Türme und Pfeiler zerlegt ist, stammt die stattliche Ansammlung der Bergsturzböcke, die von zirka 2100 m bis zum Fuße der Dolomittfelsen hinaufreicht.

2. Schuttkegel.

Im Vorfeld von Gräben und Rinnen wurden fast durchweg Schuttkegel gebildet, die im Falle enger Nachbarschaft oftmals zusammengewachsen sind. Besonders deutlich sowohl hinsichtlich der Größe als auch wegen der ausgeprägt symmetrischen Form, wirken die vom Nennes- und Trunabach im Gschnitztal aufgebauten Schuttkegel.

Auch die im Nordwesten gelegenen Gewässer Seibach, Margaretenbach und Griebach entsenden flache Schuttkegel in das Stubaital. In verkehrsgünstiger Lage wird stellenweise das Material der Schuttkegel in kleinen Brüchen als Schotter für Straßen- und Wegebau gewonnen, wie z. B. neben der Straße im Gschnitztal zwischen Rafaisershof und P. 1230, sowie im Stubaital an der Straße von Medratz nach Kampl und auch im Pferschtal.

3. Gehängeschutt.

Daneben treten im Landschaftsbild die weiten Gehängeschutthalden hervor, deren Hauptlieferanten gemäß ihrer Verbreitung und Mächtigkeit der Untere und Obere Dolomit sind. In dem losen Schutt versuchen sich hie und da spärliche Latschenbestände anzusiedeln in ständigem Kampf gegen die Schuttfelder.

Wo der Dolomitschutt jedoch mit den Bruchstücken der über dem Hauptdolomit folgenden kalkig-mergeligen Gesteine gemischt ist oder wo diese allein auftreten, hat sich eine dichte Grasnarbe gebildet. Dort liegen auch die günstigsten Hochmäher und Weideplätze.

Bemerkenswert ist die vergleichsweise geringere Schuttentwicklung — häufig nur Blockbildung — auf den Kristallinhängen, zumal diese überwiegend begrünt sind.

Literaturverzeichnis

(Ergänzungen zur Literatur in den Fußnoten)

- CLAR, E.: Zum Kapitel des Lösungsumsatzes in Kalken. N. Jb. Min. Geol., Beil. Bd. 60, 1928.
- CLAR, E.: Zur Frage der Entstehung der Bänderung von Kalken. Geol. Archiv, 4. Jg., 1. Heft, 1924.
- DÜNNER, H.: Zur Geologie des Tauernwestendes am Brenner. Dissertation — Universität Zürich, 1934, 134 S.
- FRECH, F.: Über ein neues Lias-Vorkommen in den Stubaier Alpen. Jhrb. Geol. R.-A. 1886, S. 355—360.
- FRECH, F.: Die Tribulaungruppe am Brenner in ihrer Bedeutung für den Gebirgsbau. Richthofen-Festschrift, Berlin 1893, S. 77—114.
- FRECH, F.: Über das Antlitz der Tiroler Zentralalpen. Ztschr. d. D. u. Ö. Alpenvereins, Innsbruck, 1903, S. 1—31.
- FRECH, F.: Über den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen mit besonderer Rücksicht auf den Brenner. Wiss. Erg.-Hefte d. D. u. Ö. Alpenvereins II. Bd., Innsbruck 1905, 98 S.
- FUCHS, F.: Untersuchungen am tektonischen Gefüge der Tiroler Zentralalpen (Berge westlich des Brenner). I. Jahrb. Geol. B.-A. 1939, S. 233—284.
- HAMMER, W.: Das Quarzkonglomerat am Hohen Burgstall im Stubai (Tirol) und seine Vererzung. Vhlg. Geol. B.-A. 1928, S. 73—85.
- HAMMER, W.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich 1: 75.000, Blatt Ötztal (5146); Wien 1929, 58 S.
- HEISSEL, W.: Quartärgeologie des Silltales. Jhrb. Geol. B.-A. 1932, S. 429—468.
- HERITSCH, F.: Die Grundlagen der Alpenen Tektonik. Berlin, Borntraeger 1923.

- KERNER, F.: Aufnahmsbericht aus dem mittleren Gschnitztale. Vhlg. Geol. R.-A. 1909, S. 257—264.
- KERNER, F.: Die Äquivalente der Carditaschichten im Gschnitztale. Vhlg. Geol. R.-A. 1910, S. 389—395.
- KERNER, F.: Die Quarzphyllite in den Rhätschichten des mittleren Gschnitztales. Jhrb. Geol. R.-A. 1911, S. 385—452.
- KERNER, F.: Reisebericht aus Neder im Stubaitale. Vhlg. Geol. R.-A. 1915, S. 249 bis 260.
- KERNER, F.: Die Überschiebung am Blaser, westlich vom mittleren Silltale. Jhrb. Geol. R.-A. 1918, S. 123—160.
- KERNER, F.: Die geologischen Verhältnisse der Blei- und Zinkerzlagerstätte bei Obernberg am Brenner. Vhlg. Geol. R.-A. 1919, S. 270—277.
- KERNER, F.: Die Grenze zwischen Kristallin und Trias am Nordhange des Tribulaun. Vhlg. Geol. R.-A. 1920, S. 117—121.
- KERNER, F.: Die Überschiebung am Gipfel des Kesselspitz (Stubai). Vhlg. Geol. B.-A. 1925, S. 106—108.
- KLEBELSBERG, R. v.: Der Brenner, geologisch betrachtet. Ztschr. d. D. u. Ö. Alpenvereins, Bd. 51; 1920, S. 1—24.
- KLEBELSBERG, R. v.: Geologie von Tirol. Borntraeger, Berlin 1935.
- KLEBELSBERG, R. v.: Der Westrand des „Tauernfensters“. Ztschr. d. Dtsch. Geol. Ges. Bd. 93, 1941; S. 282—290.
- LADURNER, J.: Allgemeine Kennzeichnung und regionale Stellung alpiner Dolomit-tektonite. Jhrb. Geol. B.-A. 1953, S. 253—300.
- MEIER, O.: Studien zur Tektonik des Tauernfensterrahmens am Brenner. Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. XVIII, 1925, S. 68—152.
- MÜLLER, W.-E.: Zu: Mutschlechner, „Ein neues Jura-Vorkommen im Gschnitztal“ (Tirol). Vhlg. Geol. B.-A. 1960, S. 271—274.
- MUTSCHLECHNER, G.: „Ein neues Jura-Vorkommen im Gschnitztal“ (Tirol). Veröff. d. Museum Ferdinandeum, Innsbruck, 1957, S. 89—97.
- PICHLER, A.: Beiträge zur Geognosie Tirols. II. Aus dem Inn- und Wipptale. Ztschr. d. Museum Ferdinandeum zu Innsbruck, Folge 3, Heft 8. 1859, S. 137—232.
- PICHLER, A.: Beiträge zur Geognosie Tirols. Jhrb. Geol. R.-A. 1868, I. Heft, S. 45—52.
- SANDER, B.: Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. Tschermarks Min. u. Petr. Mitt., Bd. 30, 1911, H. 3 u. 4.
- SANDER, B.: Jahresbericht für 1922 (Aufnahmsbericht Blatt Matri). Vhlg. Geol. R.-A. 1923, S. 20.
- SANDER, B.: Carta Geologica delle Tre Venezie. Bl. Meran. 1924.
- SANDER, B.: Erläuterungen zur geolog. Karte Meran—Brixen. Schlern-Schriften, Innsbruck, 1929.
- SANDER, B.: Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge (Rhythmische Kalke und Dolomite aus der Trias). Mineralog. u. petrogr. Mitt. 48; Leipzig 1936, S. 27—139; 141—209.
- SCHMIDEGG, O.: Der geologische Bau der Steinacher Decke mit dem Anthrazitkohlenflöz am Nöblachjoch (Brenner-Gebiet). Veröff. d. Museum Ferdinandeum Innsbruck (Klebelberg-Festschrift) 1949, S. 1—19.
- SCHMIDEGG, O.: Neues zur Geologie des Brennermesozoikums (Blaserdecke und Serleskamm). R. v. Klebelberg-Festschrift der Geol. Ges. Wien, Bd. 48 der Mitt. 1955; Wien 1956, S. 271—295.
- SCHWINNER, R.: Paläozoikum am Brenner. Centr. Bl. f. Min. usw. Abt. B. 1925.
- SPITZ, A.: Studien über die fazielle und tektonische Stellung des Tarntaler und Tribulaun-Mesozoikums. Jhrb. Geol. R.-A., Bd. LXVIII, 1918, S. 171—204.

Erläuterungen zu Tafel 16

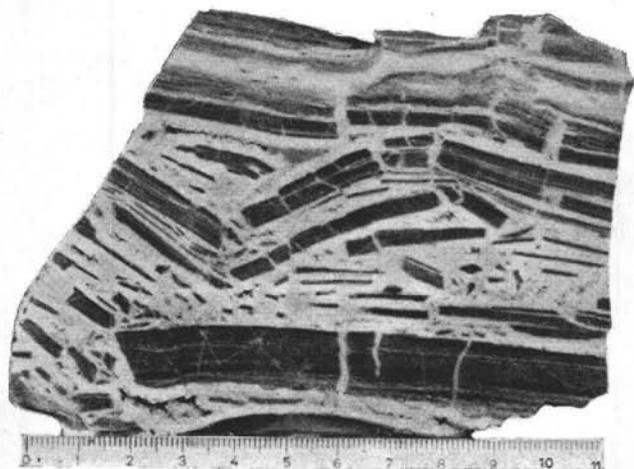
Die photographischen Abbildungen 1—4 zeigen normale Anschnitte bzw. -schliffe von Gesteinsbeispielen, die an der Grenze Hauptdolomit—Rät in 1950 *m* SH. bei Loosloch, SE von P. 2057, nordwestlich Trins i. Gschnitztal entnommen wurden. Es sind brecciöse Dolomitpelitgesteine mit primärer Rot- bis Braunfärbung. Die Füllung der Zwischenschichten, Zwickel und Rupturen besteht aus weißem Dolomitspat, vereinzelt sind noch Restlumina erkennbar (Abb. 3 u. 1).

Abb. 1: Typus „Scherbenbreccie“. Innerhalb einer Zwischenschicht Biegung und Zerbrechung starrer Lagen, z. T. mit Verkippung der Fragmente im Dolomitzement.

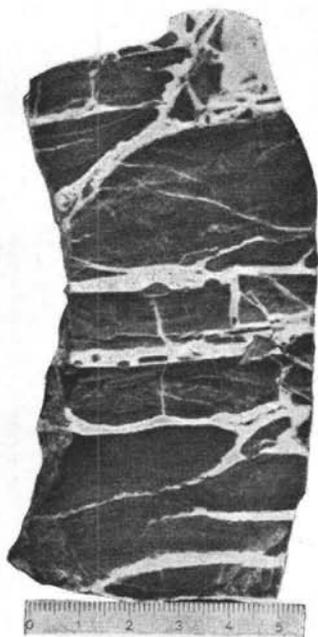
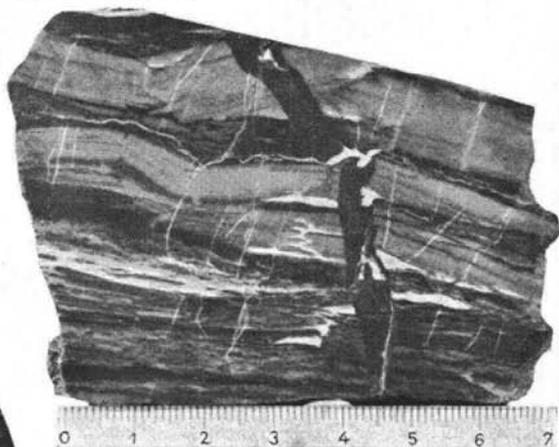
Abb. 2: Biegung und Zerbrechung bereits starrer, erhärteter Lagen (hellrötlich) in teilbeweglichem Pelit (dunkelrotbraun), der auch die vertikale Reißkluft ausfüllt. In Zwickeln und Zwischenräumen Dolomitspat.

Abb. 3: Einzelne Bruchstücke sind in den noch teilbeweglichen Pelit nach unten etwas eingesunken (Bildmitte), andere wurden geopetal der Sedimentoberfläche angelagert. Daneben treten im Pelit bereits ältere Inhomogenitätsbildungen (Feinbreccie und Sedimentkräuselung) auf. Mit Dolomitspat verheilte Risse sind z. T. unscharf mit dem umgebenden Rot-Pelit verzahnt.

Abb. 4: Im unteren Bildteil überwiegend erhaltenes Lagengefüge, darüber stärker zerbrochene Pelitschichten mit verstellten Fragmenten.



2



3

4



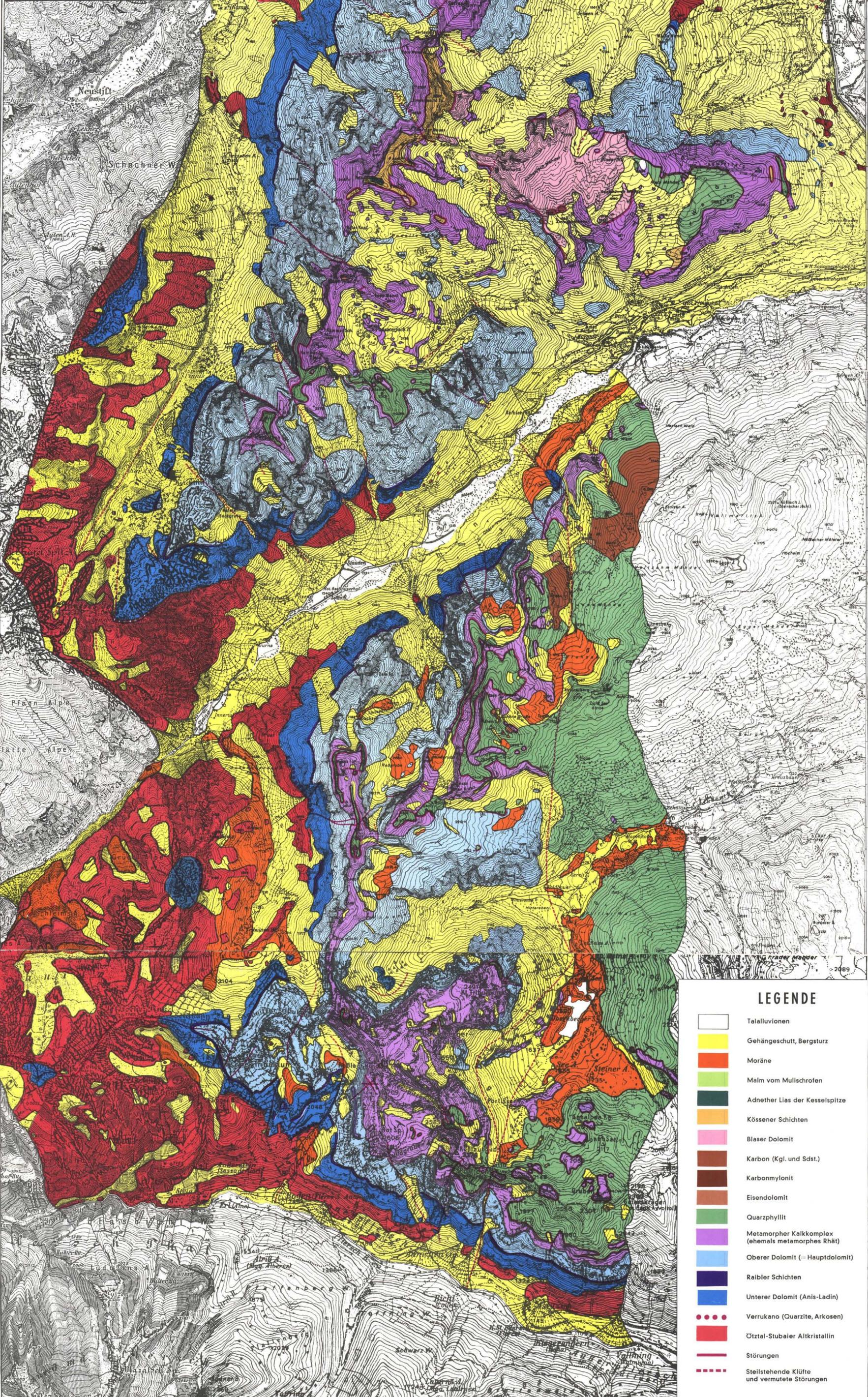
Geologische Karte des Brennermesozoikums

zwischen Stubai und Pflerschtal (Tirol)

Aufgenommen von
H. Kübler und W. E. Müller
in den Jahren 1955–1959

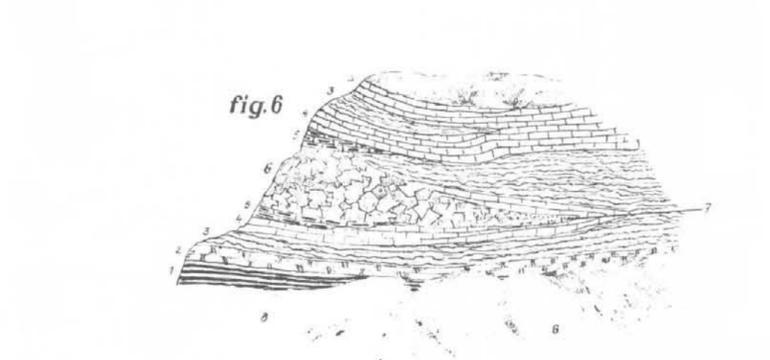
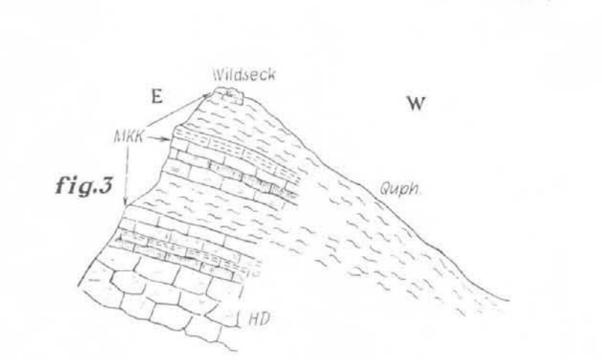
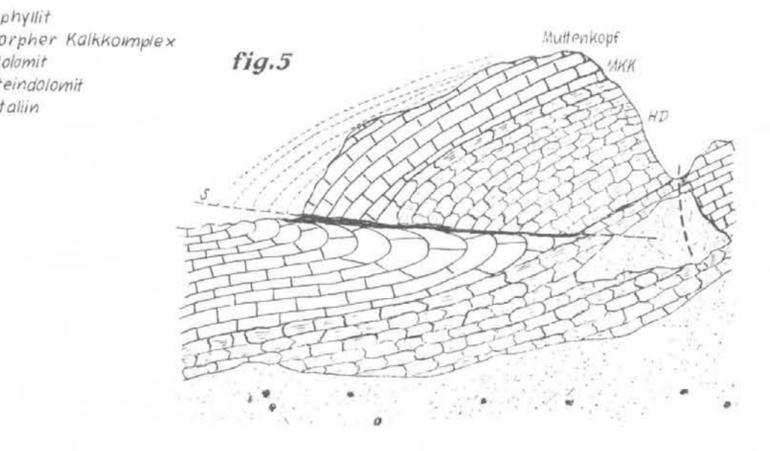
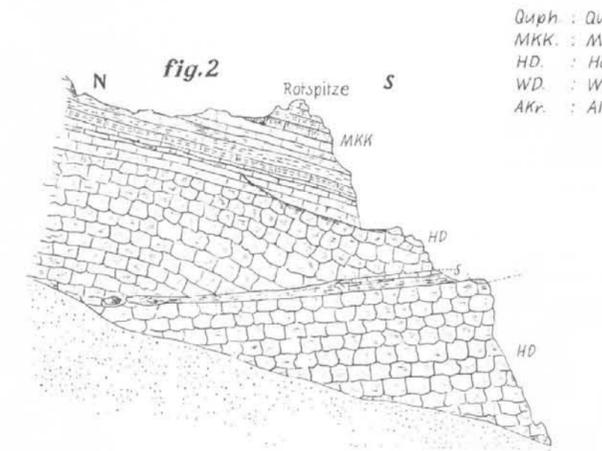
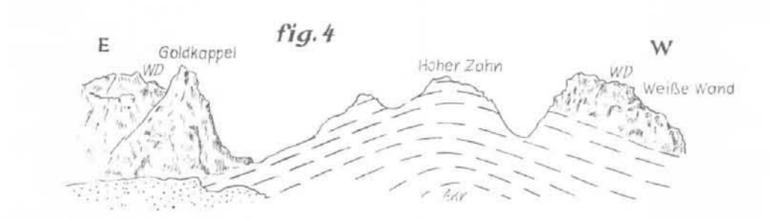
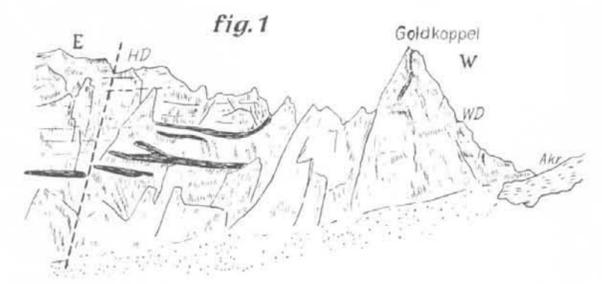
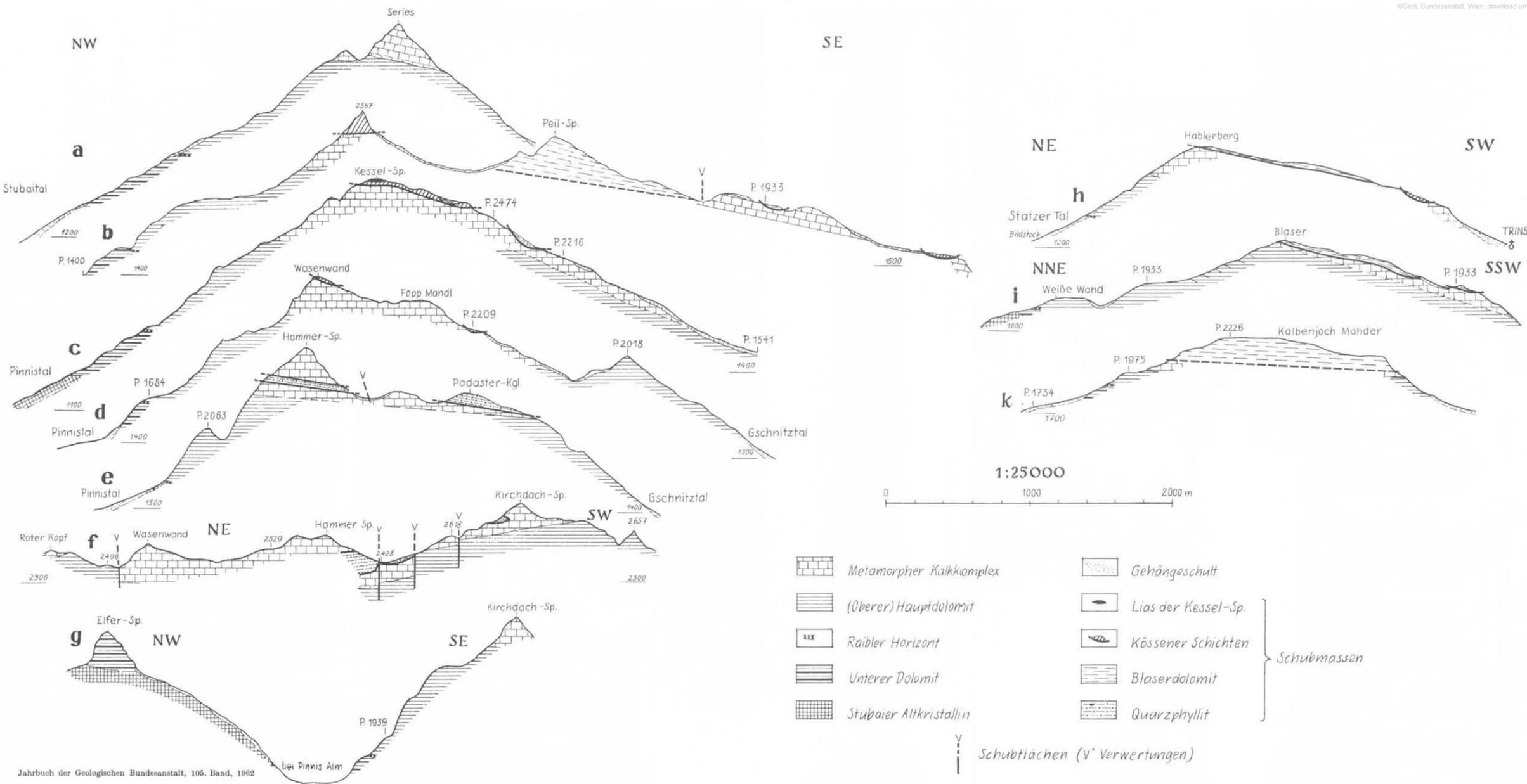


Maßstab 1 : 31 750
1 km 5 km



LEGENDE

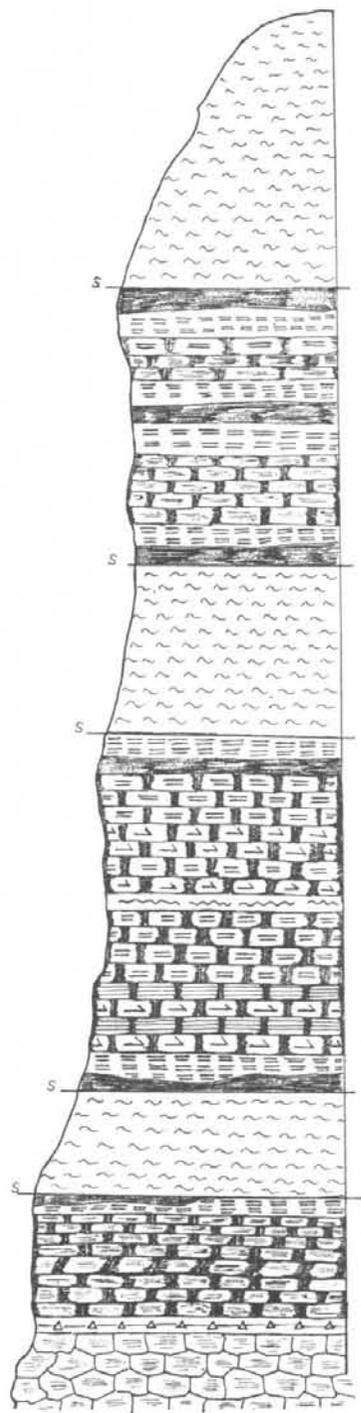
-  Talalluvionen
-  Gehängeschutt, Bergsturz
-  Moräne
-  Malm vom Mulischrofen
-  Adnether Lias der Kesselspitze
-  Kössener Schichten
-  Blaser Dolomit
-  Karbon (Kgl. und Sdst.)
-  Karbonmylonit
-  Eisendolomit
-  Quarzphyllit
-  Metamorpher Kalkkomplex (ehemals metamorphes Rhät)
-  Oberer Dolomit (= Hauptdolomit)
-  Raibler Schichten
-  Unterer Dolomit (Anis-Ladin)
-  Verrukano (Quarzite, Arkosen)
-  Ötztal-Stubai-er Altkristallin
-  Störungen
-  Steilstehende Klüfte und vermutete Störungen



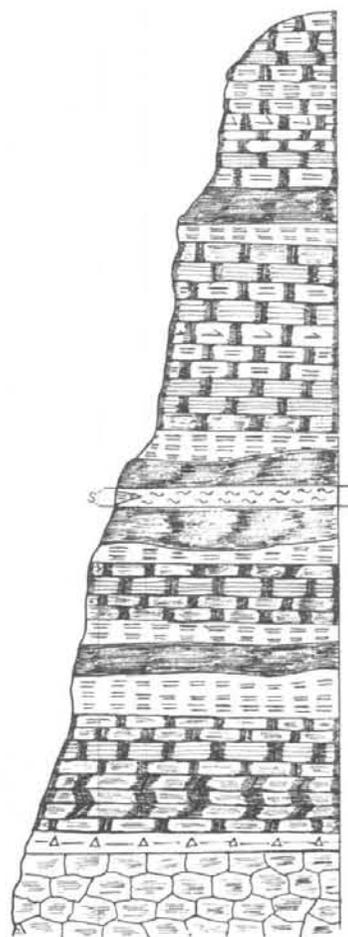
Profile und geologische Skizzen aus dem Brenner-Mesozoikum
Erläuterungen zu den Skizzen: (Figuren 1—6)

- Fig. 1: Verschuppung des Raiblerbandes am Goldkoppel-Nordabsturz.
 - Fig. 2: Überschiebung von Hauptdolomit über Hauptdolomit mit Einklemmung des basalen Rhätbandes Ghaggraben/Pferschtal.
 - Fig. 3: Die Quarzphyllitverteilung am Wildseck (schematisches Ost-West-Profil).
 - Fig. 4: Die Antiklinale am Hohen Zahn (im Ötztal-Stubaier Altkristallin).
 - Fig. 5: Verfaltung von Hauptdolomit und Gesteinen des metamorphen Kalkkomplexes am Mattekopf im hintersten Martartartal. HD = Hauptdolomit; MKK = hier die basalen, größtenteils dolomitischen Partien des metamorphen Kalkkomplexes. Zum Teil sind diese plattig entwickelt, nach oben schalten sich mehr und mehr helle Marmore, Kalkschiefer und dunkle kristalline Kalke ein. S = Schubbahn, an der die Doppelfalte etwas zerschert ist. Hier treten dünnplattige, dunkle kristalline Kalke, Kalkschiefer und Kalkphyllite, teils auch plattige, graue Bändermarmore auf. (= Schf.)
 - Fig. 6: Das Westende der Oberjura-Serie am Mulischrofen.
 - 1 Bändermarmor.
 - 2 Dunkle, plattige kristalline Kalke.
 - 3 Kalkphyllite.
 - 4 Wellige, dichte, dünnplattige, ausgesprochen nichtmetamorphe Kalke. Zum Teil auch massig und breccios entwickelt.
 - 5 Rot-weiß gefaserte Kalke, ebenfalls dicht.
 - 6 Roter Radiolarit.
 - 3a Die welligen, grauen Kalke gehen an einer Stelle nochmals in Kalkphyllit über, der sich auch in nichts vom liegenden Kalkphyllit unterscheidet, der zum metamorphen Kalkkomplex gehört.
 - 7 Kieseliges Kalk.
 - 8 Schutt.
- Dieses Profil auf der Westseite des Mulischrofen (Meereshöhe 1630 m) zeigt das Auskeilen des Radiolarits in kalkigen Gesteinen. Ferner sieht man den allmählichen Übergang der nichtmetamorphen Oberjuragesteine (Wellige, graue Kalke im Liegenden und Hangenden des Radiolarits) in hochmetamorphe Kalkphyllite, die ihrerseits wieder in plattige kristalline Kalke und schließlich in Bändermarmore übergehen.
- Das Profil ist bei weitem nicht so gut aufgeschlossen, wie hier der Anschaulichkeit halber angegeben. An einer Stelle mußte ein Schurfgraben angelegt werden, um die Verhältnisse sicher zu klären. Trotzdem gelang der einwandfreie Nachweis sedimentärer Auflagerung der nichtmetamorphen Gesteine des Oberjura auf den Serien des metamorphen Kalkkomplexes. (Siehe Kap. I G).

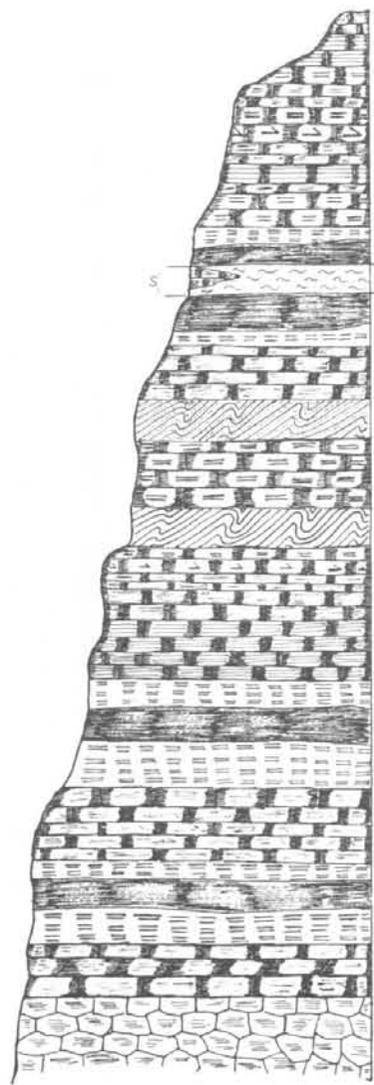
Schmurzjoch
WEST



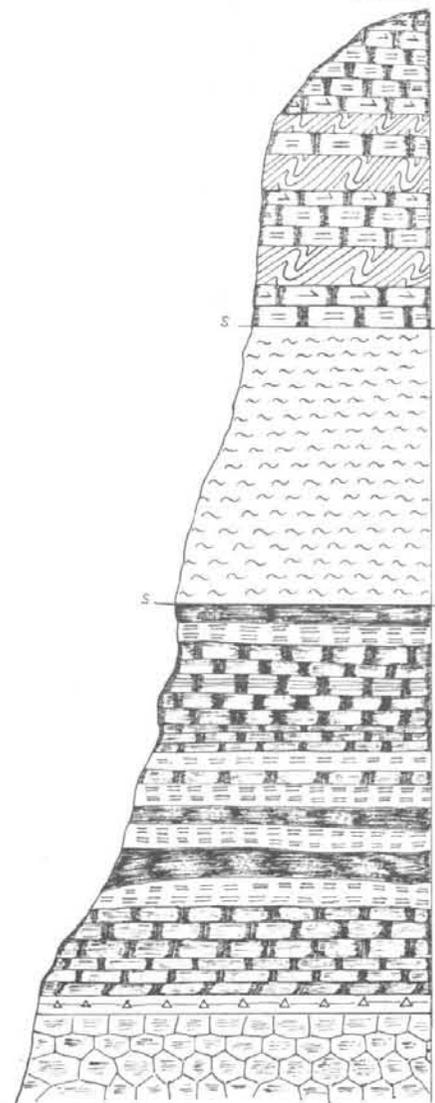
Hohes Tor
WEST



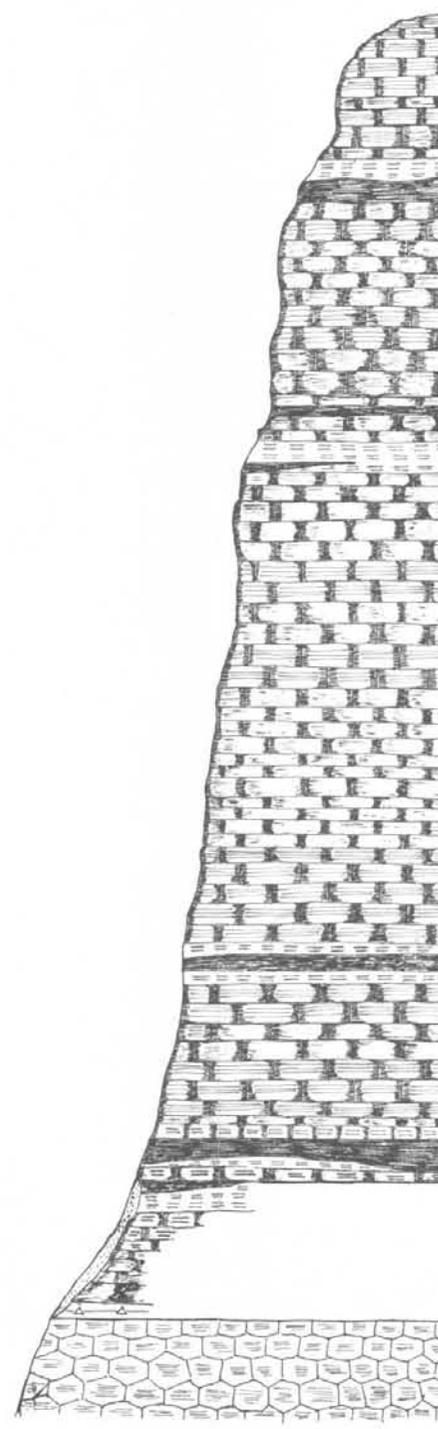
Schwarze Wand
WEST



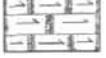
Kirchdach
SÜDOST



Serles
SÜDWEST



LEGENDE

-  Rhätolomit
-  Kalkschiefer
-  Kalkphyllit
-  Plattige bis dünnbankige graue Kalke
-  Dickbankige bis massige graue Kalke
-  Bänderglimmermarmore (-Lagenglimmermarmore)
-  Durchspickte Glimmermarmore
-  Glimmerarme bis-freie Bändermarmore
-  Mangankieselschiefer
-  Kieselschiefer
-  Quarzphyllit
-  Hauptdolomit
-  Rhätisch/Narische Grenzbreccie

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1962

Band/Volume: [105](#)

Autor(en)/Author(s): Kübler Horst, Müller Wolf Eberhard

Artikel/Article: [Die Geologie des Brenner-Mesozoikums zwischen Stubai- und Pflerschtal \(Tirol\) 173-242](#)