

Die stratigraphisch-tektonische Gliederung der Schieferhülle und die Entwicklung des penninischen Raumes im westlichen Tauernfenster (Gebiet Brenner — Gerlospaß^{**})

Von WOLFGANG FRISCH^{*})

Mit 2 Abbildungen

ZUSAMMENFASSUNG

Die Schieferhülle des Tauernfensters läßt sich zwischen Brenner und Gerlospaß in drei tektonische Einheiten gliedern: die Hochstegenzone liegt dem Zentralgneiskomplex parautochthon auf und enthält nur posttriadische Schichtglieder. Für die nächsthöhere Einheit wurde der Name Wolfendorndecke eingeführt: sie besteht aus den altpaläozoischen Porphyrmaterialschiefern, z. T. schwächerer Trias, Jura in Hochstegenfazies und kalkarmen Bündner Schiefer der Unterkreide. Die Glocknerdecke schließlich umfaßt Permotrias und mächtige Bündner Schiefer. Die kalkreichen Bündner Schiefer des höheren Jura sind die fazielle Vertretung des Hochstegenmarmors.

Im Jura entsteht im Bereich der Glocknerdecke durch das Aufreißen der kontinentalen Kruste der penninische Trog mit seiner Bündner Schiefer-Sedimentation. Das nördlich angrenzende Schelfgebiet mit den Sedimenten in Hochstegenfazies wird als Teil des helvetischen Faziesraumes angesehen.

SUMMARY

The „Schieferhülle“ of the Tauern Window has been divided into three tectonic units concerning the area between Brenner and Gerlos Pass. The Hochstegen Zone is the parautochthonous cover of the Zentralgneiss complex and consists only of post-Triassic members. For the nappe by which Hochstegen Zone is overthrust the name Wolfendorn Nappe has been introduced: it consists of the Lower Paleozoic Porphyrmaterialschiefer, Triassic in part, Hochstegen Marble (Jurassic), and Bündner Schiefer poor in lime (Lower Cretaceous). The Glockner Nappe, the highest unit, consists of Permotriassic and thick Bündner Schiefer series. The Bündner Schiefer rich in lime which represent late Jurassic substitute for the Hochstegen Marble in the southern parts.

^{*}) Anschrift des Verfassers: Doz. Dr. WOLFGANG FRISCH, Geologisches Institut, Universitätsstraße 7, A-1010 Wien.

^{**}) Publikation Nr. 21 des Hochschul-Schwerpunktprogrammes „Geologischer Tiefbau der Ostalpen“.

In Jurassic time, the Penninic trough with its Bündner Schiefer sedimentation arises by the break up of the continental plate. The northern shelf on which the limestones in Hochstegen facies are deposited is considered to be a part of the Helvetic facies zone.

Inhalt

1. Einleitung und tektonische Übersicht
2. Die Schichtfolgen der Decken
 - 2.1 Zentralgneiskomplex und Hochstegenzone
 - 2.2 Die Wolfendorndecke
 - 2.3 Die Glocknerdecke
3. Tektonische Betrachtungen
4. Die Entwicklung des penninischen Raumes im westlichen Tauernfenster
5. Hochstegenfazies: ein helvetisches Element

1. EINLEITUNG UND TEKTONISCHE ÜBERSICHT

Geologische Aufnahmen und eine Reihe von Profilbegehungen in der Tauernschieferhülle zwischen Brenner und Gerlospañ brachten weitgehend klare Vorstellungen über Stratigraphie und Tektonik der Schieferhülle in diesem Abschnitt. Ein hervorstechendes Merkmal ist die großtektonische Dreigliederung, die sich auf die ganze Erstreckung dieses Abschnittes durchverfolgen läßt. Der Schlüssel für die Gliederung liegt vor allem im Alter des Hochstegenmarmors, der bisher von den meisten Bearbeitern als Trias angesehen wurde, und der mit ihm verbundenen Serien. Es scheint heute auf Grund von Fossilfunden (KLEBELSBERG, 1940; SCHÖNLAUB, FRISCH und FLAJS, 1974) und faziologischen Vergleichen (FRISCH, 1968) kein Zweifel mehr zu bestehen, daß der Hochstegenmarmor nachtriasches, zumindest zum Teil oberjurassisches Alter besitzt.

Zwischen einer tieferen, dem Zentralgneiskomplex aufliegenden und einer höheren Hochstegenmarmor-Lage (z. B. Wolfendorn-Gipfel) schieben sich ältere Gesteine (Triaskarbonate, altpaläozoische Porphyrmaterialschiefer) ein, an deren Basis eine z. T. deutliche Bewegungsbahn verläuft. Es liegt somit eine Überschiebung vor, die bereits im untersuchten Gebiet das Ausmaß einer Decke erreicht: zwischen Brenner und Gerlospañ läßt sie sich auf fast 60 km Erstreckung durchverfolgen. Die Überschiebungsweite ist vorerst nicht abzuschätzen, dürfte aber 10 km bei weitem übersteigen.

Die zweite wichtige Deckengrenze liegt an der Basis der sogenannten „Oberen Schieferhülle“ oder „Oberen Schieferhüll-Decke“ (TOLLMANN, 1963) oder des „Deckensystems der Oberen Schieferhülle“ (EXNER, 1971) und ist in der Tauernliteratur schon lange als Deckengrenze anerkannt.

Da die Begriffe „Untere“ und „Obere Schieferhülle“ etc. durch ihre von verschiedenen Autoren unterschiedliche Verwendung immer wieder Verwirrung gestiftet haben, möchte ich für die Decken am Tauernwestende die folgende tektonische Nomenklatur vorschlagen, die sich wahrscheinlich auf weitere Teile des Tauernfensters ausdehnen lassen wird:

Glocknerdecke
 Wolfendorndecke
 Hochstegenzone + Zentralgneiskomplex

Der Zusammenhang der großen Bündner Schiefermasse im Hangenteil der Schieferhülle mit den weiten Bündner Schiefer-Arealen in der Glocknergruppe und anderen Teilen des Tauernfensters ist weitgehend erfaßt und klar. Ich möchte daher die alte Bezeichnung STAUBS (1924: 61), *Glocknerdecke*, wieder verwenden, da der Großglockner wohl der markanteste und ehrwürdigste Punkt ist, dieser Decke den Namen zu geben. Der Umfang der Glocknerdecke hat sich seit STAUB natürlich ein wenig verändert.

Die Glocknerdecke umfaßt in unserem Gebiet Permomesozoikum.

Für die Decke zwischen Glocknerdecke und Hochstegenzone war ich gezwungen, einen neuen Namen einzuführen, da ihr eigenständiger Deckencharakter bisher nicht erkannt wurde. Zwar spricht THIELE (1951, 1970) im Gebiet zwischen Hintertux und Gerlos von einer „Porphyrmaterialschieferschuppe“, die hier genau dem Umfang der Wolfendorndecke entspricht, doch erkannte er die Fortsetzung der Einheit westlich von Hintertux nicht, sondern ließ diese hier scharnierartig in die Hochstegenzone übergehen. Ich möchte die Bezeichnung „Porphyrmaterialschieferschuppe“ — die Porphyrmaterialschiefer bilden die Basis der Decke zwischen Hintertux und oberem Salzachtal — aus folgenden Gründen meiden: 1. ist die tektonische Einheit auf Grund ihrer Größe und ihrer Überschiebungswerte keine Schuppe, sondern eine richtige Decke; 2. fehlen auf weite Erstreckung die Porphyrmaterialschiefer; und 3. ist der Name „Porphyrmaterialschieferschuppe“ selbst bei gutem Training kaum auszusprechen.

Gerade am Wolfendorn, einem der schönsten Gipfel im Bereich der Schieferhülle am Tauernwestende, baut die Decke, die sonst nur an den Abhängen der großen Käme entlang zieht, die Gipfelpartie auf, weshalb der Name „*Wolfendorndecke*“ sehr geeignet erscheint. Er wird sich zeigen, ob diese Decke auch im östlichen Teil des Tauernfensters ihr Äquivalent findet.

Die *Hochstegenzone* ist schon seit langem ein Begriff, doch schloß der Name im bisherigen Gebrauch den Hochstegenmarmor der Wolfendorndecke mit ein und wurde mehr in stratigraphischem Sinn angewendet. Es ist wichtig festzustellen, daß die Hochstegenzone, die als eine eigene Einheit dem Zentralgneis parautochthon auflagert, zumindest im Gebiet zwischen Brenner und Gerlospass nur posttriadische Schichtglieder in Hochstegenfazies umfaßt, gleich alte Schichtglieder in Hochstegenfazies jedoch auch in der Wolfendorndecke fast durchgehend vorhanden sind.

Um den stratigraphischen Begriff „Hochstegenmarmor“ mit dem tektonischen Begriff „Hochstegenzone“ nicht in Verwechslung zu bringen, wird vielleicht einmal der Name „*Silbereckdecke*“ sinnvoll einzuführen sein.

Hier sind aber noch genaue vergleichende Untersuchungen mit dem Tauernostende notwendig.

2. DIE SCHICHTFOLGEN DER DECKEN

2.1 Zentralgneiskomplex und Hochstegenzone

Der Zentralgneiskomplex bildet zusammen mit der parautochthonen Auflage der Hochstegenzone eine tektonische Großeinheit in bezug auf die alpidische Gebirgsbildung.

Im Ahornkern, der sich von der Realspitze bis zum Wechsel erstreckt, herrscht porphyrkörniger Gneis granitischer Zusammensetzung vor. Er ist das Produkt einer voralpidischen, wahrscheinlich variszischen Granitisierung. Im Gneis des Ahornkernes sind biotitreiche Schieferlagen parallel zu einer steilen Schieferung eingeordnet, die parallel zur Schieferung in der auflagernden Hochstegenzone streicht, aber zu ihr in Winkeldiskordanz steht.

In den hangenden Partien des Tuxer Kernes, der ebenfalls aus Porphyrgneis, Augengneis und Metagranit besteht, sind im westlichen Teil Amphibolite enthalten.

Grobklastische Serien und Glimmerschiefer trennen Ahorn- und Tuxer Kern in der Schönachmulde und im Gebiet der Realspitze. Auf der Realspitze finden sich Geröllgneise mit ausgewalzten Geröllen vulkanischer Herkunft und Lagen mit aplitischen Riesengeröllen. In begleitenden Glimmerschiefern sind Spuren von voralpidischer Metamorphose und Schieferung erhalten (FRISCH, 1968:328).

Mit dem Geröllgneis verbunden ist der phyllonitische „Knollengneis“ des Höllensteins, der sich nach kurzer Unterbrechung in einer schmalen, langsam mächtiger werdenden Lage, von Hochstegenmarmor ummantelt, nach E fortsetzt, um im Schönachtal S Gerlos in die Schönachmulde einzumünden.

Die Schichtfolge der Hochstegenzone beginnt mit der Lias-Transgression. Aus dieser Zeit finden sich Quarzite, Graphitquarzite, hämatitführende Quarzite, Arkosequarzite, Schwarzphyllite und quarzsandige, mehr oder weniger glimmerige Kalkmarmore, die kalkreichen Bündner Schieferen gleichen. Nach oben hin herrschen reine Kalk- und untergeordnet Dolomitmarmore vor. Aus Dolomitmarmor, dessen Verbreitung sich nach meiner bisherigen Kenntnis auf den Hochstegenmarmor beschränkt, der dem Ahornkern aufliegt, stammen die Fossilfunde vom Steinbruch Hochsteg (KLEBELSBERG, 1940; SCHÖNLAUB et al., 1974).

2.2 Die Wolfendorndecke

Die Wolfendorndecke zeichnet sich im besprochenen Abschnitt durch die Entwicklung des Jura in Hochstegenfazies und der Unterkreide in Bündner Schiefer-Fazies aus. Die Basis bilden die altpaläozoischen Porphyrmaterialschiefer im Abschnitt östlich von Hintertux und triadische Schichtglieder

im W, vor allem am Wolfendorn: hier sind, einige Dekameter mächtig, etwas Quarzit und z. T. Konglomerat des Skyth und vorwiegend dolomitische Karbonate der Mitteltrias in der typischen Fazies ausgebildet, wie sie dann in der Glocknerdecke auftritt (FRISCH, 1974).

Zwischen Wolfendorn und Hintertux erscheint diese Trias nur sporadisch und in Fetzen, meist durch etwas Rauhwacke und gelben Dolomit gekennzeichnet. Wo sie fehlt, liegt der Hochstegenmarmor der Wolfendorndecke direkt auf dem Hochstegenmarmor der Hochstegenzone.

Der Hochstegenmarmor der Wolfendorndecke entspricht in seiner Ausbildung demjenigen der Hochstegenzone. Seine Mächtigkeit ist jedoch geringer und seine Basis nicht so stark differenziert. Am Wolfendorn, wo das Profil am vollständigsten entwickelt und am schönsten aufgeschlossen ist, findet man an der Basis des Hochstegenmarmors der Wolfendorndecke geringmächtigen, typisch entwickelten Hochstegenquarzit auf den Triaskarbonaten primär auflagernd (FRISCH, 1974). Damit ist die altersmäßige Stellung des Quarzits eingeeengt und liassisches Alter, wie ich es bereits für den Quarzit an der Basis der Hochstegenzone angenommen hatte (1968: 319), das nächstliegende.

Die maximale Mächtigkeit erreicht der Hochstegenmarmor der Wolfendorndecke mit etwa 90 m am Wolfendorn selbst. Im weiteren Verlauf nach E sinkt sie bald auf wenige Meter bis Dekameter ab. Wahrscheinlich ist der Hochstegenmarmor auch in dieser Decke als durchgehende Lage vorhanden: auf der Karte (Abb. 1) ließ ich ihn — bedingt durch die Aufschlußverhältnisse bzw. Ununterscheidbarkeit vom Hochstegenmarmor der Hochstegenzone im Gebiet der Lärmstange — mehrmals zwischendurch auskeilen.

Stratigraphisch mit dem Hochstegenmarmor verbunden folgen über ihm vorwiegend schwarzphyllitisch entwickelte Bündner Schiefer. Die Schichtfolge ist recht bunt, vor allem reich an Klastika (z. B. „Kaserer Serie“ THIELE, 1970); ferner treten Karbonate oder kalkige (auch dolomitische) Bündner Schiefer und Quarzite immer wieder als Einschaltungen auf. Grüngesteine fehlen hingegen fast völlig.

Die Mächtigkeit dieser Bündner Schiefer beträgt etwa 150—200 m. Durch ihre Lage im Hangenden des Hochstegenmarmors werden sie in die (Unter)kreide gestellt (THIELE, 1963:A 56, 1967:A 48; FRISCH, 1974). Ob Oberkreide beteiligt ist, kann noch nicht entschieden werden.

2.3 Die Glocknerdecke

Die Basis der Glocknerdecke ist durch starke Verschuppung gekennzeichnet, so daß kaum durchgehende, aufrechte Profile zu erhalten sind.

Das Permoskyth wird von Arkosen und Quarziten der Wustkogelserie gebildet, die östlich des Tuxer Joches weite Verbreitung findet. Auch die Dolomite und Kalke der Mitteltrias, die an der Basis von Rauhwacke begleitet werden, sind im Abschnitt Lanersbach—Krimml besonders mächtig entwickelt (bis weit über 100 m). Obertrias scheint zu fehlen.

Die Bündner Schiefer der Glocknerdecke zeichnen sich durch ihre große Mächtigkeit aus. Östlich von Lanersbach verschwinden sie jedoch tektonisch bedingt, um im Gerlostal wieder zaghaft einzusetzen.

Über anfangs vorwiegend schwarzphyllitischen, relativ geringmächtigen Serien, die vermutlich im wesentlichen den Lias repräsentieren, folgt die Masse der kalkreichen Bündner Schiefer, die den höheren Jura darstellen. Diese sind die fazielle Vertretung des Hochstegenmarmors, was durch beiderseitige Analogien bestätigt wird. Die kalkreiche Ausbildung reicht wahrscheinlich nicht wesentlich in die Kreide hinein, sondern wird hier wieder — analog der Entwicklung in der Wolfendorndecke — von kalkarmen, schwarzphyllitischen Bündner Schiefen abgelöst.

3. TEKTONISCHE BETRACHTUNGEN

Die Hochstegenzone liegt den granitisierten Zentralgneiskernen (Ahorn- und Tuxer Kern) parautochthon auf: die hangenden Partien der meist porphyrisch ausgebildeten Granitgneise sind fast durchwegs phyllonitisiert, was im kleinen bis zur völligen Austreibung der Feldspatsubstanz gehen kann; dies gilt vor allem für den Ahornkern.

Der phyllonitische „Gneis des Höllensteins“ und seine östliche Fortsetzung im Zug Lachtal—Kirchspitze ist mit dem ihm auflagernden Teil des Hochstegenmarmors nach N überschlagen worden und bildet heute den Kern einer Tauchfalte oder Tauchdecke, die im Bereich Rötschneide—Höllenstein prächtig aufgeschlossen ist: die Höllenstein-Tauchdecke (FRISCH, 1968:325 f). Östlich des Höllensteins hebt der den Kern der Tauchdecke bildende Höllensteingneis über kurze Distanz aus, um dann in einer schmalen Zone wieder einzusetzen, die sich allmählich nach E verbreitert. Erst im Bereich Kirchspitze—Schönachtal ist der Höllensteingneis, der meist als Chloritphyllit mit Klastika ausgebildet ist, ähnlich breit aufgeschlossen wie im Höllenstein selbst.

Im Gebiet Höllenstein/Schmittenberg einerseits und im Schönachtal andererseits taucht die Struktur des Ahornkernes mit dem überschlagenen Kristallin der Höllenstein-Tauchdecke unter jeweils etwa 30° nach WSW bzw. ENE ab. Die aufgeschlossene Länge der Struktur beträgt rund 30 km.

Die Höllenstein-Tauchdecke stellt den nach N überschlagenen Teil der Schönachmulde (THIELE, 1951) dar, die im Schönachtal direkt in den Zug Kirchspitze—Lachtal überleitet. Der Hochstegenmarmor, der dem Ahornkern auflagert, ist somit eine tektonisch noch tiefere, weiter nördlich beheimatete Teileinheit als der Hochstegenmarmorzug Schmittenberg—Lärmstange, der in den Gebieten westlich von Hintertux und östlich des Schönachtales dem Tuxer Kern und im Bereich dazwischen dem „Gneis des Höllensteins“ aufliegt. Daß die Tauchdecke keine völlig selbständige Einheit ist, beweisen die Verhältnisse im Höllenstein, wo der Hochstegenmarmor des Ahornkernes als Tauchmulde überschlagen ist, unter den Höllensteingneis in verkehrter Lagerung abtaucht, um in steiler, aber normaler

Lagerung an dessen N-Abhängen wieder aufzutauchen (Tauchsattel). Die Ummantelung des Höllensteingneises ist hier eine durchgehende, wie man es im Kar östlich des Höllensteins gut beobachten kann. Durch nachträgliche südvergente Verfaltung wurde dieser Bauplan noch weiter kompliziert (FRISCH, 1968).

Es fällt auf, daß gerade im „Meridian“ östlich des Höllensteins, wo der Höllensteingneis auf kurze Erstreckung aussetzt, die Verbindung der Schönachmulde mit den Gneisen der Realspitze fehlt.

Gegenüber dem Kern der Höllenstein-Tauchdecke ist der Tuxer Zentralgneiskern ebenfalls verschoben, wenn auch nur um geringe Beträge: dies ist beim Spannagelhaus im W und am Hanger im E zu sehen, wo den Gesteinen der Schönachmulde bzw. dem Höllensteingneis auf kurze Erstreckung geringmächtiger Hochstegenmarmor auflagert, der vom Gneis des Tuxer Kernes geringfügig überschoben wurde.

Der Hochstegenmarmor der Hochstegenzone liegt im großen auch heute noch den Gesteinen auf, auf denen er sedimentiert wurde. Dies konnte bereits im östlichen Tuxer Hauptkamm an den Klastika im Basisquarzit der Hochstegenzone gezeigt werden (FRISCH, 1968:299 f).

Im W, zwischen Wolfendorn und Valser Tal, folgt über den Gneisen und Amphiboliten des Tuxer Kernes kaum Hochstegenquarzit, sondern zuerst eine bis 20 m mächtige Lage quarzsandigen Kalkmarmors, über dem Graphitquarzite folgen. DÜNNER (1934) stellt diesen Marmor in die Trias, die Graphitquarzite ins Karbon und mußte daher eine eigene tektonische Einheit schaffen, die sogenannte Saxalmwandschuppe. Kalkmarmor und Quarzit sind jedoch sedimentär miteinander verbunden und bilden eine aufrechte Schichtfolge. Beide Schichtglieder werden von mir in den Unteren Jura gestellt und gehören der Hochstegenzone an. Der Haupt-(NW-)Gipfel der Saxalmwand gehört hingegen bereits der Wolfendorndecke an, die DÜNNER nicht als selbständige Einheit auffaßte.

Wie bereits erwähnt, bildet die Wolfendorndecke eine durchgehende, selbständige tektonische Einheit. Bisher war nur östlich von Hintertux die tektonische Linie zwischen Hochstegenzone und der „Porphyrmaterialschieferschuppe“ erkannt worden. Im W wurde sie übersehen, da hier beiderseits der Deckengrenze Karbonate liegen, die fast von allen bisherigen Bearbeitern durchgehend als Trias aufgefaßt wurden. Durch die Differenzierung der Karbonate in jurassischen Hochstegenmarmor und die geringmächtige Trias am Wolfendorn (FRISCH, 1974) konnte auch hier die Deckengrenze fixiert werden. Kompliziert liegen die Verhältnisse im Bereich Kl. Kaserer—Tuxer Joch, wo Trias nur in kleinen Fetzen vorliegt und der Hochstegenmarmor der Wolfendorndecke möglicherweise teilweise auskeilt. Die genaue Fixierung der Deckengrenze ist hier demnach besonders schwierig und kann auch nicht durch die Aufnahme Höcks (1969) geklärt werden, da in dieser Arbeit die Triaskarbonat vom Hochstegenmarmor nicht unterschieden werden. THIELE (1970) hingegen stellte den Hochstegenmarmor wohl in den Jura, übersah aber die Triasfetzen.

Die Basis der Glocknerdecke ist durchwegs durch tektonische Komplikationen gekennzeichnet. Teilweise ist die Glocknerdecke mit der Wolfendorndecke etwas verschuppt wie z. B. am Schlüsseljoch bei der Kalkwandstange. Auffallend ist die Lagerung der Wustkogelserie und der mitteltriadischen Karbonate zueinander: auf weite Strecken zwischen Brenner und Gerlospaß bildet die Mitteltrias die Basis der Glocknerdecke, erst darüber folgt — im östlichen Abschnitt besonders mächtig entwickelt — Wustkogelserie. Eine weitere Lage von Mitteltriaskarbonaten tritt nahe, aber nicht an der Hangendgrenze der Wustkogelserie zwischen Tuxer Joch und Penken auf eine Erstreckung von 15 km auf.

THIELE (1970:237 f) versucht die Tatsache, daß die Wustkogelserie fast durchwegs auf den Karbonaten der Mitteltrias liegt, mit obertriadischem Alter der Wustkogelserie zu erklären. An sich ein logischer Schluß, dem ich mich jedoch nicht anschließen möchte: die Wustkogelserie ist in ihren tieferen Partien eine typische Basisserie mit zahlreichen Klastika, vielfach mit groben Geröllen aus einem kristallinen Untergrund, der direkt aufgearbeitet wurde, und paßt daher nicht ins Hangende der Karbonatserie. Das nur wenig umgelagerte saure vulkanische Material, das in der Wustkogelserie enthalten ist, deutet ebenfalls auf permisches Alter dieser Serienanteile.

Die komplizierte Tektonik der basalen Schichtglieder der Glocknerdecke findet ihre Erklärung in der gewaltigen Überschiebung der Glocknerdecke bzw. Unterschiebung der tieferen Einheiten, wobei es zu Einwicklungen und Verschuppungen der vermutlich nur im nördlichen Faziesraum der Glocknerdecke vorhandenen permotriadischen Schichtglieder kam (siehe unten und Abb. 2). Die Abscherungsfläche an der Basis der Glocknerdecke stellt die bedeutendste Bewegungsbahn innerhalb des penninischen Tauernfensters dar.

Die permotriadischen Serien im Gebiet östlich vom Penken (Gschößwand—Sauwand) bis zum Gerlospaß gehören der Glocknerdecke, also dem Pennin, und nicht dem Unterostalpin an, wie es von THIELE (1951), KUPKA (1956), KRISTAN-TOLLMANN (1962) und TOLLMANN (1963) dargestellt wurde. In der weiteren Fortsetzung nach E entsprechen die Trias von Krimml und der Zug von Wennis-Veitlen den mitteltriadischen Karbonatserien des Gerlostales. THIELE (1967:A 49, 1970) erkannte die penninische Stellung des Gschößwand—Sauwandzuges und seiner Fortsetzung.

4. DIE ENTWICKLUNG DES PENNINISCHEN RAUMES IM WESTLICHEN TAUERNFENSTER

Abbildung 2 zeigt eine Rekonstruktion entlang eines N-S-Schnittes im westlichen Tauernfenster durch den Faziesraum des Pennins während der Entwicklung im Mesozoikum.

Im Perm bilden sich auf einer Peneplain des variszischen Gebirges — der Fortsetzung des Böhmisches Massivs — Senken, in denen Wustkogelserie mit schwankender Mächtigkeit, aber auf weite Erstreckung abgelagert wird. Dabei wird der direkte Untergrund unter Beteiligung saurer Vulkana-

nite aufgearbeitet. Im Skyth setzt eine Transgression ein, es werden weitgehend reine Quarzite gebildet, die der Wustkogelserie zugerechnet werden.

Während der Bildung der Wustkogelserie bleibt das Gebiet nördlich davon — der Bereich der späteren Hochstegenzone und eines Großteils der Wolfendorndecke — ein höhergelegenes Mittelgebirge, das ein Erosionsgebiet darstellt und nur im südlichen Bereich teilweise von der Skyth-Transgression erfaßt wird (Skythquarzit der Wolfendorndecke am Wolfendorn).

In der Mitteltrias erfolgt in einem flachen Schelfmeer über einem gipshältigen Horizont (Rauhwacken) der Absatz von Karbonaten, die großteils dolomitisiert werden. Die Mächtigkeit der Karbonatabsätze nimmt von N nach S zu, bleibt jedoch relativ gering (max. bis über 100 m). Die Küste greift nur wenig weiter nach N vor als im Skyth. Das nördlich angrenzende Landgebiet wird weitgehend eingeebnet.

Am Wolfendorn fällt die Trias der Wolfendorndecke durch ihre häufigen quarzitischen Einschaltungen im Liegenden und Hangenden auf, was vermutlich auf die Küstennähe der Bildungen zurückzuführen ist.

Aus der Obertrias sind im betrachteten Bereich keine Schichtglieder gesichert. Das Meer hat sich vermutlich nach S bis in den Bereich des Unterostalpins zurückgezogen, ein flaches Landgebiet ohne große Reliefunterschiede hinter sich lassend.

Im Lias setzt zusammen mit einer Transgression die Faziesdifferenzierung im penninischen Raum ein. Erstmals wird das Landgebiet im N überflutet, die Küste weicht in Gebiete, die wir heute nicht kennen, zurück. Im Bereich der Hochstegenzone und der Wolfendorndecke kommt es vorwiegend zum Absatz von quarzsandigen Serien, z. T. mit Feldspatklastika.

Im südlich angrenzenden Bereich beginnt im Lias die Bildung und Einsenkung des penninischen Troges, verursacht durch die Öffnung des Ozeans und die Bildung ozeanischer Kruste (Hypothese). Die Quarzsande des Schelfs gehen in sandig-tonige Sedimente über. Allgemein sind die Sedimente des Lias durch ihren Reichtum an kohligter Substanz ausgezeichnet.

Im höheren Jura werden am nördlichen Schelf relativ geringmächtige Kalkserien in Hochstegenfazies abgelagert, die im nördlichen Bereich (Ahornkern) z. T. dolomitisiert werden.

Der penninische Trog senkt sich im höheren Jura stark ab und wird als seitliche Vertretung des Kalkes in Hochstegenfazies von (z. T. quarzsandigen) Mergeln aufgefüllt, den kalkreichen Bündner Schiefer in Glocknerfazies, in die Ophiolithe eindringen.

Die mächtigen Bündner Schiefer der Glocknerdecke mit ihren Ophiolithen sind nach unseren heutigen Vorstellungen zumindest zu einem guten Teil direkt auf ozeanischer Kruste abgesetzt worden. Hier bleibt also kein Platz für die Permtrias, da schließlich die Wustkogelserie einen Untergrund von „sialischer“ Zusammensetzung aufarbeitete. Das bedeutet, daß in der Trias der penninische Trog noch nicht existierte, sondern nur ein flaches, kontinentales Schelfmeer zur Zeit der Unter- und Mitteltrias (geringmächtige Quarzit- und Karbonatserien).

Erst im Jura zerriß diese Kontinentalplatte und die Bildung des penninischen „Trog“ begann. Während auf dem nördlichen Kontinentsockel zuerst vorwiegend Quarzsande und im höheren Jura Kalke in Hochstegenfazies abgelagert wurden, bildeten sich im Trog zuerst sandig-tonige Serien (heute Schwarzphyllite), später (sandige) Mergel (heute Kalkphyllite etc.), die die Ophiolithe enthalten. Diese Bündner Schiefer-Fazies griff randlich auf die triadischen Sedimente über.

Die **U n t e r e K r e i d e** bringt einen Umschlag von der kalkigen Sedimentation in eine tonig-sandige. Sowohl im Trog als auch im nördlich angrenzenden Bereich der Wolfendorndecke werden diese Serien, die von reinen Quarzsand- oder von kalkigen Ablagerungen, sogar von grobklastischen Schüttungen unterbrochen werden, abgesetzt.

Wir können keine Aussage für diese Zeit betreffend der Hochstegenzone machen: ging hier die Kalksedimentation weiter oder setzte eine Sedimentationsunterbrechung ein? Da der Hochstegenmarmor im N seine größte Mächtigkeit hat, könnte auf ein Andauern der Kalksedimentation in der Unterkreide in diesem Bereich geschlossen werden (?).

Das letzte Bild auf Abbildung 2 soll die Vorgänge zu Beginn der Gebirgsbildung veranschaulichen. Die nördliche Kontinentalplatte wird mit ihrer Sedimentauflage dem penninischen Trog unterschoben, wobei die Sedimenthülle im wesentlichen an zwei Stellen durchreißt und auch das variszische Grundgebirge mitverformt wird.

Der Vorgang, wie er hier dargestellt wurde (Abb. 2) und der z. T. Hypothetisches an sich hat, ist geeignet, die heutigen Verhältnisse in Verbindung mit den heutigen Vorstellungen über orogene Zonen und deren Entwicklung zu erklären.

Das wesentliche strukturelle Element in der dargestellten Entwicklung ist die Bildung eines eigenen Faziesraumes mit dem Aufreißen der kontinentalen Kruste und der damit verbundenen Entstehung eines echten penninischen **T r o g e s** im Jura. Durch die Jura-Ablagerungen kommt daher erst die Faziesdifferenzierung zum Ausdruck: Hochstegenfazies im N und Glocknerfazies im S.

Die Charakteristika für die **H o c h s t e g e n f a z i e s** sind: Liastransgression mit Sandsteinen auf variszischem Untergrund, im S auch auf schwächige Permotrias (Teile der Wolfendorndecke); geringmächtige Kalkentwicklung ohne Ophiolithe; Schelffazies.

Die Charakteristika der **G l o c k n e r f a z i e s** sind: Liastransgression mit tonig-sandigen Ablagerungen auf Permotrias; mächtige Mergelentwicklung mit Ophiolithen in einem sich rasch um mehrere 1000 m senkenden Tiefseetrog mit ozeanischer Kruste.

Die von mir vertretene Auffassung zur Entwicklung des penninischen Raumes im westlichen Tauernfenster unterscheidet sich in einigen wichtigen Punkten von der Darstellung aus den mittleren Hohen Tauern von FRASL & FRANK (1966:Beil. 2):

1. Nach FRASL & FRANK (l. c.) greifen die Ablagerungen der Permotrias auch über das Gebiet der Hochstegenzone hinweg und werden auf der „Hochstegenkalkschwelle“ erst wieder im Lias wegerodiert. Nach meinen Beobachtungen war jedoch in den nördlichen Bereichen keine Permotrias vorhanden. Bei der Hochzone des Hochstegengebietes handelt es sich nicht um eine Schwelle, sondern um ein Küstenland, das ein Teil des europäischen Kontinents ist (Permotrias) bzw. einen Schelfbereich, der nach N direkt mit dem Schelfbereich der „Helvetischen Zone“ verbunden ist (Jura).

2. Für die Zeit des Jura und der Unterkreide geben FRASL & FRANK eine starke Faziesdifferenzierung an: Hochstegenkalkentwicklung im N, nach S anschließend die kalkarme, z. T. grobklastische Brennkogelfazies, dann die kalkreiche Glocknerfazies mit den Ophiolithen und als südlichsten Bereich den der Fuscher Fazies, die das Äquivalent zur Brennkogelfazies auf der Südseite des Troges darstellen soll. Im westlichen Tauernfenster erkennt man keine seitliche Verzahnung der kalkigen Serien mit den tonig-sandigen. Vielmehr ist die Hochstegenkalkentwicklung die direkte fazielle Vertretung der kalkreichen Bündner Schiefer in Glocknerfazies im höheren Jura, während die kalkarmen Entwicklungen in den Lias und die Unterkreide, nicht jedoch in den höheren Jura zu stellen sind.

3. Unter dem penninischen Trog geht das voralpidische Grundgebirge nach meiner Auffassung nicht durch, sondern wird auf eine Breite von mehreren Zehnern von km von ozeanischer Kruste abgelöst. Diese Annahme findet ihre Unterstützung in dem Fehlen einer kristallinen Basis der Glocknerdecke und dem reichlichen Auftreten von Ophiolithen in den Bündner Schiefer. Die Basis der mächtigen Bündner Schiefer-Masse scheint ein Abscherungshorizont zu sein, an dem die Permotrias im nördlichen Teil tektonisch stark in Mitleidenschaft gezogen wurde.

5. HOCHSTEGENFAZIES EIN HELVETISCHES ELEMENT

Faziell ist die Entwicklung im nördlichen Ablagerungsbereich des betrachteten Raumes (Hochstegenfazies) der des Helvetikums in der Grestener Zone sehr gut vergleichbar. Ich glaube, daß eine direkte Verbindung der beiden Bereiche ohne weiteres herzustellen ist. Der Küstenverlauf etwa zur Zeit des Lias kann damit vom Raum Gresten in westsüdwestlicher Richtung an den nördlichen Teilen des Tauernfensters vorbei gezogen werden. Erst gegen die Westalpen hin springt die Küste allmählich wieder nach N zurück.

In den nördlich des Hochstegen-Faziesraumes angrenzenden Bereichen des Helvetikums sind keine Triasablagerungen bekannt. Es kann daher mit gutem Grund geschlossen werden, daß das gesamte Gebiet, nach S bis in den Bereich der Wolfendorndecke im westlichen und fast ebenso weit im östlichen Tauernfenster während der Permotrias Landgebiet war.

Es sei hervorgehoben, daß sich der helvetische Faziesbereich der Ostalpen und der Hochstegen-Faziesbereich des Tauernfensters nicht voneinander

trennen lassen und daß keinerlei Hinweise für eine etwaige „nordpenninische“ Senke nördlich der Hochstegen-Fazieszone bestehen.

Faziell ist der Hochstegenbereich daher als helvetisches Element zu bezeichnen, wie es schließlich THIELE (1970:237) bereits zur Diskussion gestellt hat. Ob es sinnvoll ist, ihn auch tektonisch dem Helvetikum zuzuordnen, möchte ich wegen der Stellung im Rahmen des Tauernfensters vorerst nicht im Alleingang entscheiden. Letztlich ist dies nur eine nomenklatorische Frage und somit von sekundärer Bedeutung.

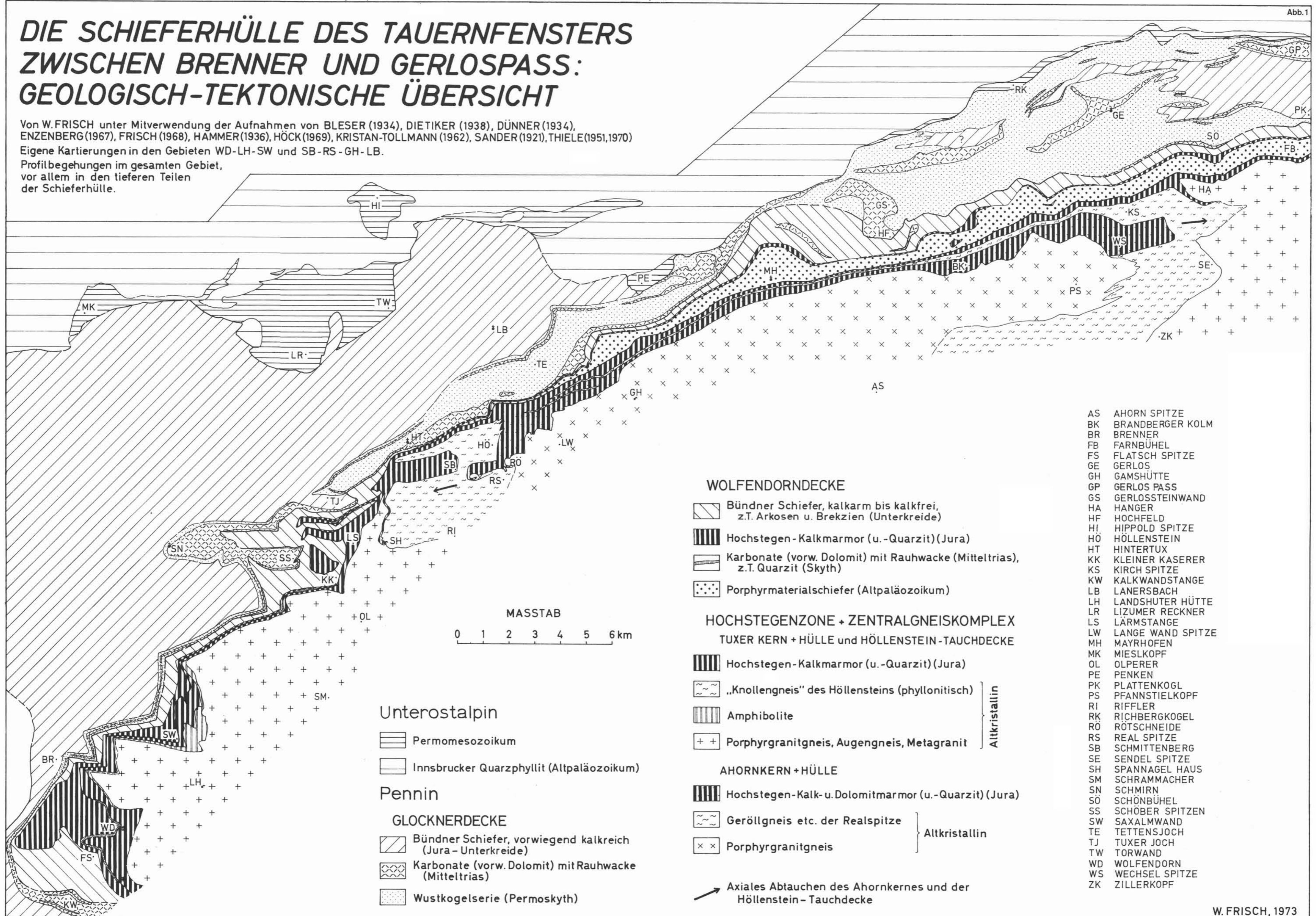
Literatur

- BLESER, P., 1934: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern östlich der Brennerlinie. — Diss. Phil. Fak. Univ. Zürich, 89 pp., Luxemburg.
- DIETIKER, H., 1938: Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml (Gerlostal, Tirol). — Diss.ETH Zürich, 131 pp., Zürich.
- DÜNNER, H., 1934: Zur Geologie des Tauernwestendes am Brenner. — Diss. Phil. Fak. Univ. Zürich, 134 pp., Winterthur.
- ENZENBERG, M., 1967: Die Geologie der Tarntaler Berge (Wattener Lizum), Tirol. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 17, 5—50, Wien.
- EXNER, CH., 1971: Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern). — Jahrb. Geol. B.A., 114, 1—119, Wien.
- FRASL, G. & FRANK, W., 1966: Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster (mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg). — Der Aufschluß, Sonderh. 15, 30—58, Heidelberg.
- FRISCH, W., 1968: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxbach und Tuxer Hauptkamm bei Lanersbach (Zillertal, Tirol). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 18, 287—336, Wien.
- FRISCH, W., 1974: Ein Typ-Profil durch die Schieferhülle des Tauernfensters: das Profil am Wolfendorn (westlicher Tuxer Hauptkamm, Tirol). — Verh. Geol. B.A., 1974/1, Wien (im Druck).
- HAMMER, W., 1936: Der Nordrand des Zentralgneises im Bereich des Gerlostales, Tirol. — Jahrb. Geol. B.A., 86, 265—302, Wien.
- HÖCK, V., 1969: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxer Joch und Olperer (Zillertal, Tirol). — Jahrb. Geol. B.A., 112, 153—195, Wien.
- KLEBELSBERG, R. v., 1940: Ein Ammonit aus dem Hochstegenkalk des Zillertals (Tirol). — Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 92, 582—586, Berlin.
- KRISTAN-TOLLMANN, E., 1962: Das Unterostalpin des Penken-Gschöschwandzuges in Tirol. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 54, 201—228, Wien.
- KUPKA, E., 1956: Zur Geologie der Umgebung von Mayrhofen im Zillertal. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 47, 1—33, Wien.
- SANDER, B., 1921: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (Zweiter Bericht). — Jahrb. Geol. B.A., 70, 273—296, Wien.
- SCHÖNLAUB, H. P., FRISCH, W., & FLAJS, G., 1974: Neue Fossilfunde aus dem Hochstegenmarmor (Tauernfenster, Österreich). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1974, Stuttgart (im Druck).
- STAUB, R., 1924: Der Bau der Alpen. — Beitr. Geol. Karte Schweiz, 82, N.F. 52, 272 pp., Bern.
- THIELE, O., 1951: Beobachtungen am Tauernnordrand im Bereich von Gerlos. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 5 (II/2), 1—21, Wien.
- THIELE, O., 1963: Bericht 1962 über geologische Aufnahmen auf Blatt Lanersbach (149). — Verh. Geol. B.A., 1963, A 55—56, Wien.
- THIELE, O., 1967: Bericht 1966 über geologische Aufnahmen auf Blatt Lanersbach (149). — Verh. Geol. B.A., 1967, A 48—50, Wien.
- THIELE, O., 1970: Zur Stratigraphie und Tektonik der Schieferhülle der westlichen Hohen Tauern. Zwischenbericht und Diskussion über Arbeiten auf Blatt Lanersbach, Tirol. — Verh. Geol. B.A., 1970, 230—244, Wien.
- TOLLMANN, A., 1963: Ostalpinsynthese. — Verl. F. Deuticke, 256 pp., Wien.

Bei der Schriftleitung eingelangt am 14. Jänner 1974.

DIE SCHIEFERHÜLLE DES TAUERNFENSTERS ZWISCHEN BRENNER UND GERLOSPASS: GEOLOGISCH-TEKTONISCHE ÜBERSICHT

Von W. FRISCH unter Mitverwendung der Aufnahmen von BLESER (1934), DIETIKER (1938), DÜNNER (1934), ENZENBERG (1967), FRISCH (1968), HAMMER (1936), HÖCK (1969), KRISTAN-TOLLMANN (1962), SANDER (1921), THIELE (1951, 1970).
Eigene Kartierungen in den Gebieten WD-LH-SW und SB-RS-GH-LB.
Profilbegehungen im gesamten Gebiet, vor allem in den tieferen Teilen der Schieferhülle.



- AS AHORN SPITZE
- BK BRANDBERGER KOLM
- BR BRENNER
- FB FARNBÜHEL
- FS FLATSCH SPITZE
- GE GERLOS
- GH GAMSHÜTTE
- GP GERLOS PASS
- GS GERLOSSTEINWAND
- HA HANGER
- HF HOCHFELD
- HI HIPPOLD SPITZE
- HÖ HÖLLENSTEIN
- HT HINTERTUX
- KK KLEINER KASERER
- KS KIRCH SPITZE
- KW KALKWANDSTANGE
- LB LANERSBACH
- LH LANDSHUTER HÜTTE
- LR LIZUMER RECKNER
- LS LÄRMSTANGE
- LW LANGE WAND SPITZE
- MH MAYRHOFEN
- MK MIESLKOPF
- OL OLPERER
- PE PENKEN
- PK PLATTENKOGEL
- PS PFANNSTIELKOPF
- RI RIFFLER
- RK RICHBERGKOGEL
- RO RÖTSCHNEIDE
- RS REAL SPITZE
- SB SCHMITTENBERG
- SE SENDEL SPITZE
- SH SPANNAGEL HAUS
- SM SCHRAMMACHER
- SN SCHMIRN
- SÖ SCHÖNBÜHEL
- SS SCHÖBER SPITZEN
- SW SAXALMWAND
- TE TETTENSJOCH
- TJ TUXER JOCH
- TW TORWAND
- WD WOLFENDORN
- WS WECHSEL SPITZE
- ZK ZILLERKOPF

WOLFENDORNDECKE

- Bündner Schiefer, kalkarm bis kalkfrei, z.T. Arkosen u. Brekzien (Unterkreide)
- Hochstegen-Kalkmarmor (u.-Quarzit) (Jura)
- Karbonate (vorw. Dolomit) mit Rauhwacke (Mitteltrias), z.T. Quarzit (Skyth)
- Porphyrmaterialschiefer (Altpaläozoikum)

HOCHSTEGENZONE + ZENTRALGNEISKOMPLEX

- TUXER KERN + HÜLLE und HÖLLENSTEIN-TAUCHDECKE
- Hochstegen-Kalkmarmor (u.-Quarzit) (Jura)
 - „Knollengneis“ des Höllensteins (phyllonitisch)
 - Amphibolite
 - Porphyrganitgneis, Augengneis, Metagranit

AHORKERN + HÜLLE

- Hochstegen-Kalk- u. Dolomitmarmor (u.-Quarzit) (Jura)
- Geröllgneis etc. der Realspitze
- Porphyrganitgneis

Unterostalpin

- Permomesozoikum
- Innsbrucker Quarzphyllit (Altpaläozoikum)

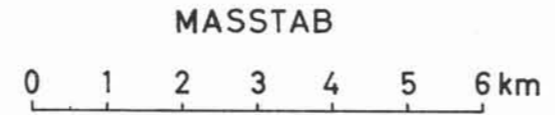
Pennin

- #### GLOCKNERDECKE
- Bündner Schiefer, vorwiegend kalkreich (Jura - Unterkreide)
 - Karbonate (vorw. Dolomit) mit Rauhwacke (Mitteltrias)
 - Wustkogelserie (Permoskyth)

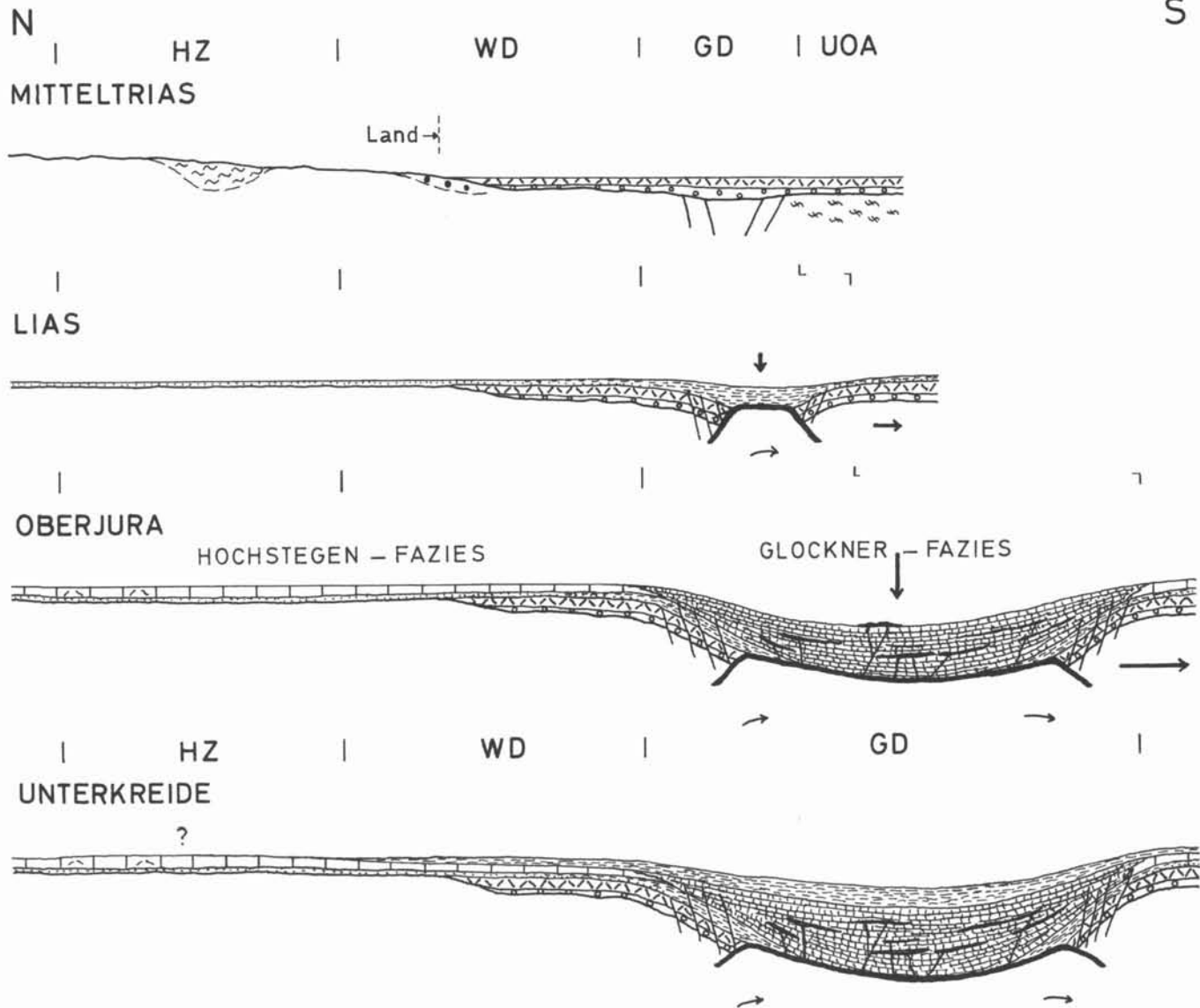
Altkristallin

Altkristallin

↗ Axiales Abtauchen des Ahornkernes und der Höllenstein-Tauchdecke



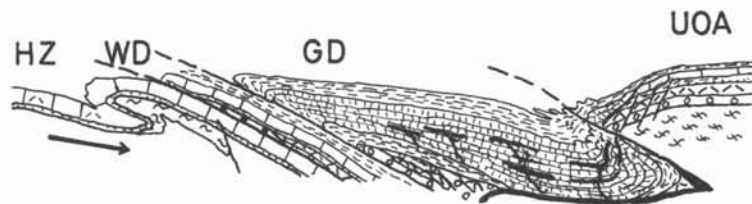
DIE ENTWICKLUNG DES PENNINISCHEN RAUMES IM MESOZOIKUM (Schema für das westliche Tauernfenster)



- quarzsandig-tonige Serien, z.T. grobklastisch
- Mergelkalke, ± quarzsandig, mit Ophiolithen
- Kalke, z.T. auch Dolomite
- vorw. Quarzite
- Karbonate, vorw. Dolomite
- Grauwacken, Arkosen, Quarzite (Wustkogelserie)
- Grundgebirge (Kontinentale Kruste)
- Geröllgneise etc.
- Porphyrmaterialschiefer
- Quarzphyllitserie
- Ozeanische Kruste (hypothetisch)

Bündner Schf.

MITTELKREIDE: Beginn der Gebirgsbildung



Nicht maßstäblich, stark überhöht
— = ca. 10 km Horizontalabstand

- ↓ Senkung des Geosynklinaltroges
- Bewegung der Kontinentblöcke
- ↔ Richtung des Konvektionsstroms im unterlagernden Mantel (hypothetisch)

HZ Hochstegenzone WD Wolfendorfdecke GD Glocknerdecke UOA Unterostalpin

W. FRISCH, 1973