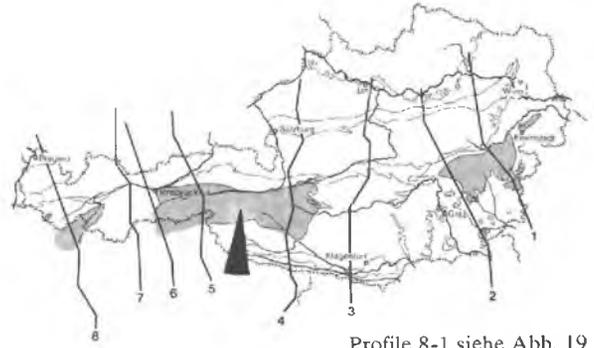


### 3.7.3. Das Tauernfenster

VON OTTO THIELE

Mit den Abbildungen 77 bis 81



Profile 8-1 siehe Abb. 19

#### 3.7.3.1. Geographische Einführung

Die Zillertaler Alpen und Hohen Tauern bilden zwischen Brenner- und Katschbergpaß als vergletschertes Hochgebirge den Hauptkamm der Ostalpen. Die höchsten Erhebungen liegen in den Tuxer und Zillertaler Alpen (Olperer, 3476 m; Hochfeiler, 3510 m), in der Großvenedigergruppe (Dreiherrnspitze, 3499 m; Großvenediger, 3676 m), die besonders stark vergletschert ist, sodann jenseits der niedrigeren Granaatspitzgruppe (3086 m) wiederum in der gletscherreichen Glocknergruppe (Großglockner, 3797 m, höchster Berg Österreichs; Gr. Wiesbachhorn, 3564 m), ferner in der Goldberggruppe (Hocharn, 3254 m) und schließlich in der Ankogel-Hochalmgruppe (Ankogel, 3246 m; Hochalmspitze, 3360 m).

Abgesehen von stärker verschieferten Gneisen und den Amphiboliten bilden die Zentralgneise eher ruhigere Formen mit glazialer Formung und glatteren Wandfluchten. Im Gegensatz dazu stehen die häufig begrast, aber an Schrofen reichen und von Runsen zerfurchten Berge der Schieferhülle. Die Felsen der Kalkphyllite werden im Volksmund „Bratschen“ genannt. Die zumeist langen Täler sind häufig Trogtäler mit einer durch eine Schlucht durchsägten Mündungsstufe. An den oft felsdurchsetzten Talflanken steht Wald, in den Tälern und tiefer gelegenen Karen liegen Almen. Weit vor den heutigen Gletschern erkennt man häufig die noch wenig begrünten Moränen der Gletscherstände um 1850; sie geben damit einen Begriff vom Ausmaß des seit dieser Zeit eingetretenen Gletscherchwundes.

Der Gegensatz zwischen den Kalkbergen um die Wattener Lizum (Tarntaler Köpfe etc.) und den Schieferbergen der Tuxer Alpen (Rastkogel, 2762 m) oder den schroffen Kalkbergen der Radstädter Tauern (Weißbeck, 2711 m; Moser-

mandl, 2680 m; Hochfeind, 2635 m) und der Grauwackenzone belebt in hohem Maße die Landschaft.

#### 3.7.3.2. Übersicht

Im Tauernfenster kommen zwischen Brenner- und Katschbergfurche in einer weitgespannten Aufwölbung die tiefsten tektonischen Elemente der Ostalpen unter den Decken des Ostalpins zum Vorschein; es ist damit eines der wichtigsten Zeugnisse des alpinen Deckenbaues.

Drei tektonische Haupteinheiten können unterschieden werden:

1. Zuvörderst im Fenster tritt voralpidisches Grundgebirge zu Tage, das mitsamt seiner mesozoischen Bedeckung starke Ähnlichkeiten zum Grundgebirge des nördlichen Vorlandes, der Böhmisches Masse und des Molasseuntergrundes sowie zu den helvetischen Kristallinkernen der Schweizer Alpen aufweist: der *Zentralgneis* und sein Altes Dach mit der *Unteren Schieferhülle*.

2. Darüber folgen, von Süden her überschoben, paläozoische und mesozoische Serien, die mit dem Penninikum der Schweiz verglichen werden können: die *Obere Schieferhülle*.

3. Um das penninische Fenster herum schließt sich, in Decken und Schuppen zerlegt, ein Ring unterostalpinen Gesteinsserien: der *Unterostalpine Rahmen*.

#### 3.7.3.3. Gesteinsbestand und Stratigraphie

##### 3.7.3.3.1. Zentralgneis und Untere Schieferhülle (Helvetische Fazies)

Das voralpidische Kristallin setzt sich zur Hauptsache aus Orthogneisen, Amphiboliten, Migmatiten, Paragneisen, sauren tuffitischen Gneisen, (Gneis-)Glimmerschiefern und Phylliten zusam-

men. Auch einige Serpentinivorkommen (Zemmgrund, Stubachtal) dürften hierher zu stellen sein.

Für die Orthogneise, die weite Bereiche der vergletscherten Zentralregionen der Hochalm-, Ankogel-, Goldberg-, Sonnblick-, Granatspitz-, Venediger- und Reichenspitze sowie des Zillertals aufbauen, ist seit altersher der Name Zentralgneis eingeführt. Kleinere Einschaltungen oder noch nicht genau auskartierte Anteile von migmatisch beeinflusstem oder vom granitisch-aplitischen Gangfolge durchschwärmten Nebengestein sind ihm mitunter (besonders im Gebiet des Zillertals) kartenmäßig zugeschlagen.

Trotz alpidischer Metamorphose läßt sich reichsweise bei den Tiefengesteins-Abkömmlingen eine gewisse Altersfolge erkennen. Kalifeldspatreiche, porphyrisch struierte Metagranite erweisen sich samt ihren Migmatiten und ihrem aplitischen Gangfolge als älterer, vermutlich früh- bis synorogen variszischer Bestand gegenüber einer zweiten, stärker differenzierten Intrusivgesteinsgruppe. Diese beginnt mit (mengenmäßig unbedeutendem) Diorit, eventuell auch Gabbro, und umfaßt in der Hauptsache tonalitische bis granitische und schließlich leukogranitische Gesteine. Letztere sind durch Rb-Sr-Gesamtgesteinsisochronen als spät- bis postvariszisch ausgewiesen: Die physikalischen Altersdaten liegen im Bereich zwischen 280 und 220 Mio. J., wobei die niedrigsten Werte allerdings mit einiger Vorsicht zu betrachten sind. So ergab z. B. der relativ junge Aplitgranit der Reichenspitze ein Alter von ca. 282 Mio. J. gegenüber einem radiometrischen Wert von ca. 246 Mio. J., das die von ihm intrudierten, also sicherlich älteren Augen- und Flasergneise seiner Umgebung lieferten.

Zu bemerken ist, daß in der Altersabfolge der voralpidischen Intrusiva des Tauernfensters eine auffallende Übereinstimmung mit jener der variszischen Tiefengesteine der südlichen Böhmisches Masse besteht. Auch weisen hier wie dort die jüngsten, sauren Granittypen eine geringe Mineralisation von Fluorit und Molybdänglanz auf (Alpeiner Scharte u. a. O.).

An dieser Stelle kann auch das „Tauerngold“ erwähnt werden: In vorherrschend NNE-streichenden, steilstehenden a-c Klüften kam es im Bereich des Siglitz- und Sonnblickgneises zur Bildung der bekannten Goldquarzgänge. Das Gold ist meist feinstverteilt in Pyrit, Arsenkies oder in der selteneren Zinkblende sowie in Kupferkies und Bleiglanz vorhanden. Ausnahmsweise findet sich Freigold.

Bei den voralpidischen Paragesteinen, Migmatiten, Metabasiten und Metavulkaniten (bzw. -tuffiten) ist die Altersgliederung schwieriger.

Lokal ist die Unterscheidung einer „altkristallinen“ Serie mit Amphiboliten, z. T. hornblende-führenden Bändergneisen und Gneisglimmerschiefern von einer etwas schwächer metamorphen, aber immer noch von den Zentralgneisintrusionen her beeinflussten „Habachserie“ mit dunklen Phylliten (mit Lyditen) und sauren, intermediären und basischen Vulkanitabkömmlingen möglich. Bei gewissen vulkanogenen bzw. tuffitischen Gneisen (z. B. hellen Metaquarzkeratophyren oder den recht charakteristischen Albitit- oder Oligoklasitaggglomeraten) ergeben sich Vergleichsmöglichkeiten mit den altpaläozoischen, speziell ordovizischen Serien des Ostalpins. Im Felbertal liegt in einer amphibolitreichen Folge der *Habachserie* eine schichtgebundene, wirtschaftlich interessante Scheelitvererzung mit quarzitischem Scheelitreicherzen.

Paläozoische Karbonatgesteine fehlen im allgemeinen im „helvetischen“ wie auch penninischen Bereich des Tauernfensters. Lediglich bei einzelnen schwächtigen Marmorzügen des Venediger- und Granatspitzgebietes (Birnlücke; Nordwest, Nord und Ostnordost Innergschlöß) besteht der Verdacht auf Paläozoikum.

Bessere stratigraphische Vorstellungen haben wir über die jüngere Bedeckung der Kristallkerne, vor allem in den westlichen Hohen Tauern. Hier dient als stratigraphischer Fixpunkt die Oberjura-Datierung des Hochstegenkalkes bei Mayrhofen durch *Perisphinctes* sp., die auch durch neuere Fossilfunde von derselben Stelle (Belemnitenfragmente, Schwammspiculae) bekräftigt wird. Davon ausgehend läßt sich von der Abfolge, die trotz tektonischer Überprägung zum Teil mit noch erhaltener Transgressionsdiskordanz dem Kristallinsockel aufliegt, folgende Stratigraphie ableiten:

Perm (?) und Trias (?) ist nur lokal und sehr geringmächtig in Form von Quarzit, quarzitischem Schiefer, Dolomit und Rauhwacke entwickelt; regelmäßiger hingegen der (?) Lias mit etwa 10 m hellem Quarzit, Karbonatquarzit und Schwarzphyllit. Eine nur lokal auftretende, schwächliche, limonitische Lage könnte als Dogger aufgefaßt werden.

Oberjurassisch ist der bis über 200 m mächtig werdende *Hochstegenkalk*, dessen wandbildende Züge im Gerlos- und Tuxertal sowie östlich des Brenners deutlich in Erscheinung treten. Er setzt im allgemeinen mit gelben oder grauen Sandkalcken ein, besteht in der Hauptsache jedoch aus graublauem Kalk(marmor) mit heller grau anwitternden und feinkörnigeren dolomitischen Partien. Recht charakteristisch sind für ihn (besonders in seinen höheren Teilen) hellgraue bis weiße Hornsteinspindeln oder zerrissene Hornsteinlagen.

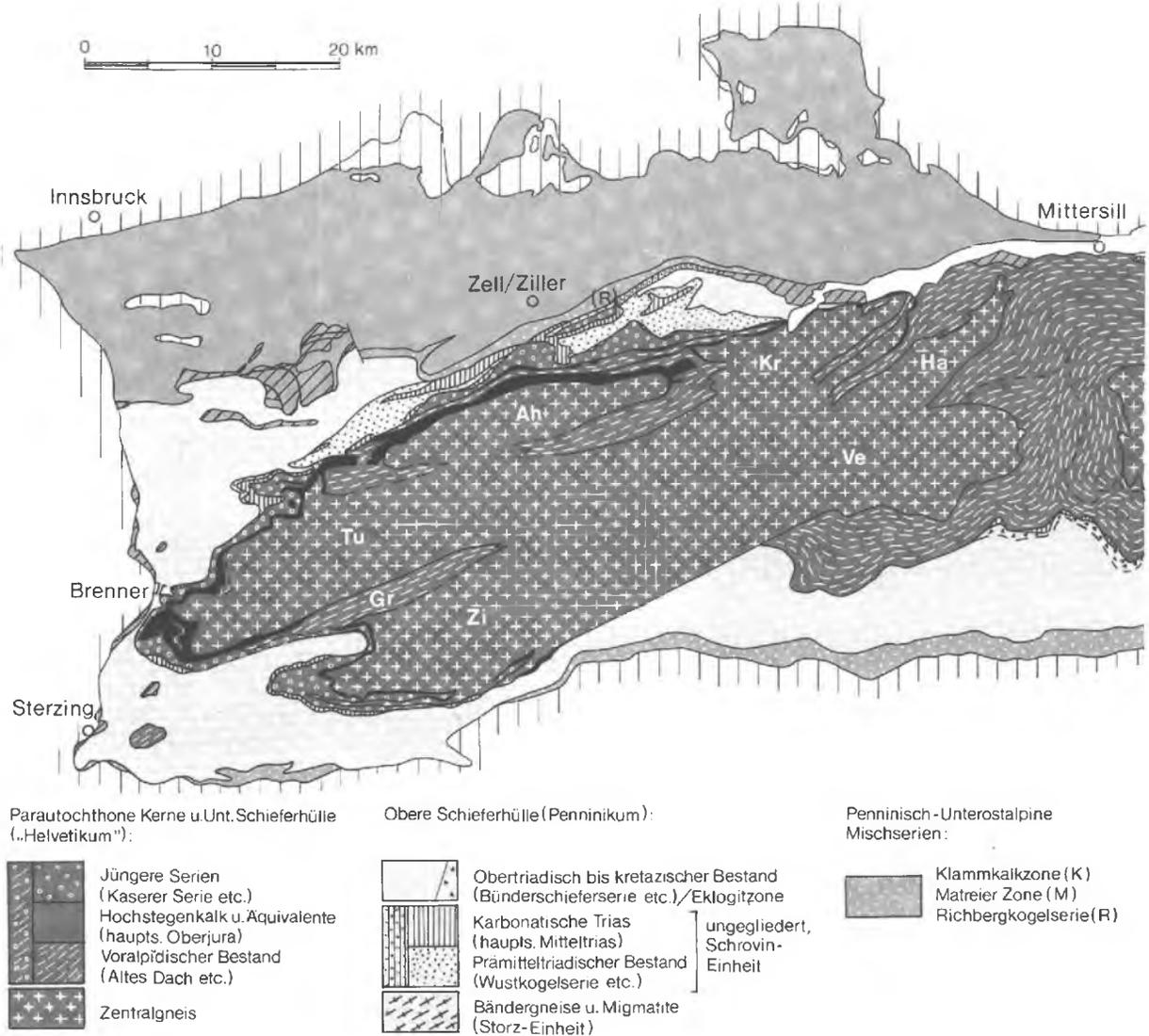


Abb. 77. Geologisch-tektonische Übersicht über das Tauernfenster

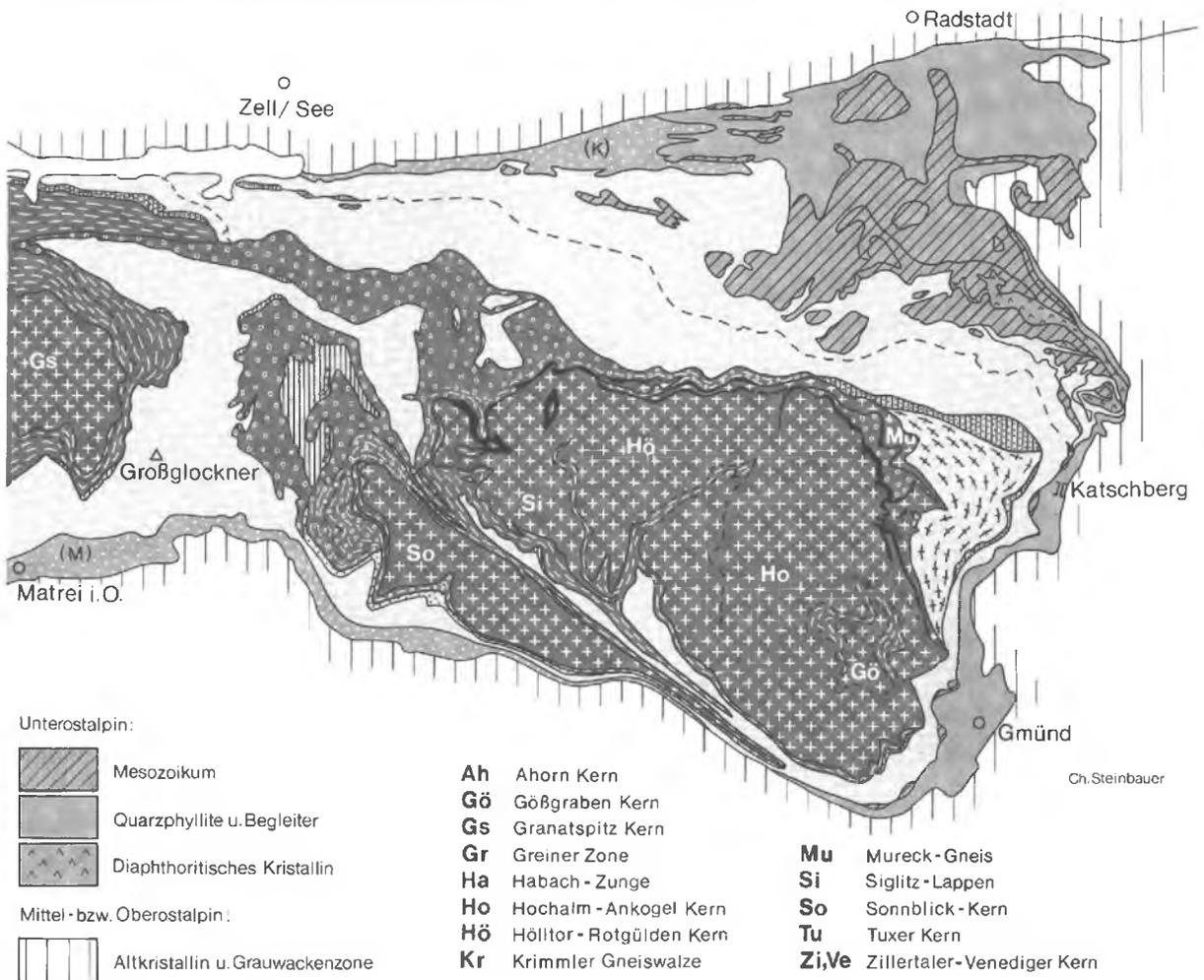
Vermutlich kretazischen Alters ist eine an vielen Orten über dem Hochstegenkalk einsetzende, bunte und stark wechselhafte Serie, die nach ihrem Typusgebiet zwischen Tuxer Joch und Gerauer Hütte *Kasererserie* genannt ist. Sie besteht aus Kalkphylliten, Schwarzphylliten, Metaarkosen, sandigen Phylliten und grünen Schiefern mit Dolomitlagen und -linsen, Chlorit-Serizitschiefern, Dolomitbrekzien mit verschiedenartigem Bindemittel, stellenweise auch aus blauem Sandkalk mit Echinodermengrus und hellem Quarzit. Im Bereich Wolfendorn-Wildlahnertal treten im Hangenden dieser Serie grobe Konglomeratlagen mit quarzphyllitischem oder quarzitischem Bin-

demittel und nuß- bis kopfgroßen Kristallinge-  
röllen auf (Abb. 81).

In der Unteren Schieferhülle der östlichen Hohen Tauern stehen Fossilfunde noch aus. Dementsprechend ist die stratigraphische Einstufung der Schichtglieder hier mit größeren Unsicherheiten belastet. Dem Hochstegenkalk analog, liegt im Gebiet von Gastein der *Angertalmarmor* dem voralpinen Grundgebirge auf. Er kann daher ebenfalls als Oberjurabildung angesehen werden. Eine analoge Position besitzt ferner der *Silbereckmarmor* im Gebiet des oberen Murtales. Dieser wird allerdings von CH. EXNER wegen seiner Vergesellschaftung mit Quarzit,

## Das Tauernfenster und sein Rahmen

zusammengestellt von O. THIELE, 1977



Dolomit und Rauhwacke eher für Trias gehalten und die darüberfolgenden, an die Kasererserie gemahnenden Kalkphyllite, Dolomitbrekzien und Schwarzphyllite für Lias und Jüngerer.

In den mittleren Hohen Tauern weist die in Bereichen der Glocknerstraße und darüber hinaus verbreitete *Brennkogelserie* starke lithologische Ähnlichkeiten mit der Kasererserie auf. Sie wurde bisher im allgemeinen als Lias angesprochen, da ein normaler, lückenloser Verband mit der Seidlwinkeltrias (siehe unten) zu bestehen scheint. Ob hier nicht eher ein anomaler Kontakt anzunehmen ist und nicht auch die Brennkogelserie als im wesentlichen nachjurassisch ge-

deutet werden könnte, ist eine noch offene Frage.

### 3.7.3.3.2. Das Deckensystem der Oberen Schieferhülle (Penninische Fazies)

Der Gesteinsbestand der Oberen Schieferhülle, also des zweifelsfreien Penninikums, ist wesentlich reichhaltiger als der des Helvetikums.

Im eher sporadisch auftretenden älteren Paläozoikum ähnelt er der Unteren Schieferhülle. So entsprechen die Bändergneise der Storzserie in den östlichen Hohen Tauern dem „Altkristallin“ bzw. den Bändergneisen und Migmatiten im „Alten Dach“ des Zentralgneises. Die ebenfalls

im obersten Murtal entwickelte „Murtörlserie“ könnte eventuell ein Äquivalent der Habachserie darstellen. Auch in den westlichen Hohen Tauern ähneln die als Paläozoikum angesprochenen grauen, zum Teil konglomeratischen Grauwackengneise bis Glimmerschiefer (z. B. Rettelwand, Gerlostal; Hoher Nopf, Wildlahnertal) Schichtgliedern der Unteren Schieferhülle.

Ab dem Jungpaläozoikum ist eine selbständige Entwicklung zu erkennen. Grünliche bis grünlichweiße, phengitreiche Quarzitschiefer und Porphyroide, Arkosegneise und Quarzite (*Wustkogelserie*) werden in das Perm bis Skyth eingestuft. Die mittlere Trias erscheint mit Rauhwacken, Dolomiten, Kalkmarmoren und -schiefern karbonatisch entwickelt, die obere Trias im allgemeinen in Keuper-Fazies oder mag zum Teil fehlen. An lithologisch gut gliederbaren Vorkommen seien die *Seidlwinkeltrias* an der Glocknerstraße, die Sauwand-Gschöbzwand bei Mayrhofen oder die Schöberspitztrias im Innerschirn erwähnt.

Die charakteristischste Serie des Penninikums ist die *Bündnerschieferserie*, die in der Glocknergruppe und in weiten Bereichen um die zentralen Gneisgebiete herum die Morphologie beherrscht. Sie ist aus abwechslungsreichen, tonig-kalkig-sandigen, viel diffusen Kohlenstoff enthaltenden Geosynklinalsedimenten entstanden, in welche größere Massen von basischen Vulkaniten eingedrungen sind. Ihre Hauptgesteine sind dementsprechend Kalkphyllite und Kalkglimmerschiefer, zum Teil übergehend in glimmerig-sandige Kalkmarmore, dunkle kalkfreie Phyllite, Karbonatquarzite und Quarzitschiefer, Grünschiefer und Prasinite. Altersmäßig dürfte sie vor allem in die Zeit von der oberen Trias bis in die untere Kreide einzustufen sein, wobei das Hauptgewicht der basischen In- und Extrusionen nach den Erfahrungen in den Schweizer Alpen am ehesten in der unteren Kreide gelegen haben dürfte. In höheren Bereichen ist das Einsetzen flyschoider Sedimente mit Wechsellagerungen von tonigen, sandigen und feinkonglomeratischen Schiefen und Brekzien bemerkenswert. Ob und wie weit dabei die Sedimentation im Tauernfensterbereich über die Mittelkreide hinausgeht, ist umstritten. Besonders für die mit den sogenannten *Fischer Phylliten* vergesellschafteten Flyschbildungen des Tauernnordrandes wurde immer wieder der Verdacht auf oberkretazisches oder sogar alttertiäres Alter ausgesprochen (Abb. 81).

Auch in tieferen Bereichen der Bündnerschieferserie fehlen grobklastische Bildungen nicht (i. a. Dolomitbrekzien mit kalkphyllitischem oder karbonatquarzitischem Bindemittel). Weiters treten nahe der Basis der Serie auch mitunter Me-

ter-, Zehnermeter- und noch größere Schollen und Linsen von „Trias“-Dolomit auf, die zum Teil als Olistholithe gedeutet werden könnten. Diese ersten orogenen Grobklastika werden im allgemeinen für Lias gehalten.

Die nachfolgend (Kap. 3.7.3.4.) erwähnten eklogitischen Gesteine des südlichen Venediger- und Granatspitzgebietes dürften höher metamorphe Äquivalente der Bündnerschiefer-Prasinite darstellen.

### 3.7.3.3.3. *Der Rahmen des Tauernfensters (Das Unterostalpin einschließlich der penninisch-unterostalpinen Mischungszonen)*

In günstigen Fällen sind im unterostalpinen Mesozoikum zwei Faziesbereiche zu erkennen. Der eine, die *Hochfeindfazies*, lehnt sich noch merklich an die Ausbildung des Permomesozoikums (vor allem der Permotrias) im Penninikum an. Der zweite, die *Pleißlingfazies*, weist eher schon Anklänge an die kalkalpine Entwicklung der nördlichsten Kalkalpendecken auf. Zum ersteren gehören die unteren Radstädter Decken und die Torwand- bzw. Hippolddecke der Tarntaler Berge; zum zweiten die oberen Radstädter Decken und die Reckner- und die Mölser Decke in den Tarntaler Bergen.

An der Basis des Unterostalpins sowie in Bereichen, in denen der Fensterrahmen einer stärkeren tektonischen Reduzierung unterworfen war, sind aber nicht einmal die höchsten penninischen Anteile sauber vom Unterostalpin zu trennen; dann wird von penninisch-unterostalpinen Mischungszonen gesprochen (Matreier Zone, Richbergkogelserie, Klammkalkzone).

Die den Südrand des Tauernfensters bildende Matreier Zone ist eine bunte Gesteinsgesellschaft mit Quarziten, Quarzserizitschiefern, Rauhwacken (auch Gipsen, die teils permotriadisches, teils Keuper-Alter haben mögen), Kalken, Dolomiten, kalkfreien und kalkigen Phylliten, Dolomitbrekzien, Grünschiefern und Serpentiniten. Durch die starke tektonische Beanspruchung und Verschuppung ist die ursprüngliche Schichtfolge kaum mehr erkennbar. Die im Norden des westlichen Tauernfensters auftretende Richbergkogelserie hat ebenfalls den Charakter einer tektonischen Mischserie. In ihr treten die nachtriadischen Brekzien stellenweise noch stärker hervor als in der Matreier Zone; hingegen fehlen, von Epidotamphiboliten im Bereich der Tuxer Alpen abgesehen, im allgemeinen die Basite und Ultrabasite. In der Klammkalkzone wiederum ist ein meist mittel- bis dunkelgrauer Kalk, der in etwa ein stratigraphisches Äquivalent des Hochstegenkalkes (Oberjura) sein könnte, das hervorstechendste Schichtglied. Tief in ihn eingeschnittene, landschaftlich reizvolle Klamm an den

# Die Entwicklung des Penninischen Raumes im Mesozoikum

(Schema für das westliche Tauernfenster) nach W. FRISCH, 1974

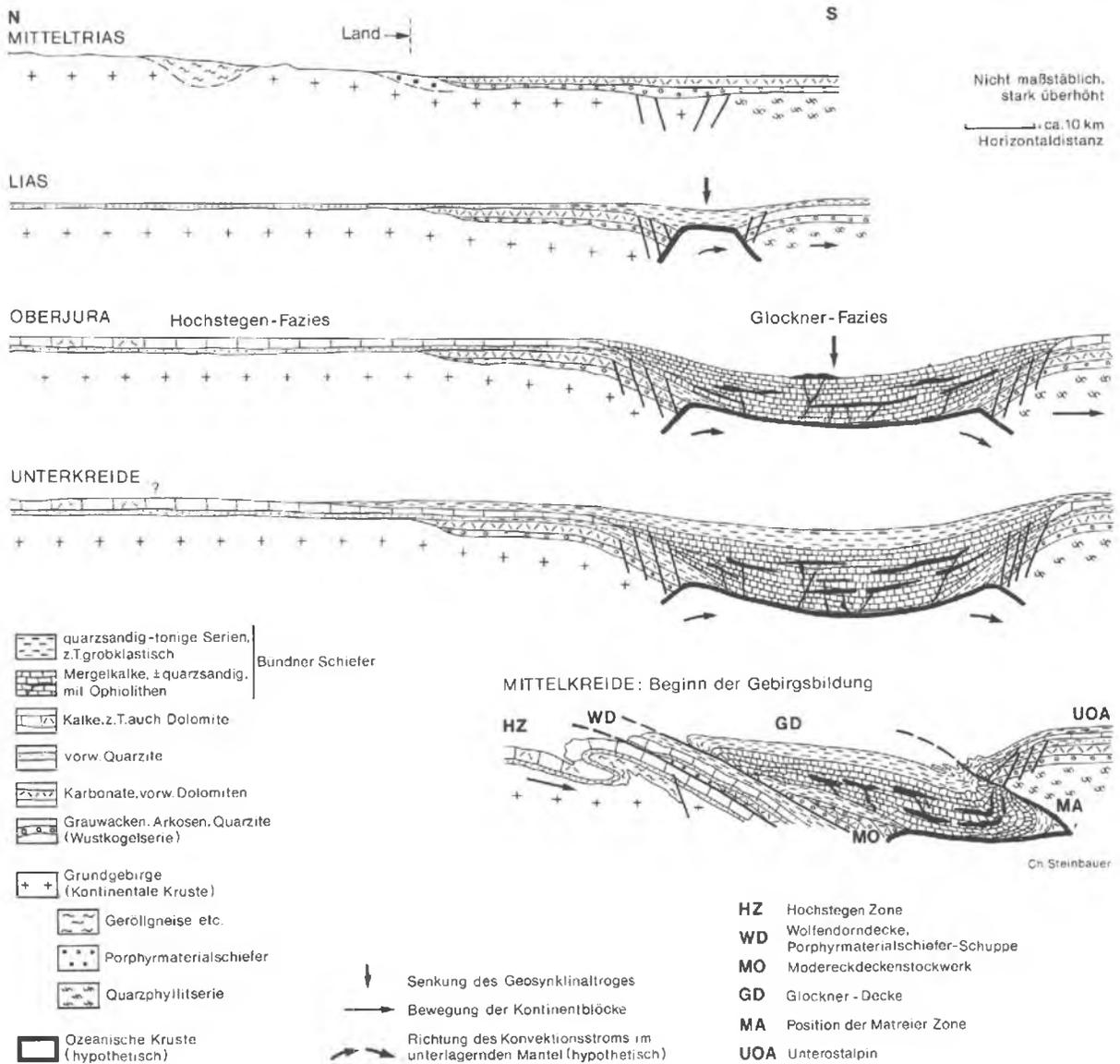


Abb. 78. Entwicklungsschema des Penninischen Raumes von der Mitteltrias zur Mittelkreide (Schema für das westliche Tauernfenster) nach W. FRISCH, 1974

Ausgängen des Großarl-, Rauriser- und Gasteiner Tales (Lichtensteinklamm, Kitzlochklamm, Klammpaß) gaben ihm den Namen *Klammkalk*. Die in dieser Zone weiters auftretenden, mit Schwarzphylliten und Chlorit-Serizitphylliten vergesellschafteten Brekzien machen zum Teil den Eindruck nachtriadischer Grobklastika, zum Teil von „Verrucano“. Hier sind eben neue Untersuchungen im Gange.

Doch nun zu den stratigraphisch gliederbaren, weil örtlich fossilführenden unterostalpinen Serien:

Die voralpine Basis des Permomesozoikums bilden in den Radstädter Tauern zum Teil vergrünte, diaphthoritische Ortho- und Paragneise (= „Twenger Kristallin“), ansonsten Quarzphyllite (Innsbrucker Quarzphyllit, Radstädter Quarzphyllit, „Katschbergschiefer“).

Genau genommen muß von einer Quarzphyllitserie gesprochen werden: Mengenmäßig weit überwiegend sind schmutzig grüngraue, meist stark gefaltete und von zahlreichen Quarzlagen und -linsen durchsetzte Phyllite. In ihnen eingeschaltet finden sich mehr oder minder dolomitische Bändermarmore, mausgraue, gelblichbraun bis ocker anwitternde, oft von Quarz durchaderte, grobspätige Dolomite („Eisendolomit“), Graphitschiefer, Kieselschiefer und Metadiabase.

Eine Sonderfazies des Quarzphyllites sind im Tuxer Tal nordöstlich Vorderlanersbach dunkle Glanzschiefer (auch „Tuxer Phyllite“ genannt). Ihnen sind einige größere, zum Teil in vorzüglichen Spatmagnetit umgewandelte Karbonatlinsen eingeschaltet. Am Kontakt zu den Karbonatkörpern findet sich lokal eine schichtgebundene Scheelitmineralisation, unregelmäßig geformte Erzkörper oder getigerte Scheelitimpregnation auch im Magnetit bzw. Dolomit selbst.

Einzelne Karbonateinschaltungen des Quarzphyllits konnten mittels Conodonten stratigraphisch eingestuft werden: Karbonate der Tuxer Lagerstätte in die Zeit zwischen mittlerem Ludlow und Unterems, „Eisendolomite“ des Lisabichls (Katschberg) ins höhere Ludlow. Mit einigem Vorbehalt kann aus diesen Funden auf ein *altpaläozoisches Alter der Quarzphyllitserie* insgesamt geschlossen werden.

Die permomesozoischen Schichtfolgen der Radstädter Tauern sind in Abb. 81 übersichtlich zusammengestellt.

Die *Hochfeindfazies* zeigt eine im Vergleich zur *Pleißingfazies* geringmächtige und schichtgliederärmere Triasfolge, deren Eigenart ein Hornsteindolomit an der Ladin/Karn-Grenze, ein an Sandsteinen armes Karn und ein deutliches Plattenkalkniveau ist. Hauptcharakteristikum dieser Fazies ist der Brekzienreichtum der nachtriadischen Schichten: Über dem basalen

Lias (Belemnitenkalk, Crinoidenkalk und Tonschiefer) folgt die bis 200 m mächtige Türkenkogelbrekzie mit Dolomit- und Quarzkomponenten und Einschaltungen von Feinbrekzien, Tonschiefern und Karbonatquarzit. Darüber folgende, bis 40 m mächtige Radiolarite und eine schwächere „Aptychenkalk“-Einschaltung werden in den höheren Jura gestellt. Dann folgen nochmals Brekzien, die etwa 100 m mächtige, polygene *Schwarzeckbrekzie*, wonach die Schichtfolge mit den sandigen Schwarzeckschiefern („Weißeneckfleysch“) endet.

Fossilführend sind der Wettersteindolomit, das Kössener Rhät, der Oberrhätkalk, der Lias und die Radiolarite. Das Alter der höchsten Schichtglieder ist offen.

In den Tarntaler Bergen ist in der tieferen, faziell hier anzuschließenden Decke die Trias nur geringmächtig und schlecht bekannt (Quarzit, Rauhacken, Bänderkalk, Dolomit). Die jüngeren Schichten sind jedoch wieder mächtig entwickelt und großteils grobklastisch ausgebildet (*Tarntaler Brekzie*). Die Tarntaler Brekzie s. str. oder „Torwandbrekzie“ ist eine lebhaft wechselnde, sedimentäre Abfolge von Kalkphyllit-, Tonschiefer-, sandigen Phyllit- und Quarzitlagen mit reichlich eingeschüttetem, grobklastischem Material. Als mehr oder minder gerundete, sedimentäre Komponenten sind Kalke, Dolomite, Sandsteine und Quarzit zu nennen, wobei Quarzit auch als tektonische Grobmengung, die sich aus zerrissenen sedimentären Lagen entwickelt, auftreten kann. Radiolarit und „Aptychenkalk“ werden als das primär Hangende der Brekzienserie angesehen, können aber, meist wohl infolge von Verschuppung, auch in ihr eingeschaltet sein.

Fleyschartige Bildungen mit rhythmisch und zum Teil gradiert geschichteten Tonsandsteinen und schließlich graue Arkosen und Sandsteine mit Konglomerateinschaltungen dürften die jüngsten Anteile der Schichtfolge sein. In den letztgenannten Konglomeraten finden sich bereits aufgearbeitete Radiolarite.

Die in den oberen Radstädter Decken entwickelte *Pleißingfazies* mit ihrer mächtigeren und reicher Triasschichtfolge zeigt folgendes Normalprofil (A. TOLLMANN, 1964):

- |       |  |
|-------|--|
| 15 m  | violetter Crinoidenkalk des Lias mit <i>Salpingotheutis cf. longisulcatus</i> (VOLTZ).                 |
| 120 m | dunkelgrauer Liaskalkschiefer und schwarzgrauer Tonschiefer mit Belemniten und gelegentlich Ammoniten. |
| 60 m  | gelbliche und blaugraue reine Liaskalkmarmore mit Crinoiden und Belemniten, basale Liasbrekzie.        |
| 20 m  | hellgraublauer, reiner Oberrhätkalk mit  |

- Megalodonten und Korallen, gelegentlich partienweise dolomitisiert.
- 20 m dunkelgraue Kalk- und Tonschiefer der Kössener Schichten mit Korallen, Brachiopoden, Mollusken und Crinoiden, artlich bestimmbar. Rhätalkbrekzien.
- 20 m obernorischer Plattenkalk als Wechsellagerung von dickbankigen Kalken und Dolomiten, mit Brachiopodenlumachelle und Crinoidengrus.
- 300 m hellgrauer, dickbankiger Hauptdolomit mit *Cardita*.
- 50 m dünn-schichtiger, dunkelgrauer, grau-braun verwitternder karnischer Dolomit, zurücktretend Kalk.
- 30 m unterkarnische Tonschiefer, Lunzer Sandstein, Dolomitbrekzien, selten Isocrinus-Kalkbrekzie.
- 80 m dunkelgrauer, geschichteter Partnachdolomit, Kalke, Brekzien, Tonschieferlagen.
- 10 m dunkelblaugrauer, geschichteter Partnachkalk und hellocker verwitternder Dolomit in Wechsellagerung.
- 300 m Wettersteindolomit, ungebant oder un- deutlich gebant, mit artlich bestimm- baren Diploporen, Teutloporellen, Groß- gastropoden (*Omphaloptychia*) und sandschaligen Foraminiferen (*Ammobaculites radstadtensis* KRISTAN-TOLL- MANN).
- 80 m gelblicher, geschichteter Oberanisidolo- mit oder grauer, geschichteter Trochi- tendolomit mit *Entrochus silesiacus* QUENSTEDT.
- 20 m Dolomitschlierenkalk des Anis mit Cri- noiden, gelegentlich Hornsteinknollen führend.
- 30 m blaugrauer oder rosa, geschichteter Anisbänderkalkmarmor mit Crinoiden und *Loxonema constrictum* MARTIN. Im schwarzen Kalk gut erhaltene Korallen einer neuen Art.
- 20 m Anisbasisschichten („Gutensteiner Bas- sisschichten“) aus dunklen Tonschiefern, Kalkschiefern, ausgewalzten Brekzien und düster-graubraun verwitternden dunklen Dolomiten.
- 50 m unterstanische Rauhwacke.
- 20 m Röt, oberskythische Serizitschiefer- Rauhwackenserie.
- 150 m fester, geschichteter, hellgrauer bis hell- grüngrauer skythischer Lantschfeldquar- zit mit seltener Gerölleinstreuung.
- 130 m höherpermischer Alpiner Verrucano als Serizitschiefer und Serizitquarzit.

Ihr fehlen also die grobklastischen und fly- schoiden Jungschichten.

In der tektonisch analogen Reckner-Serie des Tarntaler Mesozoikums ist der Jura wieder bun- ter und reichhaltiger. Dolomitbrekzien (z. T. noch im Primärverband über Hauptdolomit), Kalkschiefer, Kalktonschiefer und Kieselkalke dürften den Lias und Dogger vertreten; Kiesel- schiefer, Kalkschiefer, feinkreidige Tonschiefer und Arkosen Oberjura und eventuell Jüngerer. Mit den Kiesel-schiefern eng verbunden sind Ser- pentinitlager und -linsen (Geier, Reckner etc.), begleitet von Natronamphibol-Ägirinschiefern und örtlich Opicalzit.

### 3.7.3.4. Metamorphose

Die alpidische Metamorphose im Tauernfenster („Tauernkristallisation“) liegt überwiegend im Bereich der Grünschieferfazies, erreicht oder überschreitet aber nicht selten in tieferen und südlich gelegenen Abschnitten des Fensters die Grenze zur Amphibolitfazies. Die geringste Me- tamorphose ist im Norden zu verzeichnen, wo innerhalb der unterostalpinen Gesteinsserien be- reichsweise von einer Anchimetamorphose ge- sprochen werden könnte. Hier liegen ja auch im wesentlichen die fossilführenden Serien vor.

Zu den typischen Erscheinungen der Tauern- kristallisation zählen die gefüllten Feldspate der Tauernzentralgneise: je nach ihrem ursprüngli- chen Anorthitgehalt wandeln sich die Plagioklase in mehr oder minder stark mit Serizit- und Kli- nozoisitmikrolithen gespickte, saure Plagioklase um. Auch der ehemalige Zonarbau ist oft noch an der Mikrolithenfülle kenntlich. Weiters ist die Schachbrettalbitisierung der Kalifeldspate, bzw. deren Schachbrettoligoklasierung bei niedrig- temperierter Amphibolitfazies, zu nennen sowie die Albitsprossung innerhalb von Schieferhüllge- steinen, wobei die rundlichen Albitblasten Grundgewebereste oft unverletzt umschließen. Außerdem sind für die höher metamorphen Be- reiche inverse Zonarstrukturen charakteristisch.

Zu den schönsten, auch den Nicht-Petrogra- phen faszinierenden Produkten der Tauernkri- stallisation zählen zweifellos die höher metamor- phen Gesteinsserien, wie sie zum Beispiel in der Greiner Zone im Gebiet des oberen Zemmgrun- des und Schlegeistales prächtig aufgeschlossen sind: Hornblendegarbenschiefer mit über dm- großen Büscheln von grüner Hornblende auf den Schichtflächen, häufig auch noch mit Granat ge- spickt. Gelegentlich kommt es innerhalb dieser Gesteine auch zu Disthen- und Staurolithbil- dung. Beachtung verdienen auch die Talk- und Strahlsteinschiefer sowie mineralreichen Chlorit- schiefer in der Hülle der dortigen Serpentine, die im Verein mit den berühmten „Zillertaler

Granaten“ dieses Gebiet auch zu einem beliebten Ziel für Mineraliensammler machen.

Andere, noch berühmtere Produkte der Tauernkristallisation sind im Habachtal (Oberpinzgau) die im Randbereich zum Zentralgneis in Biotit- und Talkschiefern aufgesproßten Smaragde – das einzige derartige Vorkommen in Mitteleuropa. Auch die „alpinen Kluftminerale“ der Tauern (Bergkristall, Periklin und Adular, Sphe, Apatit etc. etc.) stehen schließlich mit der Tauernkristallisation in ursächlichem und zeitlichem Zusammenhang (s. unten).

Moderne petrologische Bearbeitungen geben im Verein mit der experimentellen Petrologie immer mehr Einblick in die komplizierte Geschichte der Tauernmetamorphose. Aufgrund von mikroskopischen Dünnschliffuntersuchungen, Studien von Mineralreaktionen, Phasenanalysen, Sauerstoffisotopenuntersuchungen, Studien von Flüssigkeitseinschlüssen, radiometrischen Altersbestimmungen etc. läßt sich eine Mehrphasigkeit des Geschehens ableiten.

Der erste Höhepunkt war eine Hochdruckmetamorphose, deren Spuren besonders im südlichen Tauernfenster und vor allem an der Basis der Glocknerdecke noch bemerkbar sind. Reliktische Mineralparagenesen in den Eklogiten der südlichen Venediger- und Granatspitzgruppe (Omphazit + pyropreicher Granat + Disthen + Quarz + Rutil etc.) weisen auf Bildungsbedingungen unter etwa 10 kb Druck und Temperaturen von etwa 500–550° C hin. Aus der gleichen Phase dürften auch die Relikte bzw. Pseudomorphosen nach Lawsonit, Granat und Disthen in Prasiniten, Omphazit in Marmoren oder Lawsonit in Kalkglimmerschiefern stammen. In folgenden Phasen kam es bei fallendem Druck (→ ca. 5 kb), aber offenbar räumlich weiter umschgreifender thermischer Beeinflussung zum Abbau dieser Paragenesen innerhalb der Prasinitfazies, bereichsweise auch in niedrig temperierter Amphibolitfazies. Der Climax der thermischen Beeinflussung war offenbar erst nach der Hauptphase der tektonischen Bewegungen, i. e. nach der Überschiebung des Tauernfensters durch die ostalpinen Massen. Die Tauernkristallisation überdauerte daher in der Regel die Deformation – einige junge Störungen (Salzachtalstörung etc.) ausgenommen.

Sogar die Kluftmineralbildung erfolgte zum Teil noch unter ähnlichen Temperaturbedingungen, wie sie zur letzten Phase der Gesteinsmetamorphose geherrscht haben.

Radiometrische Altersbestimmungen aufgrund der K-Ar und Rb-Sr Zerfallsrate an Mineralien, vor allem an Glimmern, tragen zur zeitlichen Einstufung der Metamorphoseakte bei. Im ostalpinen Rahmen des Tauernfensters (Polinik-

Gruppe bis Schneeberger Zug, Telfser Weißen) liegt der Schwerpunkt der Alterswerte bei etwa 80 Mio. J., also in der Oberkreide. Abweichungen in unmittelbarer Nähe des Fensterrandes sind wahrscheinlich physikalisch bedingt (Überschuß-Argon).

Im Fensterinnern liegen die „Mineralalter“ im wesentlichen zwischen 36 und 15 Mio. J., also im Oligozän bis Miozän, wobei die niedrigeren Werte vor allem an Biotiten der Zentralgneise, die höheren zumeist an Hellglimmern, zum Teil auch von Schieferhüllgesteinen gemessen wurden. Da es sich bei diesen Daten um Abkühlungsalter handelt, zeigen sie in etwa den Abschluß der thermischen Beeinflussung des jeweiligen Gebietes an. Im Randbereich des ostalpinen Kristallins können die Werte mit der Heraushebung der Kristallindecke und ihrem Transport über ihr kühleres Vorland (penninischer Trog) in Zusammenhang gebracht werden, im Fensterbereich mit der Aufkuppelung der Tauern und einer schon begonnenen Abtragung. Minerale, die der Tauernkristallisation zugeschrieben werden, wurden als Schwerminerale bereits im mittleren Oligozän (Rupel) aus der bayerischen Molasse gemeldet; doch sollten daraus keine allzu weitgehenden Schlüsse gezogen werden.

Wegen der alpidischen Beeinflussung sind unsere Kenntnisse von voralpidischen Metamorphosen recht spärlich. Die variszische Metamorphose, die man aufgrund verschiedener Strukturrelikte annehmen kann, dürfte über den Grad der alpidischen nicht wesentlich hinausgegangen sein. Zumeist mag eine niedrigtemperierte Amphibolitfazies vorgeherrscht haben. Stellenweise, im Hof von Orthozentralgneisen (Granatspitzkern, Tuxer Kern), lassen fragliche Cordieritpseudomorphosen an eine Hochtemperaturmetamorphose denken, die vielleicht schon zu Bedingungen der Anatexis (Aufschmelzung) überleitet. Über weite Bereiche aber fehlen gesicherte voralpidische Relikte. – Im „Alten Dach“ der Orthozentralgneise und im „Altkristallin“ könnten sich zum Teil auch vorvariszische Metamorphite verbergen, doch gibt es hierfür erst wenig schlüssige Beweise.

### 3.7.3.5. Tektonik

Wie anfänglich erwähnt, kommen im Tauernfenster die tiefsten tektonischen Elemente innerhalb der Ostalpen zu Tage.

Seit dem historisch bedeutsamen IX. Internationalen Geologenkongreß 1903 wird angenommen, daß hier an der Brennerdepression zwischen Sterzing und Matrei unter dem Öztaler Kristallin die Bündnerschieferserien wieder em-

porkommen, um im weiteren Verlauf an der Katschberglinie wiederum gegen Osten unter die Masse des kärntnerisch-steirischen Altkristallins abzutauchen. Seit dieser Zeit wurde der Inhalt des Tauernfensters im allgemeinen für penninisch gehalten.

Heute werden die zentralen Teile des Tauernfensters, nämlich die Kristallkerne des Zillertaler-, Venediger- und des Hochalm-Ankogelgebietes samt ihrer unmittelbaren Sedimenthülle eher mit den autochthonen helvetischen Massiven der Schweizer Alpen verglichen. Die ursprünglich angenommene Deckennatur vieler Tauernzentralgneise wurde durch jüngere Arbeiten stark in Frage gestellt. Vor allem aber zeigte es sich, daß der fazielle Unterschied zwischen der unmittelbaren Bedeckung der Zentralgneiskerne („Hochstegenfazies“) und der echt penninischen Serien der Oberen Schieferhülle ein sehr bedeutender ist, der für den inneren Fensterbereich eine großtektonische Abtrennung gerechtfertigt erscheinen läßt.

#### 3.7.3.5.1. Zentralgneis und Untere Schieferhülle (? Helvetikum)

In den westlichen Hohen Tauern ist der Ahornkern das Tiefste. Auf ihm lagert mit teilweise noch erhaltener Winkeldiskordanz der Hochstegenkalk mit seinen Basisbildungen. Südlich davon folgt nach Einschaltung einer Mulde paläozoischer Gesteine („Schönachmulde“) der Tuxer Kern. Seine nördlichsten Bereiche sind walzenförmig („Krimmler Gneiswalze“) oder lappenförmig über einige wenige Kilometer über Ahornkern und Schönachmulde bewegt und stirnen im Norden. Auch auf diesem Zentralgneiskörper ist noch die Hochstegenkalkbedeckung erhalten, allerdings weitgehend tektonisch parallelgeschichtet. Weiter südlich folgt der Zillertaler-Venedigerkern, wobei sich im Westen zwischen Zillertaler- und Tuxer Kern ein steilstehender Keil hochmetamorpher, wohl paläozoischer Schiefer einschaltet (Greiner Zone). Im Zillertaler Kern findet sich, tektonisch verschliffen, nur im Westen und Süden Hochstegenkalkbedeckung.

Gegen die Greiner Zone und im Venedigerbereich sind die Orthozentralgneise noch mit ihrem (voralpidischen) alten Dach im Intrusivverband.

Vom Kristallinsockel abgeschürft, stellen sich als höhere tektonische Elemente des „helvetischen“ Faziesbereiches noch einige Schuppen bzw. Decken ein, die Wolfendorndecke und die Porphyrmaterialschiefer-Schuppe.

In den östlichen Hohen Tauern ist das tiefste Element der Gößgrabenkern. Er wird durch die Reißbeckmulde vom darüberfolgenden Hochalm-

kern getrennt. Westnordwestlich schließt die Ankogelmulde an, darüber der Hölltor-Rotgüldenkerne, ferner die Gasteiner Mulde und darüber der Sieglitzlappen. Wieweit diese Gebilde alpidische Decken oder aber massivinterne voralpidische Strukturen sind, darüber gehen die Meinungen nun wieder auseinander. Mesozoikumsverdächtige Anteile sind in den genannten Mulden jedenfalls nicht vorhanden und oft stehen die Orthogneise mit den Muldeninhalten noch im Intrusiv- bzw. Migmatisationsverband; daher können obige Zentralgneiskerne zum Hochalm-Ankogelmassiv zusammengefaßt werden.

Im nördlichen Teil lagert dem Hochalm-Ankogelmassiv Mesozoikum in Hochstegenkalkfazies auf, zum Teil mit den Gneisen parallelgeschichtet, zum Teil (Silbereckmulde) mit noch erhaltener Winkeldiskordanz.

Auch der Sonnblickgneis hat nicht den Deckencharakter, der ihm früher zugeschrieben wurde, sondern die Gestalt einer NE-vergente Rollfalte; die Malnitzer Mulde, die ihn vom Hochalm-Ankogelmassiv trennt, hat keinen erheblichen Tiefgang (s. Abb. 80).

Als abgescherte Späne finden sich im Dach der Zentralgneismassen kleinere, decken- oder schuppenförmige Gebilde, wie CH. EXNERs Gneislamelle 1 und 2, die Durchgangalm-, die Fluhkopf- und die Mureckgneisdecke.

Ähnliche schwächliche Gneisdecken sind in den mittleren Hohen Tauern in den Riffeldecken um den Granatspitzkern aufgeschlossen, doch müßten diese nicht unbedingt tektonisch erklärt werden. Es könnte sich hier zum Teil um eingeschaltete Vulkanitabkömmlinge handeln; die oft zitierten „Trias“-Einschaltungen der Unteren Riffeldecke sind keineswegs gesichert.

In ähnlicher tektonischer Position befindet sich schließlich im Tauernostende die Storzdecke. Da sie größtenteils aus Altkristallin besteht und ihr mesozoische Anteile zu fehlen scheinen, ist eine Zuordnung in fazieller Hinsicht kaum zu treffen. CH. EXNER (1971) stellt sie bereits zum Deckensystem der Oberen Schieferhülle.

#### 3.7.3.5.2. Decken der Oberen Schieferhülle (Penninikum)

Als tiefste Decke in penninischer Fazies kann die von A. TOLLMANN (1975) begrifflich neugefaßte *Modereckdecke* gelten. Sie umfaßt im Bereich der Glocknerstraße den Modereck – Rote Wand Gneis bzw. die Wustkogelserie und die relativ mächtige Seidlwinkeltrias. Ein Äquivalent hierzu ist die Schrovvin-Einheit des Tauernostendes, die sich ebenfalls zur Hauptsache aus Wustkogelserie und karbonatischer Trias zusammensetzt.

Querprofil durch die westlichen Hohen Tauern O.Thiele 1977

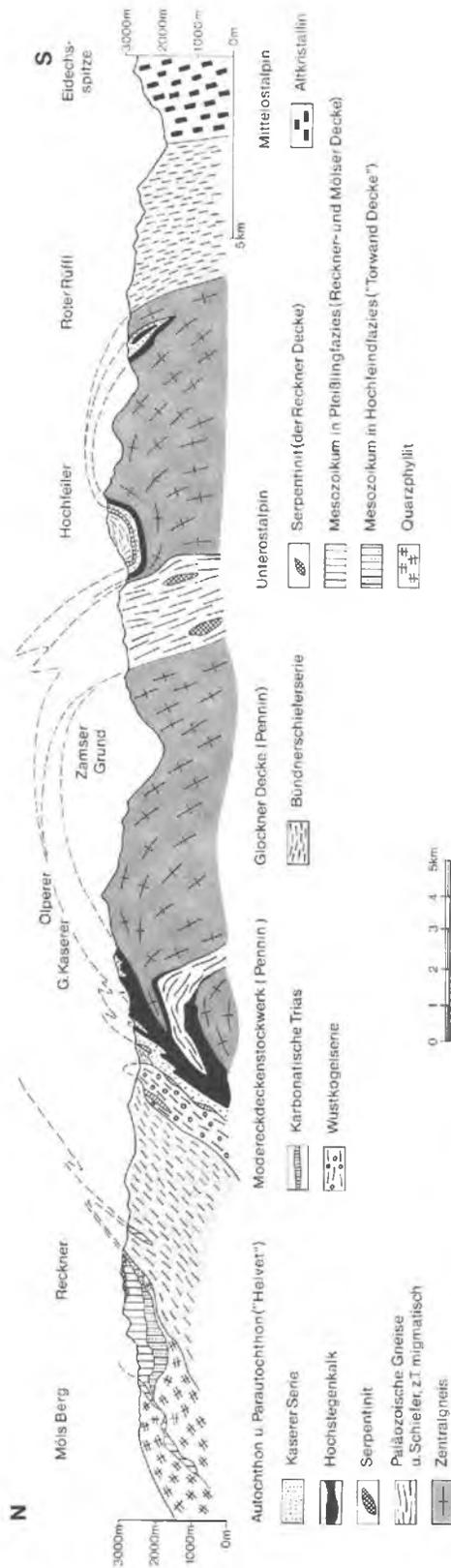


Abb. 79. Querprofil durch das westliche Tauernfenster

In den westlichen Hohen Tauern erscheinen im gleichen tektonischen Niveau inverse Serien mit relativ mächtigem Permoskyth (Wustkogelserie) und Triaskarbonaten. Auch im südlichen Bereich der mittleren Hohen Tauern ist das Modereckdecken-Stockwerk durch Züge und Schollen von Wustkogelserie und Triaskarbonaten markiert.

Über der Modereckdecke (= etwa Seidlwinkeldecke W. FRISCHS) folgt die *Glocknerdecke*. Sie beinhaltet die Hauptmasse der Bündnerschiefer und Grünschiefer des Tauernfensters.

Nach den modernen plattentektonischen Vorstellungen stammt sie aus jenem Bereich, in dem nach dem Aufreißen der penninischen Eugeosynklinale jurassische bis unterkretazische Tiefseesedimente direkt auf ozeanischer Kruste zur Ablagerung gelangten (s. Abb. 78). Auf sie wirkte sich in der Folge die Subduktion der nördlichen Platte unter die ostalpinen Kristallinmassen am stärksten aus. Anzeichen hierfür sind unter anderem die an der Basis der Glocknerdecke mitunter anzutreffenden Hochdruckmetamorphite („Eklogitzone“ des südlichen Venediggebietes).

Die Intertektonik der Glocknerdecke ist sehr kompliziert. Lokal kann eine Untergliederung in einzelne Teildecken und Faziesbereiche (Zone der Fuscher Phyllite etc.) getroffen werden. – Im mittleren Abschnitt der Hohen Tauern beherrschen ausgeprägte Querstrukturen den Bau: N-S-Faltenachsen und Lineationen vor allem im Bereich des Glockners, NW-SE verlaufende Achsen in der Granatspitzgruppe. Höchstwahrscheinlich stehen diese Strukturen mit dem „Knick“ des Tauernfensters im Glocknerbereich und einem im Untergrund vorhandenen, WNW-ESE verlaufenden Lineament („Mölltallinie“) in ursächlichem Zusammenhang. Sonst sind die b-achsialen Gefüge im allgemeinen subparallel zum Nord- bzw. Südrand des Tauernfensters ausgerichtet, mit ausgeprägtem Achsengefälle sowohl gegen den westlichen als auch den östlichen Fensterrand (Brennerfurche bzw. Katschbergfurche). Die generelle Überschiebungsrichtung der Decken, Teildecken und Schuppen ist von Süden gegen Norden anzunehmen, doch sind lokal, besonders im Norden des Fensters, oft ausgeprägte Rückfaltungen und „Schubklüftungen“ gegen Süden zu bemerken, was vermutlich mit der späteren Aufwölbung der Tauernkuppel in Zusammenhang steht. Das Gesagte gilt auch für die tieferen („helvetischen“) Bereiche der Tauernschieferhülle.

Die Trennung der Oberen Schieferhülle vom ostalpinen Rahmen ist im Detail nicht immer scharf und eindeutig durchzuführen, deshalb wird im Grenzbereich in vielen Fällen von *pen-*

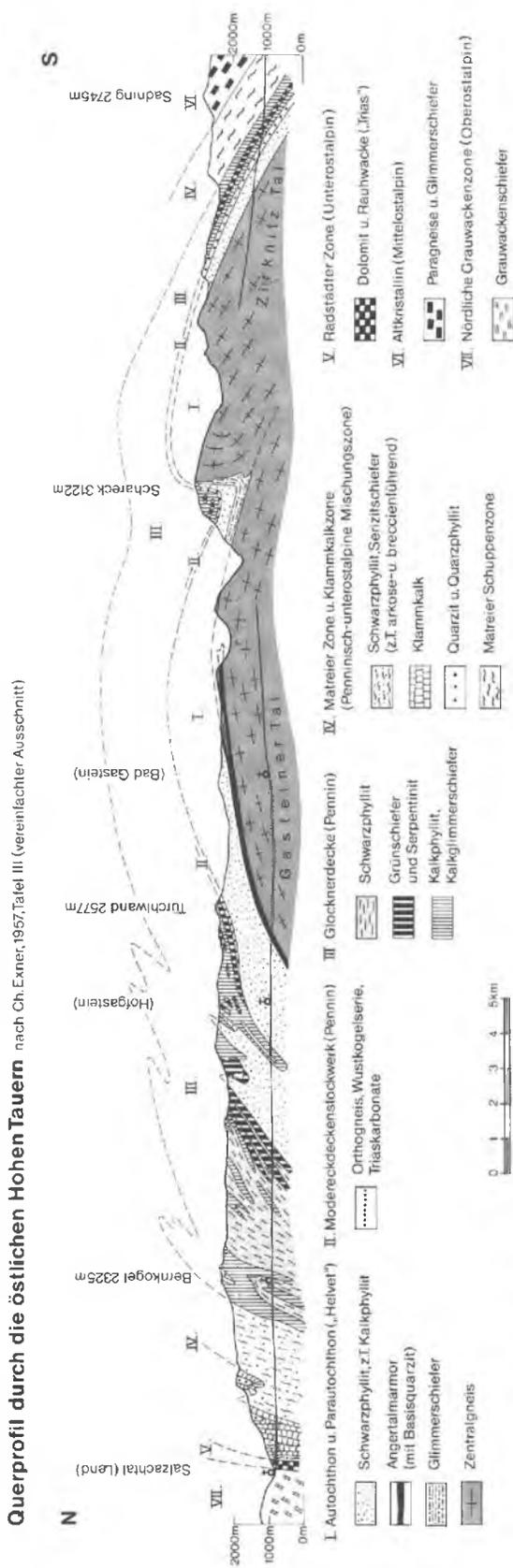


Abb. 80. Querprofil durch das östliche Tauernfenster

ninisch-unterostalpinen Mischserien gesprochen. Hierher gehören die Matreier Zone im Süden sowie die Richbergkogelserie im Nordwesten des Tauernfensters, wobei bei letzterer eher der unterostalpine Charakter vorherrscht. Die in analoger tektonischer Position im Norden der mittleren bis östlichen Tauern auftretende Klammkalkzone wird heute hingegen im allgemeinen zum Penninikum gerechnet.

Abgesehen vom Bereich der Tarntaler Berge und der Radstädter Tauern, wo die penninischen Serien mäßig bis flach nordfallend unter das Unterostalpin abtauchen, herrscht entlang des nördlichen Fensterrandes im allgemeinen steiles Nord-, entlang des Südrandes steiles Südfallen, mitunter sogar überkippte Lagerung. Auch dies ist höchstwahrscheinlich die Folge sekundärer Einengung und Aufwölbung des Fensterbereiches.

### 3.7.3.5.3. Der Unterostalpine Rahmen

Im klassischen Gebiet der Radstädter Tauern sind eine Reihe von Decken und Schuppen auskartiert: die zu den unteren Radstädter Decken zählende Speiereckdecke, Malutzschuppe und Hochfeinddecke mit der brekzienreichen Jurafazies; die zur höheren Deckengruppe zählende Lantschfelddecke, Hofalm- und Rauhwackenschuppe, Pleißling-, Kesselspitz- und Quarzphyllitdecke. In der Hauptsache sind es aufrechte Schichtfolgen mit lokalen Inversionen. Liegende Falten mit nach Norden weisenden Antiklinalen und im Süden geschlossenen Mulden weisen auf nordvergenten Deckentransport hin. Lediglich die oberste Decke, die Quarzphyllitdecke, liegt generell invers, mit dem altpaläozoischen Phyllit als tektonisch höchstes.

Neben ausgeprägten E-W-Lineationen finden sich, wohl als Ergebnis sekundärer seitlicher Einengung, untergeordnet N-S gerichtete Querachsen.

Gegen Südosten läuft der unterostalpine Deckenstapel keilförmig zusammen. Im weiteren Verlauf stellt der stark verdünnte, entlang der Katschberglinie nach Süden bis hinab ins Drautal ziehende Streifen von Quarzphyllit und Mesozoikumslinsen den unter der Last des ostalpinen Kristallins ausgewalzten Stiel der Radstädter Gebilde dar. Er belegt einmal mehr, daß das Herkunftsland des Unterostalpins und natürlich auch des gesamten Ostalpins südlich des Penninikums, südlich der Tauern gelegen ist.

Gegen Westen streicht das Radstädter Unterostalpin ins Längstal der Salzach hinein und keilt hier über weite Strecken zum Teil völlig aus oder ist unter den breiten Alluvionen des Salzachtals verborgen. Eine junge Bruchstruktur, die Salzachtalstörung, hat das ihrige dazu beige-

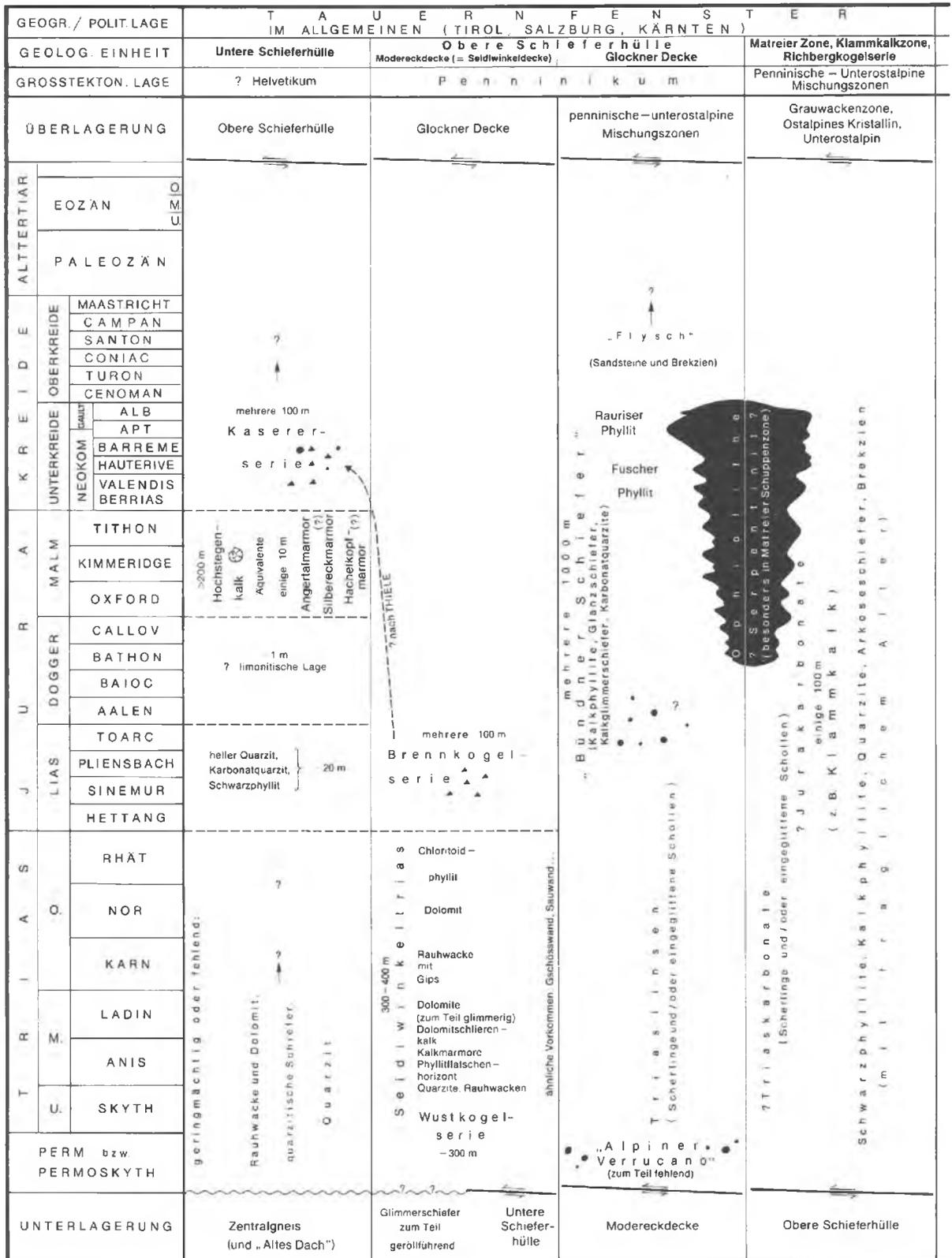
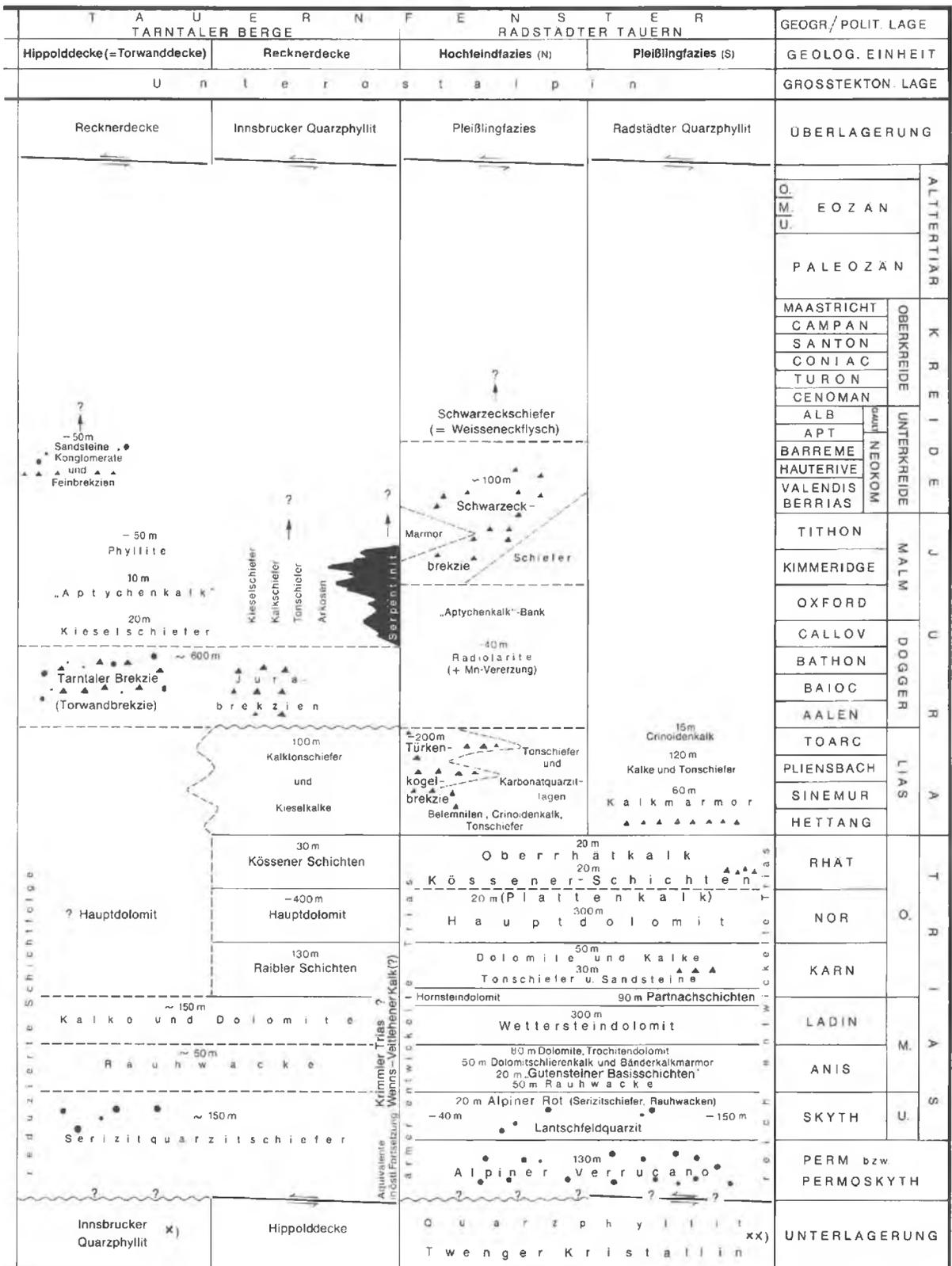


Abb. 81. Permomesozoikum in den zentralen Ostalpen: ? Helvetikum, Penninikum und Unterostalpin, mittlerer Teil: Tauernfenster (zusammengestellt von WOLFGANG SCHNABEL)



\*) \*\*) Zur Zuordnung von Anteilen der Quarzphyllite im Unterostalpinen Rahmen des Tauernfensters mittels Conodonten in eingeschalteten Eiscndolomiten ins Silur vgl. S. 14 und S. 306.

tragen. Kleinere, oft nur metermächtige, in der Störung eingeklemmte Trias- oder Juraspane des Unterostalpins markieren noch bei Lend-Taxenbach den Fensterrand. Als nächstes unterostalpin Mesozoikum können im oberen Pinzgau der Wens-Veitlehner Kalk, die Vorkommen vom Walder Wieser Wald und der Komplex der Krimmler Trias angesehen werden. Von da ab stellt die Richbergkogelserie im Nordgehänge des Gerlostafes die Verbindung zum Unterostalpin des Penkens und weiter zu dem der Tarntaler Berge dar.

Das Tarntaler Mesozoikum (Bereich der Watterer Lizum) ist wieder in zwei Faziesbereiche und mehrere Decken gliederbar. Die tiefere Decke (Hippold- oder Torwanddecke) mit brekzienreichem Jura und flyschoiden Serien entspricht den unteren Radstädter Decken. Die mittlere, in sich weiter gliederbare Recknerdecke mit mächtigeren Triasfolgen hat etwa die tektonische Position der Pleißlingdecke. Andererseits aber erinnern die in den Jungschichten steckenden Serpentine an die südpenninische Entwicklung des Engadiner Fensters und der Ost-Westalpengrenze. Die höchste Decke (Mölscher Decke) ist wie in den Radstädter Tauern invers und umfaßt mächtigen Innsbrucker Quarzphyllit im Hangenden und verkehrt liegendes, mit ihm noch durch Transgressionsbildungen verbundenes, tektonisch reduziertes Permomesozoikum. Im tiefeingeschnittenen Mölstal kommt das inverse Mesozoikum unterhalb des Quarzphyllites noch einmal fensterartig zu Tage.

Eine analoge Position zum Tarntaler Mesozoikum hat das noch einer modernen Bearbeitung harrende Vorkommen vom Mieskopf. Des weiteren wird der Fensterrand von kleineren Linsen von Serpentin (Matreier Schloßberg, Brenner) sowie schwächtigen Zügen unterostalpinen Quarzites und karbonatischer Trias, die sich entlang der Brennerlinie im Liegenden des Ötztaler Kristallins finden lassen, markiert. Die Vorkommen von Sterzing leiten bereits zur Matreier Zone über, die den Südrand des Tauernfensters begleitet (der namensgebende Ort ist Matrei in Osttirol); sie ist durch besonders starke tektonische Zerlegung und Verschuppung gekennzeichnet. Darum ist die Trennung unter-

ostalpinen und penninischer Elemente mit großen Schwierigkeiten verbunden (vgl. S. 304). Dies wird verständlich, wenn man die Lage an der Überschiebung des mächtigen, mittelostalpinen Kristallins in Betracht zieht.

#### 3.7.3.5.4. Bemerkungen zur voralpidischen Tektonik

Im zentralen („helvetischen“) Teil des Tauernfensters transgrediert Mesozoikum über voralpidisches Kristallin, in welchem jungpaläozoische Plutonite stecken. An einigen Stellen, und zwar im Grier-, Langewand- und Elskar (Tuxer Tal), an der Koglerinne (südlich Gerlos), am Hachelkopf (Oberpinzgau) sowie in der Silberckmulde (Hafnergruppe) sind unterhalb der Hochstegenkalkserie bzw. ihrer Äquivalente noch Winkeldiskordanzen erhalten. Damit ist sichergestellt, daß zumindest dieser Teil des Fensters im Einflußbereich des variszischen Orogens gelegen war. Auch auf die Gemeinsamkeiten der magmatischen Entwicklung dieser Plutonite und jener im Moldanubikum der südlichen Böhmisches Masse wurde bereits hingewiesen. Davon abgesehen lassen sich aber im allgemeinen infolge der Intensität der alpidischen Tektonik variszische Strukturelikte im Tauernfenster kaum mit Sicherheit von den alpidischen Strukturen trennen.

**Literatur:** ANGENHEISTER G. et al. 1975; BAGGIO P. et al. 1969; BESANG C. et al. 1968; BÖGL H. (Hrsg.) 1977; BÖGEL H. & SCHMIDT K. 1976; BRAUMÜLLER E. 1939; BRAUMÜLLER E. & PREY S. 1943; CHRISTA E. 1931; CLAR E. 1940, 1953; CLIFF R. A. 1968; CORNELIUS H. P. & CLAR E. 1939; DAL PIAZ G. 1934; DEL NEGRO W. 1970; ENZENBERG M. 1966; ENZENBERG-PRAEFHAUSER M. 1976; EXNER CH. 1944, 1954, 1963, 1971a, b, 1974; FRASL G. 1953, 1958; FRASL G. et al. 1964, 1966; FRISCH W. 1968, 1974, 1975a, b, 1977; FUCHS G. 1962c; GWINNER M. P. 1978; HÖCK V. 1974a; HÖLL R. & MAUCHER A. 1968; JÄGER E. et al. 1969; KARL F. 1959; KLÉBELSBERG R. v. 1940; KOBER L. 1938, 1955; KRISTAN-TOLLMANN E. 1962b; LAMBERT R. ST. J. 1964, 1970; LAMMERER R. et al. 1976; LANGHEINRICH G. et al. 1970; MEDWENITSCH W. et al. 1964; MILLER CH. 1977; MORTEANI G. 1974; MOSTLER H. 1964, 1973a; OBERHAUSER R. 1964a, 1968; OXBURGH E. R. 1968, 1972; OXBURGH E. R. et al. 1966; OXBURGH E. R. & TURCOTTE D. L. 1974; PREY S. 1977b; ROSSNER R. 1974, 1976; SANDER B. 1920, 1929; SATIR M. 1976; SCHMIDEGG O. 1951b, 1961; SCHÖNLAUB H. P. 1975a; SCHÖNLAUB H. P. et al. 1975, 1976; STARK M. 1939; STAUB R. 1924; THIELE O. 1974a, 1976a; TOLLMANN A. 1956, 1958a, b, 1961, 1962, 1963a, 1964b, 1965c, 1975d, 1977b.