

**Stratigraphische und tektonische Untersuchungen in der Schieferhülle  
der Hohen Tauern im Gerlostal (Tirol).**

von  
**Friedrich POPP**

mit 9 Abb. und 1 Beil.

gedruckt mit Unterstützung vom  
Amt der Tiroler Landesregierung

**Anschrift des Verfassers:**  
Dr. Friedrich Popp  
Institut für Geologie der Universität Wien  
Universitätsstraße 7/III  
A-1010 Wien

## Inhalt

Zusammenfassung . . . . .	236
Abstract . . . . .	237
Einleitung . . . . .	238
Geologisch-tektonischer Überblick . . . . .	238
1. Lithologie und Stratigraphie . . . . .	239
1.1. Venedigerdecke . . . . .	239
1.1.1. Kristallin der Kirchsitzschuppe . . . . .	239
1.1.2. Porphyrmaterialschiefer . . . . .	240
1.1.3. Hochstegenkalk Formation . . . . .	240
1.2. Glocknerdecke . . . . .	241
1.2.1. Wustkogel-Formtion . . . . .	241
1.2.2. Mitteltriaskarbonat-Formation . . . . .	242
1.2.3. Ausserertens-Formation . . . . .	243
1.2.4. Bündnerschiefer-Formation . . . . .	244
1.2.4.1. Karbonatfreie Schwarzphyllite und Prasinite . . . . .	246
1.2.4.2. Karbonatreiche Schwarzphyllite . . . . .	247
1.2.4.3. Psephitische Bündnerschiefer (Brekzien Members) . . . . .	249
1.2.4.3.1. Der nördlichste Brekzienzug (Richbergkogelzone) . . . . .	249
1.2.4.3.1.1. Sedimentologische Interpretation der schiefrig-brekziösen Ablagerungen der Richbergkogelzone . . . . .	251
1.2.4.3.2. Brekzien im zentralen Bündnerschiefer-Bereich . . . . .	253
1.2.4.3.3. Der südlichste Brekzienzug . . . . .	254
1.2.4.3.4. Dolomitschollen . . . . .	255
1.2.4.3.5. Vergleich der Brekzienvorkommen in der Bündnerschiefer-Formation . . . . .	256
1.3. Unterostalpin . . . . .	257
2. Tektonik . . . . .	257
2.1. Venedigerdecke . . . . .	257
2.2. Glocknerdecke . . . . .	257
2.2.1. Nordvergenter Deckentransport und erste Hauptdeformation . . . . .	260
2.2.1.1. Schieferungsflächen und Boudinagen der ersten Hauptdeformation . . . . .	262
2.2.2. Ost-West-Einengungsstadium . . . . .	262
2.2.3. Südvergente Faltung . . . . .	262
2.2.4. Crenulation Cleavage . . . . .	263
2.2.5. Querfaltung . . . . .	264
2.2.6. Knitterung . . . . .	265
2.2.7. Zur paläogeographischen Stellung der Gesteinsformationen und Bündnerschiefer-Brekzienhorizonte der Glocknerdecke im Gerlosgebiet . . . . .	265
3. Literatur . . . . .	267

## Zusammenfassung

Die Beziehungen der penninischen Brekzien des Gerlostales (Richbergkogelzone) zur Bündnerschiefer-Formation wurden bisher noch nicht im erforderlichen Ausmaß untersucht. Um diese Frage zu beantworten wurde eine detaillierte geologische Aufnahme der penninischen Zone des Gerlosgebietes, welche Venedigerdecke und Glock-

nerdecke umfaßt, vorgenommen. Über der Venedigerdecke folgt die Glocknerdecke im Stile einer großen nordvergenten Tauchfalte, deren inverse Faltenschenkel im Gerlostal dominieren.

Mächtige Schichtfolgen der Wustkogel-Formation, Mitteltriaskarbonate und Keupersedimente weisen auf ein Ablagerungsmilieu in einer marginalen Zone des südpeninischen Ozeans hin. Alle Dolomitbrekzienhorizonte des Gerlosgebietes erwiesen sich als zur Bündnerschiefer-Formation gehörig. Auch die brekziöse „Richbergkogelzone“, die bisher als „Richbergkogelserie“ (Teil des Unterostalpins) beschrieben wurde, gehört der penninischen Bündnerschiefer-Formation an.

Nach vergleichbaren rezenten Faziesverteilungen können die Sedimente der Richbergkogelzone als Ablagerungen in einem vorstoßenden Tiefseerinnenenvironment interpretiert werden.

Die tektonische Aktivität (Subduktion des südpeninischen Ozeans) verlagert sich von Internzonen im Süden nach Externzonen im Norden. Deshalb wurden in den jüngsten Horizonten der Bündnerschiefer-Formation Brekzien der Richbergkogelzone neben anderen Brekzien (Brekzien des zentralen und südlichen Bündnerschiefer-Bereiches) abgelagert.

Die Kaserer-Formation ist im Gerlosgebiet nicht vorhanden. Das „Brennstallfenster“ O. THIELE's (1974:62) ist eine Aufwölbung eines invers liegenden Schenkels der Glocknerdecke. Die Metamorphose ist im Untersuchungsgebiet auf die niedrigtemperierte Grünschieferfazies beschränkt.

#### Abstract

The relation of the Penninic breccias of the Gerlostal area (Richbergkogelzone) to the Bündnerschiefer formation was insufficiently elucidated hithero.

To clear this question detailed geological mapping of the Penninic zone was necessary in the Gerlostal area. With it the Venediger nappe and the Glockner nappe are included. Above the parautochthonous Venediger nappe follows the Glockner nappe in the style of north vergent reversed folds. Therefore inverted large scale fold limbs dominate in the Gerlostal area.

The thick sequence of the Wustkogel formation and the Middle Triassic carbonate formation as well as Keuper beds point to a depositional environment in a marginal zone of the South Penninic ocean.

All dolomite breccia horizons of the Gerlostal area have been recognized as members of the Bündnerschiefer formation. Hence the breccious "Richbergkogelzone" which has been described hithero as "Richbergkogelserie (part of the Lower Austroalpine)", also belongs to the Penninic Bündnerschiefer formation. According to modern facies distributions the "Richbergkogelzone" can be interpreted as a prograding deep sea channel facies.

The tectonic activity (subduction of the South Penninic ocean) shifts from internal zones in the south to external zones in the north. Therefore breccias of the Richbergkogelzone are deposited next to other breccias (Brennkogelfacies) in the youngest strata of the Bündnerschiefer formation.

The Kaserer formation is not represented in the Gerlostal area. The "Brennstallwindow" O. THIELE's (1974:62) is suggested to be a vault of reversed layers of the Glockner nappe.

The metamorphic events are restricted to the low grade greenschist facies in the Gerlostal area.

### Einleitung

Im Laufe der geologischen Forschung änderte sich durch eine Reihe neuer Erkenntnisse verschiedener Autoren die Auffassung über Stratigraphie und Tektonik der Tauernschieferhüllserien im Bereich des Gerlostales in Tirol:

Die erste detaillierte, das Gerlostal betreffende Arbeit stammt von H. DIETIKER (1938), der den tektonischen Bau der Schieferhülle als übereinander liegende Schuppen verschiedener penninischer Faziesbereiche sah. Für die bunte, reichlich Grobklastika führende Brekzienserie, welche den Südrand des Innsbrucker Quarzphyllits begleitet, wählte er den Namen „Richbergkogelserie“ und stellte diese als hochpenninisches Fazieselement zur „Matreier Schuppenzone“.

In der Arbeit von E. KUPKA (1951) wurde die Richbergkogelserie dem Unterostalpin zugeordnet und seither bis in die jüngere Vergangenheit zusammen mit dem Penken westlich von Mayrhofen (KRIST.-TOLLM.:1961) und den Tarntaler Bergen als mesozoischer Anteil des unterostalpinen Systems betrachtet (A. TOLLMANN, 1977: 68).

Die Tektonik der Glocknerdecke des Gerlosgebietes interpretierte bereits F. KARL (1952:9) als eingeebte Deckfalte.

O. SCHMIDEGG (1953) sieht in der Glocknerdecke des Gerlosgebietes verkehrt liegende Gesteinsserien, die nach Norden steil in die Tiefe tauchen.

O. THIELE (1974) faßt die Glocknerdecke des Gerlosgebietes als ein von Süden her über die Venedigerdecke überschobenes Tauchdeckensystem mit inversen und aufrechten Schichtfolgen auf.

Nördlich der Hauptmasse seiner oberen Schieferhülle (Glocknerdecke) trennt er eine höhere Schuppe (Larmerschuppe), größtenteils aus Arkosegneisen und Quarziten der Wustkogelserie bestehend, ab und faßt sie als Abschluß der penninischen Serien gegen Norden auf. Die Richbergkogelserie zählt er zum unterostalpinen Rahmen des Tauernfensters.

Die Gesteine seines „Brennstallfensters“ stellt O. THIELE (1974:61 f) zur Kaserer Serie, woraus man auf eine weite Unterlagerung der Glocknerdecke durch die Venedigerdecke schließen könnte.

W. FRISCH (1974) vermutet in seiner geologisch-tektonischen Übersichtskarte im Brennstallfenster O. THIELE's bereits eine zur Glocknerdecke gehörige Aufwölbung der Bündnerschieferserie. Ziel der vorliegenden Arbeit war es nun, durch eine detaillierte regionalgeologische Untersuchung einen tieferen Einblick in die Stratigraphie und tektonischen Zusammenhänge der Tauernschieferhülle des Gerlostales zu gewinnen.

### Geologisch-tektonischer Überblick

Innerhalb des westlichen Tauernfensters unterscheidet man die Großeinheiten Venedigerdecke und Glocknerdecke.

Die tektonisch hangende, aus dem südpenninischen Raum stammende Glocknerdecke beinhaltet Permotrias und Bündner Schiefer mit Einschaltungen von Prasiniten und Brekzien.

Die tektonisch liegende Venedigerdecke unterscheidet sich inhaltlich durch ihre voralpidische kontinentale Basis und die Fazies der mesozoischen Deckschichten von der Glocknerdecke. Sie besteht aus dem Zentralgneiskomplex, der durch paläozoische Schiefererien in sich in mehrere Kerne gegliedert ist und einer mesozoischen Hülle in Hochstegenfazies.

Die paläozoischen Schiefermulden stellten in alpidischer Zeit in der Venedigerdecke Zonen starker Einengung dar, von denen die mesozoische Hülle und Teile der paläozoischen Schiefer selbst abgeschert wurden und nun in allochthoner Position über den weiter nördlich gelegenen Einheiten liegen. Während die relativ starren Gneiskerne eine kompressive Verformung erlitten und es dabei zur Bildung von Gneiswalzen kam (z. B.: Krimmler Gneiswalze im SE-Anschluß an das Gerlosgebiet) wurden die Hüllschiefer der Gneiskerne nach Norden verfrachtet und zum Teil überschlagen (W. FRISCH 1977). So liegt z. B. über dem Ahornkern die Höllenstein-Tauchdecke, die über die Schönachmulde mit der Kirchspitzschuppe des Gerlosgebietes in Verbindung steht.

Die Höllenstein-Tauchdecke wird von der Wolfendordecke überlagert, deren östliche Fortsetzung der Porphyrmaterialschieferschuppe des Gerlostales entspricht. Sie enthält altpaläozoische Porphyrmaterialschiefer, etwas Trias (nur am Wolfendorn) und Jura in Hochstegenfazies, der von der unterkretazischen, bündnerschieferähnlichen Kaserer Serie überlagert wird (W. FRISCH, 1977).

Die Kaserer Serie fehlt allerdings im Gerlosgebiet weitgehend. Sie dürfte hier schon primär gering mächtig entwickelt sein und eine tektonische Reduktion erfahren haben.

Die unteren Schieferhülldecken der Venedigereinheit werden von der oberen Schieferhülldecke, der Glocknerdecke überlagert, die im Gerlosgebiet ebenso wie die Höllenstein-Tauchdecke als große Tauchfalte vorliegt.

## 1. Lithologie und Stratigraphie

### 1.1. Venedigerdecke

Als tektonisch tiefste Elemente des vorliegenden Kartierungsblattes wurden mit der Kirchspitzschuppe und der Porphyrmaterialschieferschuppe (O. THIELE, 1974: 68) Gesteine der Venedigerdecke bearbeitet.

#### 1.1.1. Kristallin der Kirchspitzschuppe

Die Gipfelregion der Kirchspitze besteht aus schmutzig-grüngrauen, phyllonitisierten Arkosegneisen bis Quarziten. Am Nordgrat der Kirchspitze zeigt sich ein allmählicher Übergang zu feldspatführenden Glimmerschiefern und Quarzphylliten.

Makroskopisch sind es dünn-schichtige, stark geplättete, flaserige Feldspatknottengneise, deren sedimentärer Charakter durch einen dünnlagigen Wechsel chloritführender Schieferlagen mit quarzreichen Lagen hervorgehoben wird.

Der Mineralbestand der Klastika besteht zum überwiegenden Teil aus Plagioklasen und geringen Anteilen von Quarz und Kristallinkomponenten. Kalinatronfeldspat findet sich selten. Einige Quarzkomponenten weisen magmatische Korrosionsbuchten auf. Ebenso können feinkörnige Quarzflatschen als porphyrisches Material angesehen werden.

Das Kristallin der Kirchspitzschuppe steht mit den Gesteinen der Schönachmulde in Verbindung und ist bei Betrachtung der gesamten Serie wegen des reichen Bestandes an tuffitischen und pyroklastischen Gesteinen, die sich in ihrem Charakter am ehesten an den altpaläozoischen Split-Quarzkeratophyr-Vulkanismus anschließen lassen, mit großer Wahrscheinlichkeit in das Altpaläozoikum zu stellen (O. THIELE, 1974:59).

Das Kristallin der Kirchspitze entspricht auch lithologisch in vielen Beziehungen den in analoger tektonischer Position auftretenden Knollengneisen des Höllensteins für welche W. FRISCH (1968:317) ebenfalls altpaläozoisches Alter annimmt.

### 1.1.2. Porphyrmaterialschiefer

Die Porphyrmaterialschiefer ziehen als eigene, bis zu 500 Meter mächtige Zone durch das Kartierungsgebiet.

TH. OHNESORGE (siehe W. HAMMER 1936) bezeichnete die hell- bis dunkelgrünen porphyrischen Arkosegneise mit Übergängen zu feldspatreichen Glimmerschiefern und Einschaltungen von geringermächtigen Grünschiefern als „Porphyrmaterialschiefer“. Der Name wurde auch von den meisten, später hier arbeitenden Geologen verwendet und soll in der vorliegenden Arbeit beibehalten werden.

Man findet überwiegend Gesteinstypen in denen sedimentäres Material schon während der Ablagerung mit vulkanischem eng vermischt worden ist und an denen man infolge der Kristallisation sedimentäre und vulkanische Anteile des Gesteinsaufbaues nicht mehr deutlich unterscheiden kann.

Kompakte, quarzreiche Porphyrgneise mit grünlichem Farbton entsprechen am ehesten reinen, umgelagerten Porphyroiden. Von diesem harten, splittrig brechenden Gesteinstyp, dessen grüner Farbton von Chlorit hervorgerufen wird, gibt es alle Übergänge zu den am weitesten verbreiteten, stark schiefrigen porphyrischen Arkosegneisen. Dieser Hauptgesteinstyp der Porphyrmaterialschiefer ist in charakteristischer Weise stark geplättet und zerfällt infolge einer deutlich ausgeprägten Transversalschieferung unter dem Hammer meist zu parallelepipedisch begrenzten, ebenflächigen Stücken. Der Mineralbestand der Einsprenglinge und Klastika besteht zum überwiegenden Teil aus Plagioklasen, gefolgt von Quarz und Kalialtronfeldspat. Mit feinkörnigem Quarz ausgefüllte Korrosionsbuchten und Resorptionsschläuche an Quarzaugen zeigen deren vulkanische Herkunft, eine eindeutige Abtrennung von der sedimentären Quarzmatrix ist jedoch wegen der überprägten Quarzkristallisation nicht möglich. Man kann an den Einsprenglingen und Klastika erkennen, daß Arkose- und Porphyrmaterial in mikroskopisch kleinem Bereich vermischt ist.

In den Porphyrmaterialschiefern der Racherwände und der Dreierwände des Schwarzachtals sind zehnermeter-mächtige Grünschieferzüge konkordant eingeschaltet. Es handelt sich um meist stark sedimentär verunreinigte, quarzreiche Albit-Epidot-Chloritschiefer, die stellenweise aktinolithische Hornblende führen, und um uralitische Metadiabase. Für die Herkunft der Porphyrmaterialschiefer kommt grundsätzlich sowohl Material des altpaläozoischen als auch des permischen Vulkanismus in Frage. Da sich die Porphyrmaterialschiefer sowohl in ihrem stratigraphischen Verband, als auch in ihrem feldgeologischen und mikroskopischen Befund von der permotriadisch eingestuften Wustkogelserie (G. FRASL, 1958) unterscheiden, sind die Porphyrmaterialschiefer wohl am ehesten zur Zeit der altpaläozoischen, quarzporphyrischen Ergüsse entstanden (W. FRISCH, 1968:318).

### 1.1.3. Hochstegenkalk Formation

Von den drei im Gerlosgebiet in verschiedenen, übereinander liegenden tektonischen Niveaus auftretenden Hochstegenkalkzügen (O. THIELE, 1974:60) wurden bei der vorliegenden Kartierung nur die beiden nördlicher gelegenen Kalkmarmorzüge erfaßt, während jener mächtige Hochstegenkalkzug, der den Porphyrgranitgneis des Ahornkerns überlagert, bereits außerhalb der Grenzen des Kartierungsgebietes liegt. Der südlichere der beiden erfaßten Hochstegenkalkzüge streicht mit relativ konstanter Mächtigkeit steil nordfallend vom Schwarzachtal im Westen – über den Roller – das Wimmertal – den Bereich südlich von Schöntalalm und Brunellköpfe – zum Schönaachtal im Osten, und wird als stratigraphisch Hangendes des Kirchspitzkristallins angesehen.

Der nördlichste, geringmächtige und durch tektonische Reduktion oftmals nur in Linsen vorhandene Hochstegenkalkzug findet sich als mesozoische Bedeckung im stratigraphisch Hangenden der Porphyrmaterialschiefer.

An der Basis dieses nördlichsten Hochstegenkalkzuges fanden sich in einem von SW her einziehenden Seitenarm des Weißbachs hellgraue Feldspatklastika-führende Quarzite im Verband mit Chloritphylliten und Schwarzphylliten. W. FRISCH (1968: 298 ff.) nimmt für solche Gesteine an der Basis des Hochstegenkalks liassisches Alter an. Die Hauptmasse der Hochstegenkalke besteht aus plattigen, teils grobgebankten, massig wirkenden, bläulichen, fein- bis mittelkörnigen Kalkmarmoren. Sie sind also lithologisch recht eintönige und schlecht gliederbare Gesteine einer reinen Kalkfazies.

Altersmäßig kann zumindest ein Teil der Hochstegenkalk-Formation durch den Fund eines Ammonitenabdruckes, der als *Perisphinctes* sp. bestimmt wurde (R. v. KLEBELSBERG, 1940) in den oberen Jura eingestuft werden. Dafür spricht auch eine von H. P. SCHÖNLAUB et al. (1974) im Steinbruch beim namensgebenden Weiler Hochstegen bei Mayrhofen gefundene Mikrofauna. Allgemein wird daher der Hochstegenkalk als Fixpunkt in der Stratigraphie der Venedigerdecke angesehen.

## 1.2. Glocknerdecke

In dieser Arbeit wird nach einem Vorschlag von W. FRISCH (1974:10 f) die von anderen Autoren als „Deckensystem der Oberen Schieferhülle“ (CH. EXNER, 1971) oder „Obere Schieferhüll-Decke“ (A. TOLLMANN, 1963) bezeichnete, Permotrias umfassende, penninische Hüllschieferserie „Glocknerdecke“ genannt. Sie beinhaltet im Gerlosgebiet die permotriadische Wustkogel-Formation, mitteltriadische Karbonate, obertriadische Psammite und Pelite sowie die jurassisch-unterkretazische Bündnerschiefer-Formation.

### 1.2.1. Wustkogel-Formation

Terrigene Metasedimente der Wustkogel-Formation überlagern im Gerlosgebiet über große Bereiche jüngere Gesteinsserien, weil hier der inverse Schenkel einer großen nordvergenten Tauchfalte der Glocknerdecke vorliegt.

Die stratigraphisch tiefste Position innerhalb der Wustkogel-Formation nehmen graue Arkosegneise und Phyllite ein, für die O. THIELE (1974:63) auf Grund von lithologischen Vergleichen mit Gesteinen der Schönachmulde altpaläozoisches Alter annimmt. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit sind diesbezüglich keine Aussagen möglich, jedoch erachtet es der Verfasser als wahrscheinlich, daß das Permomesozoikum der Glocknerdecke auf einem dem mittelpenninischen Bereich paläogeographisch sehr nahe stehenden Paläozoikum abgelagert wurde, weil auch deren jurassische Serien in typischer Brennkogelfazies vorliegen. Die durch ihren Phengitanteil an Glimmergehalt hellgrünen bis grünlichgrauen Arkosegneise, Phengitschiefer und Phengitquarzite bauen im Gerlosgebiet die Hauptgesteinsmasse der Wustkogel-Formation auf. Die karbonatfreie Matrix ist ein Quarzphyllit mit schwankendem Hellglimmergehalt. Klastische Komponenten sind Feldspat und Quarz. Sie sind im allgemeinen fein bis mittelkörnig und meist tektonisch deformiert, so daß über ihren ursprünglichen Rundungsgrad keine Aussage mehr möglich ist. Trotzdem tritt ein gröberklastischer Anteil an einzelnen Lagen manchmal schon makroskopisch deutlich hervor. Bis zu mehrere Zentimeter große, zum Teil eckig begrenzte Feldspatklastika sind in bedeutend feinerkörnigen Arkosegneislagen eingestreut.

Solche Klastika weisen auf einen sehr kurzen Transportweg vor ihrer Einbettung

hin. Der Wechsel grober und feiner Arkosegneislagen belegt eine unruhige Sedimentation und spricht ebenfalls für eine geringe Transportweite des Detritus.

Anteile saurer Effusiva sind meist in aufbereiteter Form in den Arkosegneisen enthalten. Viele Klastika erweisen sich unter dem Mikroskop als vulkanische Einsprenglinge von Quarz und Kalinatronfeldspat. Sie entstammen offensichtlich einem aufgearbeiteten Quarzporphyr, dessen Grundmasse in der quarzphyllitischen Matrix der Arkosegneise mitverarbeitet ist. Syngenetisch eingelagerte Tuffite fallen makroskopisch durch eine, von oxydischem Fe-Erz hervorgerufene violette Färbung auf. Insgesamt gesehen sind die lichtgrünen Arkosegneise der Wustkogel-Formation ehemals sandig-tonige Sedimente, deren grobklastische Komponenten von Plutoniten und wahrscheinlich syngenetisch eingelagerten und großteils aufgearbeiteten Vulkaniten stammen. In der Stratigraphie der Glocknerdecke vertreten die lichtgrünen Arkosegneise das Perm.

In stratigraphisch höchsten Bereichen der Wustkogel-Formation treten bis zu mehrere Zehnermeter mächtige, lichtgrüne und weiße Quarzite auf, deren Schichtflächen meist dünne Häute grünen Phengits überziehen. Sie sind durch lithologische Übergänge mit obigen Arkosegneisen verbunden und vertreten hier das Skyth.

### 1.2.2. Mitteltriaskarbonat-Formation

An der Skyth-Anis Grenze schlägt die Sedimentation im betrachteten Bereich von einer terrigenen in eine karbonatreiche um, in der die terrigenen Einflüsse fast völlig verschwinden. Es ist also ein markanter Wechsel von einem „Stadium siliziklastischer Schichten“ zu einem „Stadium der Flachwasserkarbonate“ zu verzeichnen. Nun können die Karbonate des Gerlosgebietes durch die Kombination von Rauhwacken, Kalkmarmoren, Dolomitschlierenkalken und Dolomiten wohl als ein stratigraphischer Fixpunkt in der Mitteltrias angesehen werden.

Rauhwacken treten sowohl in stratigraphisch liegender als auch in hangender Position auf. Ihre starke, durch die Position zwischen unterschiedlich formbarem Gesteinsmaterial (Skyth-Quarzite bzw. Quarzite der oberen Trias) bedingte, tektonische Überprägung wird durch den oft beobachtbaren Gehalt an eckig begrenzten Dolomitfragmenten und Serizitschieferflatschen deutlich.

Hellgraue und dunkelgraue Kalkmarmore entsprechen lithologisch und in ihrer stratigraphischen Position den von E. KRISTAN-TOLLMANN (1961:212 ff.) beschriebenen Aniskalken des Penken-Gschößwandzuges. Darüber folgen hellgreue bis blaugraue, manchmal schwach rosafarbige, gebänderte Kalkmarmore, die in charakteristischer Weise von gelblichgrau anwitternden Dolomitschlieren durchzogen sind. An manchen Stellen (z. B. in den Aufschlüssen des oberen Mühlbaches, SH 1415 m) läßt ihr lithologischer Habitus eine genetische Interpretation als Algenlaminit zu.

Neben dem Typus mit dünnen Dolomitschlieren begegnet man auch gröber gebankten Kalkmarmoren, die mit Dolomitbänken wechsellagern. Die Karbonatabfolge endet schließlich mit hellgrauen, splittrig brechenden, oft plattig gebankten Dolomitmarmoren.

Die Mitteltriaskarbonate des Gerlosgebietes stehen gegen Osten mit der Krimmler Trias in Verbindung. In westlicher Fortsetzung bauen sie die Gerlossteinwand auf und finden sich im Penken-Gschößwandzug wieder.

Insgesamt bilden die Mitteltriaskarbonate eine im Prinzip zusammenhängende Masse, die von der Wustkogel-Formation tektonisch überlagert wird und in Aufwölbungen bzw. in erosiv freigelegten Abschnitten unter dieser hervortritt.

### 1.2.3. Ausserertens-Formation

Obertrias war im Penninikum des Tauernfensters bisher nur in der Seidlwinkldecke in der Umgebung des Hochtors gesichert und liegt dort in Keuperfazies vor (FRASL, G. & FRANK, W. 1966:41). Nun findet man aber auch im Gerlosgebiet immer in der Position zwischen Mitteltriaskarbonaten und jurassischen Bündnerschiefern helle Serizitquarzite, die in vielen Fällen mit Chloritoidserizitquarziten, Chloritoidschiefern, bunten Konglomeratquarziten und bunten Schiefern in Verbindung stehen. Die erwähnte stratigraphische Position und lithologische Assoziation ermöglichte die Parallelisierung mehrerer, im Kartierungsgebiet tektonisch getrennt vorliegender Serizitquarzitzüge.

Ausgangspunkt für die lithologische Abtrennung der Serizitquarzite mitsamt ihren begleitenden Chloritoidserizitquarziten, bunten Schiefern und Konglomeratquarziten zu einer eigenen Gesteinsformation (Ausserertens-Formation) war jener Serizitquarzitzug, der im Liegenden des nördlichsten Brekzienzuges der Bündnerschiefer-Formation (Richbergkogelzone) von der Ausserertensalm – über den Ausserertensgipfel (an der Südflanke des Richbergkogels) – Innerertensalm – zur Nöckentalalm zieht.

Der tektonische Zusammenhang der einzelnen Serizitquarzitzüge ist durch den Tauchfaltenbau der Glocknerdecke gegeben, in dem die Serizitquarzite der Ausserertens-Formation Teil des aufrecht lagernden Schenkels sind, während die übrigen, in äquivalenter stratigraphischer Position auftretenden Serizitquarzite dem inversen Schenkel dieser Tauchfalte angehören.

In basalen Abschnitten der Ausserertens-Formation bilden milde Chloritserizitschiefer deren Bindeglied zur Mitteltriaskarbonat-Formation. Dolomiddetritus und klastische Komponenten aus dem Material der Wustkogel-Formation sind oft lagenweise wechselnd in den milden Chloritserizitschiefern aufgearbeitet. Hier lagen landnahe Bereiche vor, in denen offensichtlich auch eine Erosion des älteren Untergrundes stattfand. In einem Fall (Isskogelbach, SH 1840 m) wurden Dolomitfragmente gefunden, deren Entstehung vermutlich auf Boudinage mächtigerer Dolomitlagen zurückzuführen ist. In manchen Abschnitten, wo die Mitteltriaskarbonate gänzlich fehlen, sei es durch eine primäre Lücke in der Sedimentation, oder durch tektonische Reduktion bedingt, ist durch die erwähnte Resedimentführung der milden Schiefer ein post-mitteltriadisches Alter wohl eindeutig erwiesen. In ihrem Hangenden sind die milden Chloritserizitschiefer eng an helle Serizitquarzite, den Hauptgesteinstyp der Ausserertens-Formation gebunden, in welche sie durch Wechsellagerung übergehen (z. B. Isskogelbach, SH 1860 m). Die karbonatfreien, hellen Serizitquarzite stellen im Kartierungsgebiet einen weit verbreiteten Gesteinstyp dar, der am mächtigsten in dem oben beschriebenen Serizitquarzitzug des Ausserertens entwickelt ist.

Makroskopisch sind es weiße bis hellgraue Serizitquarzite, die bei Anwitterung häufig durch limonitische Ausfällungen leicht gelbbraun gefärbte Serizithäutchen aufweisen. Die Serizithäute bedingen eine plattige, schiefrige Textur, die sich bei genauerer Betrachtung in eine feine Flaserung auflösen läßt. Auffallend sind gelegentlich auftretende, grau gefärbte, grobe konglomeratische Partien, deren Komponenten mit feinem Quarz-Serizit-Bindemittel verkittet sind. Hier handelt es sich um kataklastisch beanspruchte Bereiche, die sich vorwiegend in basalen Abschnitten der Serizitquarzitzüge finden.

Ein ständiger Begleiter der hellen Serizitquarzite ist ein hellgrüner, überaus dünnblättriger, milder Serizitschiefer. Er findet sich in geringmächtigen Lagen in unregel-

mäßigen Abständen zwischen mächtigen Serizitquarzitbänken und ist für alle Serizitquarzite des gesamten Kartierungsgebietes charakteristisch.

In hangenden Partien sind die hellen Serizitquarzite häufig mit violetten Hämatit-Serizit-Schiefern, bunten Konglomeratquarziten und Chloritoidserizitquarziten verknüpft. Diese bunte Serie streicht in typischer Ausbildung entlang der Basis der karbonatquarzitisch-schiefrigen Richbergkogelbrekzienzone, von der sie sich lithologisch grundsätzlich unterscheidet, dennoch aber durch gelegentlich in den bunten Schiefern eingestreute Dolomitgerölle einen gewissen Ansatz zu der für die Richbergkogelbrekzienabfolge typischen Sedimentationsart zeigt. Nach der relativ lange andauernden Quarzsandsedimentation nahm in der Ausserertens-Formation mit den bunten Schiefern und Quarziten eine tonig-sandige Sedimentation in wechselndem Maße zu. Dabei haben Bodenunruhen nicht nur zum Einsetzen von Dolomitgeröllschüttungen geführt, sondern auch grobe Quarzkörnerschüttungen mit sich gebracht. Auffallend sind einzelne rosa Quarzkörner in solchen Konglomeratquarzitlagen. Eben solche rosafarbige Quarze sind aus der Wustkogel-Formation bekannt, wo deren Farbton vermutlich auf permische Verwitterung zurückzuführen ist. Dieses Argument reicht allerdings nicht aus das vorliegende Metasediment dem alpinen Verrucano zuzuordnen, da es nach seiner stratigraphischen Position als post-mitteltriadisch anzusehen ist. Außerdem steht es mit Chloritoid-führenden Serizitquarziten in enger Verbindung, die nur bei einem speziellen Al-reichen Pauschalchemismus des Ausgangssedimentes entstehen können (H. G. F. WINKLER, 1976:210). Aus der Wustkogel-Formation sind solche Chloritoid-führenden Gesteine nicht bekannt. Denkbar wäre vielmehr die Herkunft der rosa Quarzkomponenten in den vorliegenden Konglomeratquarziten durch Umlagerung von Wustkogelgesteinen im Keuper.

Zur Frage nach dem Faziesraum, in welchem solche Chloritoid-führenden Serizitquarzite zusammen mit bunten Schiefern auftreten können, kann man zum Vergleich das unterostalpine Semmering-Wechsel-System heranziehen. Der Keuper ist dort durch violette und grüne Serizitschiefer zusammen mit Quarziten gekennzeichnet (A. TOLLMANN, 1977:161 ff.).

Sehr gute Vergleiche kann man auch mit der bereits erwähnten penninischen Obertrias der Seidlwinkldecke in den Mittleren Hohen Tauern anstellen. G. FRASL & W. FRANK (1966) beschreiben dort ehemals tonig-siltige Sedimente, die heute als Chloritoidphyllite vorliegen und vergleichen sie mit den schweizerischen Quartenschiefern.

Solche Vergleiche bestärken die Annahme, daß auch im Gerlosgebiet mit den Gesteinen der Ausserertens-Formation obertriadische Sedimente in vorlandbeeinflusster Keuperfazies vorliegen. Es kam also hier im Gerlosgebiet in der Obertrias der Glocknerdecke durch Heraushebung zu einem nochmaligen Umschlag von karbonatischer zu terrigener Sedimentation.

#### 1.2.4. Bündnerschiefer-Formation

Der Beginn des Jura ist für den hier betrachteten Raum das bedeutendste Ereignis zwischen variszischer und alpidischer Gebirgsbildung überhaupt.

Es beginnt zu dieser Zeit durch die Zerreißung der kontinentalen Kruste die Öffnung des eigentlichen penninischen eugeosynklinalen Troges, in dem in der Folge die mächtigen Serien der Bündner Schiefer abgesetzt werden (W. FRISCH, 1976:380). Deren lithologische Ausbildung ist in Randbereichen des Troges durch terrigene Beeinflussung gekennzeichnet, wogegen in dessen Zentrum Pelite mit Prasiniteinschlüssen vorherrschen.

Die Bündner Schiefer des Gerlosgebietes scheinen auf den ersten Blick monoton zu sein, erweisen sich jedoch bei genauerer Untersuchung als sehr wechselhaft zusammengesetzte, zumeist dünnlagig geschichtete Sedimente. An ihrem Aufbau sind neben immer vorhandenem Serizit und Quarz auch Karbonat in wechselndem Maße beteiligt. Das Mengenverhältnis dieser am Gesteinsaufbau beteiligten Mineralkomponenten ist extremen Schwankungen unterworfen, so daß das Gestein in allen Übergangstypen zwischen kalkfreiem Schwarzphyllit, Kalkphyllit- bis Marmor und Quarzit ausgebildet sein kann.

In nicht metamorphen Gesteinen würde man diese wechselhafte Mineralzusammensetzung gut im Sand-Karbonat-Ton-Dreieck darstellen können. Ich bin mir aber bewußt, daß diese Darstellung in metamorphen Gesteinen nur bedingte sedimentpetrographische Gültigkeit hat. Ferner sind Korngrößenbestimmungen nicht anwendbar, da durch Rekristallisationsvorgänge, Neubildungen und Deformationserscheinungen das Korngefüge vollkommen verändert wird.

Dennoch sind sedimentäre Merkmale ersichtlich. So weist z. B. ein hoher Quarzgehalt sicherlich auf einen vermehrten Sandgehalt hin, und Gesteine mit wenig Quarz und Kalzit sind wahrscheinlich pelitischer Herkunft. Für die Bezeichnung des Gesteins spielt also der Gehalt an Karbonat und Quarz eine hervorragende Rolle. In stratigraphisch höheren Bereichen der Bündner Schiefer des Gerlosgebietes sind in zunehmendem Maße grobklastische Lagen eingeschaltet, und schließlich entwickelt sich eine mächtige Brekzienserie mit schwarzphyllitischem Bindemittel.

Eine grobe Einordnung der Bündnerschiefer-Gesteinstypen nach dem sedimentären Charakter des Ausgangsgesteins kann gut im Schema der folgenden Abbildung gezeigt werden.

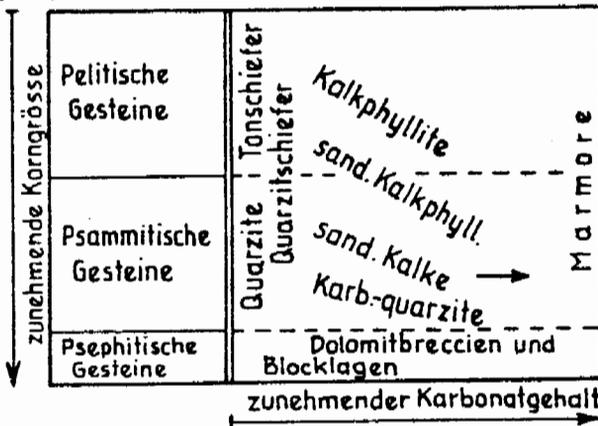


Abb. 1: Klassifizierung der Bündnerschiefer-Gesteinstypen nach Korngröße und Mineralzusammensetzung des Ausgangsgesteins.

Die Vielfalt in der Gesteinsausbildung der Bündner Schiefer ist offensichtlich durch die Art der Sedimentation bedingt, die großteils nach dem Prinzip eines turbiditischen Ablagerungsmechanismus stattgefunden haben könnte. Es ist modellhaft vorstellbar, daß in ein Meeresbecken mit kontinuierlicher pelagischer Sedimentation an dessen Rändern bereitgestellte, terrigene Sedimentmassen hinein glitten. Je nach Art und Menge des in das Meeresbecken eingeglittenen, terrigenen Materials und in Abhängigkeit von der Entfernung vom jeweiligen Schuttfächer konnten sich verschieden mächtige und unterschiedlich zusammengesetzte Sedimentlagen terrigenen Materials ab-

setzen. Berücksichtigt man zusätzlich, daß die distalen Sedimentlagen mehrerer Turbiditströme einander überschneiden können, so erscheint die Wechselhaftigkeit der Gesteinsausbildung verständlich. Die Bildung grobklastischer Dolomitbrekzien und Blocklagen in jüngsten Horizonten der Bündnerschiefer-Formation ist vermutlich das Ergebnis einer aktiven Störung im südpenninischen Ozean.

#### 1.2.4.1. Karbonatfreie Schwarzphyllite und Prasinite

Im Gerlosgebiet findet man karbonatfreie Schwarzphyllite vorwiegend im Bereich südlich des Gerlostales, wo sie oft in Verbindung mit Grünschiefern und Metadiabasen anzutreffen sind (z. B. Auerschlagalm, Arbisgrube).

Die unter dem Überbegriff „Schwarzphyllit“ zusammengefaßte Gesteinsabfolge zeigt fließende Übergänge zwischen ebenflächigen Serizitschiefern, Phylliten und Quarzitschiefern. Phyllite sind meist schwarz, bedingt durch einen hohen Anteil an opakem Pigment. Die Gesteine werden heller und schiefriger, wenn der Quarzgehalt zunimmt, da sich ein Wechsel von Quarz- und Glimmerlagen bildet.

Als ursprüngliche Gesteine kann man sich für die Schwarzphyllite rein detritische, feinkörnige Sedimente vorstellen, die in einem reduzierenden Milieu abgelagert wurden. In der Epizone handelt es sich meist noch um weiche, leicht verwitternde Gesteine, die im Gelände deutliche Depressionen bilden. In Einflußbereichen der höher temperierten Grünschieferfazies wird vielfach Granat gebildet und die Gesteine werden hart und massig, was auf die vermehrte Feldspat-Neubildung zurückzuführen ist (z. B. die Bündnerschiefer-Bereiche Kothüttenalm—Schöntalbach und ENE vom Arbiskogel). Prasinite findet man in Form von Albit-Epidot-Chlorit-Schiefern in den Aufschlüssen der Auerschlagalm, an der Ostflanke des Wimmertales nahe Gmünd und in der Arbisgrube, wo sie mit Metadiabasen vergesellschaftet sind.

Die Einlagerung dieser Grüngesteinszüge in karbonatfreie detritische Tonsedimente erfolgte vermutlich im Anfangsstadium der Bündnerschiefer-Beckensedimentation als Folge der Ausdünnung kontinentaler Kruste. Die Ergüsse der Diabase ereigneten sich vermutlich an Diskontinuitätsflächen im Sediment und bildeten dort Sills aus, während deren Tuffite lagig im Sediment eingelagert wurden.

Die Metadiabase der Arbisgrube lassen ihr ursprüngliches porphyrisch-massiges Gefüge Gefüge noch gut erkennen. Dunkelgrüne, einige Millimeter große, hypidiomorphe Aktinolithesprenglinge sind uralitische Pseudomorphosen nach brauner Hornblende. Das grünlichgraue Grundgewebe besteht aus Chlorit, Epidot und Plagioklasen. Die intersertal texturierten Plagioklasleisten weisen eine nur sehr schwache Füllung mit Mikrolithen eines Epidotminerals auf. Der Großteil an Epidot-Klinozoisit-Mineralien liegt meist in teilweise idiomorphen Kristallen außerhalb der Plagioklasleisten oder ist mit diesen poikiloblastisch verwachsen. Beim vorliegenden epizonalen Metamorphosezustand müßten aber ehemals anorthitreiche Plagioklase eine wesentlich stärkere Mikrolithenfüllung aufweisen (z. B. haben ehemals basische Plagioklase der Zentralgneise eine viel intensivere Mikrolithenfülle). Die schwache Mikrolithenfüllung der vorliegenden Diabas-Plagioklase läßt also vermuten, daß diese schon vor der Regionalmetamorphose Albit-reicher waren. Das basische Ausgangsgestein könnte daher schon vor der Tauernmetamorphose Albit oder Oligoklas anstatt kalziumreicher Plagioklase enthalten haben und demnach der Spilitgruppe angehört haben.

Faziell ist die oben beschriebene Gesteinsvergesellschaftung der Schwarzphyllite und Prasinite von den übrigen im Gerlosgebiet auftretenden Bündnerschiefer-Typen, die keine Grüngesteine beinhalten und durch einen Überhang an detritischem Material

gekennzeichnet sind, abzutrennen. Es sind also im jurassischen Bündnerschieferanteil Anzeichen einer Faziesdifferenzierung in Bereiche wie sie im Östlichen Tauernfenster als „Brennkogelfazies“ und „Glocknerfazies“ beschrieben wurden (G. FRASL & W. FRANK, 1966) vorhanden.

Während aber Gesteinstypen der Brennkogelfazies im Gerlosgebiet dominieren, setzen jene der Glocknerfazies erst in östlicher und westlicher streichender Fortsetzung des Arbeitsgebietes ein (siehe Kap. 2.2.7).

Das enge räumliche Nebeneinanderliegen dieser faziell unterschiedlichen Gesteinsmassen ist im betrachteten Raum vermutlich auf tektonische Vorgänge im Verlaufe des Deckenschubes während der Kreidezeit zurückzuführen.

#### 1.2.4.2. Karbonatreiche Schwarzphyllite

Die Hauptmasse der Bündnerschiefer des Gerlosgebietes besteht aus sehr wechselhaft zusammengesetzten, mehr oder weniger kalkreichen Schwarzphylliten bis Karbonatquarziten.

Als Ausgangsgestein muß man sich sandige Mergel mit detritischer Beeinflussung und unterschiedlichem Karbonatgehalt vorstellen. Fließende Übergänge in der Materialzusammensetzung bedingen die Vielfalt in der Gesteinsausbildung. Es ist also für die Benennung der Gesteine einerseits das Mengenverhältnis von Pelit zu Quarz und Karbonat wichtig, andererseits kommt sedimentologischen Strukturmerkmalen eine gewisse Bedeutung zu. In vielen Fällen kann bei dünnschichtig wechsellagernden Karbonatquarziten und Kalkphylliten bis Phylliten ein distaler turbiditischer Sedimentationsmechanismus angenommen werden (W. FRISCH, 1980).

Reine Kalkphyllite entwickeln sich durch allmählichen Übergang aus dünnlagigen, karbonatreichen Schwarzphylliten (z. B.: Schlucht des unteren Krumbaches SW der Moseltretalm). Sie bilden im allgemeinen eine monoton zusammengesetzte Wechsellagerungsserie weicher karbonatreicher Phyllitlagen mit kompakteren, quarzhaltigen Karbonatphyllitlagen. In manchen Abschnitten tritt eine feine Bänderung durch hellgraue Quarzlagen auf. Einzelne dm-große, gut gerundete, dunkle Kalkkomponenten können plötzlich inmitten der monotonen Kalkphyllite eingelagert sein. Auch Einschaltungen grobkörniger Quarzgeröllagen kommen vor.

Durch Abnahme des Glimmergehaltes kann der Kalkphyllit kontinuierlich in einen sehr kompakten, dunklen sandigen Marmor übergehen. Diese Marmore können wieder durch vermehrtes Quarzsandangebot in Karbonatquarzite übergehen und mit diesen wechsellagern (z. B. Falschbach, SH = 1560–1565 m).

Der am häufigsten anzutreffende Gesteinstyp ist aber ein karbonatreicher Schwarzphyllit, der durch einen Wechsel von dunklen pigmentreichen Phyllitlagen mit grauen Karbonatlagen gekennzeichnet ist. In beiden ist in wechselndem Maße stets Quarz vorhanden, so daß sich sowohl Quarzphyllitlagen als auch Karbonatquarzitlagen ausbilden können.

Von diesen sehr wechselhaft zusammengesetzten Bündner Schiefen hebt sich eine lithologisch markante, rhythmische Schwarzphyllitwechselfolge ab. Sie erstreckt sich vom Westabschnitt des Aufnahmegebietes, wo sie im Bereich Brennfall – unterer Mühlbach ca. 300 Meter mächtig aufgeschlossen ist, über geringermächtige Aufschlüsse im Riederbach und im Weiter-Bärbach bis in den Ostabschnitt des Aufnahmegebietes, wo sie in den Aufschlüssen des Falschbaches durch ein offensichtlich in lateraler Erstreckung wechselndes Angebot an terrigenem Material einen Übergang zu grobklastischen Sedimentlagen zeigt.

Die rhythmische Wechsellagerungsfolge dunkler Serizitphyllite und grauer Karbonatquarzite entwickelt sich zumeist aus gemeinen karbonatreichen Schwarzphylliten und kann auch wieder in diese übergehen. Gradierungen sind darin deutlich feststellbar: Stets setzt im Hangenden einer karbonatfreien Serizitphyllitlage eine Karbonatquarzitlage mit scharfer Grenze ein, und geht schließlich allmählich in eine nächste Serizitphyllitlage über. Der turbiditische Zyklus ist meist durch einen  $\pm$  deutlichen Karbonatsprung vom kalkfreien pelagischen Zyklus unterscheidbar (Abb. 2).

Solche gradierte Schichtfolgen, bei denen die Pelitlagen im allgemeinen karbonatfrei sind, werden als Sedimente eines unterhalb der Kalzitkompensationsgrenze gelegenen distalen Turbiditbereiches angesehen.

Die dunklen, karbonatfreien Serizitphyllitlagen weisen meist einen hohen Graphitgehalt auf und repräsentieren in der vorliegenden rhythmischen Wechselfolge großteils die pelagischen Sedimentationsabschnitte eines distalen Turbiditbereiches. Karbonathältige Partien der Serizitphyllite werden als zum turbiditischen Zyklus gehörig angesehen.

Entsprechend dem Ablagerungsmechanismus in einem distalen Turbiditbereich, bei dem die pelagische Sedimentation durch plötzlich einsetzende, gröberkörnige Schüttungen terrigenen Materials unterbrochen wird, sind auch zumeist die Mächtigkeiten der Serizitphyllitlagen ausgebildet. Je nach Dauer des pelagischen Intervalls können sie mm- bis cm-mächtige Lagen bilden.

In jenen Fällen, wo die Pelite dünnste karbonathältige Lagen oder Häutchen zwischen Karbonatquarzitlagen bilden, fehlt entweder der pelagische Anteil des Turbidits, oder er wurde über der CCD abgelagert.

Graue Karbonatquarzitlagen entwickeln sich bei entsprechendem Materialangebot zumeist mit scharfer Grenze aus graphitreichen Serizitphylliten und gehen wieder kontinuierlich in diese über. Dünne graphitische Serizithäutchen bewirken den grauen Farbton der Karbonatquarzite und kennzeichnen deren sedimentär angelegte, enge Verbindung zu den dunklen Serizitphyllitlagen. Die metamorphen Quarzkorngrößen der Karbonatquarzitlagen bewegen sich zumeist in Dimensionen ehemaliger Psammite. In manchen grobklastischen Abschnitten lagen primär Psephite vor. An einigen Stellen (z. B. Mühlbach SH = 1125–1220 m) fällt eine schwache Quarzkorngrößengradierung in den Karbonatquarziten auf. Sie ist vermutlich das metamorphe Abbild einer primär sedimentär angelegten Korngrößengradierung.

In manchen Horizonten der rhythmischen Schwarzphyllitwechselfolge bilden sich in deren Karbonatquarzitlagen Brekzien aus. Die Komponenten dieser Brekzien sind Dolomit und Quarz. Das Bindemittel ist Karbonatquarzit oder sandiger Marmor.

Die Brekzien entwickeln sich in der vorliegenden Wechselfolge allmählich über vorerst nur vereinzelt auftretende Einstreuungen von mm- bis cm-großen Dolomitkomponenten in den Karbonatquarzitlagen, die dann ihrerseits eine Zunahme gröberklastischer Quarzkomponenten zeigen, bis zu grobklastischen Brekzienlagen einzelner Horizonte. Während im Westabschnitt (Bereich Brennstaßl—Mühlbach) charakteristischer Weise eine dünnschichtige Wechsellagerungsabfolge mit nur wenigen Feinbrekzienlagen vorherrscht, bildete sich in der rhythmischen Schwarzphyllitwechselfolge des Ostabschnittes (Bereich Falschbach) ein Sedimentationsüberhang grobklastischen terrigenen Materials aus. In ihrem Westabschnitt entspricht also die lithologische Ausbildung der rhythmischen Schwarzphyllitwechselfolge einer mehr distalen Position ihres Ablagerungsraumes, wogegen sie im Ostabschnitt für eine mehr proximale Position ihres Ablagerungsraumes spricht und durch die Ausbildung grobklastischer Brekzien hier

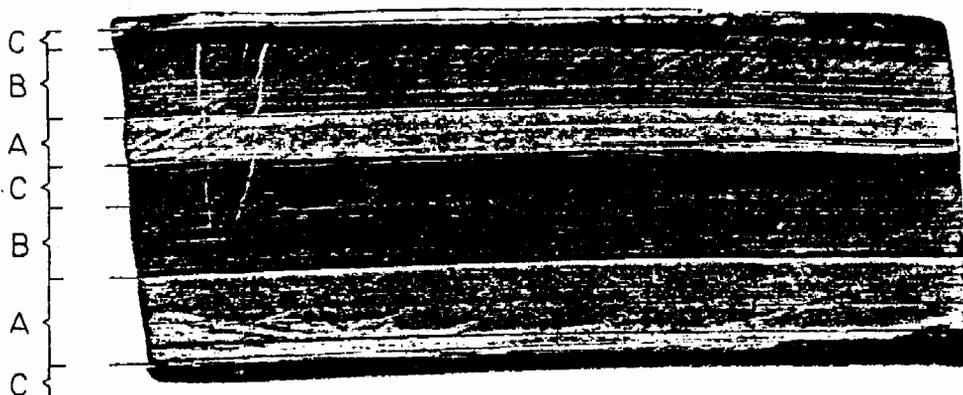


Abb. 2: Gradierung in Schwarzphylliten der Bündnerschiefer-Formation (P 542, Mühlbach, SH = 1205 m).

Turbiditischer Zyklus: A – Karbonatquarzit; B – Karbonatreicher Quarz-Serizitphyllit (Übergangsbereich).

Pelagischer Zyklus: C – Karbonatfreier Serizitphyllit.

ein Bindeglied zu den im Norden anschließenden, jedoch tektonisch getrennt vorliegenden Brekzien der Richbergkogelzone gegeben ist.

#### 1.2.4.3. Psephitische Bündnerschiefer (Brekzien Members)

Im Raume Gerlos finden sich verschiedentlich Gesteine der sogenannten „Nordrahmenzone“, wie sie in charakteristischer Weise im östlichen Tauernfenster entwickelt ist (W. FRISCH & F. POPP, 1981). Hier ist speziell die den Nordrand des Penninikums begleitende Brekzienzone (Richbergkogelzone) gemeint, die durch Übergänge mit Bündnerschiefern verbunden ist und die jüngste Sedimentationsabfolge innerhalb der Bündnerschiefer-Formation darstellt.

Die Gesteine der Richbergkogelzone sind wiederum in der Tauchfaltenstruktur der Glocknerdecke (siehe Kap. Tektonik) mit Brekzien des zentralen und südlichen Bündnerschiefer-Bereiches verbunden.

Die hier behandelten psephitischen Bündnerschiefer stellen grobklastische marine Beckensedimente und Rinnensedimente in einem schmalen und tektonisch unruhigen, unterkretazischen Trog dar, dessen paläogeographische Position sich zur Unterkreidezeit in einem nördlich an die unterostalpine Schwellenzone anschließenden Ablagerungsraum befand.

##### 1.2.4.3.1. Der nördlichste Brekzienzug (Richbergkogelzone)

Diese wechselhafte, in charakteristischer Weise karbonat-quarzitisch-schiefrig ausgebildete Brekzienabfolge des nördlichsten Brekzienzuges wurde von H. DIETIKER (1938:85) „Richbergkogelserie“ benannt und damals zur Matreier Zone gestellt. Die namensgebende Lokalität war der Richbergkogel, in welchem diese Serie mächtig und typisch ausgebildet ist.

In der vorliegenden Arbeit wird dieser nördlichste Brekzienzug „Richbergkogelzone“ genannt. Diese streicht Ost-West und grenzt im Hangenden an den unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllit, der die Richbergkogelzone mit tektonischer Diskordanz überlagert, so daß sie in ihrer streichenden Erstreckung nach Osten linsenförmig auskeilt.

Die Gesteinsabfolge der Richbergkogelzone läßt eine Entwicklung von kalkreichen Schwarzphylliten an der Basis (= Bündnerschiefer-Beckensedimentation) über anfänglich spärliche Dolomitgeröllschüttungen und Geröllschiefer mit porphyrischen Komponenten, später sandigen Feinbrekzienkalken und blaugrauen Dolomitbrekzienkalken bis zu grobklastischen sandig-schieferigen Brekzien, in welchen Dolomit-Olistholithe enthalten sein können, erkennen.

Im folgenden wird versucht, diese Sedimentabfolge nach ihren lithologischen Schwerpunkten in Abschnitte (A, B, C) zu gliedern und eine schematische Normalabfolge in der Richbergkogelzone zu skizzieren:

**A b s c h n i t t A:** Karbonatreiche Schwarzphyllite sind steht im liegenden Abschnitt der schiefrig-brekziösen Sedimentabfolge anzutreffen. Sie sind durch einen dünn-schichtigen Wechsel von Karbonatquarzitlagen mit Schwarzphyllitlagen gekennzeichnet, weisen also auf Beckensedimentation hin. Gleichzeitig treten erste, spärlich eingestreute Dolomitfeinbrekzienlagen auf.

In Hangendbereichen der karbonatreichen Schwarzphyllite treten lokal in turbiditischen Zyklen sedimentierte Geröllschieferlagen und karbonatfreie Pelitlagen auf. Das Fehlen von Karbonat in diesen dunklen Pelitlagen könnte auf Lösungsvorgänge durch das, bei der Zersetzung von organischem Material frei werdende CO<sub>2</sub> zurückgeführt werden; es muß also nicht unbedingt eine extreme Vertiefung des Sedimentationsraumes zur Kalzitkompensation geführt haben. Die Geröllschieferlagen sind je nach ihrem Phyllitanteil ein  $\pm$  kompaktes, flaserig texturiertes Konglomeratgestein. Dieses setzt sich überwiegend aus deformierten Kristallinbruchstücken und Quarzkomponenten mit serizitquarzitischem Bindemittel zusammen. Manche Quarzkomponenten erweisen sich unter dem Mikroskop als Porphy Quarze. Mit untergeordnetem Anteil sind ausgewalzte Dolomitbruchstücke, detritäre Biotitplättchen und Schwarzphyllitkomponenten des aufgearbeiteten Untergrundes enthalten.

Bei den Geröllschiefern handelt es sich offensichtlich um rhythmisch einsetzende, grobkörnige Sedimente, die infolge eines Ereignisses (z. B. Hochwasserführung im Liefergebiet) in submarine Rinnen gelangt sein könnten.

Die Geröllschiefer der Richbergkogelzone entsprechen lithologisch weitgehend jenen der Nordrahmenzone der Östlichen Hohen Tauern (vgl. CH. EXNER, 1979: 17 ff.).

Sie stehen hier sozusagen am Beginn eines grobklastischen und sehr brekzienreichen Sedimentationsabschnittes im stratigraphisch höchsten Teil der Bündnerschiefer-Formation.

**A b s c h n i t t B:** Im Hangenden geht die lithologische Entwicklung über sandige graue Kalke, karbonatische Chloritquarzite und blaugraue Kalke, in welchen erste, in rhythmischer Abfolge eingestreute Dolomitbrekzienlagen enthalten sind, bis zu blaugrauen Brekzienkalken. In diesen Gesteinstypen sind dünne Schwarzphyllithäutchen und intergranular eingelagertes opazitisches Pigment enthalten, wodurch sie ihre lithologische Verbundenheit mit den liegenden Schwarzphylliten zeigen. Außerdem kann man im Gelände Übergänge durch Wechsellagerung grauer sandiger Kalke mit Schwarzphyllitlagen beobachten.

**A b s c h n i t t C:** Sandig-schiefrige Brekzien entwickeln sich aus blaugrauen Brekzienkalken durch Zunahme der Brekzienschüttung bei gleichzeitiger Reduzierung der Kalzitmatrix. Diese Brekzien sind durch ein mengenmäßig stark reduziertes quarzsandig-schiefriges Bindemittel und durch ein völlig unsortiertes Gemenge von fein- bis grobklastischen Brekzienkomponenten gekennzeichnet.

Neben Dolomitkomponenten, Kristallingeröllen und Schwarzphyllitflatschen enthalten sie auch blaugraue Kalkkomponenten. Diese entsprechen lithologisch den liegenden blaugrauen Kalken und müssen als deren Aufarbeitungsprodukte in der sandig-schiefrigen Brekzie angesehen werden. Die dazu notwendige aktive Störung wird durch die Annahme einer Subduktionszone erklärt (Abb. 4). Schließlich kann man grobklastische sandig-schiefrige Brekzien, denen einzelne mächtige Dolomitblöcke eingelagert sind, in den höchsten Abschnitten der schiefrig-brekziösen Sedimentabfolge beobachten.



Abb. 3: Schematisches Säulenprofil durch die schiefrig-brekziöse Sedimentabfolge der Richbergkogelzone.

#### 1.2.4.3.1.1. Sedimentologische Interpretation der schiefrig-brekziösen Ablagerungen der Richbergkogelzone.

Als sedimentologisches Modell für eine Interpretation der gesamten marinen schiefrig-brekziösen Sedimentabfolge der Richbergkogelzone bietet sich die Faziesverteilung eines vorstoßenden Tiefseerinnen-Environments an.

Vergleichbare rezente Faziesabfolgen sind aus den Bereichen aktiver Subduktionszonen bekannt geworden.

D. J. W. PIPER et al. (1973) und J. C. MOORE & D. E. KARIG (1976) beschreiben Faziesverteilungen und Serien mit Kornvergrößerungen gegen das Hangende aus solchen Subduktionszonen. Diese dienen hier als Vorlage für die schematische Darstellung der faziellen Beziehungen und des Ablagerungsmechanismus der schiefrig-brekziösen Sedimente der Richkogelzone (Abb. 4).

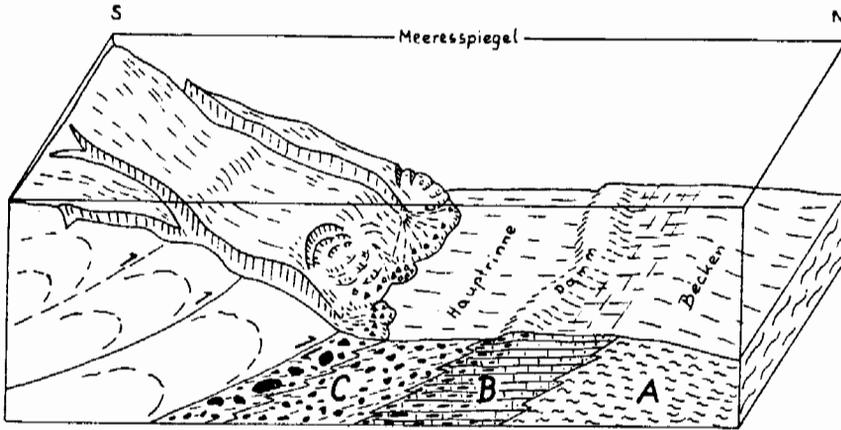


Abb. 4: Schematische Darstellung der Faziesbereiche von schiefrig-brekziösen Sedimenten der Richbergkogelzone als Tiefseerinnenablagerungen an einem tektonisch aktiven Beckenabhang. Als Modell dienten die an rezenten Tiefseerinnen bekannt gewordenen Faziesverteilungen von D. J. W. PIPER et al. (1973) und J. C. MOORE & K. E. KARIG (1976). A, B und C: Projektion der in Abb. 3 dargestellten und beschriebenen Abschnitte der schiefrig-brekziösen Sedimentabfolge der Richbergkogelzone in das Modell.

Die Subenvironments eines solchen Tiefseerinnenbereiches sind die eigentliche, dem mobilen Beckenabhang parallellaufende Hauptrinne, ein marginaler Bereich (Dammablagerungen) über den die Hauptrinne seewärts mit dem Beckenbereich in Verbindung steht.

In der Achse der Hauptrinne vollzieht sich der Schwerpunkt der terrigenen Sedimentation in Form von Turbiditablagerungen. Die Sedimentzufuhr erfolgt über Canyons. Das zu erwartende Paläoströmungsmuster sollte überwiegend parallel der Rinnenachse orientiert sein.

Von der Abhangseite her schütten lokal begrenzte Fächer, die durch grobklastisches Material, aber auch durch submarine Rutschungsablagerungen charakterisiert sind, in den Rinnenbereich. Über den durch starke Karbonatsedimentation gekennzeichneten Dammbereich erfolgt der Übergang des Rinnenbereiches zu pelitreichen Sedimenten des Beckenbereiches.

Die kalkreichen Schwarzphyllite der Richbergkogelzone repräsentieren pelagische Beckensedimente. Ihr hangender Abschnitt liegt teilweise bereits in intensiv terrigen beeinflusster Beckenfazies vor, was in der turbiditischen Sedimentation von Geröllschieferlagen zum Ausdruck kommt. Im Dammbereich findet man blaugraue Kalke, die einerseits mit pelitischen Sedimenten der Beckenfazies verzahnen und über sandige graue Kalke aus diesen hervorgehen, andererseits durch das zyklische Einsetzen gröberklastischer Dolomitbrekzienlagen und Übergänge zu blaugrauen Brekzienkalen bereits im Bereich der Hauptrinne stehen.

Die sandig-schiefrigen Brekzien repräsentieren den Einflußbereich der Sedimentfächer, die vom Beckenabhang her senkrecht zur Längserstreckung der Hauptrinne vorstoßen.

Für die grobklastische sandig-schiefrige Brekzie kann ein Transport in Schuttströ-

men und subaquatischen Rutschungen angenommen werden, wobei es auch zum Einleiten einzelner Dolomitblöcke kam.

#### 1.2.4.3.2. Brekzien im zentralen Bündnerschiefer-Bereich

Der zentrale Bündnerschiefer-Bereich beinhaltet im Westen die Aufschlüsse im Bereich Brennstill-Mühlbach, die in ihrer östlichen Fortsetzung unter Mitteltriaskarbonaten und Wustkogel-Formation eines invers liegenden Schenkels der Glocknerdecke eintauchen und erst im Bereich der Gerlostalalm wieder zutage treten. Im Osten umfaßt der zentrale Bündnerschiefer-Bereich die Aufschlüsse in der Zone von der Gerlostalalm – Riederbach (SH = 1570–1670 m) – Kellneralm – Pröllerbach und Weiterbärbach – Krumbachtal – bis zum Falschbach.

In manchen Horizonten der rhythmischen Schwarzphyllitwechselfolge des zentralen Bündnerschiefer-Bereiches (Kap. 1.2.4.2.) bilden sich in deren Karbonatquarzitlagen Brekzien aus.

Die Komponenten dieser Brekzien sind Dolomit und Quarz. Das Bindemittel ist Karbonatquarzit oder sandiger metamorpher Kalk. Die Brekzien entwickeln sich in der vorliegenden Wechselfolge allmählich über vorerst nur vereinzelt auftretende Einstreungen von mm- bis cm-großen Dolomitkomponenten in den Karbonatquarzitlagen, die dann ihrerseits eine Zunahme gröberklastischer Quarzkomponenten zeigen, bis zu grobklastischen Brekzienlagen einzelner Horizonte.

Während im Westabschnitt (Bereich Brennstill–Mühlbach) eine charakteristisch ausgebildete, dünnsschichtige Wechselfolge mit nur wenigen Feinbrekzienlagen vorherrscht, bildet sich in der rhythmischen Schwarzphyllitwechselfolge des Ostabschnittes (Bereich Falschbach) ein Überhang bei der Sedimentation grobklastischen terrigenen Materials aus. Im Aufschluß des Falschbaches (SH = 1575 m) ist in dieser grobklastischen Sedimentabfolge ein mehrere Meter mächtiger Abschnitt mit zyklischer Quarz-Dolomit-Brekzienschüttung enthalten. Metamorpher Kalk, sandiger Kalkmarmor und Karbonatquarzit bilden die Matrix, die immer auch dunkle Serizitphyllitschmitzen führt. Quarz- und Dolomitbruchstücke sind die Komponenten der Brekzienlagen. Die Korngrößen schwanken bei Dolomitkomponenten im mm- bis dm-Bereich, während Quarzkomponenten maximal cm-Dimensionen erreichen. Auch diese brekziösen Sedimentationszyklen weisen Gradierungen auf:

Grobklastische Quarz-Dolomit-Brekzien mit karbonatquarzitischer Matrix gehen kontinuierlich in sandige Kalke und Karbonatquarzite über. Schließlich kennzeichnen dünne Kalklagen einen ruhigen Sedimentationsabschnitt vor dem Einsetzen der nächsten Grobklastikalage.

Ein anderer, lithologisch markanter Brekzienzug des zentralen Bündnerschiefer-Bereiches baut die Nordflanke des Pröllerbaches auf und kann von dort gegen Osten über Anrisse im Hang SW unterhalb der Falschalm (SH = 1600 m) – die Aufschlüsse im Falschbach (SH = 1620–1635 m) – bis zum Hangabriß westlich der Äußeren Königsleitenalm (SH = 1820 m) verfolgt werden.

Lithologisch entwickeln sich diese Brekzien aus schwarzen Kalkphylliten, die anfangs Übergänge in graue Karbonatquarzite und grünbraune, karbonatführende Quarzite (ein Chloritquarzit mit feinverteiltem Dolomitgrus, der in äquivalenter Ausbildung auch für die Richbergkogelzone charakteristisch ist) zeigen und zum Hangenden hin in pigmentfreie helle Karbonatquarzite übergehen. Dunkle und helle Karbonatquarzit-typen weisen durch Einschaltungen dolomitführender Quarzlagen einen Lagenbau im cm-Bereich auf. Durch das Einsetzen grobklastischer Schüttungen von terrigenem

Quarz und Dolomit bilden sich Brekzienlagen in pigmentfreier heller Karbonatquarzitmatrix. Im Hangenden entwickelt sich durch das Einsetzen von opazitischem Pigment ein grauer Brekziotyp, der schließlich durch Wechsellagerung in kalkreiche Schwarzphyllite übergeht.

#### 1.2.4.3.3. Der südlichste Brekzienzug

Im südlichen Bündnerschiefer-Bereich entwickeln sich aus Schwarzphylliten und Serizitchloritphylliten mehrere Horizonte mit sandig-schiefrigen Dolomitbrekzien, dolomitdetritusführenden Karbonatquarziten und kalkreichen Arkosegneisen.

Am besten aufgeschlossen findet man diese Sedimentationsabfolge in den Aufschlüssen des oberen Wilden Baches (SH = 1820–1960 m). Dort lagert die Brekzienserie saiger zwischen Mitteltriaskarbonaten eines invers lagernden Schenkels der Glocknerdecke im Norden und Grauwackengneisen der Porphyrmaterialschiefer-Formation im Süden. Heute sind diese Aufschlüsse durch Planierungsarbeiten, die im Zuge der Erschließung dieses Gebietes für den Wintersport durchgeführt wurden, größtenteils verschüttet.

In östlicher Fortsetzung der Aufschlüsse des oberen Wilden Baches findet man die Gesteinstypen dieser Brekzienabfolge nur noch in einigen kleineren Aufschlüssen beim Arbiskogel.

Gegen Westen hin geben die Aufschlüsse am Mitterjoch und im Bereich der Weißbachalm Einblick in die tetonisch stark gefaltete und verschuppte Serie.

Im Profil des oberen Wilden Baches (Abb. 5) konnte man drei grobklastische Brekzienhorizonte ausscheiden.

In der gesamten Sedimentabfolge des Profils treten feldspatreiche sandige Kalke bis kalkreiche Arkosegneise charakteristischerweise im Verband mit brekziösen Horizonten auf. Sie bilden dann auch das Bindemittel der grobklastischen Dolomitbrekzienlagen.

Die Übergänge von pelitischer Sedimentation zu solchen feldspatreichen Sandlagen ergeben sich offensichtlich durch das zeitweilige Einsetzen von Schüttungen eines aufgearbeiteten Kristallinmaterials, das zumindest teilweise aus Arkosen bestand. In solchen Fällen sind zahlreiche Feldspatklasten, die vor ihrer Regenerierung schon mehr oder minder verwittert waren, enthalten. Sie zeigen unter dem Mikroskop oft einen durch verschiedene Substanzen verunreinigten und von Rissen durchsetzten Kern, der mit klarer Feldspatsubstanz ausgeheilt und umwachsen wird.

G. FRASL (1958:369 f.) beschreibt ebensolche kalkreiche Arkosegneise aus dem hinteren Seidlwinktal, die dort ebenfalls innerhalb meist kalkfreier Bündnerschiefer eingeschaltet sind und mit zum Teil Dolomitgerölle-führenden Schwarzphylliten, Quarziten und Karbonatquarziten durch Übergänge verbunden sind. G. FRASL bezeichnet diese grauen Paragneise als „Bündnerschiefergneise“. Das Auftreten äquivalenter Gesteinstypen mit ähnlichen lithologischen Verknüpfungen in den Mittleren Hohen Tauern könnte daher als zusätzliches Argument für die Zugehörigkeit des südlichsten Brekzienzuges des Gerlosgebietes zur Bündnerschiefer-Formation gewertet werden. Das hervorragende Charakteristikum der brekziösen Horizonte sind Lagen mit sandig-schiefrigen Dolomitbrekzien, die in Zusammensetzung und Habitus jenen der Richbergkogelzone gleichen und ebenfalls im stratigraphisch höchsten Horizont als sehr grobklastische Dolomitbrekzie mit einzelnen mächtigen Dolomitblöcken ausgebildet sind. Das Bindemittel solcher Dolomitbrekzien ist schiefriger Karbonatquarzit oder sandiger metamorpher Kalk.

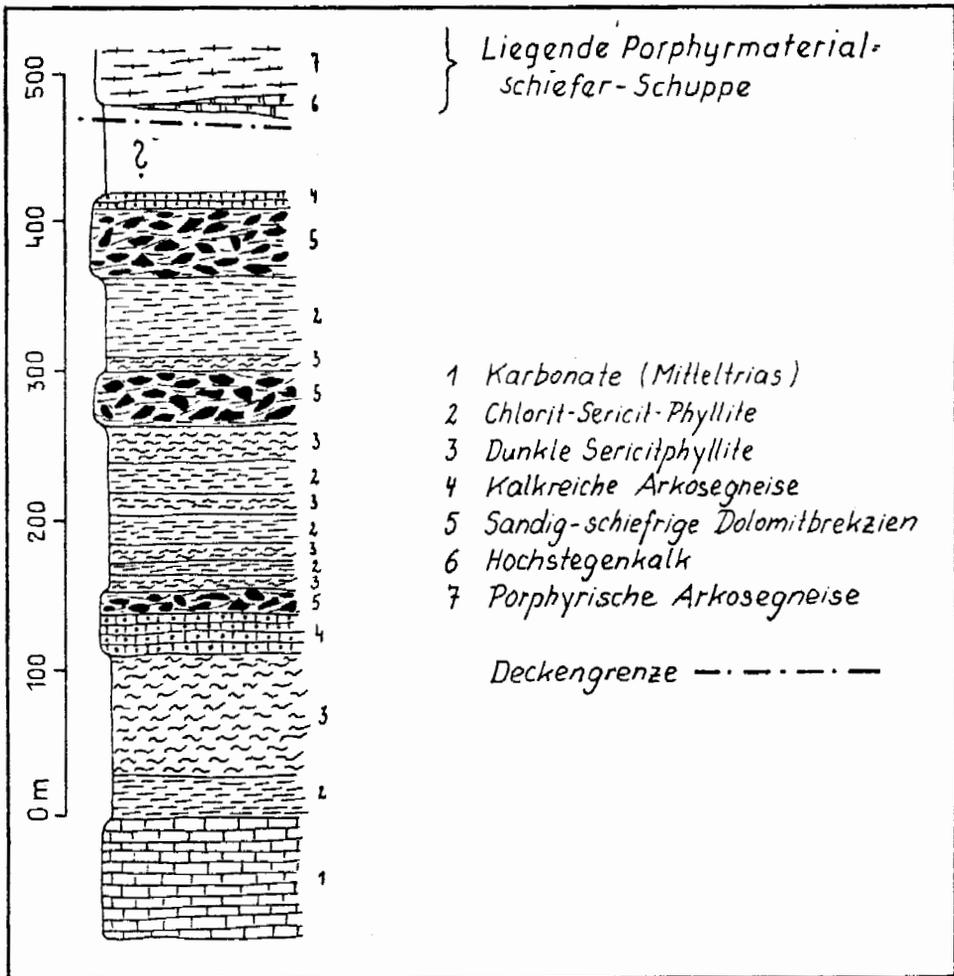


Abb. 5: Säulenprofil der Sedimentabfolge des südlichsten Brekzienzuges im oberen Wilden Bach; dargestellt in stratigraphisch aufrechter Schichtfolge.

Bisweilen kann man im Verband der Brekzien auch Dolomitsandlagen und Dolomitdetritus-führende Karbonatquarzitlagen beobachten.

#### 1.2.4.3.4. Dolomitschollen

Von Interesse sind Dolomitschollen in Dimensionen vom Meterbereich bis zu mehreren Zehnermetern, die im Gerlosgebiet an mehreren Stellen in Schwarzphylliten und grünen Chloritsericitphylliten eingelagert sind.

Die grünen Sericitphyllite der Richbergkogelzone enthalten im Profil des Ausserer-

tensbaches (SH = 2030 m) stark gelängte, im Längsschnitt 0,5 bis 3 Meter große, gelb anwitternde Dolomitblöcke. Im zentralen Bündnerschiefer-Bereich findet man im Südhang der Fußalm (SH = 1820 m) mehrere Zehnermeter mächtige Dolomitschollen, die morphologisch aus ihrer schiefrigen Umgebung hervorragen.

Wenige hundert Meter westlich davon sind im Profil des Falschbaches in drei übereinander folgenden Horizonten Dolomitschollen in grünen Chloritserizitphylliten und karbonatreichen Schwarzphylliten eingelagert:

Der erste Dolomitschollenhorizont setzt bei SH = 1650 m ein. Über karbonatreichen Schwarzphylliten setzen grüne Chloritserizitphyllite ein, die im tieferen Abschnitt Zentimeter- bis Dezimeter-große Dolomitkomponenten führen und im höheren Abschnitt mehrere Meter große Dolomitblöcke enthalten. Darüber folgen karbonatreiche Schwarzphyllite und graphitische Quarzite.

Der zweite Horizont zeigt im Aufschlußbereich (SH = 1665 m) in grünen Chloritserizitphylliten nur Dolomitkomponenten mit Dezimeterdimensionen. Der dritte Dolomitschollenhorizont (SH = 1670 m) liegt in karbonatreichen Schwarzphylliten und enthält eine ca. 4 Meter große Scholle, die aus einem grauen Dolomitblock mit Resten von weißen Serizitquarziten besteht. Das Dolomitmaterial entspricht lithologisch jenem der Mitteltriaskarbonat-Formation der Glocknerdecke, die Serizitquarzitreste könnten von Psammiten der Ausserertens-Formation stammen. Die Genese der Dolomitschollen wird in Form von synsedimentären Eingleitungen als Olistholithe angenommen (W. FRISCH & F. POPP, 1981).

#### 1.2.4.3.5. Vergleich der Brekzienvorkommen in der Bündnerschiefer-Formation

Das in der vorliegenden Arbeit gewonnene Bild der tektonischen Lagerungsverhältnisse und die Lithologie der Brekzienhorizonte zeigen, daß die im Gerlosgebiet auftretenden Brekziengänge allesamt zur Bündnerschiefer-Formation der Glocknerdecke gehören.

Die größte Vielfalt der Brekzienausbildung weist der nördlichste Brekzienzug (Richkogelzone) auf. Hier stellte sich heraus, daß Sedimente vorliegen, die in den Faziesbereichen einer Tiefseerinne abgelagert wurden (Kap. 1.2.4.3.1.1.). Die in einem solchen Ablagerungsbereich schon primär verstärkte Sedimentationsrate und die tektonische Ausbildung von übereinander gestapelten Sedimentkeilen werden als Ursache für die große Mächtigkeit (bis 800 m) der Richbergkogelzone angesehen.

Die im zentralen Bündnerschiefer-Bereich auftretenden Brekzien werden, was die Feinbrekzien des Bereiches Mühlbach-Brennstall betrifft, als Sedimente eines distalen Turbiditbereiches angesehen (Kap. 1.2.4.2.). Im Bereich des Falschbaches findet man schließlich Übergänge zu gröberklastischen Brekzienlagen, die einem mehr proximalen Turbiditbereich entsprechen (Kap. 1.2.4.2.).

Der Brekzienzug des Pröllerbaches (Kap. 1.2.4.3.2.) enthält schließlich Gesteinstypen die z. T. jenen der Richbergkogelzone äquivalent sind (z. B. grünbrauner Karbonatquarzit). Im südlichsten Brekzienzug treten in drei Horizonten gröberklastische Dolomitbrekzien (Abb. 5) auf, die in ihrem lithologischen Aufbau gut mit jenen der Richbergkogelzone und des zentralen Bündnerschiefer-Bereiches übereinstimmen. Die kalkreichen Arkosegneislagen des südlichsten Brekzienzuges (Kap. 1.2.4.3.3.) werden als lithologisches Äquivalent zu den grauen sandigen Kalken (Kap. 1.2.4.3.1.) der Richbergkogelzone angesehen.

### 1.3. Unterostalpin

Der unterostalpine Innsbrucker Quarzphyllit überlagert im Gerlosgebiet den penninischen Brekzienzug der Richbergkogelzone und war gemäß der Themenstellung die nördlichste Begrenzung bei den Geländeaufnahmen der vorliegenden Arbeit.

Die schmutziggrauen, durch ihren Chloritgehalt oft grünlich gefärbten Quarzphyllite begrenzen an der Linie von Karhütten im Westen – über die Scharte nördlich vom Pfeiler – Innerertenskaralm – Isskogel – Krumbachalm – Sperr Asten – bis in den oberen Falschbach im Osten die penninische Bündnerschiefer-Formation. Trotzdem Blocksturzmaterial aus Quarzphyllit die Deckengrenze weitgehend verdeckt, ist eine auffallende Diskordanz der Quarzphyllite zum unterlagernden penninischen Brekzienzug der Richbergkogelzone deutlich dadurch erkennbar, daß die mächtige Brekzienabfolge der westlichen Richbergkogelzone gegen Osten durch die diskordante Überlagerung des Quarzphyllits bis auf wenige basale Schichtglieder reduziert vorliegt.

## 2. Tektonik

### 2.1. Venedigerdecke

Die vorliegende Kartierung erfaßt mit der Kirchspitzschuppe und der Porphyrmaterialschieferschuppe Gesteine der tektonisch tiefer liegenden Venedigerdecke.

Die Kirchspitzschuppe steht nach O. THIELE (1974:68 f.) über die Grenzen des Aufnahmegebietes hinaus mit der südlicher gelegenen Schönachmulde in Verbindung und kann als Äquivalent der in westlicher Fortsetzung auftretenden Höllensteingneise angesehen werden (W. FRISCH, 1974:14).

Die Porphyrmaterialschieferschuppe des Aufnahmegebietes entspricht der Wolfendorgecke (W. FRISCH, 1974:11) am Tauernwestende. Sie überlagert die mesozoische Bedeckung der Kirchspitzschuppe mit tektonischem Kontakt und trägt selbst ebenfalls Mesozoikum in Hochstegfazies.

Beide Gesteinszüge, Kirchspitzschuppe und Porphyrmaterialschieferschuppe ziehen steil nordfallend durch den südlichen Abschnitt des Aufnahmegebietes.

### 2.2. Glocknerdecke

Die Tektonik der Glocknerdecke läßt sich im Gerlosgebiet durch einen mehrfach überprägten, isoklinalen Faltenbau invers lagernder Gesteinsformationen charakterisieren. Dies entspricht im wesentlichen der Vorstellung F. KARLS (1952:9), der die mehrfache Wiederholung gleicher Gesteinsserien im Gerlosgebiet als eingeebte Deckfalten interpretierte.

Die Gesteinsformationen der Glocknerdecke liegen hier am Nordrand des Tauernfensters als wulstartige Anschoppung mit nordvergenten Tauchfaltenstrukturen vor und weisen über große Abschnitte des Aufnahmegebietes tektonisch bedingte, inverse Lagerung auf (Abb. 6). Sie überlagern die tektonisch tieferen Einheiten der Porphyrmaterialschieferschuppe und der Kirchspitzschuppe (O. THIELE, 1974). Im Norden werden die Gesteinsformationen der Glocknerdecke von der unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllitdecke überlagert. Bei der Beurteilung der tektonischen Lagerungsverhältnisse der Gesteinsformationen der Glocknerdecke nimmt der Westabschnitt des zentralen Kartierungsbereiches eine Schlüsselstellung ein.

Wie aus der geologischen Karte ersichtlich ist, taucht die im Bereich Brennstaß-Mühlbach auftretende Bündnerschiefer-Formation gegen Osten unter tunnelförmig ge-

wölbten älteren Gesteinsformationen ab, wobei die Mitteltriaskarbonat-Formation des Bereiches Astach–Stockachaste sozusagen den Tunnelrahmen unter der Antiklinalform der tektonisch hangenden Wustkogel-Formation des Bereiches Graseggaste–Wandalm bildet.

Weiter östlich taucht im Bereich der Gerlostalalm die Bündnerschiefer-Formation unter ihrer zwiebelschalenartig aufgebauten tektonischen Überdeckung wieder auf und streicht in einer immer breiter werdenden Zone gegen Osten, wo sie im Bereich des Krummbachtales ihre größte Mächtigkeit erreicht, während ihre tektonische Überdeckung hier großteils fehlt.

Insgesamt gesehen liegt in weiten Abschnitten des Kartierungsgebietes der inverse Schenkel einer nordvergenten Glocknerdecken-Tauchfalte vor, deren  $B_1$ -Achsen durch flaches WSW-Fallen im Westabschnitt eine Anschoppung der Gesteinsformationen bewirkten, im Ostabschnitt hingegen eine Aufwölbung entstand, in welcher die tektonisch liegende Bündnerschiefer-Formation mächtig zutage tritt. Dieser in ihrem E–W-Streichen weitgespannten Wölbung der Gesteinsformationen liegt eine Wölbung des B-Achsenplanes um N–S gerichtete Querachsen zugrunde (siehe Kap. 2.2.5.).

Im Nordabschnitt des Kartierungsgebietes liegt im hangenden Teil des von der Fußalm über die Nöckentalalm bis zum Gerlostaljoch E–W streichenden Wustkogel-Gesteinszuges spärlich vorhandenen Dolomitspänen der Mitteltrias, dem Ausserertensquarzitzug (= Larmer Schuppe, O. THIELEs 1974:71), etwas Bündnerschiefern und den Brekzien der Richbergkogelzone ein aufrechter, steil nordfallender Schenkel der Glocknerdecken-Tauchfalte vor, deren Faltenscharnier im obgenannten Wustkogelzug liegt. Durch das Auftreten gleicher, jedoch inverser Schichtabfolgen im Liegenden dieses Wustkogelzuges wird die Faltenstruktur bestätigt und gleichzeitig die Zusammengehörigkeit der Brekzien der Richbergkogelzone mit jenen des zentralen Bündnerschiefer-Bereiches ersichtlich. Ferner wird die prostratigraphische Stellung des Ausserertensquarzituges als obertriadisches Sediment und dessen stratigraphische Zugehörigkeit zu Serizitquarziten des Zentralbereiches deutlich.

In ihrem Südabschnitt besteht die Glocknerdecke des Gerlosgebietes gänzlich aus inversen Serien des Liegendenschenkels ihrer Tauchfaltenstruktur. Es ist daher sehr wahrscheinlich, daß auch die über dem Hochstegenmarmor der Porphyrmaterialschieferschuppe liegenden dunklen Phyllite und Brekzien (z. B. oberer Wilder Bach) zur Schichtfolge der Glocknerdecke gehören.

Neben diesem strukturellen Argument sprechen auch lithologische Vergleiche mit Brekzien des zentralen Bündnerschiefer-Bereiches und der Richbergkogelzone für diese Auffassung.

Zusätzlich sind ebenso wie in der Richbergkogelzone in den stratigraphisch jüngsten Horizonten grobklastische Dolomitbrekzien ausgebildet.

Das Auftreten von gegenüber der Hauptmasse der terrigen beeinflussten sandigbrekziösen Bündner-Schiefer lithofaziell andersartigen Gesteinen innerhalb der Bündnerschiefer-Formation (z. B. Kalkphyllite und Prasinite des Plattenkogels) bringt keine Probleme mit sich, da man diese in Form einer lateralen Faziesverzahnung zwanglos in die vorliegende Großfaltenstruktur einbeziehen kann.

Es ist also die tektonische Grenze zwischen Venedigerdecke und Glocknerdecke aus unserer Sicht zwischen dem Mesozoikum (Hochstegenfazies) der Porphyrmaterialschieferschuppe und den darüber folgenden brekziösen Phylliten der Bündnerschiefer-Formation zu ziehen.

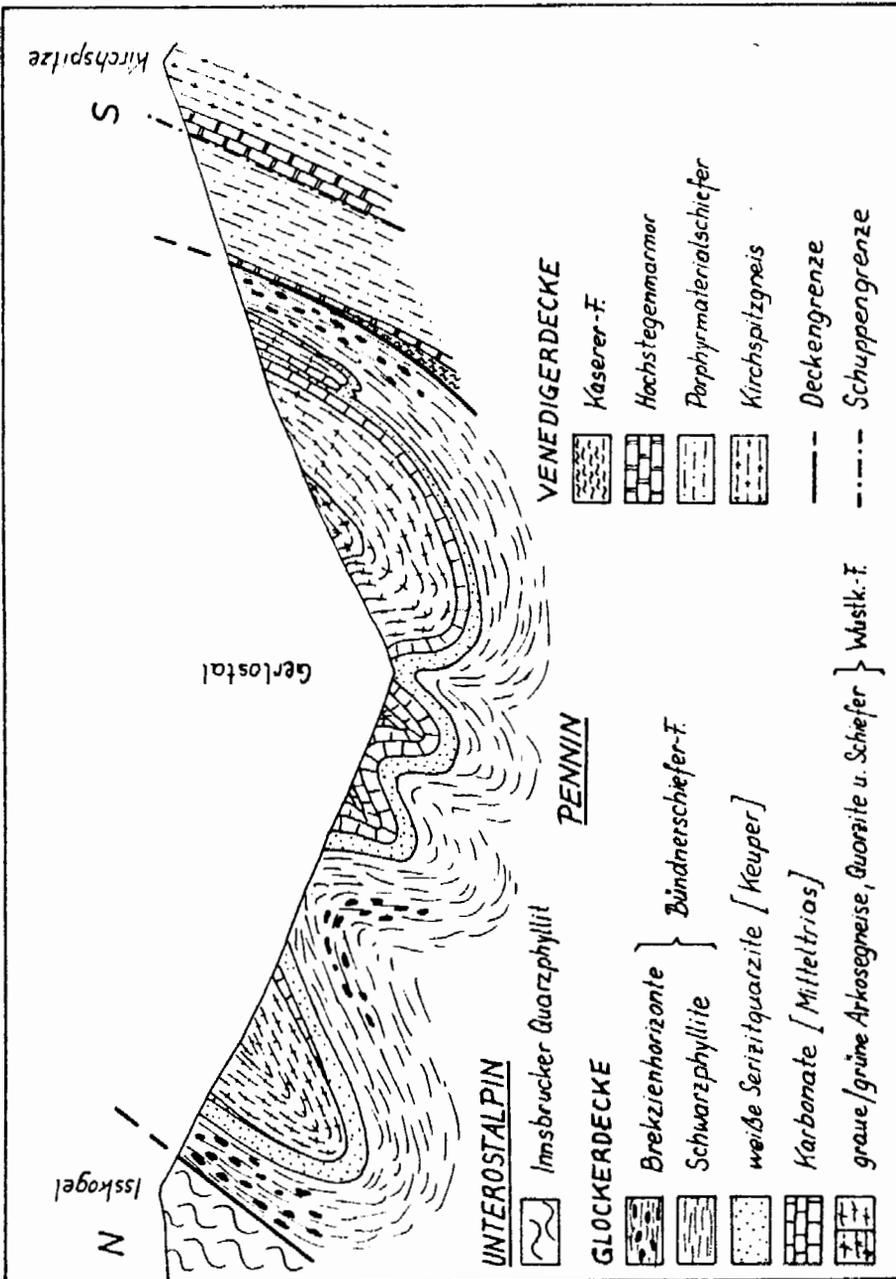


Abb. 6: Schematisches N-S-Profil durch das Aufnahmegebiet zur Darstellung der tektonischen Lagerungsverhältnisse in ihren wesentlichen Zügen.

### 2.2.1. Nordvergenter Deckentransport und erste Hauptdeformation

Im Verlaufe der durch den Deckenschub verursachten 1. Deformation kam es vermutlich über Biegegleitvorgänge zur Beginn der Einengung zur isoklinalen Großfaltung der Gesteinsformationen während der Deckenüberschiebung. Daraus resultiert der Großfaltenbau der im Bereich des Gerlostales vorliegenden inversen Tauchdecke, die infolge der südgerichteten Unterschiebung der penninischen Gesteinsformation unter das Ostalpin Nordvergenz aufweist. Als vergleichbares Beispiel sei hier die 30 km lange „Höllenstein-Tauchdecke“ bei Mayerhofen erwähnt (W. FRISCH, 1968:325 f. und B. SANDER, 1921 a). Dem Großfaltenbau liegen flache, in ihrem Einfallen von Ost nach West pendelnde  $B_1$ -Achsen zugrunde. Im speziellen sei hier die Synform des zentralen Mitteltriaskarbonatzuges (Bereich Ahornböndl – Astach – Gmünder Bach – Riederbach) erwähnt, unter welcher die Bündnerschiefer-Formation im Westen (Bereich Mühlbach) tunnelförmig eintaucht und im Osten (Bereich oberer Riederbach – Gerlostalalm) wieder zutage tritt (siehe geol. Karte und Profil).

Ferner erkennt man in den Profilen eine sich wiederholende Syn- und Antiform mit  $B_1$ -Achsen in der die Mitteltriaskarbonate tektonisch überlagernden Wustkogel-Formation, was zusätzlich durch das Auftreten älterer grauer Arkosegneise in den Kernen der Synformen verdeutlicht wird.

Zum selben Ergebnis kam F. KARL (1952:15), der im Gerlosgebiet die mehrfache Wiederholung gleicher Gesteinsserien zwischen Quarzphyllitgrenze im Norden und Porphyrmaterialschiefern im Süden als Einengung einer Deckfalte interpretierte (F. KARL, 1952:9), was im Prinzip dem Baustil einer Tauchfalte entspricht. Durch Rotation älterer Überprägungen der s-Flächen in die vortektonische Lage konnte F. KARL (1952:9 ff.) einen Achsenaltersplan für die Gesteinsformationen des Gerlostales ermitteln, der großräumig gesehen sehr gut mit den von B. SANDER (1942) analysierten Achsengefügen am Westende der Hohen Tauern übereinstimmt.

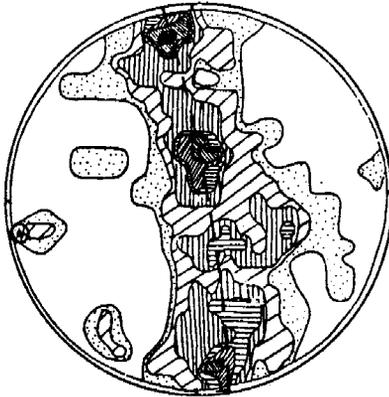
In der vorliegenden Arbeit wurden die einzelnen Gesteinsformationen der Glocknerdecke auf Grund ihrer unterschiedlichen Plastizität bei der tektonischen Analyse getrennt behandelt und als homogene Einheiten einander gegenüber gestellt (Abb. 7). Dazu sei bemerkt, daß schon bei der Geländeaufnahme auf Grund der starken tektonischen Reduktion und Verschuppung der Mitteltriaskarbonate an den Schenkeln der inversen Tauch-Großfalte beträchtliche Bewegungen zwischen einer relativ einheitlichen Gesteinsmasse aus Arkosegneisen der Wustkogel-Formation mit stratigraphisch auflagernden Mitteltriaskarbonaten einerseits und den Phylliten der tektonisch unterlagernden Bündnerschiefer-Formation andererseits vermutet wurden.

Aus der  $B_1$ -Achsenlage der in Abb. 7 dargestellten Formationen läßt sich ableiten, daß, wie oben bereits erwähnt, neben intensiven Scherbewegungen während des Deckenschubes, welche zur tektonischen Reduktion der Mitteltriaskarbonat-Formation führten, auch horizontale Relativbewegungen zwischen der Bündnerschiefer-Formation und deren tektonisch überlagernden Formationen stattfanden. Dies zeigt sich an den gleichen  $B_1$ -Achsenlagen von Wustkogel-Formation und Mitteltriaskarbonat-Formation, welche demnach als relativ homogene tektonische Einheit angesehen werden können und an der dazu unterschiedlichen  $B_1$ -Achsenlage der tektonisch unterlagernden Bündnerschiefer-Formation.

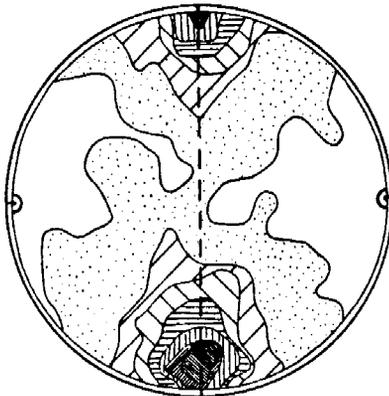
Auch an Hand von Diskordanzen im Streichen der Gesteinsformationen lassen sich diese horizontalen Verschiebungen belegen. So wird z. B. die E–W streichende Richbergkogelzone von einer diskordant zu ihr, ENE–WSW streichenden Teiltauchfalte der Wustkogel-Formation überlagert, so daß die Brekzien der Richbergkogelzone, de-



- a) Wustkogel-Formation  
 405 s-Flächenpole  
 0,5–1–1,5–2–3,5–5–6,5 %  
 $\pi$ -Kreispol  $\sim B_1$  (073/04)



- b) Mitteltriaskarbonat-Formation  
 327 s-Flächenpole  
 0,5–1–1,5–2–3–4–5–6,5 %  
 $\pi$ -Kreispol  $\sim B_1$  (079/02)



- c) Bündnerschiefer-Formation  
 994 s-Flächenpole  
 0,5–1,5–2,5–3,5–4,5–5,5–  
 –6–6,5–7 %  
 $\pi$ -Kreispol  $\sim B_1$  (090/00)

Abb. 7: s-Flächenpoldiagramme mit konstruktiv ermittelten Faltenachsen aus den Gesteinsformationen der Glocknerdecke. Auffallend ist die unterschiedliche Achsenlage der Bündnerschiefer-Formation gegenüber jenen der Wustkogel-Formation und der Mitteltriaskarbonat-Formation.

ren Hauptverbreitungsgebiet die am nördlichsten gelegene Grenzzone des Pennin zum Unterostalpin ist, im Ostabschnitt des Kartierungsgebietes südlich der Wustkogel-Formation wieder zutage treten und hier eindeutig mit Schwarzphylliten der Bündnerschiefer-Formation des Zentralbereiches in Zusammenhang stehen.

#### 2.2.1.1. Schieferungsflächen und Boudinagen der ersten Hauptdeformation

Die sedimentäre Schichtung ist oftmals noch recht deutlich am Materialwechsel oder an kompetenten Schichten in Phylliten erkennbar und bietet einen wichtigen Anhaltspunkt zur Klärung der Altersbeziehungen jüngerer Schieferungen.

Im Zuge der Isoklinalfaltung, die im Verlaufe des Deckenschubes erfolgte, setzte auch die erste Schieferung, mit der bereits eine erste Materialmobilisation Hand in Hand ging, ein. Gelöster Quarz und Kalzit reicherte sich in schichtparallelen Klüften und Kulminationen erster Falten an. Eine frühe Generation von Quarz-Kalzit-Knauern scheint auf diese Weise entstanden zu sein.

Die erste Schieferung bildet Teilbarkeitsflächen der Gesteine, deren Anlage nicht immer parallel zur sedimentären Schichtung erfolgte, vielmehr dürfte sich im Verlaufe der ersten Deformation ein divergentes System mehr oder weniger spitzwinkelig zur sedimentären Schichtung streichender Schieferungsflächen ausgebildet haben. Die Engständigkeit der Schieferungsflächen hängt von der Mächtigkeit der Materialwechsel ab und variiert von Millimeterbruchteilen bis zum Dezimeterbereich.

Durch die Ausdünnung der Gesteinsschichten beim Deckentransport entstandene Boudinagen sind ein Charakteristikum der ersten Hauptdeformation. Solche Boudinagen findet man vorwiegend an kompetenten Lagen oder Bänken, die in weicheren Phylliten eingeschaltet sind. Sie können in einzelnen Fällen bis zur völligen Zerreißung der Bänke führen, so daß einzelne Boudins im Aufschlußbereich auch Geröllkomponenten vortäuschen können. Ein gutes Beispiel für derartig ausgequetschte Lagen zeigen knollige Dolomitbrocken in Kalken der Mitteltriaskarbonat-Formation, die noch durch extrem ausgedünnte Dolomitlagen miteinander in Verbindung stehen und somit eindeutig als Boudins erkennbar sind (Aufschluß Riederbach, SH = 1300 m).

Die Ausdünnung und Plättung der kompetenten Lagen erfolgte analog zur Deformation der echten Brekzienkomponenten in b, wobei häufig ac-Klüfte aufgerissen sind, die mit Quarzmobilisaten aufgefüllt wurden.

#### 2.2.2. Ost–West-Einengungsstadium

Nach dem differentiellen Deckentransport folgte in manchen Bereichen eine Ost-West-Einengung mit primär etwa N–S streichenden Faltenachsen. A. TOLLMANN (1963:101) deutet solche Strukturen in der Mosermanngruppe (Radstädter Tauern) durch seitliches Ausweichen des durch den Deckenvorschub stark ausgedünnten Materials unmittelbar im Gefolge des Deckentransports.

Im Gerlosgebiet findet man solche Ost–West Einengungsfalten mit später steilgestellten SSW fallenden Faltenachsen besonders gut in den Aufschlüssen der Bündnerschiefer-Formation des Mühlbaches (sh = 1140–1300 Meter) ausgebildet. Es handelt sich dabei um Dezimeter-große Falten, die den älteren englagigen  $b_1$ -Faltenbau nochmals verfallen.

#### 2.2.3. Südvergente Faltung

Südvergente Faltenstrukturen werden wahrscheinlich im unmittelbar auf die erste Faltung und Ost–West-Einengung folgenden Stadium der Plattenkollision gebildet.

Solche Gefüge lassen sich zwanglos durch eine N–S-Einengung im Zusammenwirken mit Relativbewegungen (Aufschiebung des Hangenden nach Süden) erklären. Im Gerlosgebiet zeigen besonders die Mitteltriaskarbonate in den Aufschlüssen des Riederbachs (SH = 1340–1360 Meter, Ostflanke des Bacheinschnittes) südvergente Faltenstrukturen im Zehnermeterbereich. Im tektonisch tieferen Stockwerk, den Phylliten bis Glimmerschiefern der Schönbachmulde und den diese unterlagernden Hochstegenkalken (mesozoische Bedeckung des Ahornkerns) konnten ROSSNER & SCHWAN (1982:38–39) im Bereich des Schönachtales ebenfalls südvergente Faltenstrukturen feststellen.

#### 2.2.4. Crenulation Cleavage

Das Gefüge der zweiten Hauptdeformation überprägt das durch den Deckenschub entstandene ältere Gefüge und hängt vermutlich ursächlich mit der Aufwölbung der Tauernkuppel zusammen. Die im Gerlosgebiet beobachtete 2. Schieferung entspricht in ihrem Erscheinungsbild der „Schubklüftung“ (SCHOLTZ, 1930), dem „s“ R. HÖPPENER's (1956) und dem „crenulation cleavage“ englischsprachiger Autoren (HOBBS et al., 1976; u.a.).

Nach R. HÖPPENER (1956:278) ist die Ausbildung einer 2. Schieferung i. allg. an bereits einmal geschieferte Gesteine gebunden, deren  $s_1$ -Flächen relativ zum übergeordneten Beanspruchungsplan rotiert wurden, so daß sie mit der Ebene senkrecht  $\sigma_3$  einen spitzen Winkel einschlossen. So entstanden  $s_2$ -Flächen, die anfangs als Flexuren in Erscheinung traten. Im weiteren Verlauf der Einengung stellten sich die  $s_2$ -Flächen senkrecht zu  $\sigma_3$ , wodurch die  $s_1$ -Flächen zwischen den  $s_2$ -Flächen entsprechend zusammengestaucht wurden.

Dieses Schema der Ausbildung einer 2. Schieferung ist sehr gut auf das Kartierungsgebiet anwendbar, wobei besonders in Phylliten der Bündnerschiefer-Formation die einzelnen Stadien dieser Runzelungsschieferungsbildung beobachtet werden können.

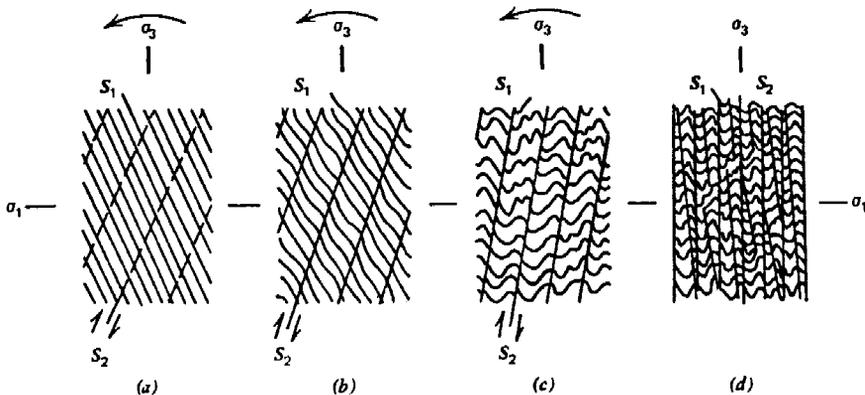


Abb. 8: Schematische Darstellung der Entwicklung von  $s_2$  als Runzelungsschieferung (nach R. HÖPPENER, 1956:278 – Abb. aus HOBBS et al., 1976).

Makro- und mikroskopisch bildet die 2. Schieferung subparallele Scherflächen, die die älteren Anisotropieflächen  $s_1$  und  $ss$  mit  $\pm$  großem Winkel schneiden. Die Engständigkeit der  $s_2$ -Flächen variiert von mm-Bruchteilen bis zum m-Bereich und ist sowohl von der Materialbeschaffenheit als auch von der Mächtigkeit der zerscherten Materialwechsel abhängig; d. h. es besteht ein direkter Zusammenhang zwischen der Ausbildung von Schieferflächen und den physikalischen Eigenschaften der betroffenen Lagen.

Engständige und weitständige Scherflächenscharen können nebeneinander entwickelt sein. Die engständigen  $s_2$ -Flächen findet man als Scherflächen in Gesteinen mit dünnem Lagenbau, während dickere kompetente Lagen meist von relativ weitständigen  $s_2$ -Flächen oft nur flexurartig verbogen werden. Neben der weit verbreiteten Zerschierung und flexurartigen Verbiegung kompetenter Lagen durch eine mehr oder weniger spitzwinkelig überprägte zweite Schieferung kann es auch zur Ausbildung von Stauchfalten kommen, wenn die zweite Schieferung einen annähernd rechten Winkel zu den kompetenten Lagen einnimmt. Gleichzeitig wird die mit der  $B_2$ -Faltung syngenetische Anlage der  $s_2$ -Flächen durch deren subparallele Anordnung zur  $B_2$ -Achsenebene hervorgehoben.

Die Faltenachsen der 2. Deformation verformen die  $s_1$ -Flächen in charakteristischer Weise. Meist werden die  $s_1$ -Flächen unter  $\pm$  spitzem Winkel überprägt und man findet daher häufig Kleinfalten monokliner Symmetrie, die oft als Schlepptfalten mit unterschiedlich langen Schenkeln ausgebildet sind. Die Faltenbildung ist in ihrer Intensität und Ausgestaltung i. allg. stark vom betroffenen Gesteinsmaterial abhängig. Während der übergeordnete Beanspruchungsplan, welcher der 2. Deformation zugrunde liegt, die Gesteine der Wustkogel-Formation und der Mitteltriaskarbonat-Formation vorwiegend zu südvergenten Falten im Meter bis Zehnermeter-Bereich verformte, kam es in der tektonisch unterlagernden Bündnerschiefer-Formation auf Grund der besseren Formbarkeit des Materials häufig zu einer englagigen intensiven Fließfaltung im Kleinbereich, die den bereits vorhandenen  $B_1$ -Faltenbau überprägte. Ihre  $B_2$ -Achsen liegen annähernd parallel zu  $B_1$ , so daß die beiden Achsen i. allg. nicht unterscheidbar sind und nur an eindeutigen Stellen mit Sicherheit unterschieden werden können (Mühlbach, SH = 1195 m).

### 2.2.5. Querfaltung

Die jüngste bruchlose Verformung besteht aus einer flachwelligen Querfaltung, die als Endphase der vorangegangenen Faltungen angesehen wird. Sie äußert sich in einer weitgespannten Verbiegung der  $s$ -Flächen, wobei diese Verformung über die Deckengrenzen hinaus auch das Unterostalpin betrifft und somit gleichsam den fertigen Deckenbau erfaßt.

An jenen Stellen, wo die Querfaltung im Gelände eindeutig feststellbar war, wurden mittelsteil bis flach fallende N-S bis NE-SW-Achsen festgestellt. Diese Werte stimmen mit den jüngsten Achsen des von F. KARL (1952:14) ermittelten Achsenalterplanes des Gerlosgebietes überein.

Die Querfaltung ist somit offensichtlich Ursache für die Wölbung des älteren  $B_1$ -Achsenplanes, der im Westteil des Kartierungsgebietes generelles Westfallen zeigt, während im Ostteil neben horizontaler Lagerung ein beginnendes Ostfallen der  $B_1$ -Achsen zu bemerken ist.

Auch für das geologische Kartenbild spielt die Querfaltung eine gewisse Rolle. Im Westabschnitt bewirkt dieser Verformungsakt ein Westabtauchen der Gesteinsformationen, so daß die tektonisch hangende Wustkogel-Formation den größten Teil dieses

Abschnitts einnimmt. Gegen Osten hingegen (Bereich Gerlostalalm – Riederbach – Kellneralm – Krumbachtal) tritt in einer weitgespannten Aufwölbung der Querfaltung die tektonisch liegende Bündnerschiefer-Formation zutage.

### 2.2.6. Knitterung

Einscharige Knitterungen, die in ihrem Erscheinungsbild den "kink bands" (HOBBS et al., 1976:172) entsprechen, sind in den Gesteinsformationen des Gerlostales ein weit verbreitetes Phänomen. Die Scherflächen und Klüfte, welche an den Scheiteln der Knickfalten ausgebildet sind, entsprechen den "kink band boundaries" oben genannter Autoren.

Die Verformung erfaßt die  $s_1$ -Flächen mit großem Winkel bis annähernd normal zu ihrem Streichen stehenden Achsen. Einzelne Knitterungszonen können sich aufspalten oder auskeilen. Der Achsenplan der Knickfaltung weist durch seine Übereinstimmung mit jenem der Querfaltung auf eine syngenetische Bildung von Querfaltung und Knickfaltung hin.

Der Bewegungssinn der an Knitterungszonen gegeneinander verschobenen  $s_1$ -Flächen ist stets ostvergent. Während ihrer Entstehung wirkten sowohl die Knitterungszonen selbst, als auch die rotierten  $s_1$ -Flächen als Scherflächen.

An Arkosegneisen der Wustkogel-Formation lassen sich speziell im Westabschnitt des Aufnahmegebietes zwei divergierende Knitterungszonen unterscheiden, deren Achsen mit  $\beta \sim 30-45^\circ$  eine hypothetische Querfaltenachse symmetrisch einschließen würden. Diese Erscheinung läßt sich am besten als ein bei der seitlichen Einengung (E–W) durch die Querfaltung entstandenes, nach dem Cloos'schen Prinzip aufspaltendes Scherflächensystem darstellen.

In anderen Fällen, bei denen eine Verformung älterer NW–SE-streichender Knitterungszonen durch jüngere mit NE–SW-Streichrichtung beobachtet werden konnte, wird eine Rotation entweder der Gesteinsformation oder des übergeordneten Beanspruchungsplanes impliziert. Dies entspräche der allgemeinen Tendenz im Zuge der tektonischen Entwicklung, daß sich der Kräfteplan im Sinne einer im Uhrzeigersinn orientierten Rotation verlagert und dabei die unterschiedlichen Gefügeelemente der einzelnen Deformationsphasen erzeugt.

### 2.2.7. Zur paläogeographischen Stellung der Gesteinsformationen und Bündnerschiefer-Brekzienhorizonte der Glocknerdecke im Gerlosgebiet

Bei dieser Arbeit ergab sich die Frage nach dem paläogeographischen Ablagebereich der im Gerlosgebiet auftretenden Gesteinsformationen der Glocknerdecke.

Die mächtig entwickelte Wustkogel-Formation, die in stratigraphischem Verbande mit ebenfalls relativ mächtigen Mitteltriaskarbonaten steht und die Entwicklung von Sedimenten in Keuperfazies lassen erkennen, daß hier Ablagerungen auf kontinentaler Kruste und damit aus marginalen Ablagerungsbereichen vorliegen. Die Bündnerschiefer sind faziell mit der Brennkogelfazies der Bündnerschieferserie in den Mittleren Hohen Tauern vergleichbar. Die typische karbonatreiche Glocknerfazies der Bündnerschiefer-Formation tritt im Gerlosgebiet nur spärlich auf; sie setzt erst weiter westlich im Bereich von Lanersbach mit großer Mächtigkeit ein (siehe W. FRISCH, 1974:Abb. 1). Die Fortsetzung der im Gerlosgebiet auftretenden Wustkogel-Formation samt Mitteltriaskarbonat-Formation und Keuperschiefern zieht nach W eindeutig unter dieser Glocknerfazies der Bündnerschiefer-Formation weiter. Triaslin-

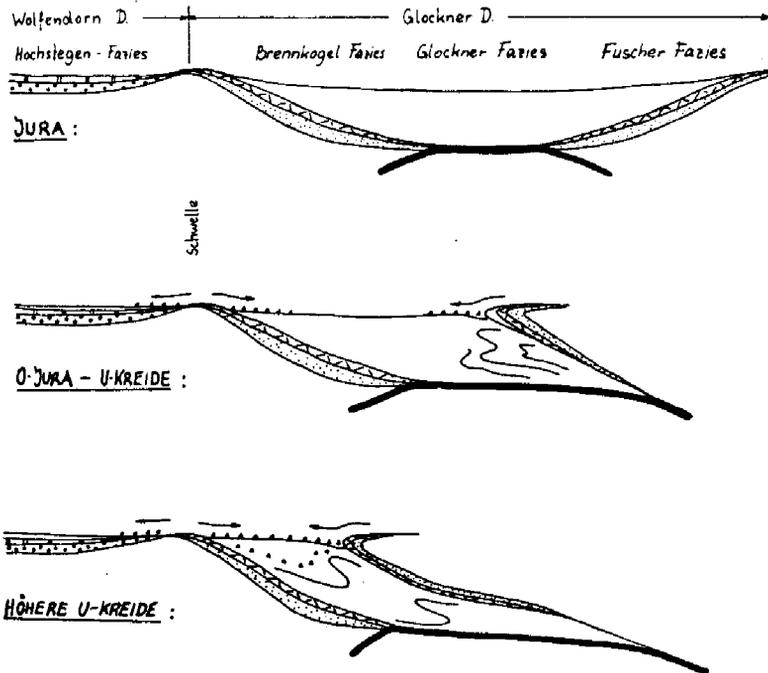


Abb. 9: Modell einer von S nach N wandernden Subduktionszone im südenninischen Ozean, deren brekzienreiche Ablagerungen somit ebenfalls in fortschreitend nördlicheren Bereichen des südenninischen Ozeans sedimentiert werden.

Abb. a: Faziesverteilung im Jura.

Abb. b + c: Mit dem Beginn der Gebirgsbildung bildete sich im südlichen Abschnitt des südenninischen Troges eine Subduktionszone aus, die sich immer weiter gegen N verlagerte. Mit der Subduktionszone verlagerte sich auch die tektonische Gesteinsdeformation erst allmählich von S gegen N, so daß die Sedimentation im Nordbereich des südenninischen Troges vorerst ungestört weiterlaufen konnte. Mit der Subduktionszone wanderten aber auch deren grobklastisch brekziöse Ablagerungen (Richbergkogelzone) immer weiter gegen N, bis schließlich die Brekzienschüttungen aus dem Nordkontinentbereich (südgerichtet) und dem Südkontinentbereich (nordgerichtet) in den südenninischen Ozean auf engstem Raume nebeneinander bzw. auch übereinander erfolgte.

treten auch in der weiteren Fortsetzung der Glocknerdeckenbasis nach S (südlich der Venedigerdecke bis in die Östlichen Hohen Tauern) immer wieder auf. Damit erscheint es logisch, daß die im Gerlosgebiet verbreiteten Gesteinsformationen der Glocknerdecke aus dem Nordbereich des südenninischen Ozeans stammen muß. Im Falle sie vom Südrand dieses Beckens stammen, müßte man die Position der erwähnten Triasvorkommen durch eine riesenhafte Einwicklung unter die Glocknerdecke interpretieren; diese Möglichkeit erscheint unrealistisch.

Zur Frage der Beziehungen der penninischen Brekzienzüge des Gerlosgebietes zur Bündnerschiefer-Formation konnten folgende sachliche Zusammenhänge ermittelt werden:

1. Die brekzienreiche Richbergkogelzone steht in eindeutig sedimentärer Verbindung mit Bündnerschiefern der Glocknerdecke und beinhaltet Sedimentfolgen, die im

Bereich einer Subduktionszone entstanden sind. Sie ist im Gerlosgebiet das paläogeographisch südlichste Element der Glocknerdecke.

2. Die übrigen Brekzienzüge (zentraler und südlicher Bündnerschiefer-Bereich im Gerlosgebiet) sind stratigraphisch höhere Anteile von Bündnerschiefern, die mit mächtig entwickelten Schichtfolgen der Wustkogel-Formation, der Mitteltriaskarbonat-Formation und mit Keuperschichten der Glocknerdecke verbunden sind (Brennkogelfazies).

Die Tatsache, daß sowohl die brekzienreiche Richbergkogelzone als auch die übrigen penninischen Brekzienzüge des Gerlosgebietes in stratigraphisch höheren Anteilen von Bündnerschiefern der Glocknerdecke vorkommen, könnte durch eine tektonische Linie zwischen der Richbergkogelzone (nördlichster Brekzienzug) und den übrigen penninischen Brekzienzügen (zentraler und südlicher Bereich des Gerlosgebietes) erklärt werden.

Dem Autor dieser Arbeit erscheint dagegen eine im folgenden Modell (Abb. 9) dargestellte Verlagerung des Sedimentationsraumes der Richbergkogelzone von S nach N als analoge Folge einer nordwärts wandernden, den penninischen Ozeanboden verschluckenden Subduktionszone als zutreffend.

Für die penninischen Brekzien der Glocknerdecke kann im Gerlosgebiet also folgende Aussage gemacht werden:

„Die stratigraphisch tieferen Brekzien der Bündnerschiefer-Formation des Gerlosgebietes gehören einem Sedimentationsraum im nördlichen Randbereich des südenninischen Troges an (Brennkogelfazies), der ursprünglich in südlicheren Bereichen des Troges gelegene Sedimentationsraum der Richbergkogelzone hingegen wandert mit der Subduktionszone allmählich in nördlichere Bereiche des Ozeans und überschneidet bzw. überlagert hier die vom Nordkontinentalbereich kommenden Brekzienschüttungen“.

### 3. Literaturverzeichnis

- DIETIKER, H., 1938: Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml (Gerlostal, Tirol). – Diss. Techn. Hochsch. Zürich, 131 pp., Zürich.
- EXNER, CH., 1971: Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern). – Jb. Geol. B.-A., 114, 1–119, Wien.
- , 1979: Geologie des Salzachtales zwischen Taxenbach und Lend. – Jb. Geol. B.-A., 122/1, 1–73, Wien.
- FRASL, G., 1958: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. – Jb. Geol. B.-A., 101/3, 323–472, Wien.
- & FRANK, W., 1966: Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster (mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg). – Der Aufschluß, Sdh. 15, 30–58, Heidelberg.
- FRISCH, W., 1968: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxbach und Tuxer Hauptkamm bei Landersbach (Zillertal, Tirol). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 18, 287–336, Wien.
- , 1974: Die stratigraphisch-tektonische Gliederung der Schieferhülle und die Entwicklung des penninischen Raumes im westlichen Tauernfenster (Gebiet Brenner-Gerlospaß). – Mitt. Geol. Ges. Wien, 66–67, 9–20, Wien.
- 1976: Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. – Geol. Rundschau, 65/2, 375–393, Stuttgart.
- , 1977: Der alpidische Internbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster

- (Ostalpen). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1977/11, 675–696, Stuttgart.
- , 1980: Post-Hercynian formations of the western Tauern window: sedimentological features, depositional environment, and age. — Mitt. österr. geol. Ges. 71/72, 49–63, Wien.
- & POPP, F., 1981: Die Fortsetzung der „Nordrahmenzone“ im Westteil des Tauernfensters. — Jber. 1980 Hochschulschwerpkt. S 15, 139–156, Graz.
- HAMMER, W., 1936: Der Nordrand des Zentralgneises im Bereich des Gerlostales (Tirol). — Jb. Geol. B.-A., 86, 265–301, Wien.
- HOBBS, B. E., MEANS, W. D. & WILLIAMS, P. F., 1976: An Outline of Structural Geology. — 1. Aufl., 571 pp., New York.
- HÖPPENER, R., 1956: Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. — Geol. Rundschau, 45, 247–283, Stuttgart.
- KARL, F., 1952: Analytisch-tektonische Studien an den Gesteinen des Gerlostales. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1952, 5–42, Stuttgart.
- KLEBELSBERG, R. v., 1940: Ein Ammonit aus dem Hochstegenkalk des Zillertales (Tirol). — Z. dt. Geol. Ges., 92, 582–586, Berlin.
- KRISTAN-TOLLMANN, E., 1961: Das Unterostalpin des Penken-Gschößwandzuges in Tirol. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 54, 201–227, Wien.
- KUPKA, E., 1951: Zur Geologie des Tauernfensters im Raume von Mayrhofen im Zillertal (Gmünd im Gerlostal bis Astegg bei Finkenberg), Tirol. — Diss. Univ. Wien, 113 S., 7 Beil., Wien.
- MOORE, J. C. & KARIG, D. E., 1976: Sedimentology, structural geology, and tectonics of the Shikoku subduction zone, southwestern Japan. — Bull. Geol. Soc. Amer., 87, 1259–1268, Boulder.
- PIPER, D. J. W., HUENE, R. v. & DUNCAN, J. R., 1973: Late Quarternary Sedimentation in the Active Eastern Aleutian Trench. — Geology, 1, 19–22, Boulder.
- ROSSNER, R. & SCHWAN, W., 1982: Zur Natur der südvergenten Deformationsstrukturen im NW-Teil des Tauernfensters (Tirol, Österreich). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 28, 35–54, Wien.
- SANDER, B., 1921 a: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. II. Bericht. — Jb. Geol. Staatsanst., 70, 273–296, Wien.
- , 1942: Über Flächen- und Achsengefüge (Westende der Hohen Tauern. III. Bericht). — Mitt. Reichsamt Bodenforsch., 1942, 3–94, Wien.
- SCHMIDEGG, O., 1953: Aufnahmen 1952 in der nördlichen Schieferhülle der Hohen Tauern auf Blatt Hippach und Wildgerlos-Spitze (5138). — Verh. Geol. B.-A., 1953/1–4, 42–43, Wien.
- SCHOLTZ, H., 1930: Das varistische Bewegungsbild. — Fortschr. Geol. Paläont., 8/25, 235–316, Berlin.
- SCHÖNLAUB, H. P., FRISCH, W. & FLAJS, G., 1974: Neue Fossilfunde aus dem Hochstegenmarmor (Tauernfenster, Österreich). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1974, Stuttgart.
- THIELE, O., 1974: Tektonische Gliederung der Tauernschieferhülle zwischen Krimml und Mayrhofen. — Jb. Geol. B.-A., 117, 55–74, Wien.
- TOLLMANN, A., 1963: Ostalpensynthese. — 266 S., Wien (Deuticke).
- , 1977: Geologie von Österreich. — Bd. 1, 776 pp., Wien (Deuticke).
- WINKLER, H. G. F., 1976: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. — 4. Aufl., 334 pp., Berlin etc. (Springer).