

Das Baumaterial der Gebirge zwischen Sonnblick-Hocharn-Gruppe und dem Salzachtal

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **28 (1935)**

Heft 1

PDF erstellt am: **17.05.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

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

(Lit. 3, 4, 11, 17, 48, 86, 97, 115, 121) die auftretenden Gesteinstypen. Wir kennen den petrographischen Charakter der Gneiskerne und der wichtigeren Glieder der Schieferhülle. Wir sind orientiert über die Ausdehnung der Gneismassen, über ihre Hangendserie, über den Verlauf und das Streichen der Zonen im Allgemeinen. Bekannt ist auch der Grad der Metamorphose, die Verschieferung. Die Existenz von Schuppungen und Überfaltungen in der Richtung von S nach N (SW nach NE) ist ebenfalls schon erwähnt.

Es fehlt aber die genaue Darstellung tektonischer Einzelheiten. Die Ansicht über das Alter der Gesteine ist nach wie vor strittig, ebenso diejenige über das Alter der Granitintrusion. Auch geht der Meinungsstreit für und wider die Autochthonie der Zentralgneismassen der Tauern heute noch weiter. Die Frage der Kontaktmetamorphose an den Ophiolithen wurde in jüngster Zeit von neuem aufgerollt.

So sind detaillierte Studien für den Fortgang der Erkenntnis heute mehr als je dringend wünschbar. In diesem Sinne will auch die vorliegende Arbeit verstanden werden, als ein kleiner Beitrag zur Förderung unseres Wissens um die Geologie der Hohen Tauern.

II. Das Baumaterial der Gebirge zwischen Sonnblick-Hocharn-Gruppe und dem Salzachtal.

Die ausführliche Behandlung der Literatur hat bereits gezeigt, dass die Schichtfolgen der Tauern schon recht viele Deutungen erfahren haben. Man kann sogar fast sagen, dass jeder Forscher sich seine eigene Stratigraphie gezimmert hat. Auch heute noch ist die Deutung der Schichtfolgen und die Altersfrage der einzelnen Glieder stark umstritten; ich möchte nur auf die Arbeit von A. WINKLER hinweisen, der, in vorsichtiger Form zwar, wieder das rein paläozoische Alter der gesamten Gesteinsfolge der Schieferhülle behauptet (Lit. 121). Es gibt aber eine ganze Reihe von Tatsachen, die gegen diese Ansicht WINKLERS sprechen.

In den Westalpen, dann namentlich in Bünden und im Unterengadin treten in der Zentralzone der Alpen diejenigen Schichtfolgen auf, die mit den Serien der Tauern die grösste Ähnlichkeit haben und von jeher mit ihnen in Parallele gesetzt worden sind (STUDER, TERMIER, SUESS, STEINMANN u. A.). Demgegenüber wird heute allgemein anerkannt, dass die Muralpen, deren Gesteine so oft zum Vergleich mit den Tauerngesteinen herhalten müssen, eine ganz andere tektonische Position haben als die Tauern. Das muss den Wert der stratigraphischen Vergleichsmöglichkeiten zwischen diesen beiden Gebieten stark beeinträchtigen.

In den höheren penninischen Decken der Westalpen wie auch Graubündens ist schon lange ein Horizont graphitischer Gesteine bekannt, Graphit-

quarzite und -schiefer, die in völliger Gleichartigkeit auch in den Tauern wieder auftreten. Dieser graphitführende Leithorizont wird in den Westalpen von den schweizerischen, französischen und italienischen Geologen ins Karbon gestellt. Ebenso treffen wir in den Tauern in genau gleicher Weise die verschiedenen Glimmerschiefer- und Quarzitschiefer-Typen der Westalpen, unter denen besonders die Blätterquarzite die höheren penninischen Einheiten beider Gebiete charakterisieren. Weiter sind besonders typisch in beiden Gebieten die Bildungen der Trias, so dass ihr Auffinden in den Tauern die sichere Festlegung eines bestimmten Niveau in der stratigraphischen Skala, wie sie in den Schweizeralpen aufgestellt wurde, bedeutet. Dieser eigentliche Leithorizont sowohl der Westalpen wie auch der Tauern setzt sich zusammen aus: tafeligen Quarziten und Quarzitschiefern; aus Dolomiten (dicht oder kristallin, weiss, gelb oder grau); aus Kalkmarmoren, Rauhacke und Gips. Obschon diese Gesteine absolut fossilifer sind, sind sie trotz einer oft recht starken Metamorphose den durch Fossilien belegten Triasgesteinen benachbarter Bildungsräume, z. B. des Unterostalpins und des Helvetikums, derart ähnlich, ja gleichartig, dass wir nicht zögern, sie ebenfalls zur Trias zu stellen. An vereinzelt Stellen wurden ja übrigens auch im penninischen Ablagerungsbereich der Westalpen und Bündens die für die Trias leitenden Gyroporellen gefunden, so in der wenig metamorphen Trias der „zone du Briançonnais“ und in den Schamser Decken. Auch durch mächtige Ausbildung von Diploporen- und Crinoidendolomiten nebst grauen Marmoren ist die Trias der Schamser-Decken ausgezeichnet. Daneben gelten die stratigraphischen Rauhacken, die Gipsstöcke, grossenteils auch die weissen, gelben und grauen Dolomite im Gebiet der gesamten Alpen, also im helvetischen, penninischen und im ostalpinen Faziesraum, als *leitend* für die Triasstufe. HEIM (Lit. 34, Geologie d. Schweiz) betont dies besonders für die Rauhacke; sie kommt in keinem andern Schichtkomplex der Alpen vor als in der Trias. Auch die mächtigen Kalkglimmerschiefer- und Kalkphyllitserien mitsamt ihren ophiolithischen Einlagerungen sind für die ganze penninische Zentralzone, von den Westalpen bis zu den Tauern, typisch. Für diesen Schichtkomplex hat sich die Analogie durch das Auffinden der Liasbreccien und der Flynsgesteine in den Tauern (s. STAUB, Lit. 97) noch verstärkt.

In der folgenden Besprechung der stratigraphischen Gliederung meines Untersuchungsgebietes möchte ich die Schichtfolge der tektonisch selbständigen Gesteinskomplexe nacheinander gesondert beschreiben. Es wird deshalb gut sein, diese tektonischen Hauptelemente einleitend kurz zu nennen.

Die Masse des Sonnblick-Gneiskerns liegt völlig ausserhalb des kartierten Gebietes, dessen ganzer südlicher und mittlerer Teil anscheinend zur höheren Modereck-Decke gehört. Diese Haupteinheit wird im N von einem mächtigen Schieferkomplex, der aus vielen Schuppen besteht, überlagert. Im Salzachtal treffen wir schliesslich Vertreter der Radstätter Decken und dann den Pinzgauer Quarzphyllit. Die vorläufig in Betracht kommende Grossgliederung ist also von S nach N die folgende:

- 1) Die Modereck-Decke.
- 2) Der Schuppenkomplex über der Modereck-Decke.
- 3) Die Radstätter Gebilde und der Pinzgauer Quarzphyllit.

Die Modereck-Decke besteht aus einer kristallinen Serie vor-triadischer Gesteine, mit Gneisen an der Basis, einer recht gut gegliederten Triasfolge und aus jüngeren mesozoischen Gesteinen mit Ophiolithen. Die Beschreibung der parakristallinen Gesteinstypen dieser Einheit gilt auch für die gleichartigen Gesteine der höheren Schuppenpakete im N der Modereck-Decke. Auch die petrographische Charakterisierung der Kalkglimmerschiefer, die völlig den Bündnerschiefern der penninischen Schweizeralpen gleichen, sowie der Ophiolithe und ihrer Kontaktprodukte kann bei der Modereck-Decke einheitlich durchgeführt werden. Was die Trias anbetrifft, so spielt sie, ausser der anders ausgebildeten Trias der Radstätter Gebilde, nur in der Modereck-Decke eine wichtige Rolle, sodass wir sie im ersten Kapitel petrographisch untersuchen werden. Bei der Besprechung der hochpenninischen Schuppenzone haben wir dann nur noch eventuell neuauftretende Gesteinstypen eingehender zu besprechen. Neuartig erscheint dann schliesslich die Gesteinsserie der nördlichen Klammkalk-Zone.

Wir beginnen mit der Besprechung der Gesteine der tiefsten tektonischen Einheit, der Modereck-Decke.

1) Stratigraphie der Modereck-Decke.

A) Die kristallinen Gesteine.

Auf der Südabdachung führt diese Deckeneinheit, die in zwei Teildecken zerfällt (S. 296), wie wir im folgenden Kapitel sehen werden, Orthogneise. Dieser Orthogneiszug erreicht jedoch unser Gebiet nicht mehr, sondern keilt auf der Südseite der Weissenbachscharte aus. Im Grossfleisstal ist er schon 100 m mächtig; der helle Gneis ist im Innern recht massig, während er sowohl an der Basis wie auch gegen das Hangende zu stark verschiefert erscheint. Die Hangendgrenze gegen die hellen quarzitischen Glimmerschiefer lässt sich daher kaum genau festlegen. Sowohl der weisse, oft grünliche (Stanziwurten) Gneis (oder Gneisschiefer) wie der Glimmerschiefer im Hangenden sind reichlich mit Quarz injiziert. Quarzgänge, -adern und -äderchen durchsetzen die Schichten nach allen Richtungen. Es handelt sich hier um eine junge Quarzinjektion, die ein tektonisch stark gestörtes Gestein vorfand und die ev. mit der jungalpinen Goldquarzinjektion des Sonnblickgebietes in Zusammenhang steht (Lit. 130).

Auf der Nordabdachung der Tauern, d. h. in meinem Untersuchungsgebiet, finden sich nur noch Linsen dieser Gneise der Modereck-Decke, so auf der Baumgartl-Alm (mittleres Seidlwinkltal), ob der Hirzkaralm, im Höllkar (ob Ferleiten).

Dieser geschieferte Gneis unbestimmten Alters zeigt im Dünnschliffbild eine ausgezeichnete Siebstruktur. Die Porphyroblasten von Albit-Oligoklas und von Orthoklas sind durchsiebt von kleinen Albit- und Quarzkörnern. Der Quarz

tritt auch frei auf, aber nur in kleineren Körnern. Dazu finden wir einen farblosen bis schwach grünlichen Chlorit (Interferenzfarbe schmutzig grau), ferner als wichtigen Nebengemengteil Muskowit. Limonit, Apatit, und kleine Zirkone vervollständigen den Mineralbestand. Das Gefüge ist kristallisationsschiefrig, was besonders durch den Glimmer und den Chlorit, dann aber auch durch die Einschlüsse der Feldspatxenoblasten zum Ausdruck kommt.

Ein weiterer Schliff eines Gneises aus dem Höllbachgraben, der ebenfalls zur Modereck-Decke gehört und aus deren Stirnpartie stammt, führt als Hauptgemengteile Quarz, Orthoklas (Mikroklin), Muskowit (Serizit). Der Orthoklas (Mikroklin) ist meist erfüllt von Mikrolithen; er tritt auf als Porphyroblast. Als Nebengemengteile finden sich: Pyrit mit starkem Limonitrand, Magnetit, ferner Apatit und Zirkon. Die Struktur ist porphyroblastisch bis granoblastisch zu nennen. Beginnende Kataklyse ist nur an den Mikroklinen da und dort zu erkennen. Das Bild der Textur ist kristallisationsschiefrig bis flaserig. Die Feldspäte erscheinen als Relikte einer granitischen bis porphyrischen Struktur. Sie werden von den Glimmermineralien umflossen. Die Mikrokline wurden z. Teil gedreht.

Die besprochenen Schliffbilder des basalen Gneises der Modereck-Decke zeigen eine grosse Durchbewegung an; Kristallisationsschieferung und Flasertextur, verbunden mit Mineralneubildung (Quarz, Albit, Glimmermineralien). Das strukturelle und texturale Bild entspricht dem im Feld zu beobachtenden tektonischen Stil weiter Überschiebungen.

Eines der wichtigsten Gesteine der parakristallinen Serie der Modereck-Decke ist der massige, meist graue, braun anwitternde graphitführende Quarzit. Er ist undeutlich gebankt, bald heller, bald dunkler, und tritt meist wandbildend auf. Stellenweise kann er zum schwarzen, stiebenden Graphitquarzit werden. Lokalnamen wie die „Gruben“ ob Ferleiten weisen auf Sondierungen hin, die diesem Quarzit wegen seines Eisenerz-Gehaltes, der örtlich zunehmen kann, gegolten haben. Meist ist derselbe gering. Dieser massige Quarzit ist ein konstantes Glied des Modereckkristallins, das vom Schareck und Rosschartenkopf bis in die Stirnregion der Modereck-Decke zu verfolgen ist, sowohl im Ferleiten- wie im hintern und mittleren Seidlwinkltal.

Im Dünnschliff zeigt dieses Gestein *Quarz* als einzigen Hauptgemengteil; seine Korngrösse ist ziemlich gleichmässig. Als Nebengemengteile treten auf: Serizit, Chlorit und Disthen, die oft durch Graphit dunkel gefärbt sind, ferner Limonit, Pyrit und hie und da kleine Zirkone. Die Struktur ist granoblastisch, die Textur massig; sie zeigt kaum irgendwelche tektonische Einflüsse.

Mit diesen Graphitquarziten, sowohl in deren Hangendem wie in deren Liegendem, finden wir Graphitphyllite, z. B. am Fuschertörl, auf der Piffalm, im Höllbach. Diese sind meist völlig schwarz und kalkfrei, feinschiefrig bis phyllitisch.

Im Schliff ist dieser Phyllit sehr graphitreich und enthält fast nur Muskowit. Quarz tritt gänzlich zurück; er ist nur mehr akzessorisch vorhanden. Bei ausgezeichnet lepidoblastischer Struktur ist die Fältelungstextur das Normale bei diesem Gestein.

In Verbindung mit dem Graphitquarzit trifft man oft graphitreiche Disthenglimmerschiefer. Es sind dies schwarze Schiefer mit Disthennadeln von der Grösse einiger mm bis über 1 cm.

Im Dünnschliff bestimmen wir als Hauptgemengteile Quarz, Muskowitserizit, ferner Disthen als Porphyroblasten. Die Graphitverteilung vollzieht sich hauptsächlich zwischen den Glimmerschnüren; auch die Disthene sind von kohligter Substanz verunreinigt, weshalb sie makroskopisch schwarz erscheinen. Doch wechselt der Graphitgehalt in verschiedenen Schliffen recht stark. Als Übergemengteile fand ich: Zirkon, Magnetit, Turmalin. Die Struktur ist nematoblastisch bis prophyroblastisch. Die Disthenporphyroblasten werden von Glimmer umflossen. Texturell ist neben guter Kristallisationsschieferung häufig Fältelung zu beobachten. In den Faltenknien treten dann Quarzanhäufungen und Disthen auf. Die Disthenporphyroblasten sind öfter quergestellt; die Schieferung setzt nicht durch sie hindurch. Sie bilden auf den Schieferungsflächen schwarze Tüpfel und Nadeln, sodass wir hier teilweise sog. Tüpfelschiefer vor uns haben.

Im Hangenden des Graphithorizontes treffen wir weitere quarzische Glieder: weisse Glimmerquarzite und Quarzitschiefer, Glimmerschiefer, Chloritoidschiefer etc.

Das Hauptgestein der parakristallinen Serie ausser den graphitischen Gliedern ist der Quarzitschiefer; er ist stark schiefrig ausgebildet infolge reicheren Glimmergehaltes und intensiver Durchbewegung. Das Gestein hat oft die Blättrigkeit der oberpaläozischen „Quartzites feuilletés“ der Westalpen, von denen sie nicht zu unterscheiden sind. Öfter bricht das Gestein stengelig.

Schliffe dieser Gesteine zeigen uns Quarz als weitaus vorherrschenden Hauptgemengteil; er löscht undulös aus und zeigt des öftern den Beginn von kataklastischem Zerfall. Serizit windet sich in Schnüren durch das granoblastische Quarzkorngewebe. Chlorit ist nie häufig vertreten, fehlt da und dort gänzlich. Übergemengteile sind ferner: Rutil, Zirkon, Pyrit, Magnetit, Turmalin. Die Struktur ist granoblastisch bis granoklastisch, die Textur schiefrig. Schliffe aus diesem Quarzitschieferhorizont lassen deutliche Fältelung erkennen, mit den gleichen Merkmalen, wie sie SANDER (Lit. 73) an Kalkglimmerschiefern und Quarzitschiefern aus dem Schmirntal bei St. Jodok am Brenner beschreibt. Die Fältelung ruft örtlich Kataklyse des Quarzes hervor; die Quarze sind teils unscharf, teils scharf verzahnt. Dazu ist die Faltung auch an Quarzreihen und am Muskowitgeflecht zu erkennen. — In einem Schliff eines Quarzitschiefers vom Fuschertörl z. B. sind die Quarz-Individuen meist oblong, leisten- bis phakoidförmig oder lappig ausgebildet, mit starker undulöser Auslöschung. Die Quarzkörner sind unrein, wie von feinstem mechanischem Staub erfüllt. Neben Quarz tritt einzig noch Muskowit als wichtigeres Mineral auf. Er zieht in faltigen Girlanden durch das pflasterige Quarzgefüge und ist teilweise durch Limonit verfärbt. Die faltige Anordnung des Glimmers, dann aber auch das Quarzgefüge, lassen die starken Differentialbewegungen, die das Gestein betroffen haben, erkennen. — Ein weiterer Schliff eines Quarzites vom „Gscheibligen Fleckl“ (ob Ferleiten) lässt in seinem Wechsel von gröbereren Quarzkornreihen mit solchen von feinerem Korn, sowie durch das Fehlen von oblongen Körnern das kristalline Abbild der sedimentären Schichtung erkennen.

Dieser Quarzitschieferhorizont führt an gewissen Orten reichlichen Turmalin. Auf Mitterasten und im Angertal fand ich diese

Blätterquarzite oder „Quartzites feuilletés“ mit schönen, z. T. ansehnlich grossen Turmalinstengeln. Es scheint sich dieser Horizont speziell durch Turmalinreichtum auszuzeichnen; auch die Glimmerschiefer führen regelmässig etwas Turmalin.

Das schönste Gestein der vortriadischen Serie der Modereck-Decke ist ein weisser, glänzender Chloritoidschiefer, bald etwas kompakter, wenn quarzreicher; bald wieder blättriger; mit dunkelgrünen bis schwarzen Tupfen stellenweise wie übersät (Chloritoid).

Im Dünnschliff präsentiert sich das namengebende Mineral in schönster Ausbildung, mit seinem typischen Pleochroismus, der von gelb (c-Achse) über dunkelgrün-olivgrün (b-Achse) zu violett und blau (a-Achse) führt. Regelmässig enthält der Chloritoid Einschlüsse von kleinen Rutilnadeln, in einigen Schliffen auch von Quarz und Hämatit. Quarz und Muskowit sind die weiteren Hauptgemengteile. Die von NIGGLI in Lit. 60 beschriebenen Mineralassoziationen der Chloritoidschiefer wiederholen sich hier in gleicher Weise: Quarz, Chloritoid und Muskowit treten, in wechselnder Menge, als Hauptgemengteile auf. Chlorit fehlt den Typen des Finsterwaldergrabens und des Arschkogls gänzlich. Er tritt aber weiter im N, im Höllbach auf, wo wir die Mineralassoziation: Quarz, Muskowit, Chloritoid, Chlorit haben. Der Chlorit ist Pennin, mit gelbgrünem Pleochroismus und anomalen Interferenzfarben. Zu diesem Mineralbestand gesellen sich beim Höllbachtypus als Nebengemengteile Zirkon und Rutil. Die Gesteine sind ausgezeichnet kristallisationsschiefrig; der Quarz ist in Streifen und Leisten angeordnet, dazwischen verlaufen Muskowitbänder. Der Chloritoid tritt hier nicht als Porphyroblast auf, sondern hat die Grösse der Quarzkörner, oder denselben Durchmesser wie die Quarzleisten. Er ist teils in der Schieferungsrichtung orientiert, teils aber auch quer dazu. In einzelnen Schliffen zeigt er den Beginn der Umwandlung in Chlorit (Pennin). Die Struktur ist grob nematoblastisch.

Die Schriffe der Chloritoidschiefer aus dem Finsterwaldergraben oder vom Arschkogel führen als wichtigen Nebengemengteil Hämatit (basale Spaltbarkeit, weiss blitzendes Reflexionslicht). Auch hier sind Quarz und Muskowit streifig-lagig angeordnet. Im Druckschatten der Chloritoide wuchsen Quarz- und Glimmerneubildungen in die Zerrungshohlräume hinein. Der Rutil, in kleinen gelben Stengeln, ist recht häufig. Der rundliche, rechteckige oder kurzsäulige bis stengelige Chloritoid tritt meist als schöner Porphyroblast auf. Er enthält als Einschlüsse Rutil, Hämatit, Quarz, selten Glimmer. — Das Verhältnis Quarz zu Muskowit schwankt sehr in diesen Chloritoidschiefern; das eine Mal überwiegt der Glimmer, sodass wir einen blättrig-schiefrigen Gesteinstyp erhalten; der Quarz kann hier zum Nebengemengteil heruntersinken. Dann finden wir aber auch den kompakten, gneisigen Schiefer, in dem der Quarz den weitaus wichtigsten Gemengteil ausmacht. Die Struktur dieses Typs ist eher granoblastisch oder porphyroblastisch.

Als Begleiter dieser Chloritoidschiefer wäre noch ein reiner Glimmerschiefer zu erwähnen, der Muskowit als einzigen Hauptgemengteil führt; z. Teil trifft man auch feinschuppigen Serizit. Als Nebengemengteil treten auf: Ein Chlorit der Klinochlorgruppe, der unsern Schiefer grünlich färbt, ferner Pyrit und recht viel Hämatit, vereinzelt Zirkon. Turmalin in kleinen kurzen Säulchen ist recht häufig. Quarz tritt gänzlich zurück. Als Spezialität ist in diesem Schliff *Staurolith* zu erwähnen; die Struktur ist lepidoblastisch.

B) Die Gesteine der Trias.

Auf der kristallinen Gesteinsfolge der Modereck-Decke finden wir im Gebiet nördlich der Rosscharte und des Hochtors, am Wustkogel, im hinteren und mittleren Seidlwinkltal, am Fuschertörl, an den Hängen und Kämmen bis hinaus zum Schwarzkopf, die auffallende, weiss, gelb und rot leuchtende Serie triadischer Gesteine. Graue Marmorwände, weisse Dolomithfelsen, durchzogen von leuchtenden Runsen und Dolomitsandschutthalden, sanfte Terrassen von Glimmerschiefern und Dolomitschiefern, zackige wilde Gräte und Felsen von Rauhwacken bilden zusammen eine vielgestaltige, an Formen reiche Landschaft. Die Triasvorkommen auf der Südabdachung, die zur südlichen Modereck-Teildecke gehören, sind faziell von genau gleicher Ausbildung wie in der nördlichen Modereck-Teildecke, ob wir sie nun an der Roten Wand oder an der Stanziwurten studieren.

An wenigen Stellen, auf der Südabdachung regelmässiger zu beobachten, findet man an der Basis der Trias tafelige Quarzite und Glimmerquarzite. Solche sind z. B. anstehend ob der Hirzkar-Alm, etwas über 2000 m, ferner im Finsterwaldergraben (Ferleitental). An der Stanziwurten und südlich vom Matreier Törl sind diese Tafelquarzite schön entwickelt; sie sind an ersterer Lokalität schon R. Staub aufgefallen. Als unterer Haupthorizont, ziemlich regelmässig auftretend, trifft man aber meistens einen Dolomit- und Rauhwackehorizont: weisse und gelbe, oft schiefrige Dolomite (etwas Glimmer führend) und gelbe bis gelbrote, leuchtende Rauhwacke. Dieser Dolomit-Rauhwackehorizont bildet zum Beispiel am Arschkogel, im Höllkar etc. die Basis der Triasserie. Darüber folgt ein Marmor-komplex, dessen Mächtigkeit variabel ist. Im Hirzkar bildet er mächtige Wände von über 50 m; er geht aus einem hellen massigen, unteren Marmor in einen bläulichen, plattigen oberen Horizont über. Dieser weisse oder bläuliche, immer Muskowit (Serizit) führende Marmor findet sich in allen Triasprofilen, er ist ein konstantes Glied der Moderecktrias. Nach oben schliesst sich ihm ein dolomitisches Glied an; meist ist es ein weisser, ziemlich massiger Dolomit, der zu blendend weissem Dolomitsand verwittert. In andern Profilen wieder trifft man graue dichte, glimmerfreie Dolomite, die mit 10%-iger Salzsäure kein bischen brausen (der weisse Dolomit-Typ braust etwas), und die gebankt sind. Mancherorts folgen gleich über dem Marmor die stark verschieferten gelblichen Kalkdolomite, die immer Glimmer führen und für die höhere Abteilung typisch sind. Die Mächtigkeit dieser oberen Dolomitstufe ist bedeutend geringer als die des Marmors. Im Hirzkar, wo sie gut entwickelt ist, umfasst sie 15—20 m. Darüber folgt nun ein mächtiger, bunter Komplex von Dolomitschiefern, Marmorbändern und hauptsächlich Rauhwacken. Die gelben, glimmerreichen Kalkdolomite gehen über in gelbrote, oft auch braune, kavernöse Rauhwacke. Auch Glimmer-

schiefer mit Kalk und Dolomit treten auf. Im Rauhwackekomplex findet man auch Gesteine mit Breccienstruktur, wobei die gelben Einschlüsse in gelbrotem bis rotem, glimmerführendem Kalkdolomit eingebettet sind. Auflösung mit Salzsäure lässt ein ganz feines Dolomitgerüst erkennen. Diese Rauhwacke- und Dolomitserie ist aus der Ferne schon recht auffällig. Sie bildet infolge ihrer respektablen Mächtigkeit löcherige Wände und bizarre Felsgräte, auf welche Namen wie Fegfeuer, Lahner u. a. aufmerksam machen. Die Trockenheit der von dieser Schichtgruppe gebildeten Gebiete, die Ausbildung schöner Versickerungstrichter, geben mit den bizarren Felsverwitterungsformen dieser Landschaft ein typisches Gepräge.

Diese aus Rauhwacke, Marmorlagen, Breccien und Dolomitschiefern bestehende Gesteinsgruppe bildet in den Triasprofilen unseres Gebietes die höchste Abteilung der triadischen Bildungen. An einigen wenigen Stellen ausserhalb meines Kartierungsgebietes fand ich als höchstes Glied der Trias grünliche Quarzitschiefer, dolomitische Glimmerschiefer, Chlorit- und Glimmerschiefer, ein Gesteinsverband, der an das Quartarschieferniveau mancher penninischer Gebiete der Schweizer Alpen erinnert. Diese Gesteine treten aber nur in ganz geringen Mächtigkeiten von einigen dm bis etwa 1 m auf; sie finden sich z. B. auf dem Gipfel der Roten Wand, auf dem Schareck etc. Vereinzelte Gesteinstypen dieser Gruppe wie dolomitische Glimmerschiefer oder Chloritglimmerschiefer finden sich auch in der obern Trias unseres Gebietes.

Im folgenden seien der makroskopischen Charakterisierung der Triasgesteine noch einige Dünnschliffbeobachtungen beigelegt.

a) Untere Trias: Tafelquarzit, Quarzitschiefer (Modereck-Decke, Matreier Zone). Das Schliffbild zeigt granoblastische bis feingranoblastische Struktur. Die rundlichen oder gelappten Quarzkörner (Quarz ist weitaus überwiegender Hauptgemengteil) eines solchen sehr feingranoblastischen Gefüges schwanken von $\frac{1}{2}$ bis $\frac{1}{20}$ Millimeter Grösse. Der Serizit bildet parallel verlaufende Häutchen. Neben ziemlich viel Magnetit treten Zirkon, Apatit und Turmalin als Akzessorien auf.

In einem weitem Schliffbild eines Tafelquarzites ist Quarz ebenfalls einziger Hauptgemengteil. Die undulös auslöschenden Quarzkristalle sind von mittlerer Grösse (etliche Quadratmillimeter) und zeigen stets gestreckte oder Phakoid-Formen, deren Längsachsen mehrheitlich nach einer Richtung orientiert sind. Einzelne Serizitschüppchen, die hie und da zu längeren Häutchen zusammenwachsen, schlingen sich, einander mehr oder weniger parallel, um die Quarzkörner. Quarzlagen und Serizithäutchen sind leicht verfaltet. Limonit färbt die Ränder des Serizites braunrot. Ausgezeichnete Kristallisationsschieferung herrscht in beiden Schliffen.

b) Mittlere Trias: Dichter, grauer Dolomit, Trauneralm, Ferleiten. Ein erster Blick zeigt uns ein gleichmässiges, feinkörniges Gefüge. Feingranoblastische, ja hornfelsartige Struktur. Der Dolomit ist einziger Hauptgemengteil. Sein Korn schwankt nur wenig in der Grösse. Verzwillingung ist nicht häufig, fehlt aber durchaus nicht. Einzelne grössere Calcitkörner mit Zwillingslamellen und niedrigerer Doppelbrechung, ferner ganz kleine Quarzkörner und wenig Magne-

tit, auch einzelne Serizitschüppchen, sind in diesem Dolomit, der im Handstück völlig glimmerfrei erscheint, zu finden.

Weisser, feinkristalliner Dolomit, Baumgartalm, Seidlwinkltal. In feingranoblastischem Dolomitkörnergefüge finden wir, zahlreicher als im vorigen Schliff, Calcit und Quarz. Diese treten in Nestern zusammen auf oder bilden dolomitfreie Lagen von viel grösserem Korn und mit Serizitschuppen. Die Calcite sind meist länglich, streifig entwickelt, die Quarze sind lappig und undulös auslöschend. Die im feinen Dolomitgefüge eingeschlossenen Quarze und Calcitkristalle sind wenig zahlreich.

Ein weiterer Schliff eines weissen Dolomitmarmors stammt aus der Trias der Modereck-Decke vom Schwarzkopfweg. Der mit 10%-iger Salzsäure brausende Dolomitmarmor enthält Calcit und Dolomit in ungefähr gleichen Mengen, aber ziemlich reinlich geschieden. Stellenweise reiner Dolomit, feine, rundliche Körner, stellenweise Calcit, bedeutend grössere Körner, ein Pflastergefüge. Hie und da dringen die kleinen Dolomitkörner in das Pflastergefüge des Calcites ein. Eine Regelung ist nicht erkennbar. Quarz und wenig Erz finden sich regellos zerstreut.

Der Dolomitgehalt ist, wie weitere Schliffe zeigen, stark variabel, vom reinen Dolomitkorngefüge bis zum starken Vorherrschen des stets in grösserm Korn auftretenden Calcites. Der Marmor, der keinen Dolomit mehr führt, bildet das entgegengesetzte Endglied dieser Mischungsreihe. Ein bedeutend grösserer Glimmergehalt (Serizit, teils Muskowit) zeichnet ihn stets vor dem Dolomit aus.

Wenn wir nun die Gliederung der Triasbildungen überblicken, so können wir ruhig zugeben, dass sich die Einteilung nach ostalpinem Schema auch in der Trias der Modereck-Decke schon mehr oder weniger deutlich abzeichnet, worauf ja schon R. STAUB von der Stanziwurt hinwies. In den tafeligen Quarziten und blättrigen Quarzitschiefern erkennen wir einen schwach entwickelten Buntsandstein-Horizont, der sich zwar nicht überall nachweisen lässt. Das darüber folgende Dolomit-Rauhwanke-Niveau vertritt wahrscheinlich die Basis der anisischen Stufe. Anisisch-ladinisch wird auch der mächtige Marmorhorizont sein, der zufolge seiner variablen Mächtigkeit im stratigraphischen Niveau bald weniger hoch, bald höher hinauf reichen dürfte. Die Dolomite über der Marmorstufe lassen sich mit den ladinischen bis unterkarnischen Dolomiten unterostalpinen Triasprofile vergleichen. Im bunten und mächtigen, obern Rauhwanke-Dolomit-Schieferniveau endlich tritt uns in erster Linie wohl die karnische Stufe entgegen, die auch im benachbarten unterostalpinen Sedimentationsgebiet der Radstätter Tauern Fleckendolomite und Rauhwancken führt (W. SCHMIDT). Die Mächtigkeit dieses Niveau, die bis 70—80 m geht, dann das Fehlen irgendwelcher Glieder, die dem ostalpinen Hauptdolomit zu vergleichen wären, macht es sehr wahrscheinlich, dass auch noch die norische Stufe, wenigstens zum Teil, an diesen Bildungen beteiligt ist.

Wir sehen, wie sich die Glieder der Moderecktrias zum Teil dem ostalpinen Gliederungsschema anpassen, wie aber infolge durchgehender Sedimentation gewisse Grenzen absolut verschwinden, sodass z. B. die Stufen Carnien—Norien zu einer Einheit verschmelzen.

Ähnliches ist nach R. STAUB und ARGAND vielfach aus den penninischen Schweizeralpen bekannt und zwar sowohl aus Bünden (Fex) wie aus dem Wallis.

Nach dieser Beschreibung der Moderecktrias sei eine kurze, vergleichende Schilderung der Triasfazies der Radstätter Tauern, die ja in fazieller und regionaler Hinsicht hier als nächstliegendes Vergleichsgebiet in Frage kommt, nicht versäumt. M. VACEK und namentlich F. FRECH haben in erster Linie eine Beschreibung und Gliederung der Radstätter Trias geliefert. Schon Frech scheidet über den Quarziten und Tonschiefern der Werfener Stufe einen Muschelkalk-Horizont aus, der neben Tonschiefern hauptsächlich die dunkeln, weiss geäderten Guttensteiner Kalke führt. Darüber folgen mächtige Diploporendolomite, die er dem Schlern-dolomit gleichsetzt. Über den Pyritschiefern der Raibler erkennt FRECH in den weissen, ungeschichteten Dolomiten der Glöcknerin, Zehnerkarspitze, Teufels-hörner etc. die Stufe des Hauptdolomits. Auch R. STAUB weist auf die typisch ostalpine Gliederung der Radstätter Trias hin. W. SCHMIDT und F. TRAUTH haben in grösseren Arbeiten die Gliederung der Trias bereinigt (Lit. 78, 137). SCHMIDT unterscheidet in den westlichen Radstätter Tauern zwei Rauhwaacke-Horizonte. Der untere bildet das Zwischenglied zwischen dem Buntsandstein und dem Muschelkalk. Dieser beginnt mit kristallinem dunkelgrauem Marmor, ca. 30 m mächtig; darüber ein heller Dolomit. Im Gebiet der Ennskaare und Neukar treten bis 60 m mächtige dünngebankte Kalke auf. Die ladinische Stufe besteht aus massigem Gyroporellendolomit. Genau genommen verdient jedoch nur ein Teil des mächtigen Dolomites diesen Namen. Diese Gruppe beherrscht mit einer Mächtigkeit von 300 m die Gebirge. Nach oben folgt eine Wechsellagerung des vom Gyroporellendolomit abzuschheidenden Fleckendolomites (grauer Dolomit mit rostfarbenen Verwitterungsflecken, splittrigem Bruch) mit gelben Raibler Mergeln. Hier im karnischen Niveau herrscht wie anderswo bunte Wechsellagerung kalkig-mergelig-dolomitischer Gesteine. Schmutzdolomite, Bänderkalke, Breccien, dolomitische Mergelschiefer, bald schiefrig, bald dünnbankig, bilden diese Gruppe. Der folgende Hauptdolomit (hellgrau, massig) erreicht ebenfalls bis zu 300 m Mächtigkeit.

Wir erkennen somit deutlich, dass es sich in den Radstätter Tauern um eine andere Fazies als die unserer Modereck-Decke handelt. Wenn auch einzelne Glieder Verwandtschaften aufweisen können, wie z. B. der basale Quarzit, der hochkristalline anisische Marmor, die Rauhwaackebildung im Raiblerniveau, so ist doch die spezielle Ausbildung und vor allem die Mächtigkeit ganz anders. In der Modereck-Decke haben wir eine nur wenig mächtige Schichtfolge in lagunärer bis neritischer Fazies, entstanden in subtropischer Zone, ohne Einschwemmungen vom Lande her. In den Radstätter Decken finden wir wohl ähnliche Sedimentationsbedingungen von ebenfalls neritischen Sedimenten. Wir erkennen aber, abgebildet in den viel grösseren Mächtigkeiten, weit stärkere Oszillationsbewegungen des Sedimentationsraumes. In der mittleren Trias führte ein konstantes, langsames Einsinken des Meeresraumes zur Bildung von Dolomiten von einigen 100 m Dicke. Dann folgte eine Regression und die Ablagerung der karnischen Schichten in lagunärer Fazies mit terrigenem Einfluss. Der Hauptdolomit bildete sich wieder in einem langsam sinkenden Meeresbecken. So kam gegenüber der Trias unserer

Modereck-Decke eine Ablagerung von präziserer Gliederung und von bedeutend grösseren Schichtmächtigkeiten zustande.

Über dem Schichtkomplex der eigentlichen Trias folgt nun die mächtige Serie der Bündnerschiefer mit den Ophiolithgesteinen. Gewissermassen als Übergangsglied finden sich zwischen Trias und Bündnerschiefer vielerorts Breccien. So am Hochtor, gegen den Tauernkopf zu. Da ist eine grobe Dolomitbreccie von unterostalpinem Brecciencharakter anstehend. Das Bindemittel ist Calcit und wenig Glimmer. Die Dolomitkomponenten (grössere und kleinere) zeigen eine starke alte Zerklüftung; meist sind zwei sich schneidende Kluftsysteme erkennbar. Diese Dolomitbreccie gleicht ausserordentlich derjenigen von Taxenbach oder den Vorkommen im vordersten Wolfbachtal, wo wir es mit Radstätter Deckklippen-Gesteinen zu tun haben. Es kann sich da noch recht gut um eine Hauptdolomitbreccie handeln. Das Bindemittel tritt an Masse absolut zurück, es bildet den Kitt, der die Dolomitbrocken zusammenhält.

Ähnliche Dolomitbreccien finden sich auch am Spielmann-Westgrat, gegen die Pfandscharte hinunter. Nur sind diese Breccien stark ausgewalzt. Sie sind nicht grob-massig, sondern stengelig. Auch sie führen kein sandig-glimmeriges Bindemittel, sondern ein kalkig-dolomitisches.

C) Die nachtriadischen Gesteinstypen.

Im Hangenden der besprochenen Gesteine der Trias der Modereck-Decke finden wir nun in grosser Mächtigkeit die Kalkglimmerschiefer und -phyllite des Glockner-Mesozoikums, die denkbar besten Analoga der penninischen Bündnerschiefer der Schweizeralpen. Dort konnte an verschiedenen Orten das Liasalter dieser Bündnerschiefer durch Belemniten- und Crinoidenfunde festgelegt werden, sodass wir berechtigt sind, auch diese gleichartigen Serien der Hohen Tauern als nachtriadisch zu bezeichnen. Zu diesem Bündnerschiefer-Komplex gehören nun folgende Gesteine:

- 1) *Die Bündnerschiefer im Allgemeinen.*
 - a) Die phyllitischen Bündnerschiefer und schwarzen Phyllite, z. T. sog. Tüpfelschiefer.
 - b) Die dunkeln bis schwarzen, erzführenden Kalkglimmerschiefer bis Glimmermarmore.
 - c) Die Chloritoidphyllite (selten).
 - d) Die braunen Kalkglimmerschiefer bis Kalkphyllite.
- 2) *Die Karbonatquarzite.*
- 3) *Die Liasbreccien.*

Der äusserlich monotone Charakter dieser Gesteinsgruppe lässt also bei näherem Studium, genau wie in den Schweizeralpen, eine Reihe

wohl unterscheidbarer, petrographischer Typen erkennen, die auch in morphologischer Hinsicht Unterschiede aufweisen. Die dunklen massigen und marmorisierten Kalkglimmerschiefer und die Karbonatquarzite bilden meist Wände und Felsabsätze, während die phyllitischen Bündnerschiefer sanfte Böschungen bedingen.

Wir besprechen nun in erster Linie die Gesteinstypen, die allgemein als Bündnerschiefer zusammengefasst werden.

1) *Die Bündnerschiefer im Allgemeinen.*

Dieser mächtige Komplex lässt sich petrographisch in mehrere Unterabteilungen gliedern.

a) Die phyllitischen Bündnerschiefer und schwarzen Phyllite, z. T. Tüpfelschiefer.

Ein dunkler phyllitischer Bündnerschiefer bildet das Hauptgestein des Brennkogl-Spielmann-Gebietes. Sein Mineralbestand ist folgender:

Hauptgemengteile: Calcit, Quarz, Muskowit.

Nebengemengteile: Chlorit, Albit, Limonit, Zoisit, Epidot, organ. Substanz (Graphitoid).

Das Gestein ist ausgezeichnet kristallisationsschiefrig und hat eine nematoblastische Struktur.

Die sog. Tüpfelschiefer treten sowohl in den vortriadischen Casannaschiefern wie auch unter den Bündnerschiefern auf. Sie können also, wie CADISCH neuerdings betont (Lit. 139), stratigraphisch nicht ausgewertet werden. Bei den Karbonschiefern trafen wir Tüpfelschiefer unter den Disthenglimmerschiefern, bei denen die Disthenporphyroblasten als Tüpfel auftreten. Bei den Tüpfelschiefern unter den Bündnerschiefern handelt es sich hauptsächlich um durch Graphitoid verfärbte Albit- und auch um Calcit- und Quarzminerale. Daraus geht hervor, dass nicht nur bei der destruktiven Dislokationsmetamorphose die Tüpfelung auftritt, wie dies CADISCH schildert (Lit. 139, S. 62), sondern dass sie auch bei Kristallisations-schieferung, wo die Kristallisationsphase die mechanische Beanspruchung überdauert, eintritt. Bestimmte porphyroblastisch auftretende Mineralien, die von einer feineren Grundmasse umflossen werden, sind dann befähigt, als Tüpfel hervorzutreten.

Von dem oben beschriebenen Bündnerschiefertyp gelangt man zum eigentlichen Phyllit, wenn der Calcitgehalt stärker zurücktritt.

Der Mineralbestand dieses Phyllits ist gewöhnlich einförmiger, indem auch Zoisit und Epidot meist fehlen.

Hauptgemengteile sind: Muskowit, Chlorit und Quarz,

Nebengemengteile: Calcit, Apatit, Turmalin, Pyrit,

Akzessorien: Albit, Zirkon, Epidot.

Die Struktur wird lepidoblastisch. Zur Schieferung tritt Fältelung hinzu. Spitzfalten mit Flexuren und Schleppungen sind zu erkennen, wobei der Quarz meist als Gewölbefüllung auftritt.

b) Dunkle bis schwarze, erzführende Kalkglimmerschiefer bis Glimmermarmore.

Der die Stufe des unteren Pfandlschartenbaches bildende dunkle, massig-schiefrige Bündnerschiefer führt weitaus vorherrschend Calcit, dazu Muskowit und Quarz als weitere Hauptgemengteile. Chlorit und Pyrit bilden sog. Schnüre; Klinzoisit, Apatit und Zirkon treten akzessorisch auf. Das Gestein ist ausgezeichnet kristallisationsschiefrig und zeigt uns das kristalline Abbild der mechanischen Feinschieferung. Die Struktur ist grano- bis nematoblastisch.

c) Dunkle Chloritoidphyllite.

E. CLAR (Lit. 17) erwähnt aus der Brennkoglggruppe, hauptsächlich aus dem Guttal, Chloritoidphyllite. Ich konnte in den Schliffproben von der Nordseite des Brennkogls und des Spielmanns keinen Chloritoid finden, auch die Untersuchung der Phyllite von der Weissenbachscharte verlief in dieser Hinsicht negativ. Diese Gesteine führen stets Calcit als wichtigen Gemengteil.

Die bis dahin erwähnten Gesteine führen alle organische Substanz (Graphitoid, in früheren Arbeiten als Graphit bezeichnet). Graphitführende Bündnerschiefer sind schon oft beschrieben worden, sie sind schon seit THEOBALD und STUDER bekannt und wurden u. a. auch von W. HAMMER aufgeführt (Lit. 31).

d) Braune Kalkglimmerschiefer bis Kalkphyllite.

Sie treten hauptsächlich in höheren Bündnerschieferkomplexen auf, am Hochtenn, an der Gamsburg, am Königstuhl etc.

Hauptgemengteile sind: Calcit, Muskowit, Quarz.
Akzessorien: Chlorit, Pyrit und Titanit.

Die Muskowitblätter und -häute sind streng in der Schieferungsebene ausgebildet und die Calcitkörner sind in der Schieferungsrichtung meist mehr oder weniger oblong. Der Quarz findet sich entweder als kleine rundliche Körner wahllos verteilt, oder dann in Quarznestern und Quarzlagen (öfter einzelne Kornreihen) beieinander. Die Struktur ist granoblastisch, bei gut ausgebildeter Kristallisations-schieferung.

Ein grauer, körniger Bündnerschiefer aus der nördlichen Schuppenzone, makroskopisch gneisähnlich aussehend, enthält Quarz, Serizit und Calcit als Hauptgemengteile. Der Quarz tritt sowohl in grossen Relikten wie auch ganz feinkörnig auf; er löscht teilweise undulös aus und bildet da und dort lappig-zackig begrenzte Einsprenglinge, die teils von Rissen durchsetzt, teils mit Mörtelkränzen umgeben sind. Der Calcit hat die typische Spaltbarkeit, der Serizit tritt in Nestern und Putzen, öfter auch in vereinzelt Nadelchen auf. Hie und da ist noch ein echtes Muskowitblatt vorhanden. Vereinzelt treten auf: Plagioklas, stark korrodierter Turmalin, Zirkon. Die Struktur ist kataklastisch mit grösseren Kornrelikten: Porphyroklasten.

Als selbständige und scharf abgegrenzte Komplexe können wir von den eigentlichen Bündnerschiefern die Karbonatquarzite und die Liasbreccien abtrennen, die jedoch mit zur Bündnerschiefer-sedimentation gehören.

2) Die Karbonatquarzite.

Sie sind sowohl im Seidlwinkltal wie im Ferleiental recht verbreitet. Wir finden den hellbräunlichen, meist massigen Karbonatquarzit in den Felsen ob der Litzlhofalm (Seidlwinkltal), wie in der Windl- und Durcheckwand ob Ferleiten; auch am Brennkogel-Nordgrat kommt er vor.

Calcit und *Quarz* bilden in ungefähr gleichen Mengen die Hauptgemengteile. Der *Quarz* tritt in rundlichen Körnern auf; er zeigt regelmässig undulöse Auslöschung und öfter die Böhm'sche Streifung. Der *Calcit* hat häufig schöne Zwillingsstreifung. Untergeordnet finden wir *Serizit*, *Magnetit* und *Limonit*. Die Textur ist massig, die Struktur schön granoblastisch.

3) Die Liasbreccien.

Sie finden sich hauptsächlich in den beiden Schuppenzonen, sowohl der südlichen wie der nördlichen, über dem Glockner-Mesozoikum. Wir finden diese Gesteine im Profil der Leitenköpfe in der südlichen Matreier Schuppenzone, ebenso nördlich vom Matreier Törl. In unserm Gebiet treffen wir sie an der Basis der Bündnerschiefer der Tristwand, im Wolfbachtal, in der Zone der Brüder und nördlich davon in verschiedenen Schuppen. Es sind braune bis schwärzliche, öfter auf den Schichtflächen seidengänzende Karbonatschiefer mit schwarzen oder gelben Dolomitkomponenten. Diese sind in den verschiedenen Gesteinen ganz verschieden gross: von Bruchteilen von mm bis zu 1 cm und mehr im Durchmesser. Vorherrschend haben sie aber weniger als 1 cm Durchmesser. In einzelnen Gesteinen wurde die ursprüngliche Breccienstruktur dynamisch überarbeitet und die Dolomitbrocken zu Linsen ausgewalzt (Maschl, Rauris).

Im Schliffbild sehen wir die Dolomitkomponenten in einer ziemlich feinkörnigen Grundmasse eingebettet; jene besteht aus *Quarz*, *Albit* (wenig), *Karbonat* und *Serizit*. *Quarz* ist der überwiegende Hauptgemengteil; er ist ziemlich gleichkörnig-feinkörnig, grössere Körner zeigen oft deutliche Zerfallsrisse. *Calcit* tritt körnig-lappig auf, in kleinen und bedeutend grösseren Individuen; er zeigt fast überall Zwillingsbildung. Der *Serizit* tritt in einzelnen verteilten Nadeln auf, oder dann in kompliziert verfalteten Bändern. Die Verteilung von *Quarz*, *Serizit* und *Calcit* ist sehr ungleich. *Albit* tritt an Menge zurück; er findet sich in grösseren Individuen. Die Dolomitkomponenten sind in dieser Grundmasse, die am ehesten der Mineralassoziation eines Karbonatquarzites entspricht, eingebettet. Sie sind eckig bis etwas gerundet, kryptokristallin und von zahlreichen Rissen durchsetzt. Öfter sind die Dolomitkomponenten ziemlich zerfetzt. In den Klüftchen wuchsen

senkrecht zum Dolomitrand Kluftquarz und Calcit; die Risse sind derart völlig verwachsen. Starke Kataklaste ist in einzelnen Schlifften am Quarz, Calcit und auch am Albit zu beobachten: Es herrscht kataklastische Mörtelstruktur. Quarz und Calcit tendieren auf eine bestimmte kleine Grösse hin, bei der dann die Gleichkörnigkeit verwirklicht wird. Andere Schliffe zeigen noch gute kristalloblastische Strukturen. Die Breccien weisen also grano- bis porphyroblastische oder -klastische Struktur des Bindemittels auf.

Die zuletzt besprochenen Gesteine, die Karbonatquarzite und die Breccien, die sich in den mächtigen phyllitisch-schiefrigen Komplexen der Bündnerschiefer eingestreut finden, weisen deutlich auf die orogene Fazies der gesamten Bündnerschiefersedimentation hin. Die Seltenheit insbesondere der Breccieneinstreuungen sowie der stark phyllitische Charakter der Hauptmasse weisen auf eine Ablagerung hin, die sich in einiger Entfernung vor einer geröllspendenden Erhebung (unterostalpine Geantiklinalstirn!) bildete. Der Bündnerschieferkomplex der Glockner-Decke entstammt also einer Sedimentationszone tieferen Meeres, wo sich noch die letzten auskeilenden Breccieneinstreuungen von einer weiter entfernt liegenden Bodenerhebung her bemerkbar machen.

In den höheren Schuppen der Glockner-Decke über der Modereck-Decke nehmen die schwarzen Phyllite einen weiten Raum ein, so im Weichselbach- und im Sulzbachtal, in der Zone von Wörth und Rauris und ebenso weiter im E. Diese schwarzen Phyllite und Schiefer, vom Aussehen der Riffelschiefer STARK's und WINKLER's, sind meist kalkfrei und graphithaltig. Zur Seltenheit finden sich echte Glimmerschiefer und Quarzitschiefer in ihnen, die mich dazu verführten, den ganzen Komplex der schwarzen Phyllite ebenfalls ins Jungpaläozoikum zu stellen (siehe Lit. 42, 43). Der gleichen Ansicht scheint CORNELIUS zu sein (Lit. 17, 21 a, 1934, S. 31). Sehr augenfällig sind in diesen eintönigen Schieferkomplexen besonders die Hornblendegesteine, die ich als alte Amphibolite auffasste.

Heute neige ich dazu, diese Phyllitserie als mesozoisch und zu den Bündnerschiefern gehörig zu erklären. Dies aus folgenden Gründen: Durch weiter nach E ausgreifende Begehungen erkannte ich, dass die „alten Amphibolite“, die in meinem enger begrenzten Gebiet kaum ihresgleichen fanden, zusammen mit echten Prasiniten in den Kalkglimmerschiefern (Bündnerschiefern) auftreten, z. B. an der Gamskarlspitze. Östlich der Kitzlochklamm fand ich ebenfalls geringmächtige Kalkglimmerschiefer im Kontakt mit dem Amphibolit. Am Gamskarkogel, auf der ganzen Nordseite des Angertales etc. liegen die schwarzen Phyllite im Hangenden des Jungpaläozoikums und der Trias. Sie sind in ihren unteren Partien völlig kalkfrei und nehmen nach oben etwas Karbonat auf.

D) Die ophiolithischen Gesteine.

Mit den Bündnerschiefern zusammen treten die Ophiolithe oder Grüngesteine auf. Diese Gesteine, Serpentine, Prasinite und Amphibolite, finden sich entweder in kleineren Linsen den Bündnerschiefern eingelagert, oder in grossen Zügen und Lagen schichtartig mit einer erstaunlichen Konstanz den Bündnerschiefern zwischengelagert.

Die Gesteinstypen der Ophiolithe sind kurz folgende: Der Serpentin. Aus der Ferne tritt er in dunkeln Felspartien hervor. Am Brennkogl bildet ein dunkel-grüner, massiger Serpentin an die 300 m mächtige Wände. Die Anwitterung zeigt oft hellgrüne, weisse oder rotbraune Farben. Er bricht stets scharfkantig-linsenförmig und verwittert auch so. Klüfte und Rutschflächen sind häufig und zeigen oft den hellgrünen, glänzenden „edlen Serpentin“. In Adern von Fingerdicke bis Handbreite findet man weissen Asbest; er ist namentlich an der Grenze gegen Nebengesteine reich entwickelt.

Die meisten übrigen Ophiolithgesteine sind *Prasinite*. Dieser Name wurde von den italienischen Geologen in den Westalpen aufgestellt. Nach NOVARESE sind Albit und Epidot die wesentlichen Gemengteile eines Prasinites, zu denen dann noch Chlorit oder Hornblende hinzutreten können. Bei vorherrschendem Chlorit spricht man von einem Chloritprasinit; ist die Hornblende weiterer Hauptgemengteil, so nennt sich das Gestein Hornblendeprasinit. Zwischen diesen beiden Typen gibt es natürlich Übergänge. Es sind diese Gesteinstypen, die unter den Ophiolithen unseres Gebietes vorherrschen: Prasinite, die bald vorwiegend Epidot oder, neben Epidot und Albit, Chlorit oder Hornblende führen. Fast durchwegs finden sich aber sowohl Chlorit wie auch Hornblende vor, sodass, streng genommen, die Typen Chloritprasinit und Hornblendeprasinit nur als Ausnahmen zu finden sind.

Die wichtigsten grösseren Prasinitzüge unseres Gebietes sind die des Weichselbachtals (Embach-Königstuhl) und des Sulzbachtals (Sulzbach-hinterer Wolfbach-Reissrach-Rauris = einer höheren Schuppe angehörig), dazu treten vielerorts zerstreut kleine Linsen auf. Auf der Südabdachung des Tauernhauptkammes, ausserhalb unseres Gebietes, finden sich dann die mächtigen, seit alter Zeit bekannten Prasinite des Freiwandspitz, des Glockners, der Glocknerwand.

Einige Schliffbeschreibungen von Ophiolithgesteinen zeigen Folgendes: Der Typ vom Königstuhl ist ein Hornblendeprasinit. Er führt eine grüne Hornblende (Barroisit) $n\gamma/c$ 18—20°; Plagioklas, reich an Einschlüssen, als xenomorphe Individuen, Albit bis Oligoklas. Dazu erkennen wir Biotit und Chlorit, nebeneinander und ineinander verwoben, wobei der Chlorit wohl aus dem Biotit entstanden ist. Der Biotit ist hellgelb bis dunkel-olivgrün pleochroitisch. Epidot und Klinozoisit bilden vorwiegend grosse Nester; der Epidot ist vorherrschend. Selten tritt auch Muskowit auf. Calcit erfüllt Suturen (Druck- und Zug-), die quer und schief verlaufen. Die Struktur ist typisch poikiloblastisch.

Ein Prasinit links vom Pfandlschartenweg, 2000 m hoch, ist ein ziemlich Albit-armes Gestein. Der Albit tritt überall nur als Füllmasse auf. Der überwiegende Hauptgemengteil ist der Klinozoisit, langstengelig; daneben tritt auch Epidot, meist kurzstengelig, auf. Ferner Biotit, grün-pleochroitisch, und Chlorit. Die Hornblende ist nur xenomorph ausgebildet und zeigt gelb-blaugrünen Pleochroismus. Dazu kommen als Nebengemengteile Magnetit und Calcit, der hauptsächlich in Klüftchen zur Ausscheidung kam. Wir haben hier einen Hornblendeprasinit mit überwiegendem Klinozoisitgehalt, der Biotit und Chlorit führt. Die Textur zeigt etwelche Regelung, das Gestein hat eine fibroblastische Durchspiessungsstruktur. Hornblende und Albit wurden miteinander zuletzt gebildet und sind gegenüber den andern Mineralien absolut xenomorph.

Auf der Traunalpe findet sich ein Grüngestein, das schon von Auge Biotit erkennen lässt. Es ist ein biotitführender Hornblendeprasinit (immer nach der Definition von NOVARESE). Das Gestein enthält auffallend viel Biotit (gelb-olivgrün pleochroitisch) neben Hornblende, Albit und Epidot als weiteren Gemengteilen. Der Epidot tritt kugelig bis kurzstengelig auf. Klinozoisit ist selten. Das Schliffbild zeigt grano- bis poikiloblastische Struktur.

Ein weiterer Schliff eines Gesteins östlich der Pfandlschartenroute, ca. 2000 m hoch, enthält die gleichen Mineralien, aber in einem anderen Mengenverhältnis. Epidot und Hornblende sind hier die wichtigsten Mineralien; der Epidot zeigt hier gelben Pleochroismus. Albit tritt rein xenoblastisch als Füllmaterial auf. Biotit und Chlorit sind wichtige Nebengemengteile; der Biotit ist frisch und schön idiomorph. Die Glimmermineralien treten absolut unregelmäßig auf. Calcit ist ebenfalls ein wichtiger Nebengemengteil. Magnetit ist ziemlich häufig und schön idiomorph. Das Strukturbild ist poikiloblastisch.

Von der Dittelalm ob Fusch ist mir ein dichtes massiges Grüngestein bekannt. Es führt Epidot (Klinozoisit), Albit und Chlorit als Hauptmineralien. Hornblende konnte nicht gefunden werden, hingegen feines Serizitgewebe. Etwas Quarz und Magnetit vervollständigen den Mineralbestand. Es ist dies ein sehr feiner Chloritprasinit mit mikrodiablastischer Struktur.

Ein Ophiolith vom Pfandlschartenweg (Nordseite, 1900 m hoch), lässt sich im Dünnschliff als granatführender Hornblendeprasinit bestimmen. Der Epidot ist hier besonders schön zonar; der in der Kernpartie Fe-reiche Epidot tendiert randlich zum Klinozoisit hinüber. Die Hornblende schwimmt in kleinen Individuen im Chlorit, der sich aus jener gebildet hat. Die kleinen, stark zerrissenen Albitxenoblasten haben einst grosse Kristalle gebildet, wie noch andeutungsweise zu erkennen ist. Die Granaten sind stark zerrissen und meist von Albit umschlossen. Titanit, Apatit und ein wenig Pyrit treten als Übergemengteile auf. Die Struktur ist ziemlich grob-poikiloblastisch, auf alter ophitischer, noch gut erkennbarer Grundlage. Es ist dies (neben anderen) ein Gestein, wie es in gleicher Art von PREISWERK und WERENFELS aus dem Visper Tal (Wallis) beschrieben wird (siehe S. 283).

In den höheren Schuppen über der Modereck-Decke und über dem Glockner-Mesozoikum sind in den eintönigen Schiefer- und Phyllitserien die Linsen und Züge von Amphiboliten besonders auffällig. Aus den sanften weidebildenden Schieferhängen treten sie schon morphologisch als Felsköpfe und Felsbänder hervor. Diese Amphibolite sind häufig stark mylonitisiert; es gelingt nur bei den grösseren Linsenzügen, einigermaßen frisches Material zu schlagen. Das Gestein erweist sich als ein stark durchbewegter alpiner Ophiolith,

weil es weiter im E mit Prasiniten wechsellagert und mit echten Bündnerschiefern in Kontakt tritt.

Das Schliffbild eines filzig erscheinenden, grünen Amphibolites lässt uns noch die einstigen grossen HornblendeporphYROblasten erkennen, die aber stark zersetzt und zum grossen Teil in Chlorit übergegangen sind. Eine scharfe Umgrenzung ist nicht mehr sichtbar; die HornblendeporphYROblasten sind zerrissen und zerfetzt. Im übrigen herrscht ein Durcheinander von Plagioklasen, kleinen Hornblenden, wozu als Nebengemengteile noch Epidot und Titanerz kommen.

In einem weiteren Schliff sind noch grössere zerfetzte Überreste von Titanaugit zu erkennen. Plagioklas ist jedoch nicht mehr in grösseren Individuen erhalten. Die Augite, deren einstige idiomorphe Umrandung zum Teil noch erkennbar ist, sind von einem filzigen Gewirr von Chlorit, kleinen Plagioklaskörnern und Titanerzflecken umgeben. Dazu kommen noch eine grüne Hornblende, Epidot und Zoisit. — Zwei weitere Schliffe geben uns einen Hinweis, aus was die Amphibolite entstanden sind. Als Hauptgemengteil tritt in groben Platten Plagioklas auf, der randlich, z. Teil auch in seinem Innern, in voller Umwandlung begriffen ist. Er ist stellenweise ganz erfüllt von Nadelchen und Körnchen (Zoisit und namentlich Chlorit). Wir sehen ferner Augit und zwar Titanaugit, erkennbar an seinem braunen Pleochroismus, den starken Rissen, der Auslöschung $n\gamma/c$ um 40° . Er scheint sich direkt in Chlorit (Pennin) umzuwandeln, der in und um die Augite herum auftritt. Die idiomorphen Umgrenzungen des Augites sind noch gut erkennbar. Der Plagioklas ist ihm gegenüber xenoblastisch. Epidot und Zoisit sind Neubildungen aus dem Plagioklas. Hie und da beobachtet man Epidote mit Zoisitrand. In Klümpchen, mitten in den grossen Plagioklasen oder an dessen Rändern, tritt der Zoisit teils allein, teils mit Epidotkörnern zusammen auf. Das Erz ist Titanerz. Die alte, grobophitische Struktur ist noch gut erkennbar, trotz der zahlreichen neugebildeten Umwandlungsmineralien. Der Gabbro-Typus dieses sich zum Chlorit-Epidotschiefer umwandelnden Gesteins ist unverkennbar. Nach Prof. STAUB haben einige dieser Gesteine, besonders die Typen von der Hochbergalm (Wörth) und von Landsteg (nördlich Rauris) sowohl makroskopisch wie mikroskopisch eine grosse Ähnlichkeit mit solchen aus der Fedozserie.

In einem andern Schliff finden sich Augit und Hornblende nebeneinander, dazu auch schon Chlorit als Endglied dieser Umwandlungsreihe.

Als kristalloblastische Reihe ergibt sich aus diesen Schliffen ungefähr die Folge: Albit, immer rein xenoblastisch, Hornblende teils xeno-, teils idiomorph, Epidot ebenso, Erze und Glimmer schön idiomorph. Danach würde die Reihe lauten: Magnetit (Pyrit)-Titanit, Biotit-Muskowit, Chlorit-Epidot-Hornblende, Albit-Quarz. Im Albit können alle anderen Mineralien als Einschlüsse enthalten sein.

E) Kontaktbildungen an den Ophiolithgesteinen.

Die Frage, ob die Ophiolithe ihre Nebengesteine kontaktlich verändert haben, ist heute noch nicht aus der Diskussion verschwunden. Während in Graubünden CORNELIUS und STAUB in klarer Weise die Kontaktwirkung der Ophiolithe an den Nebengesteinen demonstrieren konnten und ein reiches kontaktmetamorphes Material aus den Ophiolithgebieten gesammelt und beschrieben haben, wird neuerdings die eigentliche Kontaktmetamorphose an den Grüngesteinen der Tauern

abgelehnt. Die Grazer Schule kommt unter der Führung FRANZ ANGEL's zu einer anderen Erklärung der Gesteinsumwandlungen am Kontakt der Grüngesteine. Angel betrachtet die Ophiolithe als paläozoische, diaphthoritisierte Amphibolite. Die Veränderungen an den Kontakten zwischen Ophiolith und Nebengestein (Kalkglimmerschiefer, Marmor, Dolomit etc.) sind nach ihm einer jungen intrusiven Phase mit pegmatitisch-hydrothermalen Stoffzufuhr zuzuschreiben. Die sog. Kontaktgesteine seien als Reaktionsprodukte unter dem Einfluss der Tauernkristallisation (SANDER) aufzufassen. Auch E. CLAR schreibt (Lit. 17, 1931): „Zwischen den Heiligenbluter Serpentin und den Kalkglimmerschiefern kommt es weitgehend zur Entwicklung der von GRANIGG beschriebenen „Kontaktzonen“, richtig Reaktionszonen mit dem Serpentin.....“ ANGEL glaubt auch, die Kristallinität der Kalkglimmerschiefer und Marmore durch die Einwirkung dieser Tauernkristallisationsphase erklären zu können, wodurch die Auffassung von der dynamometamorphen Umwandlung dieser Gesteinskomplexe aufgehoben würde.

Es ist nun nach meiner Ansicht gar nicht sicher, dass B. GRANIGG (Lit. 28) und vor ihm E. WEINSCHENK (Lit. 116) die Entstehung der Kontaktprodukte an den Serpentin etc., womit sie für die Tauern das ausdrückten, was die schweizerischen und italienischen Fachgenossen in den Westalpen beobachteten, falsch gedeutet haben. Es scheint mir vielmehr, dass die Auffassung der Grazer Geologen und Petrographen zu korrigieren sei.

Das Gebiet der Tauernnordabdachung ist zwar für die Untersuchung der Kontaktbildungen nicht das günstigste, indem die Kontakte mit der Entfernung vom Wurzelgebiet als dem Herkunftsgebiet der Ophiolithe immer schwächer und weniger ausgeprägt werden. Die absolut konkordante, lagen- und linsenförmige Einlagerung zeigt auch, dass die Ophiolithe vielfach rein passiv nach N mitverfrachtet und ausgewalzt wurden, und dieser tektonische Transport war sicher eher dazu angetan, die Spuren vorhandener Kontaktmetamorphose zu verwischen. Je tiefer die Kontaktstelle gelegen und je mächtiger der Ophiolith war, umso schöner und mächtiger muss das Kontaktprodukt sich gebildet haben. So findet man bei genauem Absuchen an der Grenze der grösseren Ophiolithmassen und kleineren Linsen, z. B. des Brennkoglserpentins oder des Prasinitzuges Weichselbach-Königstuhl, Gesteine, die nach meiner Ansicht nur als Kontaktprodukte gedeutet werden können. Doch habe ich nirgends mächtigere Lagen von Diopsid-, Vesuvian- oder Epidotfels, wie sie aus den Ophiolithgebieten Graubündens beschrieben worden sind, finden können. Weit verbreitet hingegen ist eine Epidot-Albitführung der Bündnerschiefer am Kontakt, öfter ist auch eine Granatführung derselben typisch nur auf den Kontakt mit Ophiolithen beschränkt. Allgemein ist am Kontakt Kornver-

gröberung und Marmorisierung zu konstatieren. Die folgenden Schlibfbeschreibungen sollen diese Ausführungen präzisieren.

An der Basis des Brennkoglserpentins, am Nordgrat dieses Berges in 2740 m Höhe, fand ich am Kontakt einer Triaslinse mit dem Serpentin ein grünlich-blaues, gelb anwitterndes dichtes Gestein, das makroskopisch Diopsidgehalt vermuten liess. Dies erwies sich im Dünnschliff als nicht richtig. In einem groben Pflaster von Calcit finden sich aber Nester, Bündel und Lagen von faserigem Serpentin, der nach allen Richtungen zwischen die Calcitkörner eindringt. Das Serpentinmineral hat eine niedrige Doppelbrechung und ist optisch negativ, es ist Antigorit. Von einem Muttermineral (wohl Olivin), aus dem der Blätterserpentin herzuleiten wäre, ist keine Spur vorhanden. Daneben ist noch sekundär gebildetes Erz (Magnetit) als Zwickelfüllung vorhanden. Das Gefüge ist richtungslos körnig. Es handelt sich hier um einen typischen Ophicalcit, wie solche namentlich aus den Ophiolithgebieten Graubündens beschrieben worden sind (CORNELIUS Lit. 18, R. STAUB Lit. 87). Die auffällige Umkristallisation des Triaskalkes wie auch die innige Durchdringung mit Serpentinmaterial spricht wohl am ehesten für Kontaktmetamorphose; vielleicht könnte man auch an einen Stoffaustausch während der Metamorphose denken, niemals aber an eine nachträgliche Stoffzufuhr pegmatitisch-hydrothormaler Art nach der Ansicht von ANGEL (Lit. 3).

Auf der Flachalm findet sich im Kontakt mit dem Sulzbach-Prasinitzug ein hell-grünes, ziemlich massiges Gestein. Im Dünnschliff erkennen wir feine lagenweise Anordnung. Calcit-Quarz-Feldspatlagen wechseln ab mit Epidot-Chloritlagen. Die Trennung ist aber nicht eine absolute, es kommen sowohl Quarz und Feldspat in den Epidot-Chloritlagen als auch umgekehrt Chlorit-Epidot in den Calcit-Quarz-Feldspatlagen vor. Ebenso können diese Lagen nach Art von Linsen aussetzen. Quarz ist unter den hellen Gemengteilen vorherrschend; Feldspat stark zurücktretend. Es handelt sich um Albit. Aus ihm kann nicht etwa der Epidot abgeleitet werden. Im Gegenteil deutet das lagenweise Auftreten von Epidot und Chlorit auf Zuführung von ophiolithischem Material in ein schön verschiefertes Gestein hin, das dann weiter unter einseitigem Druck stand. Deshalb diese Lagen- bis Schlierentextur. Die Struktur ist granoblastisch und ziemlich gleichkörnig; nur der Calcit ist in etwas grösserem Korn ausgebildet.

In einem weiteren Schliff aus dem Sulzbachtal sind Porphyroblasten von Oligoklas vorhanden mit bis 23° Auslöschung der Albitlamellen. Es herrscht ausgezeichnete Kristallisationsschieferung, was nicht zu verwundern ist, ist doch der benachbarte Prasinit ebenfalls ausgezeichnet schieferig. Man könnte bei diesen Schliffen eher von endogenem Kontakt reden als von exogenem, da das ophiolithische Material absolut überwiegt und das Gestein zur Hauptsache aus Plagioklas (Albit und Oligoklas), Epidot und Chlorit besteht, worin sich lagen- und schmitzenweise Calcit und Quarz finden. Eine benachbarte Schliffprobe zeigt den eigentlichen Chloritprasiniten, ohne Hornblende; ein weiterer Schliff, 10 cm vom Prasinittyp entfernt, lässt schon die reichliche Durchdringung eines Karbonatquarzites mit demselben ophiolithischen Material erkennen.

Östlich der Pfandlschartenroute, die von Ferleiten zum Glocknerhaus führt, steht am Kontakt mit dem Hornblendeprasinit ein grünes, muskowitzreiches Gestein an (2000 m hoch). Es enthält neben dem normalen Mineralbestand eines Glimmerschiefers — Quarz, Muskowit (Chlorit) als Hauptgemengteile — sehr schön idiomorphen *G r a n a t*, nicht in grossen Porphyroblasten, sondern in gleich grossen oder noch kleinern Körnern wie der Quarz auftritt. Auch kommen kleine idiomorphe Körner von Epidot vor. Graublauer, stark pleochroitischer Turmalin

ist ziemlich häufig. Er weist meist eine dunklere Kernpartie auf. Dieses Gestein geht in einen normalen Bündnerschiefer über. Ein Kontaktschiefer vom Kloben-Nordhang (2400 m) zeigt noch den normalen Mineralbestand eines Bündnerschiefers, in den er auch übergeht; Calcit, Muskowit, Quarz. Quarz ist nur in geringer Menge vorhanden. Daneben aber findet sich viel Chlorit, teilweise übergehend in Biotit und reichlich Granatprophyroblasten. Die Granaten enthalten so ziemlich sämtliche übrigen Mineralien als Einschlüsse — und nur am Kontakt mit den Ophiolithen habe ich in den Bündnerschiefern Granat führende Gesteine gefunden. So am Margrötzenkopf in der Brennkogelgruppe, auf der Traunalpe (Ferleiental), am Kloben etc. Albit findet sich in lappig-schlieriger Form als Füllmasse, dazu hie und da ein Epidotkorn. Erze, Magnetit und Limonit, vervollständigen den Mineralbestand. Das Gestein ist ziemlich massig und enthüllt im Schliff ein wirres Durcheinander von körnigen, lappigen und stengelig-strahligen Mineralien. Die Struktur wäre am besten porphyro- bis poikiloblastisch zu nennen.

Ein sehr schönes Kontaktgestein fand ich ferner im Boggeneikees, am Westhang des Ferleientales. Es ist von Auge ein grobkristallinnadeliges, gelbes Gestein, ein richtiger Epidotfels. Epidot und Klinozoisit herrschen vor. Dazu erkennen wir Calcit, Quarz, eine schwach grüne Hornblende ($14-18^\circ$ Auslöschung $n\gamma/c$), Plagioklas, ferner Pyrit. Es herrscht im Schliffbild ein wirres Durcheinander, eine sog. Durchspiessungsstruktur. Dieses Kontaktgestein ist von einem Kalkglimmerschiefer herzuleiten. Es entstanden in ihm die Mineralien, die sich bei Kontaktwirkung eines Ophioliths an einem Kalkglimmerschiefer bilden konnten: Epidot und Klinozoisit in reichlicher Masse, ferner Hornblende, welche Mineralien diesen Hornblende-Epidotfels charakterisieren. Turmalin ist in diesem schönen „Reaktionsgestein“, nach Angel, nicht zu finden.

Auf der Traunalpe im hintern Ferleiental finden wir im Kontakt mit einem biotitführenden Hornblende-Prasinit einen kontaktlich veränderten Triasdolomit. Er enthält Calcit in grossen und kleinen Individuen, meist verzwillingt, ferner Dolomit in kleinen rundlichen Körnern, mit etwas höherem Relief als der Calcit. Dazu findet man, wie sonst nirgends im Dolomit, ein farbloses, blättriges Mineral; es ist Grammatit. Kristallisationsschieferung ist schwach angedeutet.

Schon bei der Besprechung der Ophiolithe (S. 279) haben wir auf ähnliche Gesteinstypen hingewiesen, die PREISWERK und WERENFELS aus dem Vispertal (Wallis) beschrieben haben (Lit. 66, 117). Dasselbe ist nun auch von den Kontaktgesteinen zu sagen, die zwischen den Ophiolithlinsen und den Bündnerschiefern gefunden wurden. Wenn PREISWERK ein Kontaktgestein als eigentlichen Albitepidotfels beschreibt, so kann ich aus meinem Gebiet belegen, dass auch da die Kontaktgesteine diese beiden Mineralien weitaus am häufigsten führen. Auch in meinen Schliffen ist die xenomorphe Ausbildung dieser beiden Mineralien, die die Neubildung verrät, allgemein. Ein weiteres dichtes bis feinkristallines Gestein, das als Übergang vom normalen Grünschiefer zum Kalkschiefer auftritt, verweist PREISWERK ebenfalls zu den Kontaktprodukten. Es führt viel Quarz, etwas Albit, Muskowit, Hornblende, Epidot und Calcit als wichtigere Mineralien. Auch dieses dichte, quarz- und karbonatführende Kontaktgestein ist mir sehr wohl bekannt, sowohl vom Zargl (bei Bruck-Fusch) wie aus dem Sulzbachtal.

Wenn auch die Kontaktwirkungen der Ophiolithe unseres Gebietes auf ihre Nebengesteine sehr bescheiden sind, glaube ich doch, dass die beschriebenen Gesteine weitaus am ehesten Kontaktprodukte darstellen. Von den von CORNELIUS und STAUB (Lit. 18, 87) erwähnten Kontaktmineralien finden wir in unseren Kontaktgesteinen einige der wichtigsten ebenfalls vertreten: In grösster Menge und allgemeinsten Verbreitung tritt der Epidot auf. Er findet sich schon in den scheinbar noch unveränderten Bündnerschiefern in Form kleiner xenomorpher Körner als erstes Kontaktmineral. Er fehlt ausser dem Ophicalcit keinem der beschriebenen Kontaktgesteine. Die am Kontakt heller gefärbten und massigen Bündnerschiefer führen Epidot in wechselnden Mengen; manchmal wird er zum Hauptgemengteil (Zargl). Im Hornblende-Epidotfels vom Boggeneikees kommt neben einem eisenreichen Epidot der Klinozoisit ebenso häufig vor. Ferner treten häufig auf: Albit, Chlorit und eine strahlsteinartige Hornblende. Seltener Granat, doch konnte ich ihn an ganz verschiedenen Stellen als Neubildung erkennen.

Die Zufuhr von ophiolithischem Material, wie sie durch das Auftreten der eben erwähnten Mineralien in Bündnerschiefern und Marmoren zum Ausdruck kommt, ist ferner am Kontaktgestein des Brennkogler serpentins, am Ophicalcit des Brennkogl-Nordgrates, schön ersichtlich. Einem grobkörnigen Marmor sind Serpentinester eingelagert; z. Teil umschliesst ein feinmaschiges Netzwerk von Serpentin (Antigorit) die Calcitaggregate.

Wenn auch verschiedene Erscheinungen (Ophicalcit!) sich sehr wohl als reine randliche Diffusionsvorgänge während der Metamorphose deuten liessen, so glaube ich doch, dass man der Gesamtheit der beobachteten Erscheinungen am ehesten durch Annahme einer Kontaktmetamorphose an den Ophiolithen gerecht wird. Es geht also meiner Ansicht nach nicht an, für diese Kontakterscheinungen eine im Alter von den Ophiolithgesteinen verschiedene jüngere Infiltrationsphase anzunehmen und diese mit der Tauernkristallisation (junge Granitgneisstöcke der Tauern nach ANGEL, HERITSCH, KOSSMAT, WINKLER) in Zusammenhang zu bringen.

Überblicken wir kurz die stratigraphische Schichtserie der Modereck-Decke (s. Fig. 1). Der Kern dieser Einheit besteht aus Gneisen und Glimmerschiefern, die namentlich auf der Südseite der Sonnblick-Hochalm-Gruppe grössere Mächtigkeit erlangen. Auch im N finden wir an der Basis der Modereck-Decke stellenweise Gneislinsen und Glimmerschiefer, deren Alter ihrer Stellung nach als wahrscheinlich vorkarbonisch anzunehmen ist. Darüber folgt als nächster stratigraphischer Horizont das Karbon. Als solches fassen wir die graphitischen Quarzite, Glimmerschiefer und Phyllite auf, wie dies in den penninischen Alpen allgemein geschieht. Dieser Karbonhorizont ist sehr konstant und lässt sich von der Deckenstirn im N bis auf die Südabdachung der Sonnblickgruppe durchgehend ver-

folgen. In seinem Hangenden folgen weitere quarzitische Glieder. Es sind weisse, teils massige, teils schiefrige Quarzite (Quartzites feuilletés), ferner Glimmerschiefer, Chloritoidschiefer etc. Diese Schichtfolge findet ihre stratigraphische Stellung zwischen dem Karbonhorizont und den triadischen Karbonatgesteinen; sie schliesst nach oben ab mit dem tafeligen Glimmerquarzit der basalen Trias. Die Schichtserie ist also wohl hauptsächlich als permisch anzusprechen und als Analogon zu den gleichfalls ins Perm gestellten Blätterquarziten des Schweizer Penninikums zu betrachten.

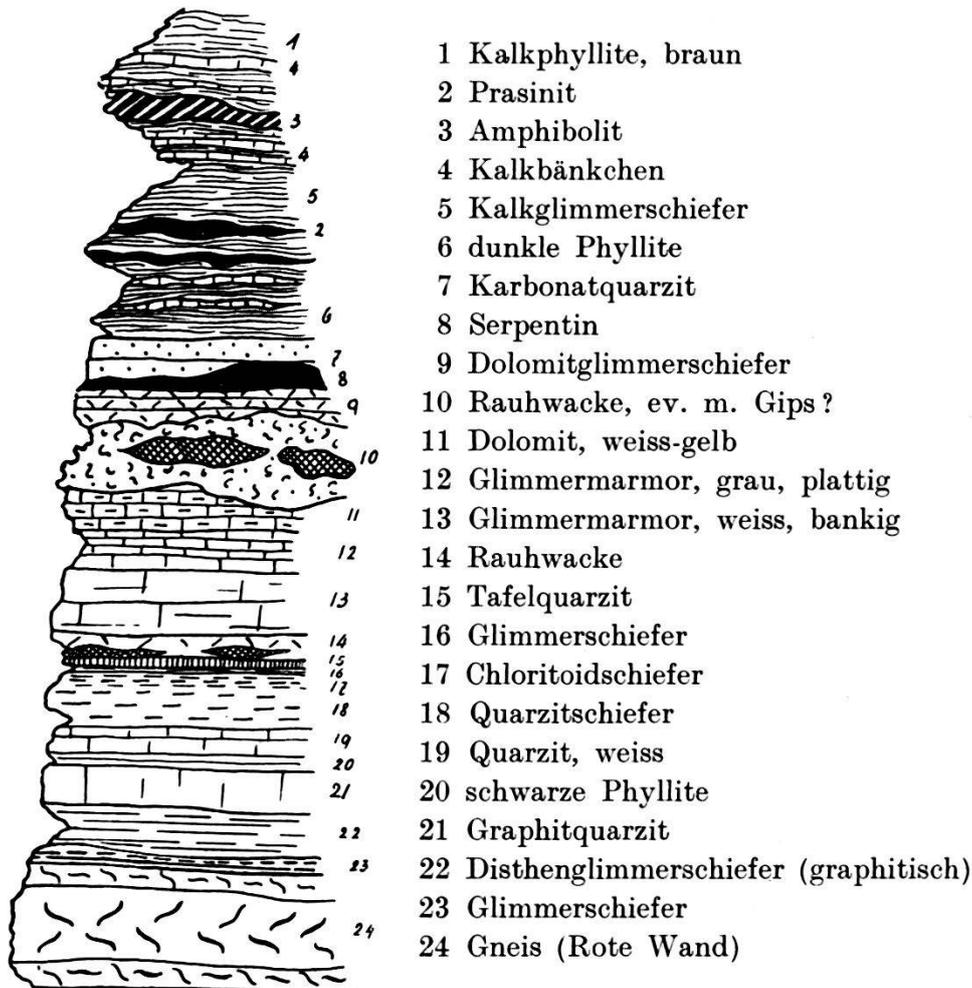


Fig. 1. Schichtserie der Modereck-Decke.

Die Sedimentation der Karbon- und der Permzeit ist also eine vorwiegend sandige, z. Teil auch tonige gewesen, wie die Quarzite und Phyllite zeigen. Diese sandig-tonige Ablagerung liegt nun völlig metamorph vor, sie wurde zu Quarziten, Quarzitschiefern, Glimmerschiefern und Phylliten umgeprägt. Die zu beobachtende Metamorphose gehört an die Grenze der Epi- zur Mesostufe, wie die gross ausgebildeten Glimmer- und Chloritmineralien und der häufige Disthen dartun.

Karbonat ist in diesen Schichten äusserst selten. Gelegentlich tritt bei phyllitischen Typen etwas Karbonat auf, so bei einigen Gesteinen im Diesbachkar und westlich vom Fuschertörl, die als Begleitgesteine von Graphitquarzit zum Karbon gerechnet werden müssen. Im Einzelfall ist freilich die Entscheidung, besonders bei der herrschenden Schuppentektonik, oft schwierig, ob man kalkarme Bündnerschiefer-Phyllite oder etwas karbonatführende vortriadische Phyllite vor sich hat. Der grössere Gesteinsverband kann da oft allein als Kriterium zugezogen werden.

Ein ganz anderes Regime kommt in den Triasablagerungen zur Geltung. Da handelt es sich vorwiegend um eine kalkig-dolomitische Sedimentation. Die mächtige Rauhwaacke weist auf lagunäre Bildungsstadien hin. Einflüsse von einem Festland her scheinen völlig zu fehlen, während sie in der Karbon-Permserie die Hauptrolle spielen. Auf die Triaswahrscheinlichkeit dieser Schichtserie, bestehend aus Quarzit, Rauhwaacke, Dolomit, Marmor und Karbonatschiefern habe ich schon hingewiesen (S. 264). Obwohl keine Fossilien vorhanden sind, kann die Serie als Trias betrachtet werden, weil in ihr dieselbe Assoziation von Sedimenten vorkommt, die man anderswo (in den Radstätter Tauern etc.) in der fossilführenden Trias findet.

Nach der Ablagerung der Trias führt ein neuer grosser Sedimentationswechsel zur Bildung der Bündnerschieferserie. Diese Ablagerung steht wieder unter starkem terrigenem Einfluss, wie die Karbonatquarzite und die Bündnerschieferbreccien dartun. Nur ist hier im Vergleich zur Casannaserie der Karbonatanteil ausschlaggebend. Das Gebiet der Lagunen und Flachseen der Triaszeit sinkt andauernd zur Tiefe. Bei den Bündnerschiefern handelt es sich nach den allgemeinen Anschauungen um tiefermeerische Bildungen als bei der triadischen Serie. Das zugrunde liegende Sediment muss ein kalkiger Mergel mit wechselndem Tongehalt und mit kalkig-sandigen Einlagerungen gewesen sein.

Über das Alter der Bündnerschiefer herrschen heute eigentlich nur in den Tauern verschiedene Auffassungen. HAMMER z. B. (Lit. 31) betrachtet den Bündnerschiefer-Komplex des Oberinntals als Lias (ev. Trias) bis Kreide, mit welcher Auffassung die Schweizer Geologen durchaus einverstanden sind.

2) Stratigraphie des Schuppenkomplexes über der Modereck-Decke.

A) Die Zone von Fusch.

Im Weichselbach- (Bad Fusch) und im Sulzbachtal, bei Rauris, in den Höhen der Brüder und des Baukogls trifft man über der Modereck-Decke eine Reihe höherer Schuppen. Da diese einige uns bis jetzt unbekannt gebliebene Gesteine führen, wollen wir diese in erster Linie besprechen (s. Fig. 2).

Das Kristallin dieser Schuppen ist im Allgemeinen ein eintöniges Parakristallin. Nur an der Basis der gesamten Schuppenzone, im unmittelbaren Hangenden des Prasinitzuges Embachhorn-Königstuhl, finden sich Paragneise, die makroskopisch das Bild aplitischer Durchädern bieten. Das an sich chloritgrüne Gestein wird von weissen Adern und Äderchen mit schönen Schlieren- und Auflösungs-zonen durchzogen.

Die untersuchten Dünnschliffe stammen von der Embachalm, 1600 m hoch, und von der Königstuhalm. Die Hauptgemengteile sind Quarz und Plagioklas, in einem der Schliffe auch Chlorit. Nebeneinander treten optisch positiver Albit und Oligoklasalbit mit bis zu 12° Auslöschung der albitischen Zwillingslamellen auf. Der Chlorit ist gelb bis olivgrün pleochroitisch und gehört zur Klinochlorfamilie. Auch der Pennin tritt in einem der Schliffe als Nebengemengteil auf; er ist an den anomalen Interferenzfarben kenntlich. Muskowit, Magnetit und Limonit sind normale Nebengemengteile. Des weitern führt der eine Schliff Granat und Zirkon, der andere ziemlich viel Epidot. Die grossen Plagioklas-PorphYROblasten sind erfüllt von kleinen Quarz- und Albitkörnern. Das gibt dem Ganzen das Bild der Siebstruktur. Das Gestein ist ausgezeichnet kristallisationsschiefzig. Die PorphYROblasten werden von Verschieferungsebenen durchsetzt, und die Einschlüsse derselben sind parallel angeordnet und in der Verschieferungsrichtung gestreckt; sie stellen das Produkt einer Rekristallisationsphase dar, die die tektonisch-mechanische Verschieferung begleitete, und überdauerte.

Von den weiteren parakristallinen Gesteinen wären etwa zu nennen die Glimmerschiefer und Disthenglimmerschiefer, ferner die schwarzen Schiefer. In den höheren kleinen Schuppen stechen besonders die massigen weissen Quarzite hervor. Die Muskowitschiefer, Chloritoidschiefer und die Graphitquarzite fehlen diesem nördlichen Schuppenkomplex.

Gesteine, die der Trias zuzuweisen sind, finden sich in dem mächtigen Schuppenkomplex einzig auf der Nordseite der Drei Brüder, auf der Erlhofalm und westlich davon. Im S—N verlaufenden Grat östlich der Erlhofalm und auf der Westseite des Zargl sind helle, gelbe, stark brecciöse Dolomite und eigentliche Dolomitbreccien anstehend, verbunden mit Rauhwanke. Der Dolomit ist äusserst stark tektonisiert und von Bruchflächensystemen derart durchsetzt, dass er beim Schlagen sofort in Grus zerfällt. Ich halte ihn am ehesten für Hauptdolomit. Der gelbrot fleckige Dolomit mit den wulstigen, braunen Calcitausscheidungen auf den Klüften (östl. Erlhofalm) kann weitaus am besten mit dem Fleckendolomit (Unteres Carnien) von W. SCHMIDT verglichen werden, für welches Niveau auch die mitgehende Rauhwanke spricht. An diese Dolomite schliessen nordwärts massige kristalline Kalke an, in denen ich undeutliche, vermutliche Korallenreste gefunden habe. Auch Dr. TH. OHNESORGE teilte mir freundlicherweise mit, dass er in diesem Kalk Korallenreste entdeckt habe. Doch lässt sich leider nichts irgendwie Bestimmbares auffinden. Es lässt sich also nicht erweisen, was für eine Stufe von

Jurakalk, ob Rhät (wie in den Schamser-Decken Bündens) oder ein jüngeres Glied in diesem Gestein vertreten ist.

In der nördlichen Schuppenzone finden wir nun mit den Bündnerschiefern, und zwar meist an deren Basis, gröbere und feinere Liasbreccien. Die Dolomitkomponenten dieser Breccien sind meist eckig und in kalkig-toniger oder sandig-toniger Grundmasse eingelagert. Gelbe und namentlich schwarze Dolomitgerölle herrschen weitaus vor, selten findet man auch etwa Glimmerschiefer und Quarzitschieferkomponenten. Das Aussehen dieser Breccien ist denen vom Mt Dolin im Wallis absolut gleich.

Die Liasbreccien sind zu finden an der Tristwand im hinteren Sulzbachtal, im Reissrachtobel (Rauris), auf der Nordseite des Baukogls und des Archenkogls (Drei Brüder) und a. a. O.

Ein weiteres neues Glied in den höheren Schuppen, das vor allem die Zone der Drei Brüder und des Bernkogls auszeichnet, sind die Bündnerschiefer-Kalke. Man findet alle Übergänge von den Kalkglimmerschiefern über glimmerführende Kalke bis zu den dunkeln Tafelkalken, die höchstens noch auf den Schichtflächen etwas Glimmer (Serizit) erkennen lassen. Es sind die echten „Calcaires tabulaires“ der Westalpen. Diese sind typisch für die hochpenninischen Schuppen des Tauern-Nordrandes. Die Breccien hingegen findet man auch in der südlichen Matreier Zone, z. B. in den Leitenköpfen (Berger Törl) und nördlich vom Kals-Matreier Törl. Die dunkeln, tafeligen Kalke der Drei Brüder-Bernkogel-Zone sind faziell das beste Zwischenglied zwischen den echten Kalkphylliten und den schwarzen Klammkalken der Radstätter Decken. Das tonige Element trat hier ganz zurück, und es kam zu einer reinen Kalksedimentation. Kalkphyllit-Tafelkalk-Klammkalk dürften ungefähr gleichen Alters sein.

An den Abdachungshängen gegen die Salzach hin treffen wir in den höchsten Schuppen mächtige Bänke und Lagen von Quarziten und Quarzitschiefern, z. T. echte Blätterquarzite: völlig weisse Gesteine. Wir haben deren Analoga in der Modereck-Decke dem Perm zugerechnet und wollen es auch hier tun. Über die Verbreitung s. S. 320.

B) Die höhere Schieferzone.

Eine ganz neue Schichtserie findet sich in den Gräben der Süd- hänge des Salzachtales, am Thannberg ob Gries, ob Brücken, am Pichl-Berg bei Bruck-Fusch (s. Fig. 8). Schwarze und dunkelgrüne glänzende, feinphyllitische Schiefer, fast kalkfrei; feine Kalkton- schiefer mit Kalklagen von Millimeterdicke zwischen schwarzen Tonhäuten, Serpentin-schiefer und grüne, rostig anwitternde Schiefer, z. T. von dünnen Marmorbändchen durchsetzt; bunte Phyllite, Kalksandsteine, brecciöse Schiefer und echte Breccien bilden diesen

nördlichsten Komplex, den wir weiter im S bis jetzt nirgends angetroffen haben. Die Kalktonschiefer und schwarzen Phyllite erinnern wohl an ähnliche Gesteine im Bündnerschieferkomplex, dem aber namentlich die grünen Schiefer und bunten Phyllite völlig fehlen. Der ganze Phyllit-Schieferkomplex ist auch in weit geringerem Masse metamorphosiert worden.

Einige Typen dieser höheren Schieferzone wollen wir im Dünnschliff betrachten. Da fällt allgemein die einheitliche, in allen Schliffen dieser Zone zu beobachtende, stark kataklastische Struktur auf. Diese ist namentlich gegenüber den Schliffen aus der Bündnerschieferzone sehr auffällig.

Ein grünlicher Schiefer mit rostigen Verwitterungsflecken hat folgenden Mineralbestand: Quarz, Albit und Chlorit als Hauptgemengteile, Calcit zurücktretend, dazu viel Rutil. Auffällig ist der grosse Gehalt an Plagioklas (zur Hauptsache Albit). Es herrscht ein Gemenge von grösseren und kleineren Körnern. Die grösseren, hauptsächlich Feldspäte, sind buchtig-lappig umgrenzt, teils zerissen, von Splitterchen übersät oder umgeben. Das Gestein ist ein karbonatführender Chloritalbitschiefer mit blastopsammitischer Struktur.

Ein graubrauner sandiger Kalkschiefer dieser Zone ist sehr fein verschiefert. Er weist lagenweise stark vorwiegend entweder Quarz oder Calcit auf. Dazwischen gibt es Mischungszonen mit wechselndem Gehalt an Quarz und Calcit. Albit tritt stark zurück. Vereinzelt finden sich Zirkonkörner. Glimmer ist nur spurenweise vorhanden. Wir haben also einen feinschiefrigen Kalksandstein vor uns. Quarz, Calcit und Albit sind weitgehend zertrümmert und zerkleinert. Bei einer gewissen Korngrösse, um $\frac{1}{10}$ mm herum, bleibt die Zerkleinerung stehen, und die Körner werden homogenisiert. Es scheint die kataklastische Zertrümmerung bei dieser Grösse ihr Ziel zu erreichen. Die Calcitlagen sind hingegen weit gröber, auch kommen darin grössere Quarzkörner vor. — Ein makroskopisch gleich aussehender Schiefer zeigt bei sonst gleichem Aufbau, bei vorherrschendem Calcit und Quarz, etwas Albit- und Serizitgehalt, dazu ziemlich viel feinkörnigen Magnetit. Der Calcit, z. Teil in geschlossenen Lagen mit Quarzeinsprenglingen, bildet mit dem Quarz eine Mischungszone als Übergang zu einer ziemlich reinen Quarzitlage (mit Serizit und Magnetit). Das Gestein ist feinschiefrig.

Ein weiterer heller Phyllit besteht sozusagen nur aus Quarz und Serizit. Quarz tritt lagenweise sehr fein- und gleichkörnig auf, mit etwas gröber struierten Reihen und Lagen dazwischen. Der Serizit bildet in den Quarzlagen Fäden und Schnüre, dazu kommen noch dünne Serizitschichten. Akzessorisch tritt Magnetit auf und ziemlich häufig Turmalin, in kurzen und langen Prismen. Ferner gibt es eigentliche Erzschnüre von Titanerz und Magnetit, der teilweise limonitisiert ist. Die kataklastische Egalisierung ist in den feinen Kornlagen erreicht. Es herrscht feine Parallelschieferung. Es fehlen oblonge Körner, es fehlt jede Streckung. Wir haben hier das kristalline Abbild einer sedimentären Feinschichtung vor uns.

Ein grauer, sandig-kalkiger Schiefer hat folgendes Schliffbild: In einer feinen bis feinsten Grundmasse von Calcit, Serizit und Quarz finden sich grössere Quarz-, Feldspat- (Albit bis Oligoklasalbit) und Calcitkörner eingeschlossen. Auch vereinzelte Muskowitblätter sind sichtbar. Die grösseren Körner zeigen die typischen kataklastischen Einwirkungen, sie sind gelappt und unregelmässig, meist mit feinen Trümmern umgeben. Die Quarzkörner löschen undulös aus. Die Struktur ist typisch porphyroklastisch, eine feine Breccienstruktur.

Ein weisser, dunkel gefleckter Quarzitschiefer zeigt uns das kataklastisch egalisierte Bild einer fast gleichkörnig feinen Quarzgrundmasse. Die Körner sind meist unter $\frac{1}{10}$, selten $\frac{2-3}{10}$ mm gross. In diesem dichten Quarzgefüge sind Serizitnadeln teils richtungslos, teils in Schieferungsebenen liegend und Schnüre bildend, verteilt. Calcit tritt spärlich in Zwickeln und kleinen Nestern auf; auch etwas Magnetit ist vorhanden.

Wir erkennen also immer wieder die gleichen Hauptgemengteile: Quarz, Calcit, Serizit, Albit, dazu die Akzessorien Turmalin, Zirkon, Magnetit und Titanerz, die im Mengenverhältnis stark wechseln. Auch die Hauptgemengteile wechseln sehr stark. Der Hauptgemengteil des einen Gesteins wird im andern zum Neben- oder gar Übergemengteil, wodurch eine ganze Reihe von Gesteinstypen entstehen: Vom Marmorschiefer mit wenig Quarz überleitend zum Karbonatquarzitschiefer und fast reinen Quarzitschiefer, anderseits durch Zunahme des Serizits zum Phyllit, der das eine Mal mehr Calcit, das andere Mal mehr Quarz führt. Die Strukturen dieser Gesteine der höheren Schieferzone sind durchwegs kataklastisch, teils porphyroklastisch, teils blastopsammitisch bis blastopelitisch.

Zu dieser kontinuierlichen Reihe kommt nun noch eine Breccie. Es handelt sich um eine feine graue Breccie, in der schon von Auge Quarz- und Dolomitmörnchen zu erkennen sind (die einige mm Durchmesser haben). Ebenso ist ein Wechsel von brecciösen zu phyllitischen Lagen zu sehen.

Unter dem Mikroskop gewahrt man eine ausgezeichnete Flaserstruktur mit Quarz-, Dolomit- und vereinzelt Albitkörnern. Die Dolomiteinsprenglinge weisen regelmässig limonitreiche Randzonen auf. Hie und da sieht man zerlegte Dolomitkomponenten, zwischen deren einzelne Teile feine Quarztrümmermassen eindringen. Der Quarz ist undulös auslöschend. Es sind alles Reliktkörner, umgeben von Trümmerzonen. Manchmal sind die grösseren Körner schon zu „Fazettenaugen“-artigen Häufchen aufgelöst. Die Kataklase des Quarzes ist in diesen Schlifflinien in allen möglichen Stadien ideal sichtbar, bis zum Körnerhaufen, der noch die einstige Umgrenzung des Einzelkorns erkennen lässt. Vereinzelt Albitrelikte lassen sich auch noch feststellen. Auch grössere Muskowitblättchen sind eingebettet. Die feine Grundmasse wird von Serizit, Quarz in Form feinsten Körnchen, ferner Calcit und Limonit, die stark zurücktreten, gebildet. Ihre rein kataklastische Struktur ist blastopsammitisch und lässt den feinen Brecciencharakter des ursprünglichen Gesteins noch gut erkennen. Der Übergang von der Breccie zur feinen Tonablagerung bedingt den Übergang zur blastopelitischen Struktur. Die Tonschichten sind helizitisch verfältelt und werden von einem jüngeren Clivage, das die lentikuläre Textur der Breccie bestimmt, durchsetzt. Diese zwei absolut getrennten Bewegungsphasen, die ältere Fältelung im Ton und die quer durchsetzende Verschiebung, die sich in unserer Schliffebene mit ca. 40° kreuzen, sind schon im Handstück zu beobachten.

Der Unterschied gegenüber der Liasbreccie liegt also nicht nur im strukturellen und texturellen Bild, sondern wir finden in dieser jüngeren Breccie neben den Dolomitkomponenten vor allem auch Quarz- und vereinzelt Plagioklasaugen unter den Einschlüssen.

Quarz, Plagioklas und dazu die Muskowitblätter sind als Detritus von kristallinen Gesteinen zu betrachten; sie treten hier viel auffälliger auf als bei den Liasbreccien.

Diese höhere Schieferzone unseres Gebietes findet nun ihr weitaus bestes Analogon in der Curvèr-Nivaigl-Serie OTT's in der Tiefenkasteler Gegend oder in den Profilen vom P. Scalottas nach G. SCHUMACHER. Wenn wir die Detailprofile OTT's studieren oder die Beschreibungen von GLASER, CADISCH und SCHUMACHER (Lit. 125, 132, 133) zu Rate ziehen, so erkennen wir eine weitgehende Analogie der genannten Schichtkomplexe mit unseren oberen Schiefen aus dem Salzachtal. OTT betont, dass die Curvèr-Nivaigl-Serie hauptsächlich bestehe aus schwarzen Tonschiefen, feinen Kalkschiefern mit Tonbelägen, grünen quarzreichen Schiefen, Marmor- und Kalkbänken; dazu sei dieser Komplex reich an ophiolithischem Material (Serpentin, Gabbro, Variolit), das in grosser Mächtigkeit bis südlich Stürvis reiche. In unserem Tauerngebiet finden wir nun hauptsächlich an der Basis des Vergleichskomplexes ebenfalls eine Reihe von Serpentinlinsen. Vereinzelt stecken sie im tiefsten Teil des höheren Schieferkomplexes drin.

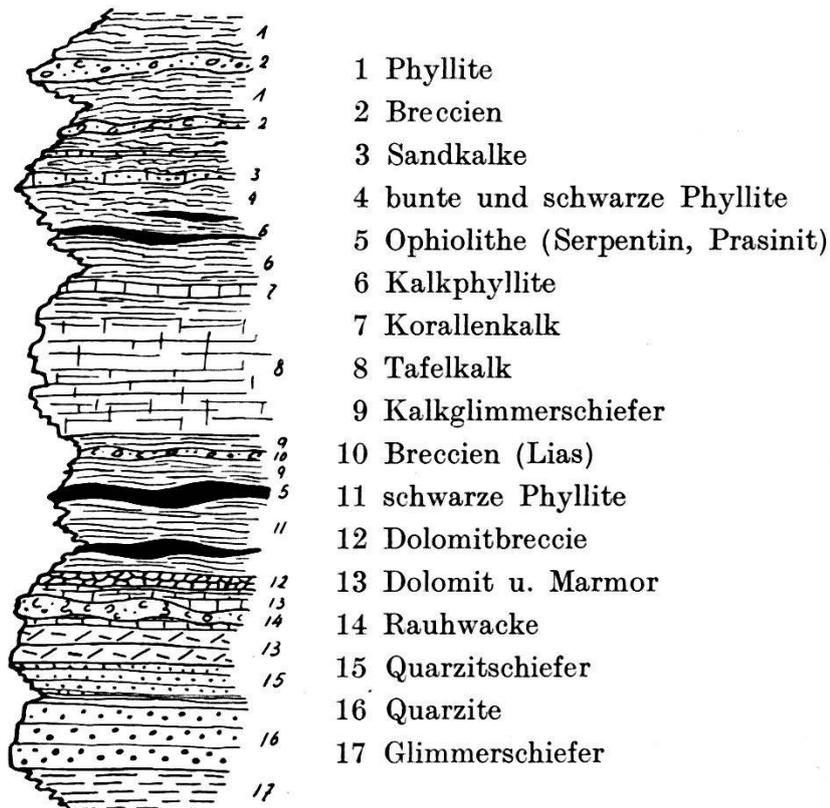


Fig. 2. Schichtserie der nördlichen Matreier Zone.

Die Curvèr-Nivaigl-Serie ist weiter nördlich nur noch in einem wenig mächtigen Grenzhorizont (SCHUMACHER) vertreten und bildet am P. Scalottas die normale Basis des unteren Flyschkomplexes.

Auch mit diesem Komplex besteht grosse Analogie. Er setzt sich nach SCHUMACHER zusammen aus Ton- und Mergelschiefern, Sandkalken, dichten schwarzen Kalken und Flyschbreccien. Die Kalke und Breccien sind hier in grösseren Mächtigkeiten zur Ausbildung gelangt als in meinem Gebiete.

Wir stellen fest: Der mächtige höhere Komplex südlich der Salzach, der das höchste Hangende des Penninikums unseres Gebietes darstellt und der aus schwarzen, bunten und glänzenden Schiefern, feinen Kalkschiefern, vereinzelt Marmorbändchen, sowie eingestreuten Sandstein- und Breccienbänken besteht, kann mit nichts besser verglichen werden als mit den basalen Serien des grossen Flyschgebietes in Nordbünden. Es handelt sich allerdings um eine etwas abweichende Flyschsedimentation. Auffällig ist in unserem Gebiete das starke Überwiegen der tonigen Sedimente, das Zurücktreten von sandigen und brecciösen Flyschtypen. Man denke nicht an eine tertiäre Ablagerung, sondern viel mehr an eine solche des Oberjura und der Kreide, nur noch viel tonreicher und eintöniger als die des Flysches der höchsten helvetischen Decken. Infolge der aufgeprägten Metamorphose (unvollständig epimetamorph) unterscheidet sich diese noch tonreichere Serie von der hochhelvetischen Fazies. Die in dieser Serie auftretenden bunten (vor allem violetten) Schiefer und Marmorlagen könnten vielleicht ein Analogon zum Radiolarithorizont der Margna-Decke Bündens darstellen (Untere Kreide?).

3) Die Gesteine der Radstätter Decken.

(Unterostalpin.)

Die Gesteinsserie der Radstätter Tauern tritt von E her auch noch in den Nordteil unseres Gebietes ein. Wir finden in der eben besprochenen vermutlichen Flyschserie klippenhaft Klötze und Linsenzüge von fremden Gesteinen. Dieselben Gesteine bilden dann von Taxenbach nach E eine mächtige geschlossene Zone, in der die Kitzloch-, Gasteiner- und die Lichtensteinklamm liegen. Im östlich angrenzenden Gebiet, am Rauchkögerl und Hasseck, kann diese Gesteinsserie, die sog. Klammserie, im Zusammenhang studiert werden. Insbesondere gilt dies für die Basis der Klammkalke, die in meinem Kartierungsgebiet kaum mehr sicher festgestellt werden kann (s. Fig. 8, Profile a, b).

Unter den kristallinen, vortriadischen Gesteinen, die die Basis der Klammserie bilden, finden wir graue und weisse Konglomeratquarzite und -quarzschiefer, die im Querbruch körnig oder dicht mit einzelnen erkennbaren Körnern aussehen (Verrucano). Hie und da finden sich recht grosse Quarzaugen in ihnen. Mit ihnen treten grüne Schiefer auf, die kleine Quarzkörnchen auf den Schichtflächen zeigen, ferner bunte, gefrittete Schiefer, reine Glimmer-

schiefer und sandige Schiefer mit Muskowitblättchen auf den Schichtflächen. Unter den reinen Glimmerschiefern herrscht Faltungstextur vor. Schwarze, phyllitische Schiefer und dunkle, feinkonglomeratische Quarzite vervollständigen diese voranische Schichtserie, soweit ich sie aus ihrem westlichsten Teil kenne. Von diesen Gesteinen treten sicher auch noch welche in mein Gebiet ein. So gibt es an der Strasse nach Rauris bei km 3,4 von Taxenbach grüne und schwarze kalkfreie Schiefer, ferner am Weg nach Maschl Verrucano-ähnliche körnige Quarzitschiefer, die nach ihrer Lagerung zur Basis des Klammkalkzuges gerechnet werden müssen. Es sind dies die Gesteine der Serizitschiefergruppe der ostalpinen Geologen (siehe Lit. 62).

In Vorfusch, beim Pichlhaus am Westhang, ist über den dort aufgeschlossenen „Flyschgesteinen“ ein dunkler, fast schwarzer Dolomit anstehend; derselbe, der sich als Komponente in der „Flyschbreccie“ findet, die als Vortiefensediment sich einstmals nördlich dieser Serie bildete. Darüber liegt ein hellerer, rötlicher Dolomit. Ich möchte diese Dolomite zum Unterostalpin zählen. Südlich des Rauchkögerl tritt mit dem Dolomit zusammen Rauh- wacke und Marmor auf. Es gibt da Gesteine, die infolge Quetschung und Pressung wie Lochseitenkalk aussehen. Ferner findet man bunte, namentlich grüne Schiefer, die ebenfalls der Trias zuzurechnen sind. Dieselben finden sich mit der Rauh- wacke auch in den Schubflächen, die die mächtige Klammkalkmasse der Kitzloch durchsetzen, in stark schmierigem Zustand.

Die unterostalpine Dolomitbreccie von Taxenbach tritt in feinerer und vorwiegend gröberer Fazies auf. Die Dolomitkomponenten wachsen bis zu mehreren cm Durchmesser. Sie zeigen durchwegs eine ältere, meist ausgeheilte Zerklüftung. Calcitadern durchsetzen die Breccie; das Bindemittel ist kalkig-dolomitisch. Die rauhe Oberfläche der Dolomitbreccie wird durch die starke Verwitterungsklüftung noch vergrößert. Die Breccie bildet in der weichen Schieferlandschaft zackig-felsige, riffähnlich hervortretende Rippen.

Das nächstjüngere Glied der Radstätter Decken ist der Klamm- kalk, der von der Kitzlochklamm nach E in grosser Mächtigkeit auftritt. Es gibt auch da verschieden aussehende Gesteinstypen, wenn schon die Klammkalkzüge als Ganzes sehr einheitlich aussehen. Auf der Klammpasshöhe (Rauris) findet man an der Strasse und im dortigen Schottersteinbruch einen schwarzen, massig-bankigen Kalk, der von zahlreichen, weissen Calcit- und, seltener, Kieseladern in allen Richtungen durchsetzt ist. Dieser schwarze Kalk ist absolut dicht. Weiter südlich steht an der Strasse nach Rauris ein weit hellerer, grauer plattiger Kalk an. Er ist leicht gefrittet und bricht entweder plattig oder scheitförmig. — In den schwarzen Kalken trifft man Schieferungszonen mit feinschiefrigen, braun gefleckten Kalk- schiefern. Im Querbruch erkennt man in den feinen Lagen schwarzen,

oft verfalteten Kalk. Diese hellgrau und braun gefleckten Kalkschiefer scheinen sich besonders im Hangenden des schwarzen, mehr massigen Klammkalkes einzustellen, wie dies der Nordabfall des Hasseck und des Heukareck zeigt. Es ist aber wahrscheinlich zur Hauptsache die starke Verschieferung des Gesteins und die damit verbundene erhöhte Verwitterung, ferner ein geringer Serizitgehalt, die diese Schiefer von den schwarzen Kalken verschieden erscheinen lässt. Sie stellen also wohl den obern, stark verschieferten Teil des eigentlichen Klammkalkkomplexes dar. Sie sind manchmal den helvetischen Schiltkalken recht ähnlich und brechen holzscheitartig. Feinschichtige, teils schmierige dunkle bis schwarze Kalktonschiefer gehören ebenfalls ins Hangende des Klammkalkes.

Am Nordufer der Salzach stehen im Bereich unseres Gebietes überall die Pinzgauer Phyllite an, die da und dort auch auf das Südufer der Salzach hinüberstreichen (bei Gries und Taxenbach). Die Taxenbacher Enge liegt ganz in den Pinzgauer Phylliten.

Dieselben sind selten wirkliche Quarzphyllite, sondern sie stellen in unserer Region bunte, bald helle, bald dunklere, oft violette und grüne, stark zerknitterte Phyllite bis Schiefer dar. F. TRAUTH hat eine eingehende petrographische und stratigraphische Charakterisierung dieses Komplexes gegeben (Lit. 137).

III. Tektonik der Gebirge zwischen Sonnblick-Hocharn-Gruppe und Salzachtal.

Die neuere Literatur, insbesondere das tektonische Bild der Hohen Tauern, das uns die zusammenfassenden Arbeiten von L. KOBER und R. STAUB geben, bilden die Grundlage für die tektonische Analyse unseres Aufnahmegebietes. In den Hohen Tauern treten auf einer mächtigen Axenkulmination die penninischen Bauelemente der Westalpen fensterartig unter den höheren ostalpinen Decken hervor. Innerhalb dieses grossen Tauernfensters unterscheidet STAUB zwei Spezialkulminationen, die des Venedigers und die des Hochalm, welche durch eine zentrale Depression voneinander getrennt erscheinen, von STAUB als Glocknersenke bezeichnet. Unser Untersuchungsgebiet liegt auf der Nordabdachung dieser grossen Axendepression der Glocknersenke und erstreckt sich in diesem Sektor vom Hauptkamm (Weissenbach-Pfandscharte) bis an die Salzach.

Die zentrale Depression und damit unser Gebiet wird nun in erster Linie aufgebaut von der Glockner-Decke STAUBS, der höchsten penninischen Einheit der Tauern, die STAUB mit der Margna- und Dent Blanche-Decke der Schweizer Alpen verglichen hat. In dieser Glockner-Decke fasst STAUB die Sonnblick- und Modereck-Decken KOBERS zu einer Einheit zusammen; die Modereck-Decke wird bei ihm zur mächtigen Rückenschuppe des Sonnblicks „degradiert“.