

Tektonische Gliederung der Tauernschieferhülle zwischen Krimml und Mayrhofen

von Otto THIELE

mit 2 Abbildungen und 2 Tafeln (= Beilage 6 und 7)

Österreichische Karte 1: 50.000
Blätter 120, 121, 150, 151

Schlüsselwörter

Oberpinzgau
Zillertal
Tauernfenster
Zentralgneis
Schieferhülle
Unterostalpiner Rahmen
Prostratigraphie
Tektonische Gliederung

Inhalt

Zusammenfassung	56
Summary	56
Einleitung	57
1. Gesteinsbestand und Prostratigraphie	57
1.1. Zentralgneis und Untere Schieferhülle	57
1.1.1. Ortho-Zentralgneis	57
1.1.2. Gesteine der Schönachmulde	59
1.1.3. Porphyrmaterialschiefer	60
1.1.4. Gesteine an der Basis des Hochstegenkalkes	60
1.1.5. Hochstegenkalk	60
1.1.6. Kasererserie	61
1.2. Obere Schieferhülle	62
1.2.1. Habach-Phyllite	62
1.2.2. Graue Arkosegneise bis Glimmerschiefer	63
1.2.3. Grüne Arkosegneise bis Quarzite (Wustkogelserie)	63
1.2.4. Karbonatische Trias	65
1.2.5. Bündnerschieferserie	65
1.3. Unterostalpiner Rahmen	66
1.3.1. Innsbrucker Quarzphyllit	66
1.3.2. Krimmler Trias	66
1.3.3. Richbergkogelserie	66
2. Tektonik	67
2.1. Parautochthon und Schuppen der Unteren Schieferhülle	67
2.1.1. Ahornkern	67
2.1.2. Schönachmulde und Kirchsitzschuppe	68
2.1.3. Krimmler Gneiswalze	68
2.1.4. Porphyrmaterialschieferschuppe	69
2.2. Deckensystem der Oberen Schieferhülle	70
2.2.1. Hauptmasse der Oberen Schieferhülle	70
2.2.2. Larmerschuppe	71
2.3. Unterostalpiner Rahmen	72
Literaturhinweise	72

Zusammenfassung

Die Prostratigraphie und Tektonik der Tauernschieferhülle zwischen Krimml (Oberpinzgau) und Mayrhofen (Zillertal) wurde revidiert. Das Gebiet wird in drei tektonische Großeinheiten gegliedert; (1) Das Parautochthon und die Schuppen der Unteren Schieferhülle, beide mit Hochstegenfazies-Entwicklung (TOLLMANN). (2) Das Deckensystem der Oberen Schieferhülle in echt penninischer Fazies. (3) Das Unterostalpin.

(1) Das tiefste tektonische Element ist der Ahornkern (KOBEL), bestehend aus voralpidischem grob-porphyrischen Metagranit und seiner Hülle aus rudimentären älteren Sedimenten sowie mehreren hundert Meter oberjurassischem Hochstegenkalk, dessen Alterseinstufung durch neue Fossilfunde bekräftigt wurde. Nach Zwischenschaltung der Schönachmulde mit wohl größtenteils altpaläozoischen Quarziten, Phylliten, zum Teil tuffogenen Gneisen und Pyroklastika folgt die Krimmler Gneiswalze (FRASL) mit (zum Teil ?) spätvariszischen Orthogneisen und schwächerer Hochstegenkalkbedeckung und schließlich die Porphyrmaterialschieferschuppe mit dem namensgebenden Schiefer, schmächtigem Hochstegenkalk und der Kasererserie, einer zum Teil grobklastischen Serie, die faziell stark an die Brennkogelserie der mittleren Hohen Tauern erinnert und als das stratigraphisch Hangende des Hochstegenkalkes aufgefaßt und daher als höchst- bis nachjurassisch angesehen wird.

(2) Über diesen parautochthonen Bereichen und Schuppen der Unteren Schieferhülle folgt die Obere Schieferhülle, die als (von Süden her überschobenes) Tauchdeckensystem mit inversen und aufrechten Folgen aufgefaßt wird. In ihrem tieferen, invers liegenden Anteil wird die karbonatische (?) Mitteltrias von der ?permisch-untertriadischen Wustkogelserie und ?altpaläozoischen Arkosegneisen bis Glimmerschiefern überlagert, im höheren, aufrechten Anteil folgen wiederum grüne Arkosegneise und Quarzite (Wustkogelserie), nur rudimentär Triaskarbonate und darauf die mächtige Bündnerschieferserie (?oberste Trias, Jura, Kreide?). Eine höhere Schuppe (Larmerschuppe), größtenteils aus Arkosegneisen und Quarziten der Wustkogelserie bestehend, beschließt die penninischen Serien gegen Norden.

(3) Zum unterostalpinen Rahmen des Tauernfensters wird die Krimmler Trias und ihre Äquivalente, die größtenteils nachtriadische, reichlich Dolomitbreccien führende Richbergkogelserie (DIETIKER) und schließlich der Innsbrucker Quarzphyllit gezählt.

Summary

The prostratigraphy and the mega-structures of the Tauern-Schieferhülle between Krimml (Oberpinzgau, Salzburg) and Mayrhofen (Zillertal, Tyrol) have been revised by the author.

There are three major structural units: (1) The parautochthonous elements and slices of the Lower Schieferhülle. They belong to the so-called Hochstegen facies district. (2) The nappe system of the Upper Schieferhülle. It exhibits the normal Penninic facies. (3) The Lower East Alpine frame of the Tauern window.

(1) The lowermost structural element is the so-called Ahornkern. It is an upwarp of pre-Alpine porphyric meta-granite transgressively overlain by several hundred meters of Upper Jurassic Hochstegen limestone and some rudiments of older sediments. The next structural element is the Schönach syncline which incorporates ?Lower Paleozoic quartzites, phyllites, mica-schists, tuffogenic gneisses, and pyroclastic rocks. The following element, the so-called Krimmler Gneiswalze, is a recumbent fold which consists of (pre-Alpine) ortho-gneisses covered by Hochstegen limestone. It overrides the Schönach syncline towards north. The fourth structural element, which still belongs to the same facies district, is the „Porphyrmaterialschieferschuppe“, which is a thrust sheet consisting of probably Paleozoic gneisses and schists, Hochstegen limestone, and a series rich in coarse clastic rocks, named Kaserer series, which is assumed to be uppermost Jurassic (?) to post-Jurassic in age.

(2) The next major unit is the nappe system of the Upper Schieferhülle. Its lower parts are generally inverse. They show in ascending order (?) Middle Triassic limestones and dolomites, (?) Permo-Triassic arkosic gneisses and quartzites, (?) Lower Paleozoic arkosic gneisses and mica-schists. The higher parts of the nappe system show normal sequences: (?) Paleozoic and (?) Lower Triassic clastic series, rudiments of (?) Triassic carbonate rocks, and the Bündnerschiefer series which comprises phyllites, calcareous schists, greenschists, and more or less calcareous quartzites. The latter series is taken to be (?) uppermost Triassic, Jurassic and (?) Cretaceous in age.

A separated slice, the so-called Larmerschuppe, consisting mostly of (?) Permo-Triassic arkosic gneisses and quartzites is the uppermost structural element of the Penninic facies district.

(3) The Lower East Alpine frame of the Tauern window is formed by smaller or bigger lenses of Triassic limestones and dolomites („Krimmler Trias“ und its aequivalents), a variegated series rich in post-Triassic breccias („Richbergkogelserie“), and at highest by a Lower Paleozoic quartz phyllite („Innsbrucker Quarzphyllit“).

Einleitung

Auf Blatt Lanersbach wurden in den letzten Jahren von verschiedenen Bearbeitern über die Stratigraphie und Tektonik der Tauernschieferhülle eine Reihe neuer Erkenntnisse gewonnen und Auffassungen entwickelt, die eine Revision der aus früherer Zeit stammenden geologisch-tektonischen Auffassungen über den östlich davon gelegenen Tauern-Schieferhüllenbereich zwischen Mayrhofen und Krimml notwendig machen (THIELE, 1970).

Die Grundlage zu dieser Arbeit bilden die Dissertationen von H. DIETIKER (1938) aus der Schule STAUB und von O. THIELE (1950, 1951) und E. KUPKA (1956) aus der Schule KOBER, die Kartierungen von O. SCHMIDEGG, soweit sie bisher zur Veröffentlichung gelangt sind (KARL & SCHMIDEGG, 1964, und SCHMIDEGG, 1951—1972), sowie eigene Revisionsbegehungen in den Jahren 1972 und 1973. Zu randlichen Ergänzungen der Karte wurden die Darstellungen von G. FRASL (1953), E. KRISTAN-TOLLMANN (1962), G. MORTEANI (1971) und P. RAASE (1972) verwendet.

Die kompilatorische Art, mit der teilweise vorgegangen werden mußte, machte manche Vereinfachung notwendig, sodaß die hier vorgelegte Übersichtskarte natürlich kein Ersatz für eine geologische Detailkarte und Detailbeschreibung sein kann. Eine solche ist von O. SCHMIDEGG, der das betrachtete Gebiet nach Kriegsende im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt kartiert hat, zu erwarten.

Dem Zweck der Arbeit zufolge wurde die Beschreibung des Gesteinsbestandes kurz und zusammenfassend gehalten und nur so weit ausgeführt, um die nötige Grundlage zum Verständnis der tektonischen Gliederung zu geben.

1. Gesteinsbestand und Prostratigraphie

1.1. Zentralgneis und Untere Schieferhülle

1.1.1. Ortho-Zentralgneise

Die unter dem Begriff Zentralgneise zusammengefaßten Orthogesteine setzen sich aus verschiedenen Typen von (fein- bis) mittelkörnigem Granit- bis Tonalitgneis, Augen- und Flasergneis und porphyrisch struiertem Meta-Biotitgranit zusammen. In geringem Ausmaß sind auch Migmatite dieser Einheit zugeordnet.

Der Ahornkern wird fast ausschließlich von Abkömmlingen eines porphyrisch struierten Biotitgranites aufgebaut. Für diesen Gesteinstyp, oft kurz „Porphyrganitgneis“ genannt, sind große, meist 1—5 cm messende Kalialatronfeldspäte kennzeichnend, die in einem fein- bis mittelkörnigen Quarz-Feldspat-Glimmer Grundgewebe eingebettet sind. Die Einsprenglinge sind häufig nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Sie sind wohl durchwegs (flauer) Mikroklin. Perthitische Entmischungen und alle Stadien der Schachbrettalbitisierung sind zu beobachten. Einspringende Zwillingsnähte und nach den Wachstumsflächen des Wirtminerals geregelte Plagioklaseinschlüsse, die FRASL (1954) als Merkmale für magmatisches Feldspatwachstum hervorhebt, sind bemerkenswert.

Das meist deutliche Parallelgefüge des Gesteines ist vor allem durch den Glimmer bedingt. Das ursprüngliche Glimmermineral dürfte vorherrschend oder ausschließlich Biotit gewesen sein, wenn auch heute, besonders in stärker durchbewegten Bereichen, der Hellglimmer oft den Biotit überwiegt. — Eine gute petrographische Studie über diesen Gesteinstyp wurde unlängst vom nördlichen Tuxer Hauptkamm von W. FRISCH (1969) vorgelegt. Sie hat auch für unser Gebiet Geltung.

Die Hauptmasse der Krimmler Gneiswalze wird von Augen- und Flasergranitgneisen aufgebaut. Auch sie sind Zweiglimmergneise mit wechselnder Vormacht von Biotit und Hellglimmer. Die Augen oder Flaser sind durchschnittlich $\frac{1}{2}$ bis 2 cm große

Einzelkörner oder Mehrkornaggregate aus Kalifeldspat bzw. Kalifeldspat, Plagioklas und Quarz (F. KARL, 1959). Von ihrem Gefüge abgesehen, das zum Teil einer stärker wirksamen Deformation zugeschrieben werden kann, und einem meist stärkeren Hellglimmeranteil, ähneln sie weitgehend dem Gesteinstyp des Ahornkernes.

Im Süden der Krimmler Gneiswalze und südlich der Schönachmulde treten dazu noch mittelkörnige Granitgneise, Granodioritgneise und Tonalitgneise, daneben auch Bändergneise und Migmatite.

Das Alter des porphyrischen Metagranites des Ahornkernes konnte schon nach geologischem Feldbefund gesichert mit voralpidisch angegeben werden, da die Hochstegenkalkserie ihn transgressiv überlagert (THIELE 1950, 1951). Für den Augen- und Flasergneis der Krimmler Gneiswalze gilt das gleiche, da diese in ihrer Scheitelregion in analoger Weise vom Hachelkopfkalk, einem Äquivalent des Hochstegenkalkes, bedeckt wird (G. FRASL, 1953). Relativ jünger als die Augen- und Flasergranitgneise sind nach dem Feldbefund F. KARLS (1959) die „Tonalitgranite“ des Venedigergebietes sowie gewisse Aplitgranite (Typ Reichenspitze), die die Augen- und Flasergneise durchdringen, und für diese wurde eine Zeitlang alpidisches Alter diskutiert.

Absolute Altersdaten wiesen auch die beiden letzteren Gruppen als voralpidisch aus, indem — neben zahlreichen K/Ar und Rb/Sr Mineralaltern, deren Schwerpunkt bei etwa 20 Millionen Jahren liegt, was die Abkühlung des Tauernfensterbereiches nach der Tauernkristallisation markiert — K/Ar-Bestimmungen von Hornblende und Biotit zweier nur schwach metamorpher „Tonalitgranite“ NNW der Kürsingerhütte Alterswerte zwischen 290 und 360 Millionen Jahren und eine Rb/Sr-Isochrone von Aplitgraniten von der Reichenspitze ein Alter von 282 ± 6 Millionen Jahren ergaben (BESANG et al., 1968).

Aus dem Bereich des Zillergrundes wurden aber jüngst Beobachtungen gemeldet, wonach Augen- und Flasergneise gegenüber den „Tonalitgraniten“ F. KARLS relativ jüngeres Alter besäßen (P. RAASE, 1972). Diese Meldung ließe sich gut mit einer Rb/Sr-Gesamtgesteinsisochrone von Augen- und Flasergneis des nördlichen Venedigerbereiches vereinbaren, die 246 Millionen Jahre, also permisches Alter ergab (JÄGER, KARL & SCHMIDEGG, 1969). In Übereinstimmung dazu steht eine Gesamtgesteinsisochrone von 243 (± 11) Millionen Jahre von Zentralgranitgneis des Hochalm-Ankogelmassives, welcher dem Augen- und Flasergneis-Typ entspricht (LAMBERT, 1964), sowie eine von Aplitgraniten in Tonaliten bei der Tristenspitze (ebenfalls östliche Hohe Tauern) im Bereich zwischen 220 und 260 Millionen Jahren (CLIFF, 1968).

Demgegenüber dürfte der porphyrische Metagranit des Ahornkernes einem älteren Intrusionsakt zuzuschreiben sein. Im Tux-Überleitungstollen jedenfalls sind die „Porphyrgnitgneise“ zahlreichen Kontaktstudien zufolge offenbar das relativ älteste Intrusivgestein. Es wird in der Folge zuerst von Apliten, dann von Dioriten und dann von verschiedenartigen fein- bis mittelkörnigen Granodioriten bis Graniten durchschlagen; letztere werden wiederum von Apliten und schließlich noch von Lamprophyren durchsetzt (THIELE, 1973). Besonders wegen der zwischengeschalteten Diorit-Phase könnte man an ein etwas größeres Zeitintervall zwischen der Intrusion des grobporphyrischen Granites und der Gruppe der jüngeren Granite (bis Tonalite) denken und für den ersteren ein frühvariszisches (oder gar vorvariszisches?) Alter in Erwägung ziehen. Dabei sei, ohne direkt analogisieren zu wollen, auf die im Prinzip recht ähnliche Intrusionsabfolge in der südlichen Böhmischen Masse hingewiesen, wo der Weinsberger Granit (mit U/Pb-Alter von Zirkon um 400 Millionen Jahre, JÄGER et al., 1965) von Dioriten, Mauthausener Granit + Freistädter Granodiorit bis Tonalit und Eisgarner Graniten gefolgt wird (G. FUCHS, 1962; G. FUCHS & O. THIELE, 1968).

1.1.2. Gesteine der Schönachmulde und Kirchspitzschuppe

Der Süden der Schönachmulde wurde jüngst von RAASE (1972) genauer beschrieben. Es walten hier quarzitische Gesteine und saure tuffitische Gneise vor. Die quarzitischen Gesteine enthalten wechselnde Mengen von Muskovit, keinen Biotit und meist sehr wenig Feldspat. Die sauren tuffitischen Gneise, die teils Lagen in den Muskovitquarziten bilden, andernorts (Höhenbergkar) vorherrschender Gesteinsbestand sein können, „sind hellgraue bis grünlichgraue Gneise mit flächigen Lagen von feinschuppigem Muskovit und einzelnen Biotitblasten. Sie sind besonders durch helle, meist linsenförmige Einschlüsse gekennzeichnet, die aus feinstkörnigem Albitkornpflaster bestehen und als rekristallisierte Tuffetzen oder Vulkanit-Bruchstücke gedeutet werden. Seltener sind dunkle, glimmerreiche Linsen.“ Mitunter wurden auch einige Zentimeter große Gerölle von hellem Granit gefunden. Weiters beschreibt RAASE Übergänge zu Grauwackengneisen, Arkosegneisen und Quarzphylliten; glimmerreiche Gesteine können Granat enthalten. Untergeordnet finden sich Einschaltungen von graphitischen Quarziten und Phylliten sowie Hornblendegarbenschiefer, schließlich sind noch gelegentlich geröllführende Arkosegneise mit Graphitschiefer-Schmitzen bemerkenswert.

Im Mittelteil der Schönachmulde (Bereich Popbergalm—Schwarzer Kopf) treten die Minerale Klinozoisit-Epidot stärker hervor, und die hier auftretenden Gesteine könnten am ehesten mit Epidot-Albitgneis bis Epidot-Albit-Glimmerschiefer gekennzeichnet werden. Es sind meist hellglimmerreiche, silbrigglänzende Gesteine mit Blasten von gelblich-rötlichen Karbonatrhomboedern (Ankerit?), daneben finden sich auch dunkle Typen mit Biotit, HAMMERS Biotitgneise der Popbergalm gehören hiezu. Aus diesem Bereich sind gelegentliche Einschaltungen von Albitit-Agglomeraten besonders bemerkenswert (HAMMER, 1936; THIELE, 1951): Die Grundmasse dieser Pyroklastika schwankt zwischen Epidosit und karbonatführendem Epidot-Albitgneis bis zu Quarzpyllit. Die erbsen- bis tennisballgroßen, mehr oder minder gerundeten Komponenten zeigen feines Korn und rötliche, violette oder mittel- bis dunkelgraue Farben. Sie bestehen im allgemeinen zu 70—80% aus leistenförmigem sauren Plagioklas mit oft deutlichem Fluidalgefüge, reichlich feinverteiltem Erz und wechselnden Mengen an Biotit, Epidot-Klinozoisit und eventuell auch Chlorit. Mitunter kann man mit Albit und Chlorit ausgefüllte ehemalige Blasenräume erkennen.

In den nördlichen Bereichen der Schönachmulde und in der Kirchspitzschuppe herrschen schmutzig-grüngraue bis dunkelgraue Quarzphyllite bis Glimmerschiefer sowie Phyllonite von Quarziten und Arkosegneisen vor. Auch in ihnen sind vereinzelt konglomeratische Lagen mit Albitit-Komponenten zu finden (ESE Hauerspitze).

Altersmäßig dürften die Gesteine der Schönachmulde am ehesten in das Paläozoikum zu stellen sein. Trotz Fehlens von Abkömmlingen intermediären, basischen und ultrabasischen Vulkanismus, die nach FRASL (1958) in seiner Habachserie einige Bedeutung haben, sind die Gesteine der Schönachmulde schon wegen des reichen Bestandes an tuffitischen und pyroklastischen Gesteinen, die sich in ihrem Charakter am ehesten an den altpaläozoischen Spilit-Quarzkeratophyr-Vulkanismus anschließen lassen, unter den im mittleren Tauernabschnitt erarbeiteten Serien am besten mit Beständen der Habachserie FRASLS vergleichbar und werden wie diese zum größten Teil wohl altpaläozoisches Alter haben. Die im südlichen Teil der Schönachmulde auftretenden Gesteinstypen entsprechen auch lithologisch in vieler Beziehung den in analoger tektonischer Position auftretenden Serien der Knollengneise, Arkosegneise und „Geröllgneise“ vom Höllenstein, der Realspitze usw., für welche W. FRISCH (1968) ebenfalls altpaläozoisches Alter annimmt, indem er einerseits auf die Vergleichbarkeit mit silurisch datierten sauren vulkanischen Serien der östlichen Zentralalpen hinweist, andererseits als Indiz ausgewalzte Intrusivgänge von Porphyrganitgneis im „Geröllgneis“ der Realspitze anführt. Auch RAASE hält die sedimentären Gesteine der Schönachmulde auf Grund von kontinuierlichen Übergängen in migmatische Gesteine für paläozoisch und vorvariszisch.

1.1.3. Porphyrmaterialschiefer

Der Name Porphyrmaterialschiefer ist ein Kartierungsbegriff OHNESORGES (siehe HAMMER, 1936), der von den meisten später hier arbeitenden Geologen für den Gesteinszug beibehalten wurde, der vom Farnbichel (heute „Farnbühel“) über die Braunellköpfe und den Torhelm nach Mayrhofen und von dort weiter ins Tuxer Tal zieht. Er beinhaltet plattig ausgewalzte, unter dem Hammer meist parallelpipedisch zerfallende Grauwackengneise von hell- bis dunkelgraugrüner Farbe mit Übergängen zu Feldspatquarzit, Feldspatglimmerschiefer und Arkosegneis. Möglicherweise sind auch Porphyroide vorhanden, doch ist ein sicherer Nachweis dafür wegen der starken Plättung des Gesteines wohl kaum mehr zu führen. Daß Porphyrmaterial am Aufbau des Gesteines beteiligt ist, machen Quarzaugen wahrscheinlich, die u. d. M. mitunter Korrosionsbuchten zeigen, wie sie für Porphyrquarze typisch sind. Daneben finden sich häufig Kluste von Feldspäten oder feinkörnigem Quarz-Feldspat-Gemenge.

Für das Alter der Porphyrmaterialschiefer gibt es wenig schlüssige Indizien, da vor allem ein Hinweis dafür fehlt, ob sie älter oder jünger als die Zentralgranitgneise sind. Daher kommt für ihre Abkunft sowohl Material des altpaläozoischen als auch des permischen Vulkanismus in Frage. Da sie sich im Felde jedoch recht deutlich von der permotriadisch eingestufteten Wustkogelserie (FRASL) unterscheiden, ist das erstere das wahrscheinlichere (vergleiche W. FRISCH, 1968).

1.1.4. Gesteine an der Basis des Hochstegenkalkes

Diese Gesteinsserie, die im folgenden Hochstegenkalk-Basisserie genannt sei, ist an der Ostseite des Wimmertales in einem schmalen Band, das von der Koglerrinne zum Übergangl und von diesem weiter südwärts und schließlich wieder hangabwärts zieht, sowie halbfensterartig östlich des Übergangls im Popbergkar am besten aufgeschlossen, doch tritt sie allenthalben, zumindest in Resten, an der Basis des Hochstegenkalkes auf. Sie besteht aus dunklen, meist graphitischen Phylliten, feimbänderigem Graphitquarzit, Rhätizitschiefer bis Rhätizitquarzit, hellem, meist mittelkörnigen, mitunter turmalinführenden Quarzit sowie hellgelbem bis bläulichgrauen, meist gelbbraun anwitternden Quarzmarmor bis Glimtermarmor. An der Seihenscharte (zwischen Wimmer- und Schwarzachtal) treten auch limonitische Bildungen hinzu.

Die Alterseinstufung der Serie bewegt sich bei verschiedenen Autoren vom Jungpaläozoikum bis zum Jura. SCHMIDEGG (1951) vergleicht sie mit Karbongesteinen des Nöblacher Jochs. DIETIKER (1938), THIELE (1951) und KUPKA (1956) hielten sie für Untertrias bzw. Permotrias. FRISCH (1968) hingegen stuft mit zumindest ebensoguten Gründen die klastischen Bildungen an der Basis des Hochstegenkalkes bei Lanersbach als Lias ein, sodaß auch für unseren Bereich dieses Alter zumindest für Teile dieser Serie in Betracht gezogen werden sollte.

1.1.5. Hochstegenkalk

Der Hochstegenkalk tritt in unserem Gebiet in drei übereinanderliegenden tektonischen Niveaus auf. Am mächtigsten ist der tiefste Hochstegenkalkzug, der den Porphyrganitgneis des Ahornkernes überlagert, mit 300—600 m.

Der Hochstegenkalk ist lithologisch relativ einförmig und schlecht gliederbar. Er beginnt im allgemeinen mit wenigen Metern blauem geschieferten Kalksandstein und eisenschüssigem, braun anwitternden, mehr oder minder sandigen Glimtermarmor.

Die große Masse des Hochstegenkalkes ist ein teils plattiger, teils grob gebankter, massig wirkender, bläulichgrauer, fein- bis mittelkörniger Kalk (-marmor), in dem — mengenmäßig hinter dem Kalk zurücktretend — in Bändern oder Nestern mit mehr oder minder scharfen Grenzen dolomitischer Kalk und Dolomit eingeschaltet sind. Der Dolomit zeigt gewöhnlich helleres Grau (nach FRISCH lediglich verwitterungsbedingt) und feineres Korn. Wie bedeutend die Dolomitanteile im Hochstegenkalk sein können, hat unlängst FRISCH (1968) in seiner Arbeit im Tuxer Tal kartenmäßig dargestellt. — Kennzeichnend für den Hochstegenkalk ist weiters ein mitunter beim Anschlagen auftretender H_2S -Geruch sowie gelegentlich auftretende rekristallisierte, weiße Hornsteinspindeln oder zu Schnüren zerrissene Hornsteinlagen. Mitunter finden sich auch — wohl tektonisch verursacht — Marmorbreccien (Schneggenscharte).

In den höchsten Partien des Hochstegenkalkes ist oft wiederum — in plattig bis tafelig ausgebildeten Kalken — Quarzeinstreuung und Glimmerführung zu bemerken. DIETIKER (1938) beschreibt aus einem solchen Kalkschiefer vom Ihnkarl Lagen von Biotit, Phlogopit, Serizit und Chlorit in einer Grundmasse von Calcit und Quarz.

Altersmäßig ist der Hochstegenkalk das am zuverlässigsten eingestufte Schichtglied der Tauernschieferhülle. In einem Block, der aus dem Steinbruch beim namengebenden Weiler Hochstegen bei Mayrhofen stammt, wurde ein Ammonitenabdruck gefunden, der als *Perisphinctes* sp. bestimmt wurde. „Die Altersbestimmung der Fundschicht . . . kann also mit Sicherheit auf Mittleren Jura bis Untere Kreide und innerhalb dieser weiten Grenze mit großer Wahrscheinlichkeit auf oberen Jura getroffen werden.“ (R. v. KLEBELSBERG, 1940).

Die Zuverlässigkeit dieser Altersbestimmung wurde zunächst wegen der etwas komplizierten Fundgeschichte — der Block war in einer Straßenmauer in Zell am Ziller eingebaut gewesen — nicht von allen Autoren anerkannt (THIELE, 1950; KUPKA, 1956), doch seit dem Eintreten MUTSCHLECHNERS (1956) für die Bedeutung des *Perisphinctes*-fundes und nachdem sich auch noch weitere Geologen von der petrographischen Identität des Ammoniten-Muttergesteines in der Innsbrucker Universitätssammlung mit dem Gestein des Steinbruches bei Hochstegen überzeugt hatten (TOLLMANN, 1963, S. 116), wurde ein oberjurassisches Alter des Hochstegenkalkes zumindest für den locus typicus nicht mehr angezweifelt (E. KRISTAN-TOLLMANN, 1962; W. FRISCH, 1968; O. THIELE, 1970). Falls jedoch noch Bedenken gegen die Verlässlichkeit der KLEBELSBERG'schen Alterseinstufung bestanden haben sollten, können die nun durch neuerliche Fossilfunde aus dem anstehenden Fels desselben Steinbruches endgültig zerstreut werden. W. FRISCH und H. P. SCHÖNLAUB entdeckten hier eine datierbare Mikrofauna, und dem Verfasser glückte an derselben Stelle der Fund eines Belemnitenfragmentes (SCHÖNLAUB, FRISCH & FLAJS, im Druck). Der Hochstegenkalk kann also als gesicherter Fixpunkt in der Stratigraphie der Tauernschieferhülle gelten.

1.1.6. Kasererserie

Die Kasererserie (THIELE) setzt sich in unserem Gebiet überwiegend aus dunklen kalkigen Phylliten bis kalkfreien Schwarzphylliten, licht- bis dunkelgrünen quarzreichen Phylliten und Chlorit-Serizitschiefern, Kalkphylliten, Kalkglimmerschiefern bis Feldspatglimmerschiefern, Karbonatquarziten und Breccien zusammen. Die Breccien zeigen in der Regel kalkphyllitische, karbonatquarzitische oder auch kalkige Grundmasse und Komponenten von meist mittel- bis dunkelgrauem, oft gelblich anwitternden Dolomit, seltener auch Quarzgerölle. Hellgraue, dichte, im ersten Augenblick wie Dolomit anmutende und dunkelblaugraue spätige Kalke nördlich des Hollenzberges (NE Mayrhofen), die auf der Karte von DIETIKER (1938) als Trias, von SCHMIDEGG (KARL & SCHMIDEGG 1964) als Hochstegenkalk gezeichnet sind, gehören ebenfalls der Kasererserie an. In beiden Typen finden sich häufig Einstreuungen von Dolomitbröckchen oder

-brocken. Der dunkelblaugraue Kalk erinnert in seinem Habitus an den crinoiden-führenden sandigen Kalk am oberen Wilden Bach südlich von Gerlos (THIELE, 1950).

Am Hollenzberg und in seinem Gehänge gegen Mayrhofen zu sowie am Torhelm (КУРКА) sind der Kasererserie Serpentinlinsen eingeschaltet, deren größte (bei Mayrhofen) etwa 50 m Mächtigkeit erreicht. Der Serpentin ist stark tektonisch beansprucht. Am Kontakt gegen den liegenden Kalkglimmerschiefer treten Strahlsteinschiefer und Strahlstein-Epidot-Albitfels auf (DIETIKER). Auch im Brennstill-Fenster wurden ENE Zapfen Spuren kleiner Serpentinlinsen gefunden.

Feldspateinstreuung in Karbonatquarziten, Kalkglimmerschiefern und Breccien sind wohl häufig zu beobachten (schon DIETIKER beschreibt sie in Karbonatquarziten des Arbiskogels), doch war die unmittelbare Nahschüttung von Kristallinmaterial offenbar weit geringer, als sie im namengebenden Bereich der Kasererserie (Blatt Lanersbach) war, wo Metaarkosen mengenmäßig ein wesentlicher Bestandteil der Serie sind. Mächtigere Einschaltungen von Arkosegneisen, Feldspatglimmerschiefern bis Feldspatquarziten innerhalb der Kasererserie sind allerdings in der Gegend um Mayrhofen bekannt (Astegger Tal, Südseite des Hollenzberges, Gaiskopf usw., DIETIKER, SCHMIDEGG), doch möchte der Verfasser aufgrund seiner hier nur kurzen Begehungen bei diesen Vorkommen nicht entscheiden, ob sie den Sedimenten der Kasererserie zugehören oder aber einen tektonisch eingeschuppten Span paläozoischer Gesteine, etwa eine höhere Schuppe des Porphyrmaterialschiefers, darstellen. Sie sind als Arkosegneis bis Quarzit fraglicher Stellung auf meiner Übersichtskarte angedeutet.

Die Kasererserie hat, von einem einzelnen Crinoidenstielglied aus dem oberen Wilden Bach (S Gerlos) abgesehen, bislang keine Fossilien geliefert, deshalb ist man bezüglich ihrer Alterseinstufung auf geologische Argumentation angewiesen.

Die Alterseinstufung der Kasererserie hängt davon ab, ob die Folge Hochstegenkalk-Kasererserie eine normale sedimentäre Abfolge ist. THIELE nahm dies bereits 1950/51 im Gebiet von Gerlos an (obwohl er die jetzige Kasererserie damals noch als Lias-Breccienserie auffaßte), im Gegensatz zu DIETIKER, der eine Deckengrenze zwischen beide Gesteinsserien legte. Die Annahme einer normalen sedimentären Abfolge wurde bei Kartierungen auf Blatt Lanersbach bekräftigt, wo westlich der Lärmstange, im oberen Kaserer Winkel und an der Höllwand die Hangendpartien des Hochstegenkalkes durch Sandigwerden und wiederholte Einschaltung grobsandiger Lagen in die grobklastische Kasererserie übergehen (THIELE, 1967, 1970). Auch HÖCK (1969), der dasselbe Gebiet bearbeitete, kam zu der Überzeugung, „daß die gesamte Schichtfolge von der Basis der Kalke bis ins Hangende der Arkoseserie“ (= Kasererserie) „offenbar als eine nicht durch tektonische Vorgänge unterbrochene Schichtfolge aufzufassen ist“. (Wobei er allerdings die Arkoseserie im Vergleich mit der Brennkogelserie des Glocknerbereiches in Lias bis Dogger einstuft, die unterlagernden Kalke folgerichtig in die Trias. — Vergleiche hiezu THIELE, 1970.)

Der Verfasser möchte also, analog zu den Verhältnissen auf Blatt Lanersbach, die Kasererserie weiterhin als das stratigraphisch Hangende des Hochstegenkalkes ansehen und dementsprechend ein höchst- bis nachjurassisches Alter für sie annehmen. Die letzte Entscheidung können natürlich nur brauchbare Fossilfunde bringen, nach den jüngsten Funden im Hochstegenkalk ist die Hoffnung darauf ja durchaus berechtigt.

1.2. Obere Schieferhülle

1.2.1. Habach-Phyllite und graphitische Paragneise

Im Bereich zwischen Wildgerlostal und Krimml stehen nördlich des Farnbühl (Farnbühel) in bedeutender Mächtigkeit dunkle, mehr oder minder graphitische Arkosegneise an, die mit feldspatführenden Quarziten und Phylliten wechsellagern. Ihre geringe

Widerstandskraft gegen die Erosion und sehr schlechter innerer Zusammenhalt bedingen enorme sich zu Tal bewegende Schuttmassen und Kriechgehänge.

DIETIKER (1938) erwägt für diese Gesteinsserie karbones Alter, FRASL (1958) stellt sie zu seiner Habachserie.

1.2.2. Graue Arkosegneise bis Glimmerschiefer

Diese Gesteinsgruppierung lehnt sich an die Ausscheidung „graue Phyllite mit Konglomeraten“ und „Glimmerschiefer“ auf SCHMIDEGGS Übersichtskärtchen an, zu der im Text noch zusätzlich „mit Arkosen“ vermerkt ist (KARL & SCHMIDEGG, 1964). Es handelt sich dabei zum Teil um Gesteinstypen, die stark an die Gesteinsgesellschaft der südlichen Schönachmulde erinnern. Hier sind neben grünlichgrauen Arkosegneisen bis Quarzphylliten vor allem die grauen glimmerreichen Gneise mit den weißen fischchenförmigen Quarz-Albitkornlinsen zu nennen, die jenen gleichen, die P. RAASE in der Schönachmulde als Tuffit-Abkömmlinge ausgewiesen hat. Weiters sind konglomeratische Arkosegneise bis Glimmerschiefer mit Graphitschieferschmitzen und Kieselschiefer-Einstreuung hervorzuheben.

Die Hauptmasse dieser Gesteinsgesellschaft dürfte also — analog der Argumentation, betreffend die Gesteine der Schönachmulde (siehe oben) — ins Paläozoikum (?Altpaläozoikum) zu stellen sein. Manche auf der Karte unter der gleichen Signatur ausgewiesenen Glimmerschiefer bis Quarzitschiefer — der Verfasser denkt dabei vor allem an jene im Liegenden der Bündnerschieferserie nördlich des Schönbichl — könnten aber auch jünger, möglicherweise triadisch sein.

1.2.3. Grüne Arkosegneise bis Quarzite (Wustkogelserie)

Die Serie setzt sich aus meist hellgrünen, mitunter grobklastischen, meist kalifeldspatreichen Arkosegneisen, (?) Porphyroiden, Feldspatquarzit, Phengitquarzit und mitunter fast reinem Quarzit zusammen. Bezüglich ihrer genauen Petrographie sei auf F. KARL (1951) sowie auf die Arbeiten von W. FRISCH (1968) im Tuxertal, wo die Serie in der gleichen typischen Ausbildung auftritt, verwiesen.

Auf Grund der Kartierungen des Verfassers auf Blatt Lanersbach wurde zur Diskussion gestellt, ob die grüne Arkosegneis-Quarzitserie nicht stratigraphisch über die karbonatische Trias gestellt werden könnte, da sie tatsächlich sehr regelmäßig die Trias-karbonate überlagert und an vielen Orten von der wohl größtenteils jurassischen Bündnerschieferserie überlagert wird (THIELE, 1970). SCHMIDEGG (1972) hat sich bereits kurz gegen diese Deutungsmöglichkeit ausgesprochen, wobei er vor allem auf die Verhältnisse in der Gerlos verwies. Die daraufhin angesetzten Vergleichsbegehungen des Verfassers in der Gerlos lieferten zunächst weitere Indizien, die für die von ihm erwogene Möglichkeit zu sprechen schienen.

Auch in der Gerlos liegt die grüne Arkosegneis-Quarzitserie zumeist über den Trias-karbonaten und im Liegenden der Bündnerschieferserie. Dabei sind die Kontakte zwischen der Arkosegneis- und den Bündnerschiefern besonders interessant: Südlich des Plattenkogels folgen auf die grünen Arkosegneise bis Feldspatquarzite Quarz-Serizitschiefer, dunkler feinkörniger Quarzit, Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer und dunkler Glimmermarmor der Bündnerschieferserie. Am Nordostende des Durlasboden-Stausees, südlich der Einmündung des Hollenzer Baches, sind über einem kleinen kuppelförmig auftauchenden Vorkommen von grünen Arkosegneisen helle und stumpf grüngraue Serizitschiefer, Chlorit-Serizitschiefer, Quarz-Serizitschiefer und Quarzite, zum Teil mit kleinen Chloritporphyroblasten, wie sie für die „Keuperschiefer“ der Glocknerstraße typisch sind (FRASL & FRANK, 1964), entwickelt, gefolgt von Schwarzphylliten und dunklen Kalkphylliten der Bündnerschieferserie. Auch im Triebwasserstollen des Funsingau-Kraftwerkes (unterhalb von Durlasboden) sind zwischen den

schwarzen Phylliten, grauen Kalkschiefern und Karbonatquarziten (Bündnerschieferserie) und den lauchgrünen Quarziten (Wustkogelserie) keine Triaskarbonate angefahren worden, sondern lediglich violette Schiefer (K. MIGNON, 1968, und freundliche mündliche Mitteilung).

Eine Studie wert sind auch die Aufschlüsse des unteren Krumbach, wo die Grenze zwischen der grünen Arkoseserie und der Bündnerschieferserie in einem durchgehenden Profil erschlossen ist, während im Liegenden der ersteren wie gewöhnlich Triaskarbonate auftreten:

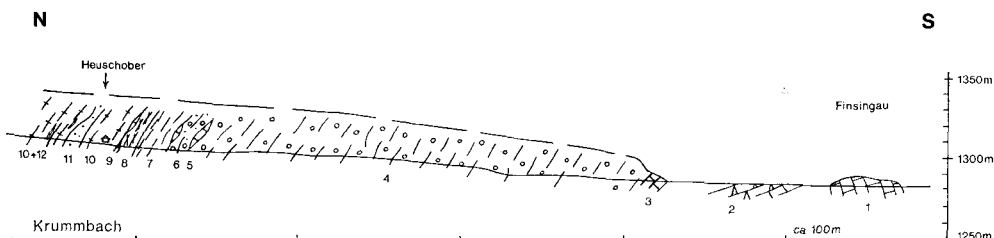


Abb. 1

1. blaugrauer Kalkmarmor;
2. gelblicher Dolomitschiefer, mit tonigen Bestegen;
3. blaugrauer Kalkmarmor mit schwächtigen Dolomit-Einschaltungen;
4. grüne Arkosegneise und Quarzite;
5. weißlich-gelblicher bis hellgrünlicher, selten dunkelgrauer Kalk-Dolomitschiefer, mit Tonhäutchen und Glimmerschuppen auf den Schichtflächen, zum Teil verquarzt;
6. grüner Quarzit bis Feldspatquarzit, partienweise bröselig verwitternd (gipsführend?);
7. grüner Quarz-Serizitschiefer bis Quarzit, im Hangenden etwas dunkler Phyllit;
8. grüne und rötliche quarzreiche Tonschiefer bis Phyllite;
9. heller, mehr oder minder dolomitischer Kalkschiefer mit Glimmerbestegen;
10. dunkle Phyllite, zum Teil kalkig;
11. hellgrauer, grobkörniger, zum Teil konglomeratischer Quarzit;
12. hellgelbe Kalkmarmorlagen in 10.

Die angeführten Beobachtungen wären also dahingehend deutbar, daß die grüne Arkosegneis-Quarzitserie das unmittelbare stratigraphisch Liegende der Bündnerschieferserie wäre und altersmäßig ihren Platz über der karbonatischen (Mittel-)Trias hätte. Auf der anderen Seite gibt es aber gerade in der Gerlos starke Indizien, daß dies nicht der Fall ist: hier ist vor allem die räumliche Verknüpfung der grünen Arkosegneis-Quarzitserie mit den im vorigen Kapitel skizzierten, höchstwahrscheinlich paläozoischen grauen Arkosegneisen bis Glimmerschiefern hervorzuheben. Diese ist sowohl im weiteren Bereich der Schönberg-Alm (südlich der Gerlos) als auch der Grasegg Aste (nördlich der Gerlos) beobachtbar. Die graue Serie bildet hier wie dort eine Art Muldenkern innerhalb der grünen Serie, der, wie im tektonischen Teil noch näher erläutert wird, am ehesten als der Kern eines Tauchdeckensystems erklärt werden kann. Die vorzugsweise anzutreffende Überlagerung der karbonatischen Trias durch die grüne Serie wäre demnach — der Ansicht SCHMIDEGGS und anderen folgend — eine tektonisch bedingte Inversion.

Das oftmalige Fehlen der karbonatischen Trias im Hangenden der grünen Arkosegneis-Quarzitserie und deren unmittelbare Überlagerung durch die Bündnerschieferserie kann entweder primär-sedimentär oder aber sekundär-tektonisch erklärt werden (siehe unten).

1.2.4. Karbonatische Trias

Von der penninischen karbonatischen Trias unseres Gebietes wurden zuletzt — zusammen mit den unterostalpinen Triasvorkommen dieses Bereiches — die Vorkommen von der Sauwand (= Grubenwand) und Gschößwand von KRISTAN-TOLLMANN (1962) genauer beschrieben: geringmächtige Rauhwaacke, unreine Bänderkalke, -dolomite und Tonschiefer markieren das Skyth-Anis Grenzniveau, darauf folgt Aniskalk mit dolomitfreiem Kalkmarmor, stellenweise auch mit Anklängen an „Dolomitschlierenkalk“, ein mit Dolomitlagen, -partien und -schnüren durchsetzter Kalk. Die Kalke zeigen mäßige Kristallinität, sind gebankt, geschichtet, auch dünn-schichtig, manchmal auch gebändert und hellgrau, graugelb bis gelbrosa, meist aber blaugrau gefärbt. Am Fuße der Gschößwand wurden von KRISTAN-TOLLMANN in diesen Kalken Crinoiden-Rundstielglieder gefunden.

Die Hauptmasse der Vorkommen wird von mitteltriadischem Dolomit gebildet, der ins Anis-Ladin eingestuft wird. Es sind undeutlich gebankte bis massige hellgraue Dolomite mit Einschaltungen von gebankten bis geschichteten dunkleren Dolomiten, die Serizitbestege und Glimmerhäutchen auf den Schichtflächen haben können.

Die stratigraphische Einstufung der einzelnen Schichtglieder erfolgte auf Grund lithologischer Vergleiche mit der unterostalpinen Trias besonders der Radstädter Tauern und des Semmeringgebietes sowie mit den in unmittelbarer Nachbarschaft auftretenden unterostalpinen Triasvorkommen des Penken-Gschößberg-Gebietes, die stellenweise fossilführend sind.

Bei den übrigen penninischen Triasvorkommen unseres Gebietes gehen die neueren Darstellungen im allgemeinen nicht über die Beschreibungen DIETIKERS (1938) hinaus, auf die hier verwiesen werden kann. Als ein Beispiel sei von diesen nur das im Riederbach aufgeschlossene Profil wiedergegeben:

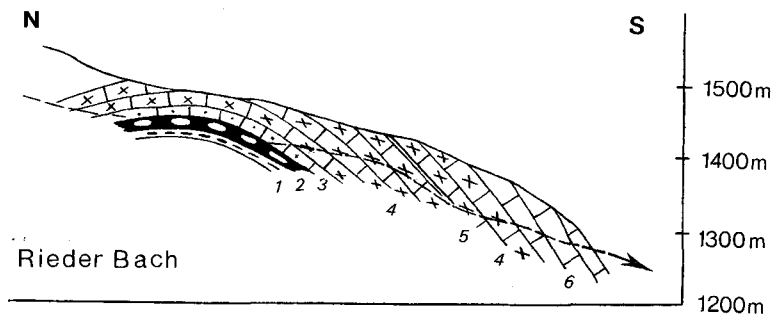


Abb. 2

1. graugrüner schmieriger Tonschiefer;
2. Rauhwaacke mit reichlich Tonflatschen;
3. heller plattiger Kalkmarmor mit grünlichen tonigen Bestegen;
4. heller geschieferter Dolomit mit Einschaltungen von Kalkschiefern;
5. dunkle Kalktonschiefer;
6. graublauer, massiger, geschieferter oder gebänderter Kalkmarmor.

Auch bei diesem Profil wurden (DIETIKER, 1938), bei Annahme inverser Lagerung, die Kalke und Dolomite dem Anis-Ladin, der Rauhwaacken-Horizont eventuell dem Raibler Niveau zugeordnet.

1.2.5. Bündnerschieferserie

Die für das Penninikum des Tauernfensters typische Bündnerschieferserie setzt sich auch in unserem Gebiet wie üblich aus dunklen, kalkfreien bis kalkarmen Phylliten, blaugrauen, bräunlich anwitternden Kalkphylliten bis Kalkglimmerschiefern, blaugrauen Glimmermarmoren, hellen oder dunklen Karbonatquarziten, Quarz-Serizitschiefern und

Quarziten verschiedener Korngröße zusammen. Dazu kommen häufige Einschaltungen von Prasiniten: Chloritschiefer, Epidot-Chloritschiefer und mitunter Epidot-Amphibolit. Relativ selten (im Vergleich etwa zur Kasererserie) finden sich grobklastische Bildungen: brecciöser Karbonatquarzit (Auerschlag-Alm), heller konglomeratischer Quarzit (Krummbach).

Eine genauere stratigraphische Abfolge innerhalb der Serie müßte für unser Gebiet noch erarbeitet werden, doch scheinen in ihren tieferen Partien kalkfreie bis kalkarme Phyllite mit quarzitischen Einschaltungen vorzuherrschen (Krummbach, Auerschlag-Alm, südlich Plattenkogel usw.), in mittleren bis höheren Bereichen die Kalkphyllite und Kalkglimmerschiefer mit Grünschiefer und schließlich die Glimmermarmore (Filzbach, Plattenkogel) und in den höchsten Bereichen wiederum kalkarme Schiefer mit Karbonatquarziten und Quarziten die Übermacht zu bekommen (nördlich des Gerlosbaches).

Die Alterseinstufung der Bündnerschieferserie kann mit G. FRASL (1958) in ?oberste Trias-Jura-Kreide? vorgenommen werden.

1.3. Unterostalpiner Rahmen

1.3.1. Innsbrucker Quarzphyllit

Der Innsbrucker Quarzphyllit gelangt auf unserer Übersichtskarte nur mit seinem Südrand zur Darstellung. Er ist ein relativ eintöniger, schmutzig grünlichgrauer Phyllit mit reichlich Quarzknuern. Schwächige Einschaltungen (dem Verfasser vor allem von seinen Kartierungen auf Blatt Lanersbach bekannt) sind neben gelegentlichen Prasiniten und Graphitschiefern vor allem die stratigraphisch wichtigen eisenschüssigen Dolomite und Bändermarmore, aus denen bei der Magnesitlagerstätte Tux—Lanersbach von HÖLL & MAUCHER (1967) Conodonten aus dem Zeitabschnitt Gedinne bis Unter-Ems bekanntgemacht worden sind.

Ein altpaläozoisches Alter des Quarzphyllites, wie es auch schon von früheren Bearbeitern angenommen wurde, kann somit auf Grund der fossilführenden Einschaltungen als gesichert gelten.

1.3.2. Krimmler Trias

DIETIKER gibt für die Krimmler Trias eine insgesamt zirka 800 m mächtige Schichtfolge mit (zuunterst) grauem Quarzit, Plattenkalk in Wechsellagerung mit Dolomitschiefer, gefolgt von buntem Dolomit mit Tonhäuten, grauem und buntem Dolomit und (zuoberst) wieder Plattenkalk an.

Aus den Plattenkalken bei Krimml wurden von DIENER (1901) Wirtelalgen gefunden, welche als *Physoporella pauciforata* GÜMBEL, die mittlere Trias anzeigen, beschrieben wurden (PIA, 1912, nach DIETIKER, 1938). FRASL (1953) fand an der Nesslinger Wand erneut Wirtelalgenreste, die derselben Form gleichen. Ein mitteltriadischer Anteil der Krimmler Trias erscheint somit gesichert. Die geringmächtigen hellen Quarzite an der Basis können als Untertrias gedeutet werden (DIETIKER). Ob auch Obertrias vertreten ist, ist fraglich.

1.3.3. Richbergkogelserie

Der Name Richbergkogelserie wurde von DIETIKER für eine bunte, reichlich Grobklastika führende Serie gewählt, welche den Südrand des Innsbrucker Quarzphyllites begleitet. Sie ist charakterisiert durch lebhaften Wechsel von grünen und grauen tonigen Schiefen bis Phylliten, Chlorit-Serizitphylliten (darunter sehr typische silbriggrau/grün gesprenkelte Serizitphyllite mit Chloritblasten), Kalkphylliten, sandigen Schiefen und Quarziten und verschiedenartig ausgebildeten Breccien. Seltenerer Einschaltungen sind weiß-, rötlich- und blaugrauer Bändermarmor und blaugrauer Sandkalk mit Echinodermengrus.

Die Breccien führen überwiegend Dolomitkomponenten, seltener Quarzgerölle, ausnahmsweise auch Kalk oder Quarzit. Die Grundmasse ist entweder blaugrauer, calcitdurchaderter Kalk, heller Bändermarmor, Kalkphyllit bis Kalkglimmerschiefer, kalkfreier Phyllit oder (seltener) Quarzit.

Es bestehen starke lithologische Ähnlichkeiten mit der Kasererserie der Unteren Schieferhülle, andererseits aber auch mit den nachtriadischen Breccienserien der Tarntaler Berge (Torwandbreccie usw.). Von der ersteren unterscheidet sie etwa das Fehlen von Serpentin und ein stellenweise noch größerer Reichtum an Breccien, von der Torwandbreccie wiederum das Zurücktreten der dort sehr häufigen Arkoseschiefer und Schüttung von Quarzittrümmern.

Altersmäßig kann die Richbergkogelserie, wie schon DIETIKER (1938) betont, in der Hauptsache als nachtriadisch aufgefaßt werden, da die meisten der Dolomitkomponenten in den Breccien wohl triadischen Ursprunges sein dürften (vergleiche hiezu auch die fraglichen Diploporenfunde in solchen Komponenten durch FRASL, 1953). Wieweit die Serie stratigraphisch mit der in ähnlicher tektonischer Position auftretenden Tarntaler Breccie parallelisiert werden kann, die von M. ENZENBERG (1967) in Lias bis Dogger eingestuft wurde, oder aber für sie, wie für die lithologisch weitgehend analoge Kasererserie, eher ein höchst- bis nachjurassisches Alter erwogen werden sollte, bleibt offen. Der Verfasser möchte DIETIKER zustimmen, der schon 1938 auf Grund lithologischer Vergleiche mit zahlreichen Breccienserien der Ost- und Zentralalpen schreibt: „Das Alter der Richbergkogelserie dürfte vom Rhät, eventuell oberen Lias, vielleicht bis hinauf in die Oberkreide reichen. Die Hauptentwicklung könnte vielleicht in den oberen Jura und in die tiefere Kreide fallen.“

2. Tektonik

2.1. Parautochthon und Schuppen der Unteren Schieferhülle

Der parautochthone Bereich und die Schuppen der Unteren Schieferhülle zeichnen sich im Mesozoikum durch eine Faziesentwicklung aus, die starke Anklänge an die helvetische Fazies aufweist und durch das weitgehende Fehlen karbonatischer Trias, dagegen durch das Auftreten relativ mächtiger Kalke des Oberjura charakterisiert ist. Diese Fazies sei nach A. TOLLMANN (1961) Hochstegenfazies genannt.

2.1.1. Ahornkern

Das tiefste tektonische Element des betrachteten Gebietes und der westlichen Hohen Tauern überhaupt ist der Ahornkern (L. KOBER, 1923), bestehend aus porphyrisch struiertem Granitgneis (Ahorngneis), der Hochstegenkalk-Basisserie und dem ersten, mächtigsten Zug des Hochstegenkalkes (mit Fossilführung am locus typicus).

Die Oberflächenform des Ahornkernes ist die eines langgestreckten Tonnengewölbes, das sich vom Übergang zwischen Schönach- und Wimmertal in westsüdwestlicher Richtung in den Bereich des Kartenblattes Lanersbach hineinzieht. Gegen Osten taucht der Ahornkern samt seiner sedimentären Bedeckung mit 25—30° achsialem Gefälle unter die Schönachmulde ab. An seiner Nordseite, gegen die darüberfolgende Kirchsitzschuppe, herrscht mittleres bis steiles Nordfallen; an seiner Südseite, gegen die inneren Bereiche der Schönachmulde, steiles Südfallen bis Saigerstellung.

Die Auflagerung der Sedimente (Hochstegenkalk-Basisserie und Hochstegenkalk) auf dem Ahorngneis ist im Bereich des Wimmertales diskordant, indem das s-Flächengefüge im Gneiskörper saiger bis steil südfallend ist, die s-Flächen in der Hochstegenkalk-Basisserie und den basalen Teilen des Hochstegenkalkes jedoch der Oberflächenform des Gneises parallel verlaufen. Die Diskordanz zwischen dem Ahorngneis und seiner Sedimenthülle verliert sich jedoch vom Schwarzachtal gegen Westen, wo die nördliche Grenzfläche des Gneises seinem s-Gefüge parallel verläuft.

Die Diskordanz zwischen Gneis und Hochstegenkalk an der Koglerrinne im Wimmertal wurde bereits von W. HAMMER (1936) beschrieben, analoge Verhältnisse nahe dem Westende des Ahornkernes im Tuxer Tal (Elskar, Langewandkar, Grierkar) wurden schon vorher von B. SANDER (1911, 1920) bekanntgemacht. THIELE verfolgte die Diskordanz an der Koglerrinne weiter über das Übergangl gegen Süden und argumentierte erstmalig entschieden für den primär sedimentären Charakter der Diskordanzen an der Basis der Hochstegenkalkserie (THIELE, 1950, 1951), und diese Deutung wurde bald allgemein anerkannt.

Freilich ist die Auflagerungsfläche zwischen Hochstegenkalk bzw. Hochstegenkalk-Basisserie und dem Gneiskörper nachträglich erheblich tektonisch überarbeitet worden, was sich auch deutlich am Profil im Wimmertal zeigt: Die Hauptmasse des Hochstegenkalkes setzt südlich der Hauerspitze aus, weiter südlich ist nur mehr eine schwächliche Haut der Hochstegenkalk-Basisserie mit einzelnen Kalkschmitzen auf dem Gneisbuckel vorhanden. Der Hochstegenkalk scheint also durch den Anstau der aus dem Süden anrückenden Gesteine der Schönachmulde im Süden von seiner Unterlage abgeschürft und im Norden angeschoppt zu sein.

2.1.2. Schönachmulde und Kirchspitzschuppe

Die Schönachmulde besteht aus einer mächtigen Serie klastischer Gesteine, deren Ablagerungsraum südlich des Ahornkernes gelegen war. Sie wurzelt im Bereich Ahornspitze—Popbergkar (E. KUPKA, 1956; P. RAASE, 1972, zwischen Popbergkar und der Stillup hebt sie nach G. MORTEANI, 1971, entgegen KUPKA, gegen Westen aus). Aus diesem Wurzelbereich zieht sie in breiter Front nach Osten ins Schönachtal und schlingt sich dort östlich um den unter sie abtauchenden Ahornkern, während sie selbst wieder achsial gegen Osten unter die Gneise der Krimmler Gneiswalze abtaucht.

Im Bereich der Iss Alm verbindet sich die Schönachmulde mit der Kirchspitzschuppe DIETIKERS, die einen steil nordfallenden Schubspan zwischen dem dem Ahornkern zugehörigen Hochstegenkalk und der nördlich folgenden Porphyrmaterialschiefer-schuppe darstellt.

Die Grenze der Schönachmulde zum tektonisch tieferen Ahornkern ist scharf zu ziehen. In der Scheitelregion des Ahornkernes, also im Bereich beiderseits des Übergangls, kann sogar eine deutliche tektonische Diskordanz beobachtet werden, indem über dem Band der Hochstegenkalk-Basisserie mit ihren mehr oder minder flach liegenden s-Flächen innerhalb der Schönachmulden-Gesteine eine enge Zickzackfältelung mit steilen bis saigeren s-Flächenscharen entwickelt ist. Die Abgrenzung der Schönachmulde von der im Osten über sie hinwegreifenden Krimmler Gneiswalze ist nicht klar zu ziehen. Auf diese Frage werden wir im folgenden Kapitel noch zurückkommen.

2.1.3. Krimmler Gneiswalze

Die Orthozentralgneise, die im Kammbereich östlich des Schönachtales vom Sichelkopf bis zum Hanger über der mit achsialem Ostfallen unter sie abtauchenden Schönachmulde liegen, gehören zur Krimmler Gneiswalze G. FRASLS (1953). Dieser Gneiskörper steht im Süden mit der Hauptmasse der Tauern-Orthozentralgneise in direkter Verbindung, gegen Norden bildet er im Bereich des Hangers eine keilförmig nach Norden eintauchende Stirn. Er ist an dieser Stelle zumindest 4 km über die Schönachmulde nach Norden bewegt worden, der tatsächliche Überschiebungsbetrag wird aber größer gewesen sein, da eine nachträgliche N—S-Einengung in Betracht gezogen werden muß (siehe FRASL, 1953, Tafel VIII).

Die Oberseite der Gneisstirn wird vom Hochstegenkalk der Schneggenscharte und des Pfannkogels bedeckt. Zwischen der Gneisstirn und der unterlagernden Schönachmulde schaltet sich von der Lacken Alm bis zum Anken Hochkar der Kalkzug des Rötlers ein.

Die Stellung des Kalkzuges vom Rötler ist nicht ganz unproblematisch. DIETIKER (1938) faßte ihn als aufrechten Hochstegenkalk seiner Kirchspitzschuppe auf. Den Hochstegenkalk von der Nordseite der Gneisstirn (von der Schneggenscharte und vom Pfannkogel) faßte er aber als einer höheren Schuppe zugehörig auf und verband ihn mit dem Hochstegenkalk von der Lackenscharte, also mit dem 3. Hochstegenkalkzug. Letzteres widerspricht aber den Kartierungsergebnissen von HAMMER (1936), THIELE (1950, 1951) und SCHMIDEGG (KARL & SCHMIDEGG, 1964). — THIELE (1950) und FRASL (1953) verbanden hingegen den Kalkzug des Rötlers über die eintauchende Gneisstirn des Hangers mit dem Hochstegenkalk des Pfannkogels. Demzufolge wäre er invers liegender Hochstegenkalk und gehörte zur sedimentären Bedeckung der Krimmler Gneiswalze. Der zweite Hochstegenkalkzug in den Profilen westlich des Schönachtales wäre folgerichtig als ein ausgewalzter Stiel von der Stirn der Krimmler Gneiswalze zu denken und müßte tektonisch von der Kirchspitzschuppe abgetrennt werden. Ganz befriedigt aber auch diese Lösung nicht, vor allem nicht im Hinblick auf die Verhältnisse auf Blatt Lanersbach. Möchte man nämlich die Gegebenheiten bei Hintertux in analoger Weise deuten, dann müßte man den Hochstegenkalk vom Schmittenberg, der ein Äquivalent unseres zweiten Hochstegenkalkzuges ist, tektonisch vom Höllensteingneis, der ein Äquivalent der Schönachmulde + Kirchspitzschuppe ist, abtrennen. Dagegen sprechen aber die Hochstegenkalk-Basisbildungen im Liegenden des Schmittenbergmarmors (siehe FRISCH, 1968). — Da also nicht mit Sicherheit entschieden werden kann, wieweit der Kalkzug des Rötlers und der 2. Hochstegenkalkzug zur ursprünglichen Bedeckung der Krimmler Gneiswalze oder aber zu Kirchspitzschuppe und Schönachmulde gehören, wurde auf der Karte hier auf eine tektonische Grenzziehung verzichtet.

2.1.4. Porphyrmaterialschieferschuppe

Das höchste tektonische Element in Hochstegenfaziesentwicklung ist die Porphyrmaterialschieferschuppe. Sie besteht aus dem namengebenden Porphyrmaterialschiefer, schwächtigen Hochstegenkalk und der oft recht mächtigen, häufig grobklastischen Kasererserie.

Der Porphyrmaterialschiefer zieht mit nicht allzusehr schwankender Mächtigkeit durch das betrachtete Gebiet. Der darauf folgende Hochstegenkalk ist oft nur in den Kammregionen aufgeschlossen, dazwischen mag er stellenweise völlig ausdünnen oder ist durch Schutt verhüllt. Das höchste und jüngste Schichtglied, die Kasererserie, setzt westlich des Wildgerlostales an der Brandrinne ein, gewinnt im Bereich des Wimmerstales stärker an Raum und schwillt schließlich im Profil östlich von Mayrhofen zu maximaler Mächtigkeit an. Hier im Westen sind in den tieferen Bereichen der Kasererserie Arkosegneise eingeschaltet, die im Felde vom Porphyrmaterialschiefer oft kaum unterscheidbar sind. Ob dies tektonische Einschuppungen von Porphyrmaterialschiefer oder aber sedimentäre Einlagerungen sind, soll hier nicht entschieden werden.

Die Schichtfolge der Porphyrmaterialschieferschuppe zeigt in ihrer gesamten Erstreckung steiles bis mittleres Nordfallen, abgesehen von einer Spezialstruktur: Im unteren Mühlbachgraben, in der Gerlosschlucht um Brennstell und im Gehänge nördlich des Larchkopfes kommt in einer steilen Aufwölbung die Kasererserie noch einmal fensterförmig zum Vorschein. An der Südseite dieser Struktur, die Brennstellfenster genannt sei, herrscht steiles Südfallen bis Saigerstellung, an ihrem Nordrand wiederum steiles bis mittleres Nordfallen.

Die fazielle Entwicklung der Kasererserie entspricht, wie schon mehrmals betont (HÖCK, 1969; THIELE, 1970), in vieler Beziehung der Brennkogelserie der mittleren Hohen Tauern. Zu den Analogien, die bereits aus dem Gebiet von Hintertux bekanntgemacht wurden, besonders die reiche Arkose- und Breccienschüttung, kommt für unseren Abschnitt noch ein weiteres für die Brennkogelserie typisches Merkmal hinzu:

das Auftreten von Serpentiniten. Trotzdem sollte vermieden werden, Porphyrmaterialschieferschuppe mit Kasererserie, entsprechend der tektonischen Einstufung der Brennkogelserie in den mittleren Hohen Tauern (FRASL & FRANK, 1966), als Decke mit eigenem Faziesbereich von den tieferen tektonischen Einheiten abzutrennen.

Das Ablagerungsgebiet der Sedimente der Porphyrmaterialschieferschuppe mag irgendwo in der Scheitelregion oder im südlichen Abschnitt der Tauernzentralgneise gelegen sein. Ihre fazielle Entwicklung schließt sich eng an die der tieferen tektonischen Einheiten an: Der Porphyrmaterialschiefer läßt sich unschwer mit manchen Schiefnern und Gneisen der Schönachmulde vergleichen; der Hochstegenkalk ist, wenn auch schwächtlich entwickelt, noch vorhanden. Und auch das für unser Gebiet erstmalige Auftreten der Kasererserie kann nicht als Argument für die Annahme eines eigenen, abgegrenzten Faziesbereiches gelten, denn im namengebenden Bereich bei Hintertux setzt die Kasererserie bereits in tieferer tektonischer Position, nämlich über dem Hochstegenkalk der Schmittenberg-Ausläufer, der Lärmstange und des kleinen Kaserers ein, der tektonisch unserem zweiten Hochstegenkalkzug entspricht. In den westlichen Hohen Tauern erstreckt sich also nachweislich die Fazies, die der Brennkogelfazies der mittleren Hohen Tauern entspricht, bis in die tieferen, sicher parautochthonen Einheiten.

Es muß allerdings festgehalten werden, daß der Überschiebungsbetrag der Porphyrmaterialschieferschuppe sicherlich schon in der Größenordnung einer Deckenüberschiebung gelegen ist, wenn man mit H. P. CORNELIUS das Kriterium dafür mit 5 km Schubweite annehmen möchte. Nachdem bereits für die Stirnregion der Krimmler Gneiswalze ein Überschiebungsbetrag von über 4 km angegeben wird und die Mächtigkeit der Krimmler Gneiswalze, die von der Porphyrmaterialschieferschuppe jedenfalls überfahren wurde, mit etwa 7—8 km geschätzt werden kann (vergleiche hierzu die Profile bei FRASL, 1953), kommt für letztere etwa ein Überschiebungsbetrag von größenordnungsmäßig 15 km in Betracht. Es bestünden also keine Bedenken, wenn jemand die Porphyrmaterialschieferschuppe als Decke bezeichnen möchte. Vom Verfasser wurde erstere Bezeichnung gewählt, um die tektonisch-fazielle Zusammengehörigkeit mit den tieferen, parautochthonen Einheiten zu betonen.

2.2. Deckensystem der Oberen Schieferhülle

2.2.1. Die Hauptmasse der Oberen Schieferhülle

Über der Porphyrmaterialschieferschuppe liegen im gesamten betrachteten Gebiet die Einheiten der Oberen Schieferhülle. Sie stammen aus einem südlich der heutigen Tauernkulmination gelegenen Ablagerungsraum, für den klastische Serien des (?) Perms und der (?) Untertrias, karbonatische Mitteltrias in stark schwankender Mächtigkeit und vor allem die Bündnerschieferserie charakteristisch sind, der also echt penninische Fazies aufweist.

Zwischen Krimml und Wildgerlostal treten an der Basis dieser tektonischen Großeinheit dunkle Schiefer und Phyllite auf, die für paläozoisch gehalten werden. Im übrigen Raum ist die Überschiebungsfläche zwischen Unterer und Oberer Schieferhülle durch eine Kette von mehr oder minder mächtigen Schollen und Zügen von karbonatischer Trias gekennzeichnet. Die größte und bekannteste davon ist die Kalk-Dolomitmasse der Gerlossteinwand. Über diesen Triaskarbonaten folgen regelmäßig Arkosegneis-Quarzit- und Gneis-Glimmerschiefererien, deren Alter, wie im stratigraphischen Teil erwähnt, mit Vorbehalt als permotriadisch bzw. paläozoisch angesehen werden. Über den psammitischen Serien folgt schließlich im Ostteil unseres Gebietes, mit spärlichen, äußerst geringmächtigen Linsen oder Lagen von Kalk, Dolomit oder Rauhwanke an oder nahe der Basis, die Bündnerschieferserie.

Diese generelle Abfolge ist mit erstaunlicher Regelmäßigkeit zu beobachten. Die Triaszüge am Südrand der Oberen Schieferhülle fallen steil, mittelsteil oder flach gegen Norden unter die Arkosegneis-Quarzitserien. Die Triaskarbonate von Gerlos (Gmünd—Ried—Innertal) tauchen inmitten der grünen Arkosegneis-Quarzitserie von unten her kuppelförmig auf, was besonders das Profil des Riederbaches deutlich zeigt. Auch die Triaskarbonate in der Umrahmung des Brennstillfensters tauchen, von lokaler Saigerstellung abgesehen, allseits gegen die grünen Arkosegneise ab.

Im Bereich der Grubenwand und Gschößwand ist die Abfolge verdoppelt. Zutiefst liegt ein schwächtiger Karbonatzug, darüber grüne Arkosegneise und Quarzite. Darauf folgt die mächtige Karbonatmasse der Grubenwand bzw. Gschößwand, darüber nochmals grüne Arkosegneise bis Quarzite. Den Komplex der Grubenwand betrachtet der Verfasser dabei als eine an einem Verwurf abgesunkene Scholle gegenüber der Gschößwand (Luftbildinterpretation).

Nach der eingeführten Prostratigraphie müßte also der tiefere Deckenteil der Oberen Schieferhülle inverse Lagerung besitzen, wofür sich auch schon SCHMIDEGG (KARL & SCHMIDEGG, 1964) für die Gerlos und KRISTAN-TOLLMANN (1962) für die Grubenwand (= Sauwand) ausgesprochen haben. Im höheren Deckenteil aber bestünde eine aufrechte Schichtfolge mit erheblichen Schichtlücken, die mit der Bündnerschieferserie endet. Es sind dies im großen und ganzen die gleichen tektonischen Verhältnisse, wie sie auch im Bereich des Kartenblattes Lanersbach herrschen (FRISCH, 1968; HÖCK, 1969; THIELE, 1970). Zu ihrer Erklärung läßt sich im Prinzip das gleiche tektonische Schema anwenden, das HÖCK für die Obere Schieferhülle im Tuxer-Joch-Gebiet entwickelt hat: Die grünen Arkosegneise bis Quarzite bilden — in unserem Gebiet zusammen mit den grauen Gneis-Glimmerschiefern — den Kern einer großen, von Süden über die Tauern her überschobenen Tauchdecke, an deren Unterseite die karbonatische Trias in inverser Lagerung erhalten, auf deren aufrechter Hangenseite jedoch die karbonatische Trias aus irgendwelchem Grunde nur in Spuren vorhanden ist. Höck denkt dabei in seinem Gebiet, daß sich die Hauptmasse der Triaskarbonate tektonisch von der Hauptmasse der Oberen Schieferhülle gesondert hätte. Man könnte aber auch als Hilfhypothese die Möglichkeit in Erwägung ziehen, daß der ursprüngliche Ablagerungsraum der Oberen Schieferhülle unseres Tauernabschnittes in zwei Teiltröge gegliedert war. Aus dem nördlichen würden die relativ mächtigen Triaskarbonate stammen; aus dem ausgedehnteren und tieferen südlichen die Bündnerschiefermassen; die dazwischenliegende Schwellenregion aber könnte sich zum Deckenkern entwickelt haben. Das weitgehende Fehlen der Triaskarbonate im südlichen Faziesraum könnte dabei schon primär-sedimentär bedingt sein.

2.2.2. Larmerschuppe

Nördlich der Hauptmasse der Oberen Schieferhülle zieht aus dem Bereich des Gerlospasses über die Nöckental Alm, den Mitterkopf (= Gerlostal Joch) bis zur Kreuzwies Alm eine langgestreckte Schuppe von grünem Arkosegneis bis Quarzit. Im Profil des Larmerbaches (unterhalb der Larmer Hoch-Alm) steckt sie nördlich der Krimmler Trias innerhalb der unterostalpinen Richbergkogelserie, westlich des Falschbaches überlagert sie die Haupteinheit der Oberen Schieferhülle. Stellenweise (Kellner Alm, Gerlostal Alm) finden sich Triasspäne an der Basis, die ihrer Position nach der Krimmler Trias zugerechnet werden könnten, sich faziesmäßig aber auch nicht von der penninischen Mitteltrias unterscheiden lassen. Gegen Westen endet die Schuppe stumpf im Bereich der Kreuzwies Alm, wieder innerhalb der Richbergkogelserie. Sie fällt in ihrem gesamten Verlauf stetig mittel bis steil gegen Norden ein.

Obwohl diese Schuppe positionsmäßig innerhalb der unterostalpinen Rahmenserien steckt, wird sie zufolge ihres Gesteinsbestandes, der völlig dem der penninischen Wustkogelserie entspricht, als ein höherer Schubspan der Oberen Schieferhülle gedeutet.

(Die meist auch grünlichen Quarzite, die im Kartenblattbereich Lanersbach vielerorts im unterostalpinen Rahmen anzutreffen sind — Penken, Schrofen, Rötler, Graue Wand, Hippold usw. —, haben ein deutlich anderes Gepräge. Sie sind dichter, feinkörniger, meist gelblich anwitternd, und vor allem fehlen diesen Vorkommen die für die Wustkogelserie typischen Arkosegneise.)

2.3. Unterostalpinen Rahmen

Dem Unterostalpin zugerechnet werden die Krimmler Trias, die in analoger tektonischer Position auftretenden Karbonatzüge beim Ötschenwirt und südöstlich von Ramsau, die Richbergkogelserie und der im Norden anschließende Innsbrucker Quarzphyllit.

Die Krimmler Trias und ihre Analoga sowie die Richbergkogelserie können ganz allgemein als Bindeglieder zwischen dem Radstädter und Tarntaler Mesozoikum betrachtet werden. Die Richbergkogelserie entspricht dabei in großen Zügen der Serie der Tarntaler Breccie.

Über den unterostalpinen Charakter des Innsbrucker Quarzphyllites gibt es heute auch keine Zweifel mehr, nachdem ENZENBERG (1965, 1966) seine sedimentäre Verknüpfung mit Tarntaler Mesozoikum nachgewiesen hat.

In früheren Arbeiten wurden die Triaszüge von Gmünd—Riederbach—Innertal (THIELE, 1950, 1951), vom Schönbergerbach und der Gerlossteinwand—Rettelwand (KUPKA, 1956) sowie der Sauwand und Gschößwand (KUPKA, 1956; KRISTAN-TOLLMANN, 1962) samt den mit ihnen verbundenen grünen Arkosegneis-Quarzitserien dem Unterostalpin zugerechnet, und diese Einstufung fand auch Eingang in zusammenfassende tektonische Werke (TOLLMANN, 1963). Für den Komplex Gschößwand—Sauwand wurde der unterostalpine Charakter bereits auf Grund der Kartierungen auf Blatt Lanersbach bestritten und die Verknüpfung mit dem Penninikum nachgewiesen (THIELE, 1970). Für die oben genannten permotriadischen Serien in der Gerlos gilt nun das gleiche.

Literaturhinweise

- BESAHG, C., HARRE, W. et al.: Radiometrische Altersbestimmungen (Rb/Sr und K/Ar) an Gesteinen des Venediger-Gebietes (Hohe Tauern, Österreich). — *Geol. Jb.*, 86, 835—844, Hannover 1968.
- CLIFF, R. A.: The age of tonalites in the south-east Tauernfenster, Austrian Alps — Rubidium/Strontium whole rock ages on some associated leucogranites. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 11, 655—663, Stuttgart 1968.
- DIENER, C.: Einige Bemerkungen über die stratigraphische Stellung der Krimmler Schichten und über den Tauerngraben im Oberpinzgau. — *Jb. Geol. R. A.*, 50, 383—394, Wien 1901.
- DIETIKER, H.: Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml (Gerlostal, Tirol). — *Diss. ETH. Zürich*, 131 S., Zürich 1938.
- ENZENBERG, M.: Vorbericht über geologische Studien in den Tarntaler Bergen (Tirol). — *Anz. Ak. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl.*, Nr. 9, 192—194, Wien 1965.
- : Die Geologie der Tarntaler Berge (Wattener Lizum), Tirol. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 17, 1966, 5—50, Wien 1967.
- FRASL, G.: Die beiden Sulzbachzungen (Oberpinzgau, Salzburg). — *Jb. Geol. B. A.*, 96, 143—192, Wien 1953.
- : Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den großen Kalifeldspäten einiger Porphyrygranite, Porphyrygranitgneise und Augengneise Österreichs. — *Jb. Geol. B. A.*, 97, 71—131, Wien 1954.
- : Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. — *Jb. Geol. B. A.*, 101, 323—472, Wien 1958.
- FRASL, G. & FRANK, W.: Exkursion I/2: Mittlere Hohe Tauern. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 57, 17—31, Wien 1954.

- : Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster (mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg). — Der Aufschluß, Sonderheft 15, 30—58, Heidelberg 1966.
- FRISCH, W.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxbach und Tuxer Hauptkamm bei Lanersbach (Zillertal, Tirol). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 18, 287—336, Wien 1968.
- : Die Petrographie des Porphyrygranitgneises am nordöstlichen Tuxer Hauptkamm (Zentralgneis des Tauernfensters, Tirol). — N. Jb. Miner. Abh., 111, 162—183, Stuttgart 1969.
- FUCHS, G.: Zur Altersgliederung des Moldanubikums in Oberösterreich. — Verh. Geol. B. A., 96—117, Wien 1962.
- FUCHS, G. & THIELE, O.: Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich. — Geol. B. A., 96 S., Wien 1968.
- HAMMER, W.: Der Nordrand des Zentralgneises im Bereich des Gerlostales (Tirol). — Jb. Geol. B. A., 86, 265—301, Wien 1936.
- HÖCK, V.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxer Joch und Olperer (Zillertal, Tirol). — Jb. Geol. B. A., 112, 153—195, Wien 1969.
- HÖLL, R. & MAUCHER, A.: Genese und Alter der Scheelit-Magnetit-Lagerstätte Tux. — Sitzungsber. Bayer. Ak. Wiss., math.-nat. Kl., 1—11, München 1967.
- JÄGER, E., GRÜNENFELDER, M. et al.: Mineralalter granitischer Gesteine aus dem österreichischen Moldanubikum (Weinsberger und Mauthausener Granit). — Tscherm. Mitt., 3. F., 10, 528—534, Wien 1965.
- JÄGER, E., KARL, F. & SCHMIDEGG, O.: Rubidium-Strontium Altersbestimmungen an Biotit-Muskowit-Granitgneisen (Typus Augen- und Flasergneise) aus dem nördlichen Großvenedigerbereich (Hohe Tauern). — Tscherm. Mitt., 3. F., 13, 251—272, Wien 1969.
- KARL, F.: Fortsetzung der Tuxer Grauwackenzone im Gerlostal (Tirol). — Tscherm. Mitt., 3. F., 3, 198—246, Wien 1951.
- : Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalitgraniten einiger periadriatischer Intrusivmassive. — Jb. Geol. B. A., 102, 1—192, Wien 1959.
- KARL, F. & SCHMIDEGG, O.: Exkursion I/1: Hohe Tauern, Großvenedigerbereich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, H. 1, 1—15, Wien 1964.
- KLEBELSBERG, R. v.: Ein Ammonit aus dem Hochstegenkalk des Zillertales (Tirol). — Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 92, 582—586, Berlin 1940.
- KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen. — 1. Aufl., Gebr. Bornträger, Berlin 1923.
- KRISTAN-TOLLMANN, E.: Das Unterostalpin des Penken-Gschößwandzuges in Tirol. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 54, 201—228, Wien 1962.
- KUPKA, E.: Zur Geologie der Umgebung von Mayrhofen im Zillertal. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 47, 1—34, Wien 1956.
- LAMBERT, R. S.: Absolute Altersbestimmungen an Gneisen aus dem Tauernfenster. — Verh. Geol. B. A., 16—27, Wien 1964.
- MIGNON, K.: Zur Geologie im Raume der Oberstufe des Gerloskraftwerkes. — Österr. Zeitschr. f. Elektrizitätswirtschaft, 21, 8, 391—397, Wien 1968.
- MORTEANI, G.: Gliederung und Metamorphose der Serien zwischen Stilluptal und Schlegeistal (Zillertaler Alpen, Nordtirol). — Verh. Geol. B. A., 287—314, Wien 1971.
- MUTSCHLECHNER, G.: Über das Alter des Hochstegenkalkes bei Mayrhofen (Zillertal). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 48, 155—165, Wien 1956.
- PIA, J.: Neue Studien über die triadischen *Siphoneae verticillatae*. — Beitr. z. Pal. u. Geol. Österr.-Ungarns u. d. Orients, 25, 25 S., Wien 1912.
- RAASE, P.: Petrographie und Geologie des oberen Zillergrundes und Sondergrundes (Zillertaler Alpen, Österreich). — Diss. Univ. Kiel, Kiel 1972.
- SANDER, B.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (Erster Bericht). — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, 82, 257—320, Wien 1911.
- : Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (Zweiter Bericht). — Jb. Geol. B. A., 70, 273—296, Wien 1920.
- SCHMIDEGG, O.: Aufnahmsberichte ... 1948—1971. — Verh. Geol. B. A. 1949, S. 82—92; 1952, S. 20 bis 22; 1953 S. 42—43; 1954, S. 76—77; 1955, S. 76; 1956, S. 83—84; 1959, S. A 84; 1962, S. A 69 bis 70; 1963, S. A 52—53; 1964, S. A 46—49; 1965, S. A 49—51; 1966, S. A 54—55; 1970, S. A 69 bis 71; 1971, S. A 77—79; 1972, S. A 69—71; Wien 1951—1972.
- SCHÖNLAUB, H. P., FRISCH, W. & FLAJS, G.: Neue Fossilfunde aus dem Hochstegenmarmor (Tauernfenster, Österreich). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1974, Stuttgart (in Druck).
- THIELE, O.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Gerlospaß und Gmünd. — Diss. Univ. Wien, 85 S., Wien 1950.

- : Beobachtungen am Tauernnordrand im Bereich von Gerlos (Tirol). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 2, 1—21, Wien 1951.
- : Bericht 1966 über geologische Aufnahmen auf Blatt Lanersbach (149). — Verh. Geol. B. A., A 48—50, Wien 1967.
- : Zur Stratigraphie und Tektonik der Schieferhülle der westlichen Hohen Tauern. — Verh. Geol. B. A., 230—244, Wien 1970.
- : Bericht 1972 über geologische Aufnahmen auf Blatt Lanersbach (149). — Verh. Geol. B. A., Wien 1973.
- TOLLMANN, A.: Vom Bau der Alpen. — Universum, 16, 439—445, Wien 1961.
- : Ostalpensynthese. — 256 S., Verl. Deutike, Wien 1963.

Nachtrag: Nach Abschluß des Manuskriptes erschien die Arbeit von H. MOSTLER: Alter und Genese ostalpiner Spatmagnesite unter besonderer Berücksichtigung der Magnesitlagerstätten im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Salzburg). — Veröff. d. Univers. Innsbruck, 86, Festschr. Heißel, 237—266, Innsbruck 1973, die wertvolle Beiträge zur Stratigraphie des Innsbrucker Quarzphyllites bringt und überdies die unterostalpine Stellung des Quarzphyllites bekräftigt.

Geologische Übersichtskarte des Tauern-Nordrandes zwischen Krimml und Mayrhofen

nach H. Dietiker (1938), G. Frasl (1953), E. Kristian-Tollmann (1961), P. Raase (1972), O. Schmidegg (1964) und eigenen Aufnahmen, zusammengestellt von O. Thiele, 1973.

Legende

Unterstalpin:

- Richbergkogelserie
- Krimmler Trias und Äquivalente
- Innsbrucker Quarzphyllit

Deckensystem der Oberen Schieferhülle

- Bündnerschieferserie
- Karbonatische Trias
- grüne Arkosegneise und Quarzite
- graue Arkosegneise bis Glimmerschiefer
- Habach-Phyllite

Parautochthon und Schuppen der Unteren Schieferhülle

- Kasererserie
- Kalke der Kasererserie
- Serpentinitt der Kasererserie
- Arkosegneis bis Quarzit fraglicher Stellung
- Hochstegenkalk
- Hochstegenkalk-Basisserie
- Porphyrmaterialschiefer

Gesteine der Schönachmulde

- überwiegend Phyllite und Phyllonite
- überwiegend Epidot-Albitgneise
- überwiegend quarzitische bis saure tuffitische Gesteine

Zentralgneise

- Augen- und Fiasergneise, feinkörnige Metagranite u. tonalitische Gneise
- porphyrischer Metagranit („Porphyrranitgneis“)
- migmatische Gneise

- Deckengrenzen I. Ordnung
- Schuppen- und Deckengrenzen II. Ordnung
- Vertikal-Störungen (Brüche)
- Fossil-Fundpunkt

