©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

ABHANDLUNGEN DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

Das Paläozoikum in Österreich

Verbreitung, Stratigraphie, Korrelation, Entwicklung und Paläogeographie nicht-metamorpher und metamorpher Abfolgen

HANS PETER SCHÖNLAUB

Mit einem geochronologischen Beitrag von S. SCHARBERT

Mit 79 Abbildungen, 4 Tabellen und 7 Tafeln

BAND 33 · WIEN 1979

EIGENTÜMER, HERAUSGEBER UND VERLEGER: GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT, WIEN
SCHRIFTLEITUNG: M. E. SCHMID und F. K. BAUER
FILMSATZ UND OFFSETDRUCK: F. BERGER & SÖHNE OHG, A-3580 HORN

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Project Ecostratigraphy

Inhalt

		Seite
	Zusammenfassung	3
	Summary	4
	Resumé	4
I.	Einleitung	5
	Dank	7
II.	Die Beziehung zwischen nicht-metamorphem und metamorphem Paläozoikum	7
	1. Historische Wandlung des Begriffes „Altkristallin"	7
	2. Das Alter ostalpiner „phyllitischer" Gesteine	11
	2.1 Murauer Paläozoikum – Grebenze – Pleschaitz	11
	2.2 Gurktaler und Mittelkärntner Quarzphyllite	16
	2.3 Eisenhutschiefer der Turracher Höhe	18
	2.4 Katschberg-Quarzphyllite	19
	2.5 Radstädter Quarzphyllite	20
	2.6 Quarzphyllite im Lungau	21
	2.7 Bemerkungen zur tektonischen Stellung der Phyllitgebiete 2.1 bis 2.6	21
	2.8 Gailtaler Quarzphyllite	23
	2.9 Quarzphyllite im Goldeck- und Kreuzeckkristallin	25
	2.10 Innsbrucker-, Telfser-, Landecker- und Steinacher Quarzphyllite	28
	2.11 Quarzphyllite im Unterengadiner Fenster	29
	2.12 Ennstaler Phyllite	30
	3. Litho- und petrofazielle Kriterien der Alterseinstufung von Kristallinkomplexen	31
	4. Geochronologische Datierungen	35
	5. Indirekte Hinweise für eine Gliederung des Grundgebirges	38
III.	Biostratigraphie im Paläozoikum Österreichs	39
IV.	Die Ausführung der Korrelationstabelle	42
	1. Bemerkungen zur stratigraphischen Skala	42
	2. Die Einteilung der Tabelle	43
	3. Schichtnamen und Farbsymbolik	43
	4. Besprechung des regionalen Teils der Korrelationstabelle	43
	Karnische Alpen und Karawanken	43
	Gailtal und Nordkarawanken	61
	Schobergruppe, Kreuzeck, Goldeck	65
	Das Nockgebiet	66
	Östliche Gurktaler Alpen	66
	Saualpe und Koralpe	67
	Remschnigg und Sausal	69
	Montafon, Silvretta, Ötztal	69
	Hohe Tauern	69
	Das Gebiet südlich des Inntals	70
	Katschberg, Radstädter Tauern	71
	Niedere Tauern, Lungau, Ennstal, Murau	71
	Grazer Bergland	71
	Burgenland	74
	Gleinalpe, Raabalpen, Wechsel	75
	Nördliche Grauwackenzone	76
V.	Die Entwicklungsgeschichte des Grundgebirges	97
VI.	Paläogeographie des Grundgebirges	100
VII.	Die Grenze Zentralalpen/Südalpen (Das Periadriatische Lineament)	104
VIII.	Vergleich mit dem außeralpinen Grundgebirge	106
	Literatur	109

Zusammenfassung

Neben den schon seit etwa Mitte des vorigen Jahrhunderts bekannten, fossilführenden „klassischen" Vorkommen von Paläozoikum in Österreich (Karnische Alpen, Karawanken, Graz, Nördliche Grauwackenzone) gibt es eine Reihe von ± stark matamorphen Gebieten, in denen erst in den letzten Jahren bzw. in dieser Arbeit durch Fossilfunde das paläozoische Alter sichergestellt werden konnte. Es handelt sich dabei um (ehemals hauptsächlich pelitische) Schichtfolgen, die ein Mindestalter von Oberordoviz bis Devon haben (Radstädter-, Katschberg-, Innsbrucker-, Gailtaler-, Ennstaler-, Gurktaler Quarzphyllite u. a.). Profil- und Serienvergleiche, Analogieschlüsse und neuerdings radiometrische Altersdatierungen im Hochkristallin (Ötztal- und Silvrettakristallin, Kristallin der Schober-, Kreuzeck- und Goldeckgruppe, Sau- und Koralpe, Gleinalpe und Stubalpe, Schladminger- und Niedere Tauern, Böhmische Masse) lassen darüberhinaus vermuten, daß in Österreich paläozoische Gesteine eine weit größere Verbreitung hatten, als bisher angenommen wurde.

Die geodynamische Entwicklung der vor-variszischen und variszischen Mobilzone im Alpenraum wird aufgrund der hier mitgeteilten neuen biostratigraphischen, petrologischen und geochronologischen Erkenntnisse

Adresse der Autoren: Geologische Bundesanstalt, Postf. 154, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

wie folgt skizziert: Nach Altersbestimmungen an detritischen Zirkonen muß im Präkambrium ein Basement-Komplex existiert haben, von dem heute allerdings keine Spuren mehr erkennbar sind. Die Sedimentation mehrerer 1000 m mächtiger klastischer Folgen, in die sich basische und ultrabasische Vulkanite einschalteten, begann vermutlich im Jungproterozoikum und dauerte über die Kambrium/Ordoviz-Grenze an. In diesem Zeitraum war außerdem saurer Vulkanismus weit verbreitet (= spätere Augengneise). Im Oberordoviz und Silur folgte in tieferen Stockwerken eine Metamorphose; sie äußerte sich an der Oberfläche durch eine zweite Phase mit zuerst saurem, später basischem Vulkanismus, weiters Schichtlücken, Faziesdifferenzierungen und Bildung von Lagerstätten. Im Obersilur und Devon entwickelte sich ein mobiler Schelf, dessen landnäherer Abschnitt im Einzugsbereich klastischer Sedimentation lag (= spätere Quarzphyllite und variszisches Hochkristallin), während der landfernere Südteil in ein stark gegliedertes, mobiles Becken überleitete (Nördliche Grauwackenzone, Graz, Karawanken, Karnische Alpen). Ab dem Oberdevon setzte, durch Reliefumkehr des im Norden aufsteigenden, frühvariszisch geformten Hinterlandes (= ostalpine kristalline Zentralzone) erklärt, im Süden stärkere Absenkung ein, die schließlich in ein Flyschstadium mündete (jüngeres Visé-Westfal).

Die postvariszische Transgression begann im südalpinen Paläozoikum an der Basis des Stefan, in allen primär nördlicher gelegenen Räumen vermutlich früher. Zu ihnen gehören die postorogenen Karbon-Vorkommen vom Typus der Veitscher Decke mit deutlichen Vorlandsmerkmalen, wie Nötsch, weiters Mittelkärnten (Christophberg, Griffen, Ulrichsberg, St. Paul), Turrach und Steinach-Brenner. Aus dem Alter ihrer Überlagerung und nach Rückführung der gewaltigen alpidischen Horizontaltransporte im Sinne der Deckenlehre, leitet sich die Vorstellung einer sich von Nord nach Süd verlagernden variszischen Orogenfront ab. Sie nahm ihren Ausgang von der Böhmischen Masse und war nach Südosten auf das Vorland hin gerichtet. Die ostalpine Zentralzone repräsentierte in diesem Modell jenen Bereich des Südvariszikums, der von dem mehrphasigen Orogengeschehen am frühesten und stärksten betroffen wurde. Ein Teil der Phyllitgebiete wurde vor dem transgredierenden Visé geprägt, ein anderer – südlicherer – wahrscheinlich später, wie aus dem auflagernden Turracher Oberkarbon (Westfal D – Stefan), dem Oberkarbon von Mittelkärnten sowie aus der Basis des Drauzugs (Autun) geschlossen werden kann.

Die Nördliche Grauwackenzone und die Karnischen Alpen + Karawanken lagen in dieser paläogeographischen Rekonstruktion am weitesten im Süden. Sie wurden daher von der variszischen Orogenese erst spät und – was die variszische Metamorphose betrifft – in deutlich abgeschwächter Form erfaßt.

Summary

Since the middle of the last century fossil-bearing Paleozoic outcrops have been well known in different regions of Austria, e. g., in the Carnic Alps, the Karawanken range, in the area around Graz, and the Northern Graywacke Zone of Styria, Salzburg and Tyrol. Recently, however, fossils have been discovered which also suggest a Lower Paleozoic age for metamorphic rocks previously regarded as Precambrian or Cambrian. These are peletic sequences which were metamorphosed during the Hercynian orogeny to rocks of the greenschist-facies stage. The Radstadt, Katschberg, Innsbruck, Gailtal, Ennstal, Gurktal Quartzphyllites and those from other areas (cf. chapter II.2) belong to this group. Finally, a third group of rocks, namely, parts of the so-called „Altkristallin", may also be – at least to a large extent – Paleozoic in age. This conclusion is reached by comparing metamorphic strata with those from non-metamorphic areas, and on the basis of radiometric and petrological data. The following lithological and geological criteria can thus be used for correlation: variety and thickness of clastic sediments, occurrences of granites, acid and basic volcanics, black and green schists, abundance, thickness and color of marbles. Consequently, the Paleozoic development of Austria must be viewed on a broader scale than previously assumed. For example, Paleozoic rocks of varying age may be represented in different crystalline complexes like the Ötztal, Silvretta, Schober, Kreuzeck, Goldeck, Saualpe, Koralpe, Gleinalpe, Stubalpe, Schladming and Niedere Tauern Crystalline Complexes, and in the Bohemian Massif.

Data from recent field studies, biostratigraphy, petrology and geochronology, which are summarized in this paper, led to the recognition of the following major geodynamic events in the pre-Mesozoic history of the Eastern and Southern Alps: detrital zircons from metasediments indicate the existence of old Precambrian basement rocks of which, however, no traces are now recognizable. The following sedimentary cycle started in the late Precambrian and lasted throughout the Cambrian and probably also the basal Ordovician. During that time several thousand meters of clastic sediments were deposited, interrupted by basic to ultrabasic and acid volcanics which later were altered to amphibolites, eclogites and augengneisses. During the Upper Ordovician and Silurian regional metamorphism took place in deeper structural levels This event is documented in the sedimentary environment by acid and basic volcanics, facies differentiation, stratigraphic gaps and by the formation of stratabound ore deposits. Up to now this evidently anorogenetic process is poorly understood and still somewhat enigmatic.

From the Upper Silurian to lower Upper Devonian a mobile shelf developed. It may be divided into a broad northern neritic zone in which primarily clastic sediments accumulated (they were metamorphosed to quartzphyllites and rocks of the amphibolite facies during the Variscan orogeny) and a southern mobile carbonate belt. The latter originally comprised the Northern Graywacke Zone, Paleozoic sequences around Graz, the Karawanken range and the Carnic Alps.

Time prior to Hercynian orogenetic climaxes can be characterized very briefly as follows: While subsidence in the southern part of the geosyncline increased, the northern shelf was folded and metamorphosed during an early Hercynian phase. Thus the source-area for a southern flyschtrough was formed to supply coarse clastic material as early as middle or upper Visean. Flysch sedimentation then lasted until middle Westfalian time.

In the Southern Alps post-Hercynian sedimentation began in the early Stefanian (Auernig Beds). In all other regions the postorogenetic molasse stage started earlier, as for example in the famous Carboniferous outcrops near Nötsch, in the Veitsch nappe of the Northern Graywacke Zone, in middle Carinthia, near Turrach or in Tyrol (Steinach).

Considering the enormous Alpine tectonic movements postulated by the nappe theory, the ages of rock formations, and structural disturbances on the one hand, and transgressive strata on the other, a model can be deduced in which Hercynian orogenetic events show a successive shifting from North to South. This process started in the Bohemian Massif in Caledonian time; in the late Devonian or early Carboniferous the Central Crystalline Complex formed; part of phyllitic regions was influenced by Visean transgression, another – further south – probably later, as can be assumed by the overlying Upper Carboniferous of Turrach (Westfalian D – Stefanian), the Upper Carboniferous of Central Carinthia and the base of the Drauzug (Autunian).

In the foregoing paleogeographic picture the southernmost part is assigned to the Northern Graywacke Zone (Noric nappe) and to the Paleozoic sequences of the Carnic Alps and the Karawanken range. In fact, as can be demonstrated by the transgressive Auernig Beds these areas were affected late in the Upper Carboniferous and, as far as metamorphism is concerned, with decreased intensity.

Résumé

A part les affleurements fossilifères du Paléozoique bien connus en Autriche depuis le milieu du dernier siècle (Alpes Carniques, chaine des Karawanken, la region de Graz, zone de Grauwacken septentrionale), il existe certaines regions plus ou moins métamorphisées, dont l'âge paléozoique n'a été déterminé que pendant les dernières années, ou bien dans cet ouvrage. Il s'agit d'une succession de couches, jadis pélitiques, qui sont au moins d'âge Ordovicien supérieur jusqu'à Dévonien (phyllites de quartz de Radstadt, du Katschberg, d'Innsbruck, du Gailtal, de l'Ennstal, du Gurktal, et d'autres). Des comparaisons de coupes et de séries, des conclusions par analogie, et dernièrement, des mesures radiométriques dans le „Altkristallin" (cristallin de l'Oetztal, du Silvretta, des groupes du Schober, du Kreuzeck et du Goldeck, de la Saualpe, la Kor-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

alpe, la Gleinalpe, la Stubalpe, la chaine des Tauern, de Schladming et le Bas Tauern, massif de Bohème) laissent supposer, en plus, que des roches d'âge paléozoique sont plus étendues en Autriche que ne l'avait été supposé jusqu'à présent.

Basé sur des nouvelles données biostratigraphiques, pétrologiques et géochronologiques, on présente le développement géodynamique de la zone mobile alpine pré-hercynienne et hercynienne comme suit: des mesures d'âge de zircones détritiques indiquent l'existence d'un soubassement Précambrien dont il ne reste aujourd'hui aucune trace. La sédimentation de suites de couches détritiques de plusieurs millieurs de mètres d'épaisseur, dans lesquelles des volcanites basiques et ultrabasiques se sont introduits, commença sans doute dans le Protérozoique supérieur et dura au delà de la limite entre le Cambrien et l'Ordovicien. Durant cette période, le volcanisme acide était aussi très répendu (= futur Augengneiss). Durant l'Ordovicien supérieur et le Silurien eut lieu, dans les étages inférieures, une métamorphose; elle se signala à la surface par une deuxième phase, avec un volcanisme d'abord acide, ensuite basique, par des lacunes stratigraphiques, par des différences de faciès et la formation de gisements minières. Dans le Silurien supérieur et le Dévonien, il se forma un shelf mobile, dont la partie proche de la terre ferme se trouva dans une region de réception de sédiments détritiques (= futurs phyllites de quartz et cristallin hercynien), tandis que la partie méridionale, éloignée de la côte, passa à un basin mobile, fortement sousdivisé (zone de Grauwacken septentrionale, Graz, chaine des Karawanken, Alpes Carniques). A partir du Dévonien supérieur commença un fort abaissement, expliqué par une inversion du relief de l'arrière-pays (zone centrale cristalline austro-alpine) dans le nord, qui avait été formé au début de l'époque hercynienne; cet abaissement se termina par un stade de flysch (Viséen supérieur – Westfalien).

La transgression post-hercynienne, dans le Paléozoique des Alpes Méridionales, fut initiée à la base du Stefanien; elle commença plus tôt dans toutes les autres regions situées primairement plus au nord. Parmi eux on compte les séries carbonifères post-orogéniques du type de la nappe de Veitsch, avec des caractéristiques typiques d'arrière-pays, comme Nötsch, la Carinthie centrale (Christophberg, Griffen, Ulrichsberg, St. Paul), Turrach et Steinach-Brenner. D'après l'âge de leur chevauchement et le déroulement des énormes transports horizontaux alpidiques au sens de la théorie des nappes, on peut supposer un front orogénique hercynien se deplaçant du nord vers le sud. Il prit son début au Massif de Bohème et se dirigea vers l'arrière-pays en direction sud-est. La zone centrale austro-alpine représente dans ce modèle la partie méridionale du Massif Hercynien qui fut influencée la première et le plus fortement par l'évènement orogénique à plusieurs phases. Une partie des regions phyllitiques fut influencée par la transgression du Viséen, une autre – plus au sud – le fut plus tard, comme le montrent le Carbonifère supérieur chevauchant de Turrach (Westfalien D – Stéfanien), le Carbonifère supérieur de Carinthie centrale (Stéfanien?) et la base du Drauzug (Autunien).

La zone de Grauwacken septentrionale, les Alpes Carniques et la chaine des Karawanken, sont placées, dans cette reconstruction paléogéographique, les plus au sud. Elles ne furent donc influencées que très tard par l'orogenèse hercynienne et – en ce qui concerne la métamorphose hercynienne – que très faiblement.

I. Einleitung

In der älteren Tabelle des Paläozoikums von Österreich (H. W. Flügel & H. P. Schönlaub 1972) wurde weitgehend vermieden, Daten aus metamorphen Gebieten mit solchen aus klassischen ostalpinem Paläozoikum darzustellen und zu parallelisieren. Für diese Vorgangsweise waren in erster Linie grundsätzliche Überlegungen maßgebend, ob es sinnvoll sei, biostratigraphisch überhaupt nicht und mächtigkeitsmäßig nicht sicher erfaßbare Partien des Grundgebirges in eine Korrelationstabelle aufzunehmen und womöglich überzubewerten.

Die gleichen Einschränkungen galten damals auch für schwach metamorphe Schichtfolgen, die früher meist unter der Sammelbezeichnung „Quarzphyllit" zusammengefaßt wurden und auf-

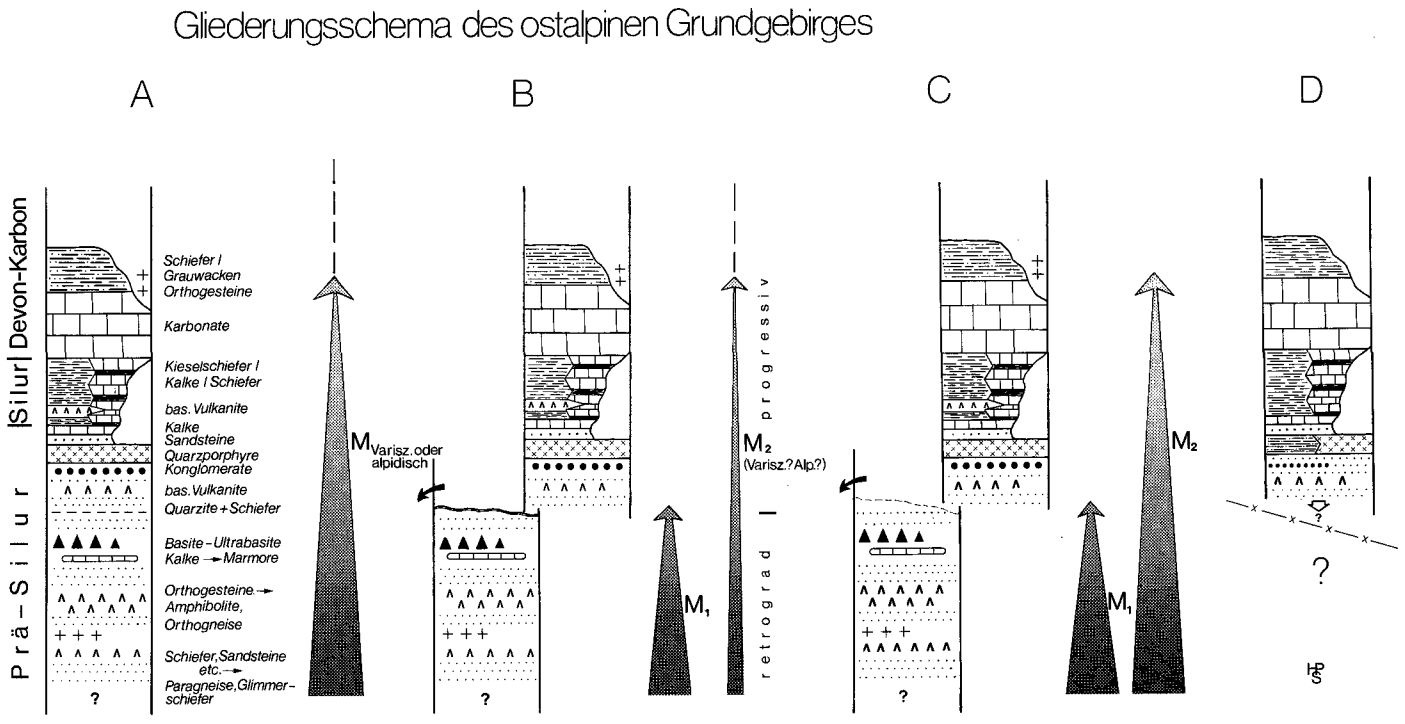


Abb. 1: Schematische Darstellung des nicht-metamorphen und metamorphen altpaläozoischen Grundgebirges in den Ostalpen unter Berücksichtigung der Hauptgesteinstypen. Pfeile charakterisieren die Intensität der Metamorphosen.

A: Die Schichtfolge der östlichen Grauwackenzone; es liegt die Annahme zugrunde, daß die Edukte von einer nach oben hin abklingenden, variszischen oder alpidischen Metamorphose erfaßt wurden und im metamorphen Grundgebirge eingebaut sind.

D: Die Schichtfolge des „nicht-metamorphen" südalpinen Grundgebirges der Karnischen Alpen und Karawanken mit tektonischer Liegendgrenze.

B, C: Polymetamorphes kristallines Grundgebirge mit verschieden alten Ausgangsgesteinen; Fall C mit einer verschleierten Diskontinuitätsfläche (siehe Text).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

grund des unbefriedigenden stratigraphischen Kenntnisstandes kaum für Vergleichszwecke mit sicherem Paläozoikum heranzuziehen waren. Alle Unsicherheiten führten schließlich zur Frage, wo denn – bei Annahme von paläozoischen Anteilen im Grundgebirge – die Grenze zu vorvariszischen oder präkambrischen Gesteinen zu ziehen sei.

In den letzten Jahren konnte jedoch die Kenntnis über phyllitische Räume erheblich ausgeweitet werden. Auf der Grundlage von petrographischen, mikropaläontologischen und tektonischen Arbeiten bot sich somit wiederholt eine Parallelisierung mit sicherem Paläozoikum an, die in Einzelfällen so weit ging, daß zeitlich genau entsprechende Ausschnitte gefunden werden konnten. Heute werden die die Phyllitgebirge aufbauenden Metapelite mit den darin eingelagerten Metavulkaniten allgemein dem Paläozoikum zugeordnet (Ordoviz bis Devon, Karbon?), d. h., der Umfang von biostratigraphisch als paläozoisch angesehenen Schichtfolgen hat sich im Vergleich zu den Vorstellungen älterer Autoren um eine „Metamorphose-Stufe" erweitert.

Welches Alter aber haben Glimmerschiefer und Gneise, also alle höher metamorphen Kristallinkomplexe?

Einmal könnte vermutet werden, daß analog dem Paläozoikum in der Grünschieferfazies auch im pt-Bereich der Amphibolitfazies Paläozoikum verborgen ist. Auf der anderen Seite gibt es aber auch Argumente, daß an der Basis der Phyllite s. l. eine primäre Grenzfläche ein älteres Kristallin von schwach metamorphen, transgressiv auflagernden Gesteinen trennt – ist es aber nicht ebenso denkbar, daß die Kombination dieser beiden Möglichkeiten dem heutigen Bild in den Kristallinarealen nahekommt?

Obwohl die bisherigen Altersbestimmungen und die entsprechenden Feldbeobachtungen in der kristallinen Zentralzone der Ostalpen noch keineswegs die für endgültige Aussagen erforderliche Dichte aufweisen, läßt sich doch schon jetzt deutlich erkennen, daß neben dem variszischen Ereignis im Grundgebirge noch ein älterer vorvariszischer und ein jüngerer alpidischer Prägungsakt wirksam waren. Als markantes gemeinsames Merkmal verbindet die im Grundgebirge verbreiteten

- prävariszischen Kristallinkomplexe,
- vorvariszischen sowie variszischen Intrusiva und
- altpaläozoischen Sedimente und Vulkanite

die variszische Orogenese, die zu einem strukturellen Umbau, zu einer metamorphen Gefügeprägung und Mineralparagenesen führte, die primäre Gesteinskennzeichen aller drei Glieder in unterschiedlichem Maße verwischte. Dennoch scheint es möglich, durch kombinierte Anwendung geochronologischer Methoden, mit Hilfe des Serienvergleichs, nach lithostratigraphsichen Vergleichen, Analogieschlüssen und vielleicht auch durch fazieskritische Mineralparagenesen eine recht sichere Trennung zwischen progressiv metamorphen, altpaläozoischen Sedimentfolgen und einem darunterliegenden, älteren Kristallinkomplex durchzuführen, auch wenn diese Grenzfläche weder durch Diskordanzen noch durch Basalbildungen markiert und charakterisiert wird.

In solchen Fällen, in denen weder paläozoische Sedimentserien noch deren metamorphe Äquivalente vorhanden oder nur lükkenhaft bekannt sind, bestehen zur Zeit jedoch große Probleme, eine relative Altersfolge im Grundgebirge festzustellen. Ein Hauptgrund dürfte auch hier der polymetamorphe Zustand des ostalpinen Kristallins sein, der zum Erscheinungsbild metamorpher Konvergenzen führen könnte (Abb. 1). So ist z. B. der Fall möglich, daß analog den oben ausgeführten Vorstellungen zwei verschiedenzeitige metamorphe Ereignisse gleicher Intensität eine einheitliche, stetige Entwicklung eines proterozoisch-altpaläozoischen Schichtstoßes vortäuschen, in Wirklichkeit darin aber eine (verschleierte) Diskontinuität einen älteren Kristallinkomplex von einem im Grenzbereich stofflich gleichartigen jüngeren trennt.

Vielfach fehlt also noch die notwendige Sicherheit der Grundlagen und es überrascht daher keineswegs, wenn zuweilen heute, wie 1854 durch D. Stur, die Hauptmasse der kristallinen Zentralzone der Alpen noch immer unter der Sammelbezeichnung „Altkristallin" zusammengefaßt wird.

Mit dem Begriff „Altkristallin" bezeichneten die Geologen des vorigen Jahrhunderts zuerst fossilleere kristalline Komplexe und später eine Reihe weiterer Gesteinsarten in verschiedenen Ausbildungsformen (vgl. S. 7ff.). Da in ihnen keinerlei Fossilien gefunden werden konnten, galt scheinbar zu Recht die Annahme eines vorpaläozoischen Alters. Daher bereitete es anfangs keine Schwierigkeiten, diese Gruppe von jüngeren fossilführenden Gesteinen zu trennen, wie etwa dem Karbon des Königstuhls bei Innerkrems, dessen Flora schon B. Hacquet 1784 gesehen hatte, dem Karbon von Nötsch, das erstmals von F. Mohs 1807 näher beschrieben wurde oder Schichten mit Devon- und Silurfossilien, die in den Ostalpen zuerst von F. Unger 1843 bzw. F. v. Hauer 1847 gefunden wurden. Der biostratigraphische Nachweis von Perm und Ordoviz gelang hingegen erst später G. Stache 1872 und 1884 im Verlaufe seiner klassischen Forschungen über paläozoische Ablagerungen.

Bei der Erörterung der Frage nach der Basis des fossilführenden Altpaläozoikums bzw. dem Alter der höher metamorphen Komplexe muß weiters beachtet werden, daß die großen Mengen altpaläozoischer klastischer Sedimente ein entsprechendes Liefergebiet erfordern. Die Suche nach einem solchen ehemaligen Hochraum, etwa im Sinne von „Taconica" für die Appalachen (M. Kay 1937, W. B. N. Berry & A. J. Boucot 1971, J. Rodgers 1971), der „Mitteldeutschen Schwelle" (R. Brinkmann 1948) für das Rhenohercynikum oder von „frühzeitig stabilisierten Kernen innerhalb der kaledonisch-variszischen Großgeosynklinale Mitteleuropas" (K. Hoth & G. Hirschmann 1970) stößt freilich in den Ostalpen auf erhebliche Schwierigkeiten, da ursprünglich zusammenhängende Ablagerungsräume infolge alpidischer Bewegungen vielfach zerrissen sind und heute weit voneinander getrennt liegen.

Nach diesen Ausführungen scheint die Annahme berechtigt, daß auch plattentektonische Modelle kaum zur Rekonstruktion voralpidischer Ereignisse und zur Lösung paläogeographischer Fragen im Variszikum der Alpen beitragen können. Dazu kommt, daß verschiedentlich bereits auf die Schwierigkeiten des Erkennens prämesozoischer plattentektonischer Vorgänge aufmerksam gemacht wurde, aber auch Lösungsversuche gezeigt wurden (K. M. Creer 1968, M. Brookfield 1971, R. Laurent 1972, W. S. McKerrow & A. M. Ziegler 1972, A. G. Smith 1972, C. F. Burrett 1972, A. Nicolas 1972, P. A. Floyd 1972, A. Hallam 1973, R. A. Scrutton 1973, A. Miyashiro 1972, K. Burke & J. F. Dewey 1973, R. Riding 1974, J. C. Briden 1977, E. Irving 1977, K. Schmidt 1977 u. a.). Überträgt man diese Gedanken auf das Paläozoikum in den Alpen, so ließen sich unschwer möglicherweise fehlende kristalline Kerngebiete erklären, vielleicht aber auch gedankliche Zusammenhänge mit den Vorstellungen von H. Brause 1970, K. Hoth & G. Hirschmann l. c. oder W. Krebs & H. Wachendorf 1973 herstellen, daß in einer präkambrisch-altpaläozoischen Großgeosynklinale einzelne Gebiete schon frühzeitig von einem Stabilisierungsprozeß betroffen wurden.

Von stratigraphischer Seite kommen zu diesen Fragen immer wieder entscheidende Beiträge. Sie alleine aber reichen nicht aus, um eine befriedigende Relation zwischen Beobachtungstatsachen und Hypothesen zu schaffen. Vielmehr, und das scheint für die Zukunft noch weit mehr als bisher zu gelten, sind neben der reinen biostratigraphischen Forschung die geologischen Nachbardisziplinen zu berücksichtigen, die beispielsweise Aussagen zum Verhältnis Kristallisation zu Deformation ermöglichen, absolute Angaben zur Gesteinsbildung liefern, der Lagerstätten-Genese nachgehen oder den Stoffbestand des Edukts prüfen. Geröllana-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

lysen, Schwerminerale und der regionale Vergleich seien ebenfalls genannt, obwohl diese Daten nicht direkt in einer Tabelle aufscheinen, dennoch aber wichtige Zeugen für die geodynamische Entwicklung einer mobilen Zone darstellen und erst in ihrer Gesamtbewertung ein den Tatsachen nahekommendes Bild ergeben können.

Seit Herausgabe der älteren Korrelationstabelle des Paläozoikums von Österreich sind über 350 Arbeiten erschienen, die altersrelevante Angaben beinhalten. Ein Teil dieser Publikationen wurde bereits in den Übersichten von H. W. FLÜGEL 1975a, 1976 behandelt. Aus Gründen einer möglichst vollständigen Dokumentation des erschienenen Schrifttums über das Paläozoikum von Österreich und aus fachlichen Überlegungen führen wir diese Arbeiten neben nicht berücksichtigten und in der Zwischenzeit publizierten Veröffentlichungen nochmals an.

Die nachfolgenden Ausführungen stützen sich daher – soweit greifbar – auf stratigraphische, paläontologische und tektonische Untersuchungsergebnisse, lagerstättenkundliche Berichte, Kartierungen, isotopengeologische Arbeiten und z. T. noch nicht veröffentlichte Dissertationsergebnisse der letzten Jahre.

Dank

Die vorliegende Arbeit ist das Ergebnis mehrjähriger stratigraphischer Untersuchungen des Autors im Rahmen der Grundlagenerstellung für die Österreichische Landesaufnahme. Sie wurde von der Direktion der Geologischen Bundesanstalt großzügig gefördert, sei es durch die Gewährung von Aufnahmstagen, Vergleichsexkursionen oder durch die Beistellung großer Mengen von Chemikalien. Hierfür sei aufrichtig gedankt.

Herr J. ZAGLER und anfangs Herr K. UHER bereiteten viele hundert Karbonatproben auf, die im Verlaufe der Kartierung in der Nördlichen Grauwackenzone, in den Karnischen Alpen und bei der Untersuchung metamorpher Gebiete anfielen. Die Zeichenabteilung der Geologischen Bundesanstalt mit den Herren O. BINDER und S. LASCHENKO war maßgeblich an der Herstellung der Abbildungen beteiligt bzw. führte in bewährter Weise die reprotechnischen Arbeiten aus. Allen Genannten möchte ich herzlich danken.

Herrn G. FLAJS , Bonn, verdanke ich die abgebildeten REM-Aufnahmen und energiedispersive Röntgenspektrometer-Aufnahmen von metamorphen, schlecht erhaltenen Conodonten.

Für die Begleitung im Gelände, das Überlassen von Proben, fachlichen Hinweisen, Vorschlägen für die Verbesserung des Manuskripts und die Erlaubnis zur Einsicht von in Druck befindlichen Arbeiten bin ich den Kollegen der Geologischen Bundesanstalt, allen voran Frau S. SCHARBERT, verbunden, weiters N. ANDERLE, P. BECK-MANNAGETTA, A. DAURER, M. HEINRICH, A. MATURA, A. NOWOTNY, R. OBERHAUSER, A. PAHR, H. PIRKL, J. PISTOTNIK, S. PREY, B. PLÖCHINGER, W. SCHNABEL und G. ZEZULA, ferner CH. EXNER, W. FRISCH, A. TOLLMANN, L. WEBER (alle Univ. Wien), G. RIEHL-HERWIRSCH (TU Wien), E. CLAR, H. WIESENEDER(Wien), A. DEUTSCH (dzt. Zürich), A. FENNINGER, F. EBNER, K. METZ (Graz), F. THALMANN (Eisenerz), G. FRASL, J. M. SCHRAMM (Salzburg), A. PRIMAS (Dellach i. Gailtal), H. W. J. VAN AMEROM (Heerlen), H. JAEGER (Berlin), V. HAVLIČEK, J. KŘIZ, I. CHLUPAC (UUG Prag), G. KLEINSCHMIDT (Darmstadt), F. THIEDIG (Hamburg), H. BÖGEL, R. HÖLL, K. SCHMIDT, H. HEINISCH (München), F. MARTIN (Brüssel), G. B. VAI (Bologna), A. ZANFERRARI (Padua) und J. ROSS (Bellingham).

II. Die Beziehung zwischen nicht-metamorphem und metamorphem Paläozoikum

II. 1. Historische Wandlung des Begriffes „Altkristallin" (Tab. 1)

Unter „alt-krystallinischen Schiefern" verstand D. STUR 1854: 822 „Schiefer, die im Süden, Osten und Norden an die den Centralgneis einhüllenden Gesteine zu liegen kommen". Es handelt sich um Gneise, Glimmerschiefer und körnigen Kalk, denen eine Position im Liegenden der Grauwackenzone zukommt und die daher entsprechend dem silurischen Alter des „Grauwacken-Gebildes" als vorsilurisch anzusehen sind. Der Grauwackenformation entsprechen in den Hohen Tauern die nur aufgrund einer „metamorphosierenden Kraft" entstandenen Centralgneise mit der umgebenden Schieferhülle. Sie hätten sich (S. 851) nach der Ablagerung der ursprünglichen Gesteine der „alt-krystallinischen Formation" und einer darauf erfolgten Hebung an den Rändern der Insel und in Mulden abgesetzt. Später, 1871, rechnete D. STUR die Schieferhülle zu einer jüngeren Gruppe kristallinischer Gesteine, für die er ein jungeozoisches Alter annahm. Zwischen beiden Ablagerungen soll aber auch hier eine uralte Hebung stattgefunden haben, denn (S. 70) „die älteren Kerne (gemeint ist die ältere Gruppe der kristallinischen Gesteine = Altkristallin) haben auf die Ablagerung der jüngeren Gruppe bereits einen beschränkenden, Form und Ausdehnung vorschreibenden Einfluß ausüben können". Dieser Hebung folgte eine weitere: Danach erst lagerte sich an den Rändern und in Mulden der entstandenen Insel die silurische Grauwackenformation ab.

Diese Vorstellung wurde in der Folge bis zu R. SCHWINNER und E. KRAUS in etwas abgeänderter Form übernommen. Gelegentlich freilich führten Detailuntersuchungen zur Kritik (J. NIEDZWIEDZKI 1872) an der von D. STUR aus den Hohen Tauern abgeleiteten Gliederung oder es wurde die Meinung vertreten, daß der Centralgneis das älteste Glied sei und darauf erst „altkrystallinische Schiefer" und die Phyllitformation gefolgt seien (B. GASTALDI 1871, E. v. MOJSISOVICS 1872).

Der Annahme alter Baupläne in den Ostalpen standen aber auch auf Fossilien begründete Überlegungen gegenüber: Hier sind nach dem ersten Silur-Nachweis bei Dienten (F. v. HAUER 1847) besonders die Arbeiten von G. STACHE in den Karnischen Alpen zu erwähnen, die mit dazu beitrugen, eine Gliederung des sogenannten Urgebirges durchzuführen. G. STACHE 1874: 138 betonte dabei, „erst durch Feststellung ihrer stratigraphischen Position in der Reihe kann man auch aus petrographisch gut markierten Schichten eine geologische Größe machen, mit der man rechnen, d. i. geologisch gliedern kann". Wie vor ihm D. STUR, unterschied G. STACHE ein vorsilurisches Schichtgebirge mit einer „Randgebirgs-Facies" aus Grauwackengesteinen und eine altersäquivalente „Inneralpine Facies" mit phyllitischen Gesteinen. Er unterschied vier Gesteinsgruppen, von denen nur die „Gruppe der älteren Grauwackengesteine" dem Paläozoikum angehört. Erstmals machte G. STACHE auch auf die Berücksichtigung von Fazies-Verhältnissen aufmerksam (S. 147) und hob diese Möglichkeiten nach dem „Princip der Stellvertretung" hervor.

Mit F. E. SUESS' 1894 veröffentlichter Arbeit „Das Gebiet der Triasfalten im Nordosten der Brennerlinie" begann wohl die bedeutendste Epoche geologischen Forschens in den Zentralalpen. Diese Zeit, durch die Arbeiten von B. SANDER, P. TERMIER und E. SUESS charakterisiert, ist deshalb besonders hervorzuheben, da die metamorphe Sekundärfazies erkannt wurde. F. E. SUESS etwa schrieb (S. 667), daß „in den petrographischen Verschiedenheiten . . . keine Gewähr für das verschiedene Alter dieser beiden Gesteinstypen (Glimmerschiefer und Phyllite) gegeben sei und nur eine sehr genaue stratigraphisch tektonische Untersuchung . . . Aufschluß geben kann, ob nicht ein Teil dieser Gesteine als gleichaltrige Gebilde von verschiedener Facies der Metamorphose aufzufassen ist". In dem von SUESS bearbeiteten Gebiet wurde eine Gliederung in vier Formationen gegeben; dabei ist die Unterscheidung altpaläozoischer und karboner Quarzphyllite bemerkenswert.

Auch in geologischen Spezialkarten über die Ostalpen wurde der Versuch gemacht, eine zeitliche Gliederung einzelner Gesteinsgruppen durchzuführen. So schlug G. STACHE 1898 für Karten ein „General-Farbenschema" vor und unterschied „Schichten-Gruppen der kryptozoischen und der azoisch-archaischen Periode" mit einer „Gneis-Glimmer-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tabelle 1 VERWENDUNG DES BEGRIFFES „ALTKRISTALLIN" IN DEN OSTALPEN

Autor	Bezeichnung	Tektonische Position Pennin	Tektonische Position Ostalpin	Alter	Gesteinsbestand
Plutonisten L. v. BUCH A. BOUÉ A. v. MORLOT	Urgebirge metamorphische Gebirgsarten krystallinisches Schiefergebirge krystallinische Urschiefer – Urgebirge				
STUR 1854	Alt-krystallinische Schiefer	×	×		Gneis, Glimmerschiefer, körniger Kalk etc.
STUR 1871	Alt-krystallinische Schiefer		×	eozoisch (= vorsilurisch	Gneis, Glimmerschiefer, Marmor, Tonglimmerschiefer, Tonschiefer, Chloritschiefer
GALSTALDI 1871	–	×		–	junger Gneis – alter Gneis
STACHE 1884 VACEK 1884	Gneis u. Gneisphyllit, Quarzphyllit	×	×	paläozoisch-protozoisch (= vorsilurisch)	Gneis, Gneisphyllit, Quarzphyllit, Kalkphyllit, Kalktonphyllit etc.
F. E. SUESS 1894	kristalline Gesteine	×		archaisch	Gneisglimmerschiefer, Amphibolite
DIENER 1903	–	„Centralzone"		archaisch	Gneisphyllite, Granatführende Glimmerschiefer etc.
E. SUESS 1909		vorpermische Altaiden			
SANDER 1914a	Alte Gneise	×		–	Paragneise (B-Gneise = „Parazentralgneis")
SANDER 1921	Alte Gneise	×	×	vorpermisch	Phyllitgneis, Arterite, Granat-Cyanitschiefer
STAUB 1924	Altkristallin	×	×	vortriadisch	kristalline Schiefer + Eruptiva (Intrus.)
KOBER 1923	Altes Dach (Altkrist.)	×		vorpaläozoisch	ältere Gneise, Glimmerschiefer
HERITSCH 1921	Altkrystallin		×	vorpaläozoisch	krist. Schiefer unter Paläozoikum
SCHWINNER 1930, 1936, 1951	Altkristallin	×	×	archaisch	Gneise, Granatglimmerschiefer, Amphibolite (I, II)
KRAUS 1951	Altkristallin	×	×	algonk.-archaisch	Gneisgruppe, Granatglimmerschiefer-gruppe
METZ 1952 etc.	Altkristallin		×	z. T. paläozoisch	Stoffbestand des Muralpenkristallins
KARL 1957	Alte Gneise	×			Biotit-Muskowit Paragneise
FRASL 1958	Altkristallin	×		Präk.-Altpaläoz.	meso- bis katazonales Kristallin
EXNER ab 1939	Altes Dach, Altkrist.	×	×		analog FRASL
OXBURGH 1968	Altkristallin	×	×	Präk.-Altpaläoz.	analog FRASL
BÖGEL 1972	Altkristallin Alte Gneise	×	×	Präk.-Altpaläoz.	Glimmerschiefer, Para- u. Orthogneise, Amph., Marmore im ostalpinen Altkristallin – ähnlicher Gesteinsbestand in Hohe Tauern

schiefer/Granulit-Phyllit Gruppe" neben einer jüngeren „Schichten-Gruppe" und „Stufen der jüngeren und älteren Übergangs- oder Grauwackenperiode". Beispielsweise wurde im Schöckelgebiet von Graz der „Grenzphyllit" mit Crinoiden nach C. CLAR 1874 der „Obercambrischen Stufe" (?) zugeordnet (vgl. K. PENECKE 1894).

Mit C. DIENER 1901, 1903 kehrten Auffassungen wieder, die schon zu Beginn der systematischen Forschung in den Ostalpen vertreten wurden. Nach ihm (1901: 8) besteht „die Hauptmasse der Gesteine der Centralzone oder Urgebirgszone aus krystallinischen Felsarten von archaischem Alter, Bildungen, die älter sind als die ältesten Versteinerungen führenden Schichten der Erdoberfläche, und die zu einer Zeit abgesetzt wurden, als noch kein organisches Leben auf unserem Planeten existierte". In dem von ihm verfaßten Artikel „Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes" meinte schließlich C. DIENER 1903: 410: „Die Struktur der kristallinischen Zentralzone der Ostalpen ist eines der dunklen Kapitel der Alpengeologie" . . . „Hier geraten wir in ein Gebiet, in welchem die Menge der Hypothesen jene der sichergestellten Beobachtungstatsachen leider überwiegt". Während C. DIENER in der Gesteinsgliederung den Ansichten G. STACHE's folgte, übernahm er von älteren Autoren die Vorstellung, daß ältere Kerne („eine Reihe von Zentralmassen") mantelförmig von jüngeren Schichtmassen umlagert seien. Als ein Beispiel führte er (S. 463) das Rannachkonglomerat an, das an der Basis der Quarzphyllite in prä-existierende Hohlformen des kristallinen Grundgebirges eingreifen sollte.

Im „Antlitz der Erde" (E. SUESS 1909) wurde einerseits die Vermutung metamorpher Überprägungen geäußert (z. B. wird der Marmor von Laas als marmorisierte Trias bezeichnet, S. 187), andererseits (S. 3) wurden im Begriff der Altaiden alle vorpermischen Gesteine zusammengefaßt; sie bildeten alte Horste mit dazwischenliegenden Senkungen, in denen sich jüngere Ketten („posthume Altaiden") abgesetzt und entwickelt haben, u. a. als wichtigstes Glied die alpinen Ketten („Alpiden").

Mit B. SANDER 1914a wurde Quarzphyllit erstmals nach rein petrographischen Merkmalen betrachtet (S. 291). In der gleichen Arbeit wies B. SANDER aufgrund des „Fortschritts in der Erkenntnis Sekundärfacies bildender Metamorphismen" auf die Revisionsbedürftigkeit der G. STACHE'schen Gliederung von Gneis-, Phyllitgneis-, Glimmerschiefer- und Quarzphyllit-Formationen hin und forderte die Suche nach primären, prätektonischen Unterschieden in den Schieferformationen („primäre Charaktere"). Er fand (S. 313), „Konkordanz, Übergänge, Rückschwankungen, kurz unscharfe Grenzen sind das normale und Bezeichnende

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

für Phyllitgneis und Quarzphyllit, Quarzphyllit und Laaser Schichten (= Schneeberger Zug), Gneis, Quarzphyllit und Glimmerschiefer" und kam daher zum Schluß „. . . da im übrigen jeder direkte Anhaltspunkt für einen Altersunterschied zwischen Quarzphyllit, Glimmerschiefer und Phyllitgneis fehlt, scheint die Bezeichnung dieser Glieder als durch Metamorphismus entstandener Fazies am besten vorläufig zu entsprechen".

Diese Auffassungen B. SANDER's aber setzten sich in den Ostalpen nicht sogleich durch. F. HERITSCH 1921: 18 etwa betonte: „Überall ist zwischen dem Hochkrystallin und dem Paläozoikum ein scharfer Schnitt in der Metamorphose vorhanden" (diese Annahme ging auf einen vermuteten Hiatus zwischen Kristallin und Grazer Paläozoikum zurück). F. HERITSCH äußerte sich auch zum Begriff des Altkristallins und vertrat die Meinung, daß die Metamorphose dieser Gesteine abgeschlossen war, als die Ablagerung des Paläozoikums begonnen hatte, d. h., daß das Altkristallin ein altes Gebirge gegenüber dem Paläozoikum ist. Nach ihm sollte daher die Transgression des Paläozoikums über ein gefaltetes und dann abgetragenes und eingeebnetes Altkristallin erfolgt sein. Der Umfang des Altkristallins aber wurde von F. HERTSCH insoferne eingeschränkt, da er für einen Teil der Quarzphyllite sicher paläozoisches Alter annahm (S. 29).

Einen dazu gegensätzlichen Standpunkt vertrat H. MOHR 1923: Er führte (heute allerdings meist überholte) Beobachtungen an, die nach ihm (S. 119) „. . . nur im Sinne eines Hineinreichens des Altpaläozoikums in den Bereich der II. Tiefenstufe gedeutet werden können". Lokal (Glein-, Kor- und Saualpe) könnte nach H. MOHR Altpaläozoikum sogar in der „Fazies der Eklogitstufe" vorhanden sein. Bedeutsam und auch heute noch gültig ist seine Feststellung eines vorsilurischen metamorphen Grundgebirges, das er aufgrund der Silbersberggrauwacken der östlichen Grauwackenzone postulierte.

Von L. KOBER 1923: 101 stammte der Ausdruck „altes Dach" für vorkarbone Sedimentgneise und Glimmerschiefer der Hohen Tauern, in die in karboner Zeit Granite intrudiert sind (diese Bezeichnung kehrt später häufig wieder, z. B. bei Ch. EXNER 1971 und A. TOLLMANN 1975a). „Altkristallin" beschränkte L. KOBER auf das Ostalpin und rechnete dazu vorpaläozoische Gneise, Glimmerschiefer und Amphibolite.

R. STRAUB 1924 verstand den Begriff des „Altkristallins" im Sinne der Schweizer Geologen, die damit alle vortriadischen Schiefer und Eruptiva meinten und deshalb im Gegensatz zu Ostalpengeologen standen. Daher wurde von R. STAUB (S. 78) auch der Zentralgneis der Hohen Tauern dem Altkristallin zugezählt. Auch bei R. STAUB fand sich der Gedanke metamorphen Paläozoikums: So vermutete er beispielsweise für die obersten Teile des Altkristallins ein paläozoisches Alter (S. 79); oder er verglich die Devonkalke der Karnischen Alpen mit dem Laaser Marmor und der Fedozserie und schloß daraus auf „eine großartige postdevonische Metamorphose großen Stils für weite Gebiete der Alpen . . ." (S. 244). Freilich leugnete er auch nicht ältere Metamorphosen, die zumindest teilweise in vorpaläozoisch-archaischer Zeit abgeschlossen waren.

Mit R. SCHWINNER 1927, 1930, 1936, 1951 wurde wiederum die Meinung einer vorpaläozoischen Bildung des Altkristallins vertreten. Marmore, Amphibolite und Graphitquarzite stellten stofflich verschiedene Einfaltungen innerhalb des „Altkrystallins" dar; demnach sind diese Gesteine wichtige Zeugen älterer Strukturen, für die die algomanische Faltungsära am Ausgang des Archaikums verantwortlich gemacht wurde (vgl. dazu die Vorstellung älterer Baupläne durch L. KOBER 1927, 1928). Als nächst jüngere Gruppe folgen Phyllitserien, die als Schuttausstrahlung des algomanischen Gebirges gedeutet wurden und Rand- und Innensenken aufgefüllt haben (S. 115). Der kaledonischen Ära kam nach R. SCHWINNER 1930: 115 keine Bedeutung zu, da für diesen Zeitpunkt offenbar keine Schuttmassen festzustellen sind. In tabellarischer Form wurden diese Gedanken erstmals von R. SCHWINNER 1927 dargestellt.

Zwei Versuche einer Seriengliederung des Vorsilurs bzw. der Phyllitserien stammten von H. P. CORNELIUS 1935 bzw. R. SCHWINNER 1936. Während R. SCHWINNER die Phyllite auf der Grundlage Zusammenhang-Stoff-Serie verglich, gab H. P. CORNELIUS zu bedenken, daß eine rein auf petrographische Merkmale basierende Gliederung viele Unsicherheiten hätte. Als jüngste Anteile nahmen beide Autoren eine Vertretung von Kambrium in schwach metamorphen Serien an.

Ausgehend von angeblichen Graptolithenfunden in der Flitzenschlucht der Nördlichen Grauwackenzone (E. HABERFELNER 1931a) und korallenähnlichen Fossilresten in der Bretsteinserie der Niederen Tauern (F. HERITSCH 1909) kam E. HABERFELNER 1937: 227 zur Vorstellung, daß die marmorreichen Serien des Hochkristallins ein stratigraphisches Äquivalent der Rannachserie seien und kambrisches Alter hätten. Das jüngere Kambrium sollte dabei durch Grünschiefer, Phyllite und Porphyroide vertreten sein, älteres Ordoviz hingegen durch Quarzite, wie z. B. den Flitzengrabenquarziten.

Die Möglichkeit, daß im Altkristallin auch Paläozoikum eingebaut ist, wurde kurz auch bei F. ANGEL 1939a angedeutet. Danach kann nicht ausgeschlossen werden (S. 97), daß die Primärgesteine der Amphibolite der Gleinalpe gleich alte Bildungen sind wie die Diabase des Grazer Paläozoikums.

Ein ebenfalls nur mehr aus historischer Sicht interessanter Versuch der stratigraphischen Gliederung des alpinen Grundgebirges stammte von R. STAUB 1949. Er nahm einen über weite Strecken analogen, gleichartigen Ablauf erdgeschichtlicher Ereignisse an und parallelisierte das ostalpine Grundgebirge mit dem Nordischen an der Basis des Kambriums (S. 429). Diese Vorstellung leitete er davon ab, daß er zum eigentlichen alpinen Grundgebirge nur jenes metamorphe Gebirge rechnete, das nachweislich unter den ältesten fossilführenden Schichten liegt. Aus dem Fehlen von Kambrium und eines Großteils von Ordoviz schloß R. STAUB auf eine Sedimentationslücke und Festlandsbedingungen im Alpenraum. Die primäre Hauptmetamorphose sowohl der Quarzphyllite („Casannaschiefer-Gruppe") als auch aller höher metamorphen und älteren, eigentlichen Grundgebirgsanteile sei demnach vorkambrisch gewesen. Die früher als metamorphes Paläozoikum gedeuteten Anteile des kristallinen Grundgebirges seien nach R. STAUB 1948: 439 heute mit absoluter Sicherheit in das präkambrische eigentliche Grundgebirge der Alpen zu stellen.

Sieht man von der Einführung des Begriffes der „Cetiden-Gebirgsbildung" statt „algomanische Faltung" ab, hielt R. SCHWINNER auch 1951 an den schon früher geäußerten Vorstellungen über gebirgsbildende Vorgänge im Ostalpenraum fest. Innerhalb des Gebirgssystems der Cetiden bildeten sich im Anschluß daran, d. h. im Altpaläozoikum, Senkungsräume, die sich zu Geosynklinalen entwickelten und schließlich die Ketten des variszischen Gebirges formten. Die Sedimentfüllung dieser Tröge bestand nach R. SCHWINNER aus sehr unterschiedlicher Zusammensetzung; die monotonen Quarzphyllite wurden z. B. auf eine zweite Abtragungsphase der aufgefalteten Cetiden zurückgeführt, die aufgrund (fälschlicher) Trilobitenfunde in der Kreuzeckgruppe (I. PELTZMANN 1940) und eines vermeintlichen Graptolithennachweises im Brixener Quarzphyllit (I. PELTZMANN 1935) mit Vorbehalt im Kambrium angenommen wurde. Der sardischen Phase wurde die Grenze Quarzphyllit/Prä-Caradocschiefer zugeordnet.

Den zuletzt mitgeteilten Ansichten folgte im wesentlichen E. KRAUS 1951. Auch bei ihm galt der Grundsatz: Je höher metamorph ein Gestein, umso älter muß es sein! Dies brachte E. KRAUS auch deutlich zum Ausdruck (S. 11): „Wir haben es somit für weite Gebiete der Ostalpen mit sehr mächtigen und mannigfachen Gesteinsreihen des „Altkristallins" zu tun, welche

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

mindestens voruntersilurisches, hauptsächlich wohl algonkisches, vielleicht noch archaisches Alter besitzen. Damit kehren die neueren Ergebnisse wieder zurück zu einer ersten Altersauffassung, nachdem vorübergehend durch die Erkennung weitgehender Gesteinsumwandlung für alle Schiefer eine große Unsicherheit hereingekommen war".

Doch Feldbefunde, Beschäftigung mit Detailfragen und Spezialaufnahmen zwangen allmählich zu einem Umdenken und zur Aufgabe von allzu extremen Denkmodellen. Kaum beachtet, konnte z. B. A. PILGER 1942 in Profilserien östlich Friesach/Ktn. eine Abnahme der Metamorphose innerhalb von Granatglimmerschiefern feststellen, die schließlich in Phyllite übergehen; gleichzeitig beobachtete er nach oben die Umwandlung von Amphiboliten in Grünschiefer bzw. Metadiabase.

Zu ähnlichen Ergebnissen gelangte E. CLAR 1953 am Westrand der Saualpe bei Hüttenberg. Hier läßt sich nach Auffassung des Bearbeiters ein räumliches Ineinanderfließen und stufenförmiges Übergreifen der Mineralfazies zwischen Altkristallin und anderswo mit Fossilien belegter, altpaläozoischer Magdalensbergserie nachweisen. E. CLAR zog daraus den naheliegenden Schluß, daß das Altkristallin auch variszische Anteile und zwar in der Gleinalm-Entwicklung beinhaltet.

Etwa zur gleichen Zeit behandelte K. METZ die Frage nach voralpidischen Bauelementen in den Alpen (K. METZ 1952). Er kam zur Auffassung, daß sich zumindest in der Grauwackenzone die Begriffe Quarzphyllit und feinschichtige Grauwackenschiefer decken und Unterschiede nur metamorph bedingt sind. Bedeutsam war weiters die Vermutung, wonach in den mesozonalen Marmorserien der Glein- und Stubalm (entgegen der Annahme von R. STAUB 1948: 435) sowie in den Niederen Tauern ein bisher unbekanntes Paläozoikum verborgen ist (vgl. H. MOHR 1923). In erster Linie kam nach K. METZ ein Vergleich mit der Nördlichen Grauwackenzone in Frage und er meinte dazu (S. 270): „Auch in den mesozonalen Schiefern liegen dunkle Marmore mit pigmentreicher Schieferbegleitung, die zusammen faziell dem charakteristischen ostalpinen Gotlandium entsprechen". Gleiche Gedanken äußerte K. METZ 1953.

CH. EXNER 1957: 100 führte im Tauernfenster den Begriff „Altkristallin" ein. Er verstand darunter (S. 151) das polymetamorphe alte Schieferdach (Paragneise, Glimmerschiefer, Amphibolite), in das in variszischer Zeit die Zentralgranite intrudiert seien.

In Fortführung intensiver petrographisch-tektonischer Arbeiten in den Hohen Tauern nahm F. KARL den erstmals von B. SANDER 1914a verwendeten Begriff der „Alten Gneise" wieder auf; F. KARL 1957 bezeichnete damit die ältesten, ehemaligen Sedimente in der Unteren Schieferhülle.

Nach G. FRASL 1958 setzt sich die „alte Schieferhülle" aus der Habachserie und geringen altkristallinen Anteilen zusammen. Nach ihm (S. 408–410) ist das Altkristallin dadurch gekennzeichnet, daß es eine alte, intensive Kristallisation aufweist und sich dadurch am ehesten von umgebenden altpaläozoischen Gesteinen abtrennen läßt. Wichtigstes Merkmal sei die meso–katazonale Kristallisation, die der Habachserie nicht eigen ist. Als Alter altkristalliner Gesteine vermutete G. FRASL Präkambrium oder Altpaläozoikum, „jedenfalls aber eine vormesozoische, mesozonale Metamorphose" (S. 446).

H. FLÜGEL 1960 befaßte sich ebenfalls mit der Frage des Altkristallins, doch wurden dabei in der Hauptsache tektonische Überlegungen angestellt, die sich aus der Einschaltung von Trias-Resten zwischen Kristallin und Paläozoikum ergaben. Indirekt berührten diese Fragen auch das Alter des Altkristallins, da danach nicht generell eine Abnahme der Metamorphose nach oben im Sinne von K. METZ 1952 und E. CLAR 1953 angenommen werden konnte.

Eine erste tabellarische Gesamtübersicht zum ostalpinen Paläozoikum legte A. TOLLMANN 1963a vor; auch metamorphe Anteile, u. a. die obere, kalkreiche Hülle des Gleinalmkristallins, wurden darin zum Altpaläozoikum gezählt.

Den früheren Standpunkt vertrat K. METZ auch 1965 in einer Betrachtung zum Kristallin der Muralpen (S. 244): „Es muß erwähnt werden, daß für diese Muralpengemeinschaft auch weiterhin die Wahrscheinlichkeit aufrechterhalten wird, daß vorkarbones Paläozoikum in metamorphem Zustand mit einbezogen ist" (vgl. K. METZ 1967: 68).

Nach E. R. OXBURGH 1968: 23 besteht das Altkristallin in den Hohen Tauern aus mehr oder weniger autochthonen prämesozoischen Gesteinen, die heute als Metasedimente vorliegen (= „Altes Dach" nach L. KOBER 1923, CH. EXNER 1971 und A. TOLLMANN 1975a) und in die der Zentralgneis intrudierte; das Altkristallin der Umrahmung baut hingegen das allochthone Ostalpin auf (hier bekam somit der Begriff des Altkristallins – wie bei L. KOBER 1923 und CH. EXNER 1939 – einen tektonischen Inhalt, z. B. „Altkristallin-sheet").

H. BÖGEL in G. ANGENHEISTER et al. 1972 beschränkte den Begriff des Altkristallins demgegenüber auf ostalpine Einheiten und verwendete dafür in den Hohen Tauern Bezeichnungen wie „Serie der Alten Gneise", „similar to the Altkristallin", „Old Crystalline Basement" oder „older metamorphic rocks". Das Kennzeichen des Altkristallins im Ostalpin ist die Prägung in der Amphibolitfazies (S. 371), wobei als Alter neben Präkambrium wahrscheinlich auch Altpaläozoikum miteinzubeziehen ist.

Auch R. HÖLL 1975 nahm für das Altkristallin eine Metamorphose unter Amphibolitfazies-Bedingungen an, die sich zumindest in Resten als voralpidisch nachweisen läßt, während in den Hohen Tauern fast eine vollständige Angleichung an die Mineralfazies der Tauernkristallisation erfolgt sein kann (S. 11–12).

Wohl den entscheidendsten Anteil an den heutigen Vorstellungen über das Alter des Altkristallins aber hatte die „Arbeitsgemeinschaft Saualpe" mit den seit 1957 im Mittelkärntner Grundgebirge erzielten Ergebnissen, die im Sonderband zur „Geologie der Saualpe" (1975) einen vorläufigen Abschluß fanden. Zu Beginn wurde dabei von Geländebefunden ausgegangen, die in dem behandelten Gebiet eine siebenfache Wiederholung ähnlicher Gesteinsserien mit hauptsächlich Ton- und Sandabkömmlingen, sowie Grün- und Karbonatgesteinen erkennen ließen, die einen offensichtlich lückenlosen, allmählichen metamorphen Übergang von oben nach unten zeigten (W. FRITSCH et al. 1960, W. FRITSCH 1962a, E. CLAR et al. 1963). Es ergab sich daher die Frage, ob tektonische Wiederholungen vorliegen oder ob ein normales stratigraphisches Profil basal in zunehmend ältere Schichtglieder führt. Während auf der einen Seite schon damals von E. CLAR et al. 1963: 25 darauf hingewiesen wurde, daß der metamorphe Übergang ins Liegende nicht völlig ungestört ist – die gleiche Feststellung gilt übrigens auch heute nach Abschluß der Feldarbeiten (E. CLAR 1975: 191), was zu erheblichen Unsicherheiten in der Frage des Alters der Metamorphose(n) und Tektonik (A. TOLLMANN 1963b, 1971, E. CLAR 1965, J. NEUGEBAUER 1970, G. KLEINSCHMIDT & J. NEUGEBAUER 1975, G. KLEINSCHMIDT et al. 1976) führte –, konnten auf der anderen Seite überzeugende Erkenntnisse über die vormetamorphen Ausgangsgesteine erzielt werden. Sie umfassen den Primärchemismus des Edukts, Profilabfolgen, Mächtigkeiten und fazielle Daten, aber auch Angaben zum Alter einzelner Schichtglieder, die sich aufgrund einiger Fossilfunde in der Phyllitgruppe und dem regionalen Vergleich mit großer Wahrscheinlichkeit dem Zeitraum Oberordovizium bis Devon zuweisen lassen; präkambrisches Kristallin ist hingegen nach A. PILGER 1975: 144 in der Saualpe „wohl kaum vorhanden". Es sei aber darauf hingewiesen, daß in letzter Zeit die Metamorphoseereignisse dieses Kristallinblockes umgedeutet wurden (F. PURTSCHELLER & F. P. SASSI 1975, H. W. FLÜGEL 1976, G. KLEINSCHMIDT et al. 1976, vgl. S. 35).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die gegenwärtige Phase geologischen Forschens im ostalpinen Grundgebirge erfordert, da biostratigraphische Methodik in höher metamorphen Kristallinkomplexen nicht anwendbar ist, dennoch mehr denn je eine stratigraphische Denkweise. Sie muß sich primär naturgemäß am klassischen ostalpinen Paläozoikum orientieren und sich dann den Fortschritt der Stratigraphie in den Phyllitgebieten zu eigen machen. Kann sie sich außerdem auf genügend viele radiochronologische Werte stützen, so wird es vielleicht möglich sein, dem Begriff „Altkristallin" wieder seinen ursprünglichen und logischen Sinn beizumessen, um damit im polymetamorphen voralpidischen Grundgebirge der Ostalpen ältere Anteile von jüngeren abgrenzen und kennzeichnen zu können, wobei als Kriterium ausschließlich der Gesteinsbestand und nicht die Metamorphose zu werten wäre.

Die folgenden Ausführungen und die Tabelle sollen die verfügbaren Grundlagen zusammenfassen, gleichzeitig aber auch die zukünftigen Möglichkeiten und Grenzen eines derartigen Korrelationsverfahrens aufzeigen.

II. 2. Das Alter ostalpiner phyllitischer Gesteine

In den vorhergehenden Abschnitten wurde aufgezeigt, daß nur durch eine Vermehrung stratigraphischer Daten in Räumen mit Gesteinskomplexen, die der Grünschiefer-Fazies entsprechen, die erforderlichen Grundlagen für eine Parallelisierung mit bekannten Schichtfolgen gewonnen werden können. Zwar wurden in der Vergangenheit anderswo auch aus höher metamorphen Kristallinkomplexen des öfteren schon überraschende Fossilfunde bekannt gemacht (F. Ellenberger 1958, F. Bianconi 1965, A. K. Higgins 1964, C. H. Holland & B. A. Sturt 1970, I. Chlupáč 1975, J. W. Pickett et al. 1975), doch sind solche Entdeckungen eher als Ausnahmen anzusehen und in den tektonisch meist extrem beanspruchten ostalpinen Hochkristallin kaum zu erwarten.

Wie erwähnt, sind ältere Gliederungsversuche phyllitischer Komplexe (H. P. Cornelius 1935, R. Schwinner 1936) heute weitgehend überholt und in den meisten Fällen unbrauchbar, da sie sich auf keinerlei sichere Fossilbelege stützen konnten. Es finden sich aber immer wieder Hinweise in älteren Arbeiten, die eine Vertretung von Kambrium in den Ostalpen vermuten lassen. So wurde zuerst von I. Peltzmann 1934 und H. R. v. Gaertner 1934 in der Nördlichen Grauwackenzone aufgrund fragwürdiger Trilobiten- bzw. Archaeocyathinen-Reste der Verdacht auf Kambrium geäußert; später glaubten R. Schwinner 1936 in den Gumpeneck-Marmoren der Niederen Tauern und I. Peltzmann 1940 in – nach Ch. Exner 1956a, b diaphthoritischen Glimmerschiefern – der Kreuzeckgruppe an Hand ähnlicher vermeintlicher Fossilreste den gleichen Zeitabschnitt belegen zu können. Diese Funde wurden aber schon von F. Heritsch 1943 angezweifelt und werden heute allgemein als unrealistisch verworfen (vgl. z. B. Ch. Exner 1956a, b).

Ebenso erscheint es problematisch, alleine aus der Mächtigkeit eines Schichtpaketes im Liegenden eines mit Fossilien datierten Horizontes direkte Altershinweise abzuleiten und daraus modellhafte Schlüsse hinsichtlich geodynamischer Prozesse zu ziehen (H. Mostler 1970, E. Colins et al. 1977). Dieses Verfahren kann allzuleicht zu Fehlschlüssen und Irrtümern führen. Als ein Beispiel sei die seinerzeitige Vermutung auf Kambrium in der Nördlichen Grauwackenzone durch F. Angel 1939b: 61 angeführt („Unsere Geologen erwarten in nächster Zeit Fossilfunde, die bei uns das Kambrium sicherstellen"), die bisher nicht bestätigt werden konnte.

Der Fossilsuche in schwach metamorphen Schichtfolgen stehen eine Reihe von Schwierigkeiten entgegen, auf die der Verfasser schon in früheren conodontenstratigraphischen Arbeiten aufmerksam gemacht hat (H. P. Schönlaub & G. Zezula 1975, H. P. Schönlaub et al. 1976). Starke Durchbewegung verursachte Deformationen und führte zu bruchstückhafter Erhaltung bzw. hat im Extremfall die vollständige Vernichtung des organischen Inhalts zur Folge; deshalb können auch in den meisten Fällen keine sicheren Angaben über die Menge der ursprünglichen Fossilführung und -häufigkeit gemacht werden. Ein weiterer Nachteil ist, daß das Erkennen überlieferter Mikrofossilreste im Rückstand äußerst schwierig und zeitraubend wird, da die im Normalfall üblichen Farbunterschiede zwischen organischen Resten und nichtorganischem Rückstand durch die Metamorphose verloren gehen. Ferner ist bei conodontenstratigraphischen Untersuchungen in Phyllitgebieten zu bedenken, daß bisher mit einer Ausnahme nur karbonatführende Zwischenlagen innerhalb der Metapelite mit Fossilien erfaßt und ± exakt datiert werden konnten; es stellt sich daher die Frage, welche tatsächliche Position diese fossilführenden Horizonte innerhalb der Gesamtentwicklung eines phyllitischen Schichtstoßes einnehmen.

Dieser pessimistischen Zeichnung stehen auf der anderen Seite aber auch positive Aspekte gegenüber. Mikrofossilien ermöglichten nämlich in den letzten Jahren in bisher als fossilfrei geltenden Räumen, wie z. B. in Mittelkärnten, Turrach und Teilen der Nördlichen Grauwackenzone, einzelne stratigraphische Fixpunkte zu setzen; das gleiche gilt für höher metamorphe Gebiete wie Gailtalkristallin, Goldeck oder Radstädter Tauern. Detailkartierungen, die von diesen Fixpunkten ihren Ausgang nehmen, gestatten weiters durch Erfassung der liegenden und hangenden Profilfortsetzung begründete Vergleiche mit den biostratigraphisch vom Ordoviz bis ins Karbon datierten Abfolgen. Schließlich können mit gewissen Einschränkungen auch lithologische Kriterien, wie Vulkanite, Zurücktreten oder Vormacht von Karbonaten etc. zu Datierungszwecken herangezogen werden.

Die im folgenden mitgeteilten biostratigraphischen Daten stammen von Conodontenuntersuchungen, die an einer Reihe von Karbonatkörpern innerhalb von Quarzphyllit-Komplexen ausgeführt wurden. Der Grünschieferfazies-Entwicklung rechnen wir auch die Schichtfolge des Murauer Paläozoikums zu, die bislang nicht durch gesicherte Fossilfunde datiert werden konnte. Der Bedeutung der neuen, eindeutigen Fossildaten entsprechend, wird dieser Raum daher ausführlicher behandelt.

Neuuntersuchungen zur Klärung der Stratigraphie von Grünschieferfazies-Komplexen sind bisher in folgenden Gebieten durchgeführt worden:

1. Murauer Paläozoikum, Grebenze und Pleschaitz
2. Gurktaler und Mittelkärntner Quarzphyllitareal (z. T. „Arbeitsgemeinschaft Saualpe")
3. Eisenhutschiefer der Turracher Höhe (R. Höll 1970)
4. Katschberg-Quarzphyllite (H. P. Schönlaub et al. 1976)
5. Radstädter Quarzphyllite (H. P. Schönlaub 1975a)
6. Quarzphyllite im Lungau (H. P. Schönlaub & G. Zezula 1975)
7. Gailtalkristallin
8. Goldeck-Kreuzeckkristallin
9. Innsbrucker-Steinacher-Telfser Quarzphyllite
10. Quarzphyllite im Engadiner Fenster
11. Ennstaler Quarzphyllite (H. Priewalder & R. Schumacher 1976).

II. 2.1 Murauer Paläozoikum – Grebenze – Pleschaitz

Das Murauer Paläozoikum umfaßt nach A. Thurner (ab 1929) einen mehrere 100 m mächtigen, metamorphen Schichtstoß mit Bänderkalken und Marmoren, verschiedenen Phylliten und Vulkaniten. Die zeitliche Einordnung dieser Gesteine war bisher nicht möglich, da die von F. Heritsch 1932 in F. Heritsch & A. Thurner 1932 aus Kieselschiefern bestimmten Graptolithen (*Monograptus* sp., *Rastrites* sp., *Diplograptus* sp.) selbst A. Thurner 1959: 22 als „wegen des schlechten Erhaltungszustandes nicht sicher" bezeichnete; sie sind zudem heute nicht mehr auffindbar und daher nicht überprüfbar (vgl. W. Gräf

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

1966, H. JAEGER 1969). Das gleiche gilt für die von F. TOULA 1893: 172 von Kalkstock der Grebenze genannten Crinoiden des Devons (*Tatrocrinus* sp., *Cupressocrinus* sp.), die für stratigraphische Aussagen kaum zuverlässig erscheinen.

Wenn dennoch A. THURNER 1958a, 1959 im Murauer Gebiet eine stratigraphische Gliederung der Schichtfolgen versuchte, so geschah dies nach einer jahrzehntelangen Kartiertätigkeit in diesem Raum, die zu einer sehr genauen Kenntnis der Gesteinsabfolgen und ihrer gegenseitigen Beziehung führte. Von den fraglichen Silur-Graptolithen ausgehend, errichtete A. THURNER ein räumlich-zeitliches Faziesschema für das Silur und Devon. Freilich beinhaltet dieses Konzept auch einige Ungereimtheiten: So lassen sich der ausgeschiedene Rauhwacken-Horizont kaum besser bekannten paläozoischen Abfolgen zuordnen; oder die „Oberwölz-Fazies" (A. THURNER 1959) zeigt in lithologischer Hinsicht eher Anklänge zu Mesozoikum in zentralalpiner Ausbildung als zum wahrscheinlich paläozoischen Pleschaitzkalk.

Das Fehlen jeglicher brauchbarer Fossilien ließ in der Folge Zweifel an der Richtigkeit der von A. THURNER durchgeführten Gliederung aufkommen (H. W. FLÜGEL & H. P. SCHÖNLAUB 1972). Dies insbesondere deshalb, da infolge der Fortschritte in der biostratigraphischen Forschung der Nachbargebiete ein Kenntnisstand über das Altpaläozoikum erreicht wurde, der bei lithostratigraphischen Vergleichen mit Murau deutliche Unterschiede gegenüber der von A. THURNER 1958a, 1959 vertretenen Auffassung des Alters einzelner Schichtglieder nahelegte. Den neuen Vorstellungen Rechnung tragend, verglichen daher die beiden Autoren (lit. cit.) die Metadiabasserie von Murau mit der ordovizisch-devonischen Magdalensbergserie in Kärnten, wobei die Hauptmasse der um Murau verbreiteten Kalke ins Devon gestellt wurde. In weiterer Konsequenz wurde auch für Murau ein Deckenbau zur Diskussion gestellt (vgl. H. STOWASSER 1956, P. BECK-MANNAGETTA 1959, 1960, A. TOLLMANN 1963, 1975b, W. FRITSCH 1965).

Die im folgenden genannten Mikrofossilfunde aus dem Murauer Gebiet und vom Kalkstock der Grebenze geben für die Altersfrage der Gesteine des Murauer Paläozoikums wichtige Hinweise. Sie müssen auch bei deckentheoretischen Überlegungen berücksichtigt werden.

Ergebnisse

Die Angaben der Probenlokalitäten erfolgen nach geographischen Koordinaten der Österreichischen Karte 1 : 50.000.

I. Raum Tratten-Schöder-Staberkogel (vgl. A. THURNER 1958a: 68–70).

Am Aufbau dieses den Niederen Tauern im S vorgelagerten Berges beteiligen sich verschiedene Typen von Granatglimmerschiefern, Kohlenstoffphylliten, Kieselschiefern, Diabasen und -schiefer, Marmore und Kalke. Nach A. THURNER herrscht ein Muldenbau mit schwächer metamorphen, Paläozoikums-verdächtigen Gesteinen im Kern vor.

Es wurden folgende Proben untersucht:

1. Güterweg Tratten-„Staber"; H = 1100 m; kleine Steinentnahmestelle nach der Rechtskurve nach dem Bildstock (14°5′45″; 47°9′48″):
   Die hier aufgeschlossenen grauen Bänderkalke lieferten keinerlei Fossilien.
2. Steinbruch an der Straße Tratten–Ranten, ca. 150 m westlich der Abzweigung des Güterweges Tratten-„Staberl" (14°5′50″; 47°9′23″):
   Helle und bräunliche, meist feinkristalline bis gebänderte, teilweise gefältelte, dünnbankige Kalke ohne bestimmbare Mikrofossilien. Einige Reste im Rückstand dürften möglicherweise zerbrochene und stark umkristallisierte Conodonten-Bruchstücke sein.
3. Murauer Kalke nördlich GH Schnedl in Rottenmann nahe der Straße Murau–Schöder (14°5′53″; 47°9′22″):
   Die grauen, kristallinen Kalke, die nach A. THURNER 1958a von Rauhwacken und Diabasen überlagert werden, lieferten eine Anzahl schlecht erhaltener Conodontenreste (vgl. Taf. 5).

II. Nordabfall der Stolzalpe (vgl. A. THURNER 1958a: 70–73).

Am Aufbau der Stolzalpe beteiligen sich kristalline Schiefer und Gesteine des Murauer Paläozoikums. Im Gegensatz zum westlichen Staberkogel sind hier die Diabasschiefer mächtig entwickelt. Nach A. THURNER liegt eine nach Westen offene, schüsselförmige Mulde eines noch im primären Verband befindlichen paläozoischen Schichtstoßes vor.

4, 5. Güterweg von der Ortschaft Peterdorf in den Laasenbachgraben; Probenpunkt an der Abzweigung zu „Höller" im Bereich der Rechtskurve des Güterweges (14°13′59″; 47°10′4″):
   Die beiden, etwa 10 m auseinanderliegenden Probenpunkte mit kristallinen Kalken in Quarzphylliten führten keinerlei Mikrofossilien.
6. Dieser Probenpunkt liegt an einem kleinen Seitengerinne des Laasenbaches in einer Höhe von 980 m an einem schmalen Fahrweg, der an der Rechtskurve vom oben beschriebenen Güterweg abzweigt und in den Laasenbachgraben führt (14°13′46″; 47°9′30″):
   An der südwestlichen Böschung des Fahrweges sind geringmächtige, feinkristalline, graue Kalke dunklen Graphitphylliten eingelagert. Dieser Fundpunkt lieferte bisher einige wenige, schlecht erhaltene Conodonten-Bruchstücke.
7. Der Test auf Conodonten an einem m³-großen Eisendolomit-Geröll in Weghöhe nach Querung des Laasenbaches in der Fortsetzung des obigen Weges verlief negativ.
8. Probenpunkt in der Fortsetzung des obigen Weges nach Querung eines kleinen Seitengerinnes an der Ostseite des Laasenbachgrabens (14°14′; 47°9′23″):
   Die in dunklen Schiefern eingelagerten dunkelgrauen, tonreichen Kalke erwiesen sich als steril.
9. Güterweg Althofen–Althofener Wald; H = 840 m; Beprobung in der Rechtskurve (14°14′15″; 47°9′47″):
   Der Test auf Conodonten in den, grauen Phylliten eingeschalteten, feinlaminierten Kalken verlief negativ.
10. Grabenausgang des Laasenbaches, westliche Grabenflanke neben Mühle (14°14′7″; 47°9′46″):
    Die grauen, feinlaminierten Kalke mit Schieferzwischenlagen bis 1 m Mächtigkeit gleichen den oben erwähnten Vorkommen 7, 8 und 9. In diesem Vorkommen fand sich bisher ein relativ gut erhaltenes Bruckstück eines Astform-Typs.

III. Gebiet zwischen Katschbach und Wölzer Bach (Pleschaitz).

Der umgrenzte Raum wird im Unterbau von kristallinen Schiefern gebildet (verschiedene Granatglimmerschiefer, Amphibolitbänder, Marmore) und von paläozoischen Kalken, Phylliten und Dolomiten überlagert. In einem Profil über dem Aichberg zeichnete A. THURNER 1958a eine gewölbeartige Struktur.

11. Güterweg Althofen–„Pirker"; etwa 50 m nach der Abzweigung zu „Altmaier" (14°14′47″; 47°10′4″):
    Die an der Straße den Kohlenstoffgranatphylliten eingeschalteten, geringmächtigen, grauen, grobkristallinen Kalke lieferten ein fragliches Bruchstück eines Conodonten-Asttyps.
12. Hinterburggraben nahe Oberdorf (14°16′30″; 47°9′15″):
    Die Untersuchung auf Mikrofossilien in den grauen, z. T. gebänderten, kristallinen Kalken verlief negativ.

IV. Raum Künsterwald–Dürnberg (vgl. A. THURNER 1958a: 76–78).

Der zwischen Schönberg und Schöttelgraben gelegene Rücken läßt eine komplizierte tektonische Aufeinanderfolge verschiedener kristalliner Schiefer, Marmore und Amphibolite mit paläozoischen Kalken und Dolomiten erkennen. Nahe dem Gehöft „Freilechner" bilden grauen Kalke und verschiedene Dolomite den höchsten und am schwächsten metamorphen Anteil des aus 6 tektonischen Einheiten bestehenden Schichtstoßes.

Die umfangreiche Beprobung der Dolomite und Kalke beschränkte sich auf das bei A. THURNER 1958a: 78 angegebene

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Profil von der Kapelle bei „Freilechner" gegen Norden; die Untersuchung förderte in den im Gelände als erfolgversprechend beurteilten Gesteinen nur wenige fragliche Fossilien zutage, die als pyritisierte und stark rekristallisierte Spicula gedeutet werden können.

Koordinaten der Probenlokalität 13–17: 14°18′7″; 47°12′5″.

V. Stolzalpe – Südabfall.

In Ergänzung zu den oben angeführten Probenpunkten wurden aus dem ca. 1 km östlich Murau gelegenen Steinbruch an der Bundesstraße zahlreiche Proben von „Murauer Kalken" auf Mikrofossilien untersucht. Alle Tests verliefen bisher negativ.

VI. Grebenze.

Wie oben erwähnt, lieferten die Grebenzenkalke bisher die einzigen Fossilreste (vgl. F. Toula 1893, G. Geyer 1893a), auf die sich die Stratigraphie des Murauer Raumes stützen konnte. Eine zusammenfassende Darstellung der Geologie wurde 1970 von A. Thurner gegeben; F. Ebner 1975a beschäftigte sich in einem Überblick ebenfalls mit diesem Gebiet; neue Daten zum Südteil lieferte schließlich H. Eicher 1976 in einer hydrologischen Aufnahme. Die Geologie des Gesamtraumes wird in zwei geologischen Karten dargestellt, wobei der Gipfelbereich und der Westabfall der Grebenze auf Blatt Murau-Stadl (A. Thurner 1958a) liegen, während die Osthänge auf Blatt Neumarkt (A. Thurner 1978, in Druck) liegen.

In F. Thiedig 1966: 46 findet sich erstmals eine kurze Notiz über negative Ergebnisse von Conodontentests an der Original-Lokalität Toula's in der Nähe des Grebenzen-Schutzhauses.

Die hier mitgeteilten Conodontendaten beruhen auf einer sehr ausgiebigen Beprobung verschiedener Punkte an der von St. Lambrecht zum Grebenzen-Schutzhaus führenden Straße sowie neu angelegten Forstwegen bzw. Skitrassen. Im einzelnen wurden untersucht:

Probenlokalität 18: Straßenaufschluß in 1500 m nach der Straßen-Rechtskurve beiderseits der Skitrasse (14°19′35″; 47°3′35″):

An dieser Stelle folgt über Bänderkalken ein ca. 30 m mächtiger Horizont mit auffallender Crinoidenführung. Die etwas mergelige Zwischenschaltung fällt mit ca. 45° nach SE und unterscheidet sich durch die graue Farbe deutlich von den hellen, marmorisierten Bänderkalken im Liegenden und Hangenden. Neben der starken Einstreuung von Crinoiden mit einem Stielglied-Durchmesser um 2 mm ist häufig eine wellig angereicherte Tonsubstanz zu beobachten, die dem Gestein ein laminiertes Aussehen gibt und parallel zur Bänderung verläuft. An Conodonten fanden sich hier u. a. *Polygnathus linguiformis* ssp., weiters glattschalige Ostracoden und ein Tentakulitenrest (vgl. Taf. 6).

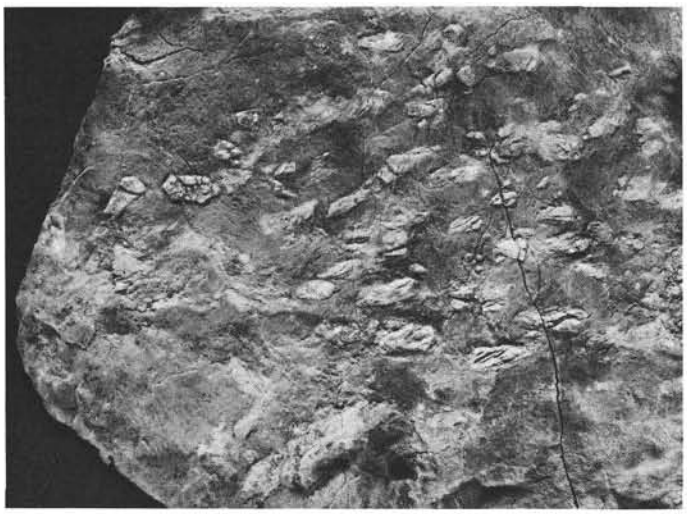


Abb. 2: Helle Kalzitkristalle im Stadium der Auflösung. Es handelt sich um Echinodermaten-Einkristalle, die mit dem Nebengestein von einer Metamorphose überprägt wurden. Bildausschnitt 18 cm; Fundpunkt 20–27.

19: 100 m nach Nr. 18 in Richtung Grebenzen-Schutzhaus (14°19′40″; 47°3′37″):

Es handelt sich um flach nach N fallende, plattige Kalke und rötliche Flaserkalke mit Serizitbestegen und gelegentlicher Einstreuung von Crinoidenbruchstücken; die Fossilfragmente erreichen Durchmesser über 1 cm und können mehrere cm lang sein. Dieser Aufschluß lieferte bisher keine Mikrofauna.

20–27: Die Proben verteilen sich auf mehrere 100 m entlang eines neuen Forstaufschließungsweges, der von der Hauptstraße, etwa 600 m nach Probenpunkt 19, scharf nach WSW abzweigt. (20: 14°20′2″; 47°3′18″ bzw. 27: 14°19′45″; 47°3′20″):

Es handelt sich um eine wechsellagernde Folge grauer plattiger Kalke und heller, z. T. auch rötlicher Bänder-Flaserkalke mit braunen Serizithäuten, die im allgemeinen flach nach N einfallen. In diesen Kalken sind crinoidenführende Lagen recht häufig; mitunter finden sich (Abb. 2, 3) Crinoidenstielreste, die „aufgelöst" erscheinen und randlich ohne scharfe Grenzen in den Calzit des Nebengesteins übergehen. Nahe dem Waldrand vor Eintritt des Weges in die Skitrasse ist der gleiche Horizont crinoidenführender Kalke, wie unter Nr. 18 genannt, aufgeschlossen. Es handelt sich um dunkelgraue, dünnplattige Crinoidenkalke mit spätigem Bruch, die hangend in grob gebankte, helle, reine Kalkmarmore übergehen.

Dieses Vorkommen lieferte *Polygnathus linguiformis* ssp. und diverse Astform-Bruchstücke von Conodonten (vgl. Taf. 6), die mit großer Wahrscheinlichkeit tieferes Mitteldevon (Eifel) anzeigen.

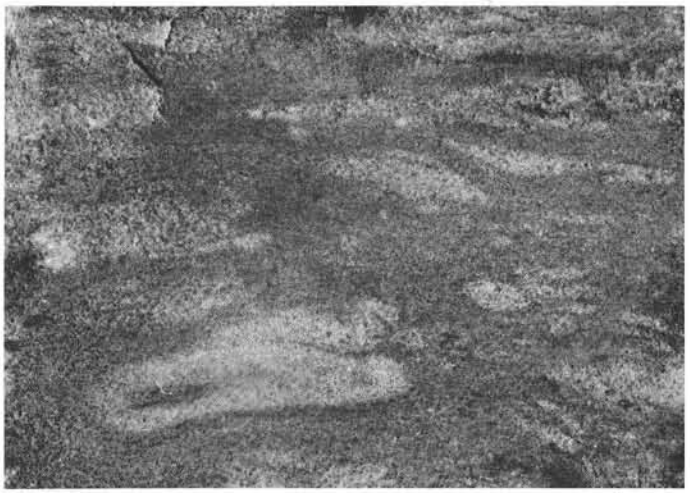


Abb. 3: Metamorphe Echinodermatenreste in grauen kristallinen Kalken mit Andeutung des Achsenkanals. Natürliche Größe; Fundpunkt wie Abb. 2.

28: Anstieg zum Gipfel der Grebenze in ca. 1750–1760 m Höhe, ca. 100 m östlich der Schlepplifttrasse (14°20′3″; 47°2′50″):

Hier sind hellgraue und rötliche Flaser- bis Knollenkalke aufgeschlossen (besonders bei Stütze Nr. 5). Die im Gelände für Mikrofossilien als sehr aussichtsreich angesehenen Kalke erbrachten bisher keine positiven stratigraphischen Ergebnisse.

In der Umgebung des Gipfelkreuzes der Grebenze treten massige, undeutlich gebankte und z. T. dolomitische Bänderkalke auf, die infolge lagenweiser Einstreuung von stark rekristallisiertem Crinoidenschutt laminiert erscheinen. Die gleiche Wechselfolge wie in der Umgebung des Grebenzen-Schutzhauses findet sich hingegen 30 m unter dem Gipfel in den nach W gerichteten Steilabfällen. Versuche, in diesem Bereich Conodonten nachzuweisen, blieben bisher ohne Erfolg.

Am Weg, der von der S des Grebenzen-Gipfels gelegenen Minihütte (Dreiwiesenhütte) nach NW zum Beginn des Wallnerbaches führt, konnten mehrmals helle Dolomite angetroffen werden, die sich den o. a. Flaserkalken zwischenschalten. Die wei-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

tere Untersuchung wird vielleicht zeigen, inwieweit die Vermutung einer Amphiporen-Führung in den hellen Dolomiten zu Recht besteht.

Ein weiterer sehr auffallender Crinoidenhorizont wurde S des Grebenzen-Schutzhauses im Zuge von Sprengarbeiten für eine Skiabfahrt freigelegt. Es handelt sich dabei um einen Ausschnitt eines Profils, das am Weg vom Schutzhaus in den Lambrechter Stiftswald hervorragend aufgeschlossen ist (vgl. A. THURNER 1975: A 101). Es beginnt in ca. 1600 m mit der Überlagerung von Quarzphylliten – der unmittelbare Kontakt ist nicht aufgeschlossen – mit folgender Gliederung (Fundpunkt 29: 14°19'40"; 47°2'52"):

a) Zuunterst dunkelgraue, meist gröber gebankte Kalkbänke im Wechsel mit feinlaminierten und gebänderten Schuttkalken; mm-breite, perlschnurartig angeordnete helle Calzitlinsen lassen hier vereinzelt ausgewalzten Crinoidenschutt vermuten, der in einzelnen Horizonten dicht aufeinanderfolgen kann.
Darüber hellere Flaserkalktypen und dünngebankte (unter 1 dm) Typen neben gröberen, hellgrauen Kalkmarmoren, die z. T. charakteristischen Murauer Bänderkalken gleichen. Der basale Teil ist etwa 30 m mächtig. Lagerung ss 140/25 NE.
b) Ca. 8 m mächtiger Bereich aus dünngebankten, schwarzen bzw. dunkelgrauen Kalken, die dicht gebändert sind. Etwa im Mittelteil erneut Einschaltung tonreicher, feingebänderter Flaserkalke.
c) Ohne deutliche Grenze folgen darüber crinoidenschuttreiche Kalke mit 6 m Mächtigkeit; der Fossilinhalt ist streifenartig ausgewalzt.
d) Ca. 15 m mächtige hellgraue Kalkmarmore, im tieferen Teil massig, im höheren Teil hingegen grob gebankt; die Kalke zeigen kaum Bänderung und scheinen völlig entpigmentisiert.
e) Ca. 10 m Wechselfolge von hellen, gröberen Bänken und feingebankten, laminierten, dunklen, crinoidenführenden Kalkbänken; reiches Auftreten von Crinoiden ist besonders im höheren Teil zu beobachten.
f) Ca. 5 m gebankte und gebänderte helle Flaserkalkbänke, die von cm-dicken Serizitschieferlagen getrennt werden (vereinzelt bis 25 cm mächtige Schiefer); während der tiefere Teil relativ tonreich erscheint, treten nach oben zunehmend reinere, fast weiße Kalktypen auf; lagenweise sind auch hier ausgewalzte und völlig umkristallisierte Fossilreste eingestreut.
g) 5 m graue, hell-dunkel gestreifte Kalke mit einzelnen ausgewalzten Fossillagen.
h) In einem 3 m-Bereich treten auffallend dicht gelagerte, helle Kalzitanreicherungen in cm-Größe innerhalb grauer Kalkmarmore auf; es wird vermutet, daß es sich ursprünglich um Crinoidenrasen handelte.
i) Nach einem scharfen Wechsel folgen ca. 3 m mächtige helle Flaserkalke mit zwischengeschalteten Kalkschiefern und Mergeln.
j) Ca. 30 m dunkelgraue-schwarze, dünngebankte oder linsig aufgelöste unreine Crinoidenkalke, die häufig Schieferlagen zwischenschalten und rötlich-violett verwittern; besonders in den tonreichen Partien kommt es zum gehäuften Auftreten von Crinoiden.
k) Ca. 10 m mächtige, grau gestreifte, gut gebankte Bänderkalke, die sehr selten Crinoiden führen; nach oben zu wird dieser Bereich dünnbankiger und gleichmäßig grau; Lagerung ss 140/25 NE.
l) Der oberste Profilteil bis zur Verebnung an der Weggabelung wird von ca. 10–12 m mächtigen, pigmentfreien, hellen Flaserkalken bis Kalkmarmoren gebildet; sehr selten sind auch hier dünne Schieferpartings zu beobachten.

Das nahezu 140 m mächtige Profil stellt einen Teilausschnitt in der Gesamtentwicklung des Grebenzenkalkes dar. Es handelt sich demnach um eine „bunte" Gesteinsgesellschaft mit Flaserkalken, tonreichen Partien, gelegentlichen dünnen Schieferhorizonten sowie organodetritischen, gröberen Bänken; auch Dolomitbänke können in dieser Folge wiederholt ausgebildet sein.

Nach den Kartierbefunden und nach der Lagerung können die zuletzt genannten Crinoidenkalke zwanglos mit jenen am Ende des unteren Forstaufschließungsweges (Probenpunkt 27) bzw. mit den Crinoidenkalken auf Höhe 1500 m an der Straßenauffahrt verbunden werden. Daher wird für sie auch das gleiche mitteldevone Alter vermutet wie für die beiden, durch Conodonten belegten Fundpunkte. Die Suche nach Mikrofossilien in dem genannten Profil verlief hingegen, sieht man von Crinoidenresten im Rückstand ab, für sämtliche Proben negativ.

Probenpunkte 30–32: Forstweg, der am Ortsende von Wildbad Einöd von der Bundesstraße abzweigt und in südwestlicher Richtung Kalkphyllite, Prasinite und Bänderkalke sowie Kalklinsen an der Basis des Groberberg aufschließt (14°24'45"; 47°1'27"):

Die Proben lieferten bisher keine identifizierbaren Conodonten.

VII. Pleschaitz.

Nach A. THURNER 1958a, 1959 bilden mesozonal kristalline Gesteine (Granatglimmerschiefer mit Marmoren, Amphibolite, Pegmatite und Quarzite) den Unterbau des Pleschaitz. Konkordant folgen darüber in Form einer Mulde paläozoische Schichten (Kohlenstoffphyllite, Kieselschiefer, Kalkphyllite, Kalke und Dolomite sowie Gänge von Uralitdiabasen).

Im Vergleich zum südlich gelegenen Stock der Grebenze fallen besonders blaugraue, plattige Kalke bis Bänderkalke auf, denen in unregelmäßigen Abständen gelblich-bräunliche, dolomitische Bänke zwischengeschaltet sind. Die vom Süden her bekannten „bunten" Kalke fehlen hier weitgehend. Übereinstimmung ergibt sich aber im Auftreten von crinoidenführenden Kalken und laminierten-gebänderten Kalken, die sich in beiden Vorkommen völlig gleichen. Diese Verhältnisse trugen wesentlich zu der von A. THURNER 1958a, 1970 durchgeführten Parallelisierung beider Kalkentwicklungen bei.

Kalke mit Crinoiden und Zwischenschaltung heller Dolomite sind besonders im Gipfelbereich verbreitet. Von hier wie vom Anstieg über den Glischkensattel stammen eine Reihe untersuchter Proben (Nr. 33–40), die alle bisher keine positiven Resultate lieferten. Dennoch wird übereinstimmend mit A. THURNER weiterhin die Auffassung der Altersgleichheit zwischen Grebenzen- und Pleschaitzkalk vertreten.

Bemerkungen zur Fossilerhaltung im Murauer Paläozoikum

Die Metamorphose verändert bei Conodonten wohl die Farbe, den Feinbau und zerstört weitgehend die Mikromorphologie (A. G. EPSTEIN et al. 1977, H. P. SCHÖNLAUB & G. ZEZULA 1975, H. P. SCHÖNLAUB et al. 1976, G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB 1976), doch kommt es offenbar zu keiner signifikanten Veränderung im Chemismus der Conodontensubstanz (Abb. 4). Dies ist auch ein Grund, weshalb zweifelhafte bzw. extrem schlecht erhaltene oder stark deformierte Conodontenfragmente mit Hilfe eines energiedispersiven Röntgenspektrometers auf eine Reihe von Elementen hin, die den Chemismus von Conodonten charakterisieren (u. a. Ca, P, Si, Al, K), analysiert werden können, um auf diese Weise nicht eindeutig zu klassifizierende Säurerückstände als organische Reste ansprechen zu können (Taf. 2). Bestimmte Formtypen aber können auch dann noch erkannt und teilweise sogar bestimmt werden, wenn durch Sammelkristallisation und Neuwachstum von Apatit eine Kornvergröberung und Verwischung morphologischer Kennzeichen eintreten. Aus der Kombination von chemischen Analysen und der empirischen Kenntnis der morphologischen Vielfalt von Conodonten ist somit ein relativ sicheres Erkennen von metamorph beeinflußten und in der Struktur veränderten Conodonten möglich. In jedem Fall bleibt jedoch eine möglichst geringe mechanische Einwirkung Voraussetzung jeder Überlieferung.

Von den verschiedenen o. a. Vorkommen liegen insgesamt über 30 Bruchstücke von Conodonten vor (dazu kommen weiters ein Tentakuliten- und ein glattschaliger Ostracodenrest sowie möglicherweise in Pyrit umgewandelte Radiolarien vom Fundpunkt Grebenze). Der Erhaltungszustand ist als unterschiedlich zu beurteilen: Während die Erhaltung im Murauer Raum extrem schlecht ist – eine gattungsmäßige oder gar artliche Zuweisung ist mit Ausnahme der Astform von „Murau II/10" nicht möglich – handelt es sich bei den vorliegenden Conodonten der Grebenze um „normal-schwarze" metamorphe Conodonten, wie sie für den Mittelkärntner Raum charakteristisch sind bzw. in gleicher Weise auch häufig in den Karnischen Alpen auftreten; davon abweichend ist lediglich die fragmentarische Überlieferung. Aus

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

den angeführten Gründen ist es aber nicht möglich, eine systematische Beschreibung zu geben.

Die aufgefundenen Conodontenreste werden in den Tafelerklärungen erläutert und ebenso die morphologischen Beziehungen zu bekannten Formgattungen diskutiert.



Abb. 4: Plattformelemente von *Polygnathus* sp., die unterschiedliche thermische Beeinflussung zeigen und dementsprechend verfärbt sind (vgl. A. EPSTEIN et al. 1977). Von oben nach unten: *Polygnathus* sp. mit Color Alteration Index (CAI) 1–3–5 aus dem Devon der Appalachen bzw. *Polygnathus* sp. des Stadiums CAI 7 vom Steirischen Erzberg. Beachte Größenunterschiede. Foto: A. G. Epstein, USGS Washington.

Das Alter der Mikrofauna

Soweit sich die beschriebenen und abgebildeten Conodontenreste mit bekannten Formgattungen vergleichen lassen, handelt es sich um Astformen, *Trichonodella*-ähnliche Elemente sowie um Plattenform-Vertreter. Neben der meist schlechten Erhaltung verbietet – mit Ausnahme der Conodonten der Grebenze – die geringe Zahl der Reste, die eine Analyse der Zusammensetzung der Fauna nicht zuläßt, eine sichere Aussage über ihr Alter.

Aufgrund des Fehlens einzähniger Conodonten in den Murauer Proben könnte geschlossen werden, daß ordovizisches Alter für diese Vorkommen unwahrscheinlich ist. Ob man analog aus dem Fehlen von Plattformtypen den Schluß ziehen kann, daß auch ein Alter etwa von Mitteldevon aufwärts nicht in Frage kommt, sei dahingestellt. Die vorhandenen Reste von den Fundpunkten 2 und 3 lassen jedenfalls jedes paläozoische Alter ab dem Beginn des Silurs zu. Wenn dennoch ein silurisch-unterdevonisches Alter der Fossilien vermutet wird, dann 1. als subjektive Deutung auf Grund langjähriger Erfahrungen insbesondere mit schlecht erhaltenen Conodontenfaunen aus dem ostalpinen Paläozoikum, 2. aus regionalgeologischen Vergleichen, die eine Parallelisierung mit gleich ausgebildeten Schichten obersilurischen Alters in der westlichen Fortsetzung und in nicht allzuweiter Entfernung von Murau zwanglos nahelegen und schließlich vor allem deshalb, da die Proben der Grebenze einen ± verläßlichen Fixpunkt ermöglichen, der auch nach geologischen Befunden wesentlich höher zu liegen kommt.

Somit stellt sich die Frage des Alters der Grebenzenkalke: Schon nach dem Vorkommen von Tentakuliten ist klar, daß der Crinoidenhorizont nicht jünger als Frasne sein kann. Diese Auffassung wird durch einige Bruchstücke von Plattform-Vertretern der Formgattung *Polygnathus* bestätigt, die zwar eine zeitliche Verbreitung vom jüngeren Unterdevon bis ins Unterkarbon haben, jedoch sich nach den vorhandenen Formmerkmalen der Gruppe um *Polygnathus linguiformis* s. l. aus dem Grenzbereich Unter/Mitteldevon bis Adorf zuordnen lassen.

Nach dem zur Verfügung stehenden geringen und bruchstückhaften Material ist weder eine Bestimmung von Unterarten noch eine Zuweisung zu bekannten Morphotypen im Sinne von P. BULTYNCK 1970, G. KLAPPER 1971, D. G. PERRY et al. 1974 oder W. ZIEGLER et al. 1976 möglich. Ebensowenig geben die in der gleichen Probe gefundenen Vertreter der Form-Gattungen *Bryantodus*, *Lonchodina* oder *Icriodus* genauere Angaben zum Alter des Crinoidenhorizontes innerhalb des Mitteldevons. Auch bei einem sicheren Nachweis von Amphiporen an verschiedenen Fundpunkten würde sich wahrscheinlich kaum eine Präzisierung in der Alterseinstufung der Grebenzenkalke durchführen lassen.

Es ist naheliegend, beim Versuch einer genaueren Einstufung des Grebenzenkalkes innerhalb des Mitteldevons auch Vergleiche mit angrenzenden Gebieten durchzuführen. Diesbezüglich bieten sich in erster Linie die nur wenige km entfernte Schichtfolge der Althofener Gruppe (H. P. SCHÖNLAUB 1971a) an, weiters die Nördliche Grauwackenzone und schließlich die Devonentwicklung im Grazer Paläozoikum (vgl. z. B. A. THURNER 1952: 106). So sind nach H. P. SCHÖNLAUB 1971a in Aich bei Althofen helle Dolomite und organodetritische Kalke auf den Zeitraum Unter/Oberems bis zu einer nicht fixierbaren Grenze innerhalb des Eifel beschränkt. Dem Vergleich mit dem Devon der Nördlichen Grauwackenzone wie mit dem Grazer Raum stehen vor allem tektonische Bedenken entgegen; immerhin ist aber auffallend, daß in beiden Räumen lokal etwa zur gleichen Zeit (jüngstes Unterdevon) ein Umschlag der Sedimentation von Peliten zu einer Karbonatfazies erfolgt, in der, wie das Beispiel aus dem Grazer Paläozoikum zeigt, weit verbreitet ebenfalls Dolomite in einem uneinheitlichen Faziesraum (A. FENNINGER 1975) zur Ausbildung kommen.

Zum jetzigen Zeitpunkt erscheint es verfrüht, die oben geschilderten Verhältnisse, die eine offenbar synchrone Tendenz einer Änderung des Sedimentationsregimes andeuten, auch auf die Grebenzenkalke zu übertragen und daraus womöglich Altershinweise abzuleiten.

VIII. Das Phyllitgebiet zwischen dem Mur- und Metnitztal

Im Westen des Grebenzenstockes und südwestlich von Murau bis an das Metnitztal sind überwiegend phyllitische Gesteine verbreitet (A. THURNER 1936, 1958a, 1961). Sie bauen u. a. die Kuhalpe, Kuchalpe, Preining und die Pranker Höhe auf. Dazu kommen auf der Frauen- und Ofneralpe Arkoseschiefer, die von der mächtigen Metadiabasplatte überlagert werden.

Die Lagebeziehung der oben genannten Gesteine zueinander konnte bisher nicht befriedigend erklärt werden. Nach ersten Conodontenuntersuchungen von Kalklinsen, die in den Phylliten in verschiedenen Niveaus auftreten (F. EBNER et al. 1977), sind die Metadiabase die ältesten Gesteine, nämlich Oberordoviz und vielleicht Silur.

Die bisherige lithostratigraphische Parallelisierung mit Teilen der Magdalensbergserie in Mittelkärnten bestätigt sich also.

Als nächst jüngeres Schichtglied können die Arkoseschiefer angesehen werden, in deren oberen Drittel durch Conodonten Obersilur nachgewiesen wurde. Die Hauptmasse der Quarzphyl-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

lite bis Chloritquarzphyllite mit quarzitischen Lagen gehört, ebenfalls nach neuen Fossilfunden, in das Unterdevon. Der Nachweis jüngerer klastischer Gesteine steht bisher aus.

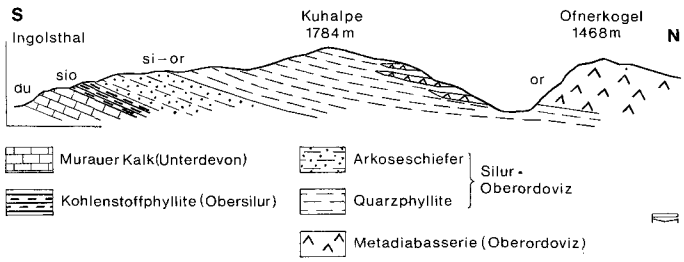


Abb. 5: Die inverse Ordoviz- bis Devon-Schichtfolge im Profil Ingolsthal – Kuhalpe – Ofnerkogel (Murauer Paläozoikum).

Unter Berücksichtigung dieser Neuergebnisse kommt man zu einem besseren Verständnis der geologischen Zusammenhänge und des tektonischen Baus der Bergwelt um Murau und Neumarkt (Abb. 5). Es zeigt sich, daß in einzelnen Schiefergebieten eine inverse Lagerung vorliegt. So etwa im NW-SE Profil Frauenalpe (Ofneralpe)-Kuhalpe-Ingolsthal, in dem in tektonisch höchster Position die Metadiabasserie liegt, während nach unten zu die jüngeren Arkoseschiefer, Kohlenstoffphyllite, Kieselschiefer und schließlich die Murauer Kalke folgen. Letztere grenzen in einem Kalk-zu-Kalk-Kontakt westlich des Scharfen Eck an die Devonkalke der Grebenze. Für diesen Baublock fehlt jedoch bisher jeder Hinweis auf inverse Lagerungsverhältnisse. Vielmehr besteht Grund zur Annahme, daß bei St. Lambrecht die normale Schieferunterlage der Grebenzenkalke aufgeschlossen ist. Daraus wird in Übereinstimmung mit P. Beck-Mannagetta 1959, A. Thurner 1958a, 1970 und K. Metz 1966 auf ein bedeutendes N-S gerichtetes Störungssystem am Westrand der Grebenze geschlossen, das durch das Lambrechter Tal nach Süden zum Sattel zwischen Auerling und Scharfen Eck zieht und weiter ins Metnitztal (Moserwinkl) fortsetzt. Der dadurch bedingten, tektonisch isolierten Stellung des Grebenzenstocks entspricht nördlich der Mur die Pleschaitzmasse und die Metadiabasplatte der Stolzalpe. In Übereinstimmung mit A. Tollmann 1963b führen wir dieses Baubild auf Schuppungen im nördlichen Stirnbereich der Gurktaler Decke zurück, die lokal ein tektonisches Auskeilen einzelner Schichtglieder bewirkt haben.

II. 2.2 Gurktaler und Mittelkärntner Quarzphyllitareal

Die Probennahme in dem genannten Raum hatte zum Ziel, auch hier eine Vermehrung stratigraphischer Anhaltspunkte zu erreichen. Nach P. Beck-Mannagetta 1959, 1960 wird der Raum zwischen St. Veit und Friesach im Osten, dem Glantal im Süden und dem Eisenhut im Westen von einer sehr mannigfaltigen Gesteinsgesellschaft eingenommen, in der über phyllitischen Glimmerschiefern mit Marmoren und Grüngesteinen (Plankogelserie i. w. S.) Phyllite, Schwarzschiefer, Grünschiefer und Kalkmarmore bis Bänderkalke folgen. Dieser höhere Komplex zeigt große Ähnlichkeit zur Schichtfolge des Murauer Paläozoikums und wurde daher auch wiederholt mit diesem verglichen und parallelisiert (u. a. P. Beck-Mannagetta 1955–1960, H. Hajek 1963, A. Tollmann 1959, 1963b, vgl. auch K. Metz 1958, 1965). In der Tat bieten sich die zwischen Metnitz- und Gurktal weit verbreiteten Quarzphyllite, Graphitphyllite, Chloritschiefer, Diabasschiefer sowie Bänderkalke für einen Vergleich mit dem Schichtbestand aus dem nördlich gelegenen Murauer Raum sehr an, sei es in bezug auf charakteristische Leitgesteine oder hinsichtlich der Metamorphose aller Schichtglieder; weniger Übereinstimmung herrschte hingegen in der Profilabfolge und hier besonders der Stellung der Metadiabasserie innerhalb der altpaläozoischen Entwicklung.

Als weiteres Ziel sollten Begehungen in diesem Gebiet Klarheit über die Fortsetzung der Grebenzenkalke bringen, da erwartet werden konnte, daß diese sehr charakteristische Wechselfolge verschiedener Kalke auch bei höherer Metamorphose noch deutlich von Murauer Kalken zu unterscheiden ist. Von der Klärung dieser Frage sind alle Versuche zur tektonischen Auflösung im Raum Gurktal–Turrach–Murau–Neumarkt stark betroffen (A. Tollmann 1959, 1963b, 1975b, H. Flügel 1960, A. Thurner 1960, H. Stowasser 1956, K. Metz 1965).

Conodontenstratigraphische Untersuchungen konzentrierten sich auf zwei Gebiete, nämlich auf den zwischen Metnitztal und seinem Seitengraben, den Feistritzgraben, gelegenen Bergzug des Kuster und dem die Nordhänge des Glantales zwischen Feldkirchen und St. Veit aufbauenden Bereich. In allen übrigen Vorkommen von Karbonaten schien die metamorphe Überprägung mögliche Fossilinhalte bereits zerstört zu haben.

Doch auch unsere Probennahmen erbrachten bisher nur negative Ergebnisse, sieht man von der auch makroskopisch zu beobachtenden Crinoidenführung in den später genannten Kalken des Kuster ab. Es handelt sich um folgende Vorkommen:

Probenpunkt 41: Aufschluß E Wh Prekowa (14°16′35″; 46°56′19″):
Kalkphyllite bzw. dünne, graue, grobkristalline Karbonatlagen innerhalb phyllitischer Glimmerschiefer.

42: Wegaufschluß zwischen Gehöften Ladusger und Tonner (14°14′35″; 46°56′42″):
Die Probe wurde aus überwiegend grauen Kalkphylliten entnommen.

43–46: Die vier Proben wurden über 40 m verteilt, am Waldweg, ca. 200 m westlich des Gehöftes Tonner entnommen (14°14′20″; 46°56′44″):
Es handelt sich um eine Wechselfolge von Phylliten, Bänderkalken, Schwarzschiefer und Kalkmarmoren, die gut aufgeschlossen nach der ersten Linksbiegung des Weges in Richtung „Kuster" nach der Weggabelung anstehen. Lokal sind innerhalb der schwarzen Schiefer auch dunkle quarzitische Lagen eingeschaltet.

47: Etwa 100 m nach Probenpunkt 46 am gleichen Forstweg (14°14′22″; 46°56′48″):
Dieses Vorkommen liegt hangend zum zuletzt erwähnten und zeigt Überlagerung der Schiefer/Kalk-Wechselfolge durch die Hauptmasse der grauen Bänderkalke.

48: Jagdhaus Josefshaus am Südgrat des Kuster (14°14′16″; 46°57′20″):
Stark verfaltete, graue Bänderkalke mit feinen serizitischen Lagen.

49: Ostgrat des Kuster an der Forststraße (14°14′32″; 46°57′35″):
Es handelt sich um graue Crinoidenbänderkalke mit deutlich erkennbaren Crinoidenspatlagen.

50–51: Forststraße am SW-Hang des Kuster (14°14′10″; 46°57′36″):
Neben Bänderkalken kommen hier Kalkphyllite und eisendolomitische Lagen vor, die phyllitischen Schiefern eingelagert sind.

Wie bereits bei P. Beck-Mannagetta 1959 angedeutet, kann zusammenfassend festgestellt werden, daß im Bereich des südlich–südwestlichen Teils des Kuster eine klare Abfolge Phyllite-Schwarzphyllite (Kalkphyllite) mit eingelagerten Kalklinsen auftritt, während nach oben hin eine Zunahme von kalkigen Partien zu beobachten ist, die den Gipfel des Kuster aufbauen. In lithologischer Hinsicht bestehen also auffallende Beziehungen zu tieferen Anteilen um Murau und Neumarkt.

52: Ca. 2 km östlich Feldkirchen im Glantal an einem Waldweg der an dem südöstlichen Hang von Pkt. 688 nach E führt (14°7′53″; 46°43′25″):
Dunkle und helle Bänderkalke, die phyllitischen Schiefern zwischengeschaltet sind.

53: Gleicher Raum; Probennahme entlang des nach NW führenden Waldweges (14°7′42″; 46°44′28′):
Dunkle, dünnplattige Bänderkalke mit schwarzen tonigen Zwischenlagen; selten schalten sich gröber gebankte, „massig" erscheinende Partien im Mittelteil des Profils ein.

54: Im gleichen Profil, etwa 60 m hangend (14°7′34″; 46°43′34″):
Helle Flaser- bis Bänderkalke liegend zu einem 4–6 m mächtigen Kalkschiefer/Phyllit-Horizont mit vereinzelt Kalklinsen bzw. Fe-Dolomitlagen. Darüber folgen als höchste Anteile in dem ins-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

gesamt ca. 100 m mächtigen Profil von Pkt. 688 helle Bänderkalke.

Das o. a. Profil stellt vermutlich die am besten erhaltene Schichtfolge in den südlichen Gurktaler Alpen dar. Obwohl bisher noch keine Mikrofossilien gewonnen werden konnten, wird es nach Meinung des Verfassers für zukünftige stratigraphische Untersuchungen von großer Bedeutung sein.

55–57: *Aufgelassener Steinbruch bei St. Martin östlich des Bahnkörpers* (14°8'20"; 46°43'27"):
Es handelt sich vermutlich um den oberen Teil der oben genannten, westlich dieses Vorkommens anstehenden Schichtfolge mit hellen Bänder- bis Flaserkalken, grauen Bänderkalken, hellbraunen Kalkphylliten, dunklen Plattenkalken sowie eingelagerten Serizitschiefern und hellbraun-gelblich verwitternden Dolomitbänken. Die Gesamtmächtigkeit dieses Profilausschnittes beträgt über 20 m.

58: Nördliche Straßenböschung östlich Kadöll in der Nähe des Parkplatzes (14°13'25"; 46°43'37"):
Der Straßenaufschluß zeigt Fe-Dolomite in einer Mächtigkeit von mehreren Metern, die Schwarzschiefern zwischengeschaltet sind.

59: Nördliche Straßenböschung, ca. 100 m östlich der Abzweigung nach Kadöll (14°13'48"; 46°43'41"):
Es handelt sich um ca. 30 m mächtige Eisendolomite mit zwischengeschalteten Schwarzschieferlagen. Sie werden von mindestens 30 m mächtigen graphitischen Schiefern unterlagert.

60–62: Nordwestlich der Ortschaft Tauchendorf im Glantal beim Ort Bessendorf und Deblach (14°13'10"; 46°43'55"):
Flach gelagerte, rötliche Bänderkalke bis Kalkmarmore (vgl. P. BECK-MANNAGETTA 1959: 337).

63: In Ergänzung zur Beprobung der östlichen Gurktaler Alpen wurden Conodontentests auch im Westen (Blatt 183, Radenthein) durchgeführt. Die bisher einzige untersuchte Lokalität liegt an der von Innerkrems nach Ebene Reichenau führenden, neu angelegten Nock-Straße bei der Schiestlscharte (13°47'38"; 46°53'27"):
Hier finden sich mehr als 10 m mächtige Eisendolomitlinsen innerhalb monotoner Quarzphyllite.
Als Ergebnis erster Versuche zur Gewinnung von Conodonten liegen vom zuletztgenannten Fundpunkt zwei extrem schlecht erhaltene Reste von Conodonten vor, die der Gruppe der Einzahn-Conodonten zugeordnet werden können. Stratigraphische Aussagen sind davon freilich nur insoferne abzuleiten, als für sie ein Ordoviz- bis Devon-Alter in Frage kommt.

Bei der Erörterung der Frage des Alters des Gurktaler Quarkphyllit-Komplexes müssen wir uns nach wie vor im klaren darüber sein (vgl. H. FLÜGEL 1964), daß hypothetische Elemente über stratigraphsiche Fixpunkte bei weitem überwiegen. Bei allen Schwächen, die lithofazielle Vergleiche haben, können aber dennoch unter Berücksichtigung der erwähnten Neuergebnisse aus den Nachbarräumen einige gut begründete Feststellungen zum Alter gemacht werden.

Mit Hilfe dieses neuen Schemas können unserer Meinung nach die scheinbar verworrenen Verhältnisse, wie sie aus dem Kartenbild hervorgehen (P. BECK-MANNAGETTA 1959), besser als bisher erklärt werden.

Das zentrale Problem des Gurktaler Paläozoikums war seit jeher die Stellung der Metadiabasserie. Während P. BECK-MANNAGETTA 1959 darin eine gleich alte Entwicklung zu Murau bzw. zur Magdalensbergserie in Mittelkärnten vermutete, machte K. METZ 1965 auf die Fragwürdigkeit solcher Gleichsetzungen aufmerksam und gab zu bedenken, daß nach A. THURNER die Metadiabasserie erst über den Murauer Kalken folgt. Nach A. THURNER 1959, W. FRITSCH 1961a und H. HAJEK 1963 muß zudem noch mit einem älteren Diabas-Horizont gerechnet werden.

Weniger Uneinigkeit herrschte hingegen in der Zuordnung der auffallenden Schwarzschiefer. Sie sind nicht nur zwischen dem Metnitz- und Gurktal *im Liegenden der Kalkschiefer bzw. Bänderkalke weit verbreitet*, sondern auch am Südrand der Gurktaler Alpen (vgl. dazu R. SCHWINNER 1927: 347). Nach F. HERITSCH 1940, 1943 führen die schwarzen Kieselschiefer bei Tiffen Graptolithen des Llandovery; die genaue Überprüfung durch H. JAEGER 1969 ergab freilich, daß die Graptolithennatur nicht gesichert ist. Ergänzend sei bemerkt, daß von W. PETRASCHEK 1927 vom gleichen Raum ein Orthocerenfund angegeben wurde; in den Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt scheint dieser Fund jedoch nicht auf.

Mit H. STOWASSER 1956, A. TOLLMANN 1959, 1963b, 1971, 1975b, 1977a, H. FLÜGEL 1960, K. METZ 1966 und E. CLAR 1975 schließen wir uns der Annahme eines Deckenbaus im Raum Gurktal–Turrach–Innerkrems–Murau an. Wir folgen allerdings der Auffassung von E. CLAR 1975: 193 dahingehend, als auch wir die Meinung vertreten, daß die Murauer Bänderkalke und die sie unterlagernden Quarz- bis Chloritphyllite mit Kieselschieferlagen in einem Metamorphoseverband mit dem Muralpen-Kristallin sind. Eine eigene „Murauer Teildecke" im Sinne von A. TOLLMANN ist daher nicht erforderlich (siehe S. 22f.). Dieses, durch Conodonten belegte Altpaläozoikum (vgl. S. 12) wird auf der Stolzalpe unter Einklemmung triasverdächtiger Gesteine von altpaläozoischen Äquivalenten der Magdalensbergserie in Form einer Deckscholle der Gurktaler Decke überschoben (vgl. H. W. FLÜGEL & H. P. SCHÖNLAUB 1972: 191).

Eine große Anzahl neuer Fossilfunde konnte in letzter Zeit den Nachweis erbringen, daß die zeitliche Hauptverbreitung des basischen Vulkanismus im Altpaläozoikum Kärntens und der Steiermark im Oberordoviz und besonders im älteren Silur liegt (R. HÖLL 1970, G. RIEHL-HERWIRSCH 1971, H. W. FLÜGEL & H. P. SCHÖNLAUB 1972, G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB 1973, F. EBNER 1975, 1976b, H. P. SCHÖNLAUB 1977a). Nach den oben mitgeteilten, auf neuen Fossilfunden basierenden Überlegungen zum Alter und Bau des Phyllitgebietes südlich der Mur (S. 15f.) wurde auch für die die obere Decke des Murauer Paläozoikums charakterisierende Metadiabasserie ein oberordovizisch-silurisches Alter wahrscheinlich gemacht. Überträgt man diese Vorstellung auf die Gurktaler Alpen, so läßt sich damit die Hauptverbreitung basischer Vulkanite im oberen Gurktal (P. BECK-MANNAGETTA 1959, Taf. V) erklären, die hier in einem räumlichen und offensichtlich auch stratigraphischen Zusammenhang zu den gleichfalls vulkanogen-klastischen und mit Conodonten als Silur datierten Eisenhutschiefern stehen.

In den südlichen Gurktaler Alpen besteht, wie erwähnt, ebenfalls Verdacht auf Altpaläozoikum. Hier folgt über dem Kristallinaufbruch in der Wimitz nach Süden gegen das Glantal ein tektonisch intensiv verschuppter Gesteinskomplex („Glantaler Schuppenzone" nach P. BECK-MANNAGETTA 1959), in dem Grünschiefer und Albit-Serizitschiefer (= verschieferte Porphyroide) in einer tiefen Position auftreten und Schwarzschiefer, Kalkschiefer und Bänderkalke mit dolomitischen Partien darüber folgen (z. B. bei Kadöll, Tauchendorf und östlich Feldkirchen, vgl. S. 16). Diese Abfolge zeigt eine gute Übereinstimmung mit biostratigraphisch datierten Ordoviz- bis Devon-Vorkommen in Mittelkärnten bzw. um Murau (Abb. 6).

Aus dem im Glantal verbreiteten intermediären Magmatiten im Hangenden der Graphitschiefer (Serie IVa nach H. HAJEK 1963) ergibt sich die Frage einer Zweizeitigkeit vulkanischer Ereignisse (W. FRITSCH 1961, K. METZ 1965). Aufgrund fehlender biostratigraphischer Daten muß dieses Problem weiterhin als ungelöst betrachtet werden, obwohl sich auch hier tektonische Hilfshypothesen anbieten (beispielsweise ist vom Westrand der Gurktaler Quarzphyllite inverse Lagerung nachgewiesen) und ebenso stratigraphische Informationen (Turracher Höhe, Christophberg in Mittelkärnten) auf einen lokalen sauren bis intermediären Vulkanismus im Obersilur hinweisen (vgl. Kap. II. 3.).

Die folgenden Beispiele aus den östlichen Gurktaler Alpen zeigen die auf lithostratigraphischer Grundlage basierende Gliederung dieses metamorphen Altpaläozoikums:

– Das Profil des Kuster südlich des Metnitztales (vgl. S. 16) beginnt mit mächtigen, schwarz abfärbenden Phylliten und Quarziten, die hangend in eine Wechselfolge mit Kalken und zuoberst grauen Crinoiden-Bänderkalken übergehen; diese Abfolge erinnert an Silur-Devon-Profile S Murau.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

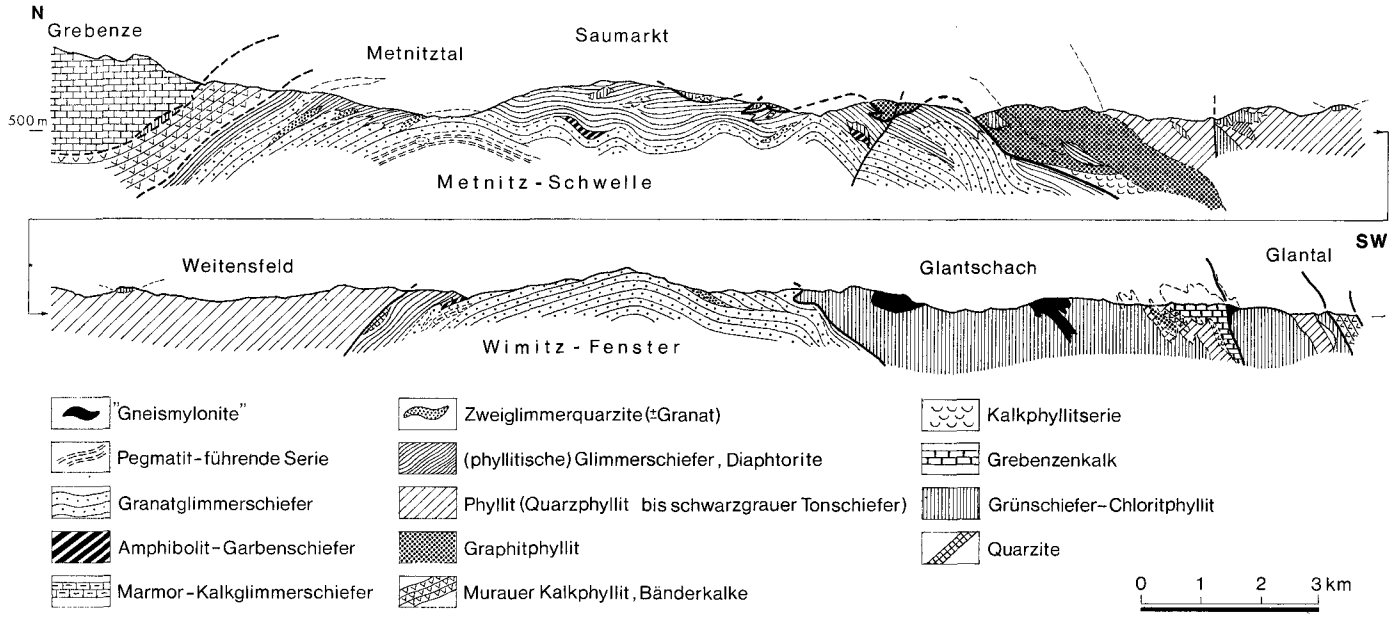


Abb. 6: N – SW-Profil durch die östlichen Gurktaler Alpen (nach P. BECK-MANNAGETTA 1959, etwas umgezeichnet).

- Die Eisendolomite entlang der Bundesstraße östlich Kadöll sind bezüglich Mächtigkeit und umgebenden Schiefern nicht von analogen conodontenführenden Vorkommen im Gailtal, am Katschberg oder im Lungau zu unterscheiden. Diese Verhältnisse charakterisieren geradezu die Obersilur-Entwicklung der genannten Räume!
- Im Süden liegen offenbar höhere und zugleich jüngere Profilausschnitte als im Norden vor. Wie auf der Grebenze oder in Mittelkärnten sind dabei „bunte" Kalkfolgen weit verbreitet (z. B. Glantal östlich Feldkirchen oder um Tauchendorf).
- Im Glantal treten verbreitet Porphyroide auf (H. HAJEK 1963: 20). Es liegt nahe, sie mit den oberordovizischen Porphyroiden in der Nördlichen Grauwackenzone zu parallelisieren. Dafür spricht, daß sie im Profil der Gerlitze (H. HAJEK 1965: 16) im Liegenden von Silur-verdächtigen kohlenstoffreichen Lagen auftreten.

In der hier dargelegten Form werden zusammenfassend das Altpaläozoikum des Glantales, der Turracher Höhe, die Gipfelregion der Gerlitze (H. HAJEK 1965), die Phyllitkomplexe zwischen Gurk- und Metnitztal und die südlich der Mur verbreiteten Gesteine samt Grebenze, Pleschaitz und dem höheren Abschnitt des Stolzalpen-Profils als primäres Neben- und teilweise „stratigraphisches Übereinander" gedeutet und gleichgesetzt. Sie bauen die Hauptmasse der Gurktaler Decke auf und haben somit die gleiche tektonische Geschichte. Die Intensität der Metamorphose ist jedoch örtlich verschieden. In ihrem schwächeren Wirkungsbereich sind Fossilien erhalten geblieben (z. B. Grebenze, Turrach, südlich Murau). Genauere Angaben über die räumliche Ausdehnung unterschiedlicher Metamorphosegrade lassen sich derzeit noch nicht machen.

Die Gurktaler Decke kann klar von der liegenden „Serie der phyllitischen Glimmerschiefer" (R. SCHWINNER 1927) und dem Fensterinhalt in den kristallinen Aufbrüchen der Wimitz und im Metnitztal (Metnitzfenster, Fenster von Oberhof) abgetrennt werden (Abb. 6). Schwieriger ist die Grenzziehung zur östlich anschließenden Magdalensbergserie, die A. TOLLMANN 1959, 1963b, 1971 zur höheren Teildecke der Gurktaler Decke stellt („anchimetamorpher Oberbau" bzw. „Stolzalpen-Teildecke"). Ihre westlichsten Vorkommen sind nach Neuaufnahmen die Devonschichten bei Aich, Mölbling und westlich von Meiselding.

Wir halten es derzeit für verfrüht, allein auf Grund der Unterschiede in der Metamorphose die Gurktaler Decke in zwei Teildecken aufzugliedern (vgl. S. 21ff.). In den Gurktaler Alpen und im Murau–Neumarkter Raum könnten z. B. die Eisenhutschiefer durchaus den schwächer metamorphen Teilbereich einer von einer Metamorphose uneinheitlich betroffenen Großeinheit darstellen.

II. 2.3 Eisenhutschiefer der Turracher Höhe

In der Umgebung der Turracher Höhe und des südöstlich anschließenden Gebietes zwischen Glödnitz- und oberem Gurktal kommt es zum Auftreten einer mächtigen Folge von hauptsächlich phyllitischen Schiefern, die zuerst von K. PETERS 1855 als „Eisenhut-Schieferserie" bezeichnet wurde (Abb. 7). Es handelt sich um mehrere hundert Meter mächtige graue und dunkelbraune phyllitische Schiefer mit quarzitischen Einlagerungen, die nach oben in eine Wechselfolge von vulkano-klastischen Gesteinen, Schiefern, Kieselschiefern mit zuoberst dolomitischen Kalklinsen („Eisendolomite") übergehen. Neben Porphyroiden treten mehrfach basische Effusiva (Tuffe, Tuffite, Mandelsteine und Metadiabase) auf. Nach E. ZIRKL 1961 finden sich diese sowohl unter als auch über den Porphyroid-Vorkommen; R. HÖLL 1970a glaubte hingegen, daß der saure Vulkanismus jünger als der basische ist.

Exakte Angaben über die Gesamtmächtigkeit der Eisenhutschiefer-Serie sind aus tektonischen Gründen nicht möglich. Ebenso ist die Grenze zu den höher metamorphen Gurktaler Quarzphylliten noch nicht geklärt. Während frühere Bearbeiter, z. B. R. SCHWINNER 1932a, 1936, die Eisenhutschiefer als weniger metamorphe Hangend-Schiefer-Serie (Serie IIIb) des Gurktaler Phyllits (Serie IIIa) auffaßten und kambrisches Alter vermuteten, konnte R. HÖLL 1970a in mehreren, sedimentär zwischengeschalteten Karbonatschollen erstmals Conodonten nachweisen, die ein silurisches (und vielleicht auch unterdevonisches-) Alter für Teile des Schieferkomplexes sicherstellten.

Von großer Bedeutung für die Neueinstufung ostalpiner Vulkanitfolgen sind die bei R. HÖLL, S. 208–210 geschilderten Verhältnisse des Conodonten-Fundpunktes 1 nahe der Landesgrenze Kärnten/Steiermark: Hier kommt die mit Conodonten an die Basis des Wenlock eingestufte Dolomitlinse nur wenige Meter über

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

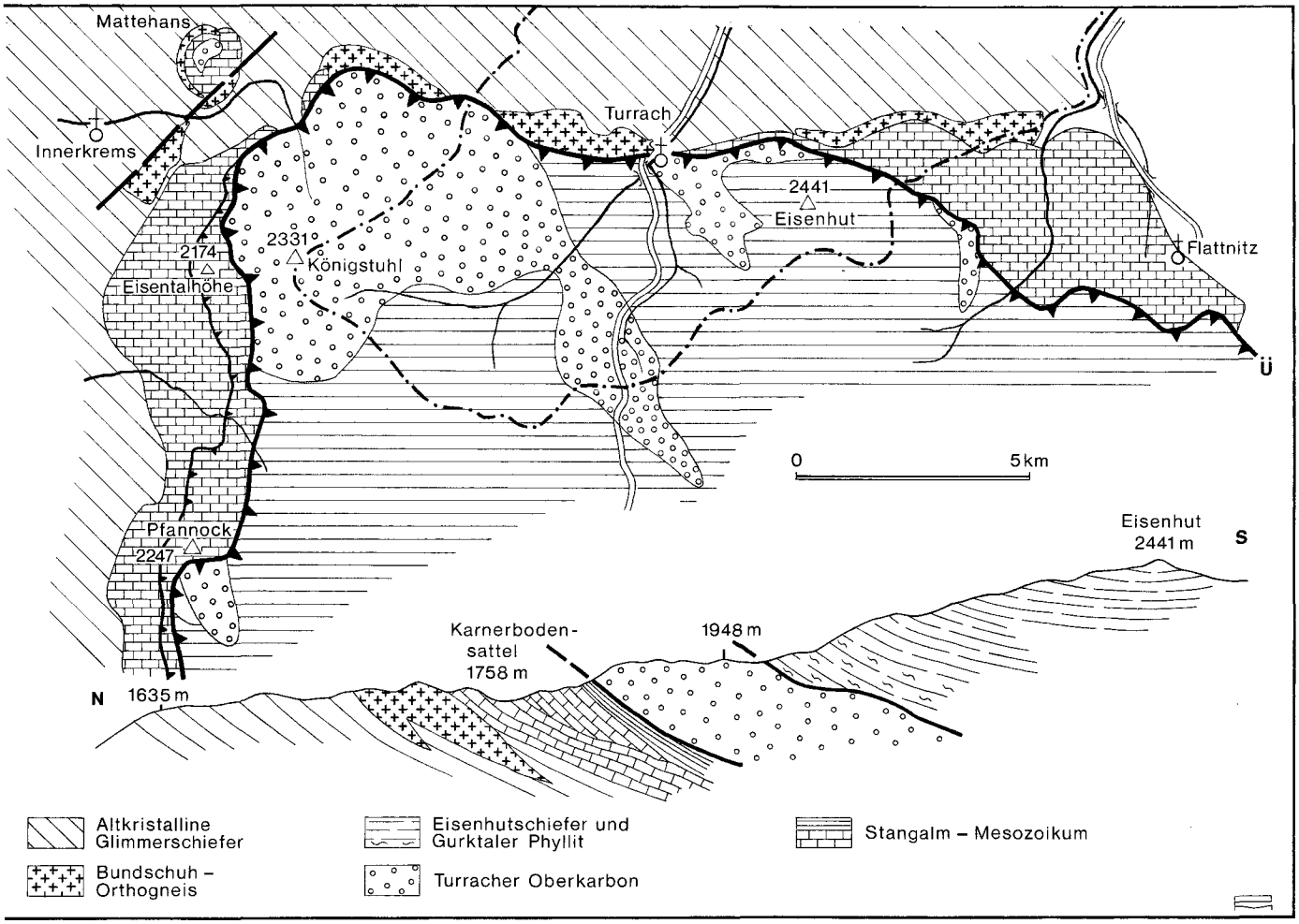


Abb. 7: Die Gurktaler Decke im Raum Königstuhl–Turracher Höhe (nach H. STOWASSER 1956; ergänzt nach A. TOLLMANN 1975b).

Tuffen zu liegen. Alle anderen conodontenführenden Vorkommen mit Ausnahme von Fundpunkt 5, in dessen Hangendem nach 6 m eine ca. 0,6 m mächtiger Porphyroid-Lage Schiefern eingelagert ist (R. HÖLL, mdl. Mitt.), zeigen keinen direkten Kontakt zu den o. a. vulkanogenen Gesteinen. Es kann daraus – die bemerkenswert gute Übereinstimmung mit neuen Daten über die zeitliche Verbreitung ostalpiner Vulkanite ist keineswegs überraschend – auch für den Turracher Raum ein Nachlassen der vulkanischen Aktivität am Ende des Llandovery angenommen werden. Lokal mag freilich im Obersilur eine zweite Phase mit saurem Vulkanismus eingesetzt haben.

Für stratigraphische und paläogeographische Überlegungen und Vergleiche ist die Beobachtung wichtig, daß im Turracher Raum im Silur generell Pelite über Karbonate dominieren – die gleiche Erscheinung gilt auch für Murau, Graz, den Südteil der steirischen Grauwackenzone, das Glantal und die später genannten Gebiete des Lungaus, Katschbergs und der Radstädter Tauern.

In Ergänzung zu den biostratigraphischen Ergebnissen von R. HÖLL 1970a seien auch die lagerstättenkundlichen Erkenntnisse erwähnt, die auf einen primären Zusammenhang zwischen Zinnober-Vererzung und basischen Vulkaniten im Gebiet der Turracher Höhe hinweisen. Aufgrund des gleichen Erscheinungsbildes in anderen, nur z. T. mit Fossilien datierten Vorkommen von Altpaläozoikum (Magdalensberg, Goldeck, Eisenkappel) betonte R. HÖLL 1970a die Wahrscheinlichkeit einer gleich alten Erzzufuhr.

II. 2.4 Die Quarzphyllite des Katschberges und Umgebung

Unter der Bezeichnung „Katschberg-Quarzphyllit" werden die paläozoischen Phyllite des Katschberges (= Katschbergschiefer nach F. BECKE 1908) und Phyllonite an der Basis höherer tektonischer Einheiten am Südostrand des Tauernfensters zusammengefaßt (CH. EXNER 1953). Der Begriff „Gmünder Phyllite" (R. SCHWINNER 1927) ist nach CH. EXNER 1954: 24 eine Lokalbezeichnung für die unterostalpinen Quarzphyllite und Diaphthorite in der Umgebung von Gmünd.

In einer ausführlichen Darstellung wurde von H. P. SCHÖNLAUB et al. 1976 die Geologie der Umgebung des Katschberges, der Gesteinsbestand und das Alter der Katschbergschiefer auf Grund erster Conodontenfunde in mehreren Karbonatschollen behandelt. Dabei konnte nachgewiesen werden, daß auch im Katschberggebiet vereinzelt obersilurische Kalke (siluricus-Zone) auftreten, die von graphitischen Schiefern über- und unterlagert werden. Diese im Gelände stets auffallende Gesteinskombination ist mehrfach dem Quarzphyllit sedimentär eingeschaltet.

Aus dem Katschberggebiet können weder Angaben über die Gesamtmächtigkeit des Quarzphyllitkomplexes noch Aussagen über dessen zeitlichen Umfang gemacht werden. Die Phyllite sind im Liegenden tektonisch begrenzt und werden hangend von Granatglimmerschiefern an einer nur örtlich durch Ultramylonite markierten Grenzfläche überlagert; meistens ist diese in einem 10- bis 100 m-Bereich unscharf (A. NOWOTNY 1976 in H. P. SCHÖNLAUB et al. 1976).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

II. 2.5 Radstädter Quarzphyllite

Die Radstädter Quarzphyllite (F. TRAUTH 1927) sind am Aufbau der Radstädter Tauern infolge tektonischer Lamellierung und tektonisch bedingtem Auskeilen in den einzelnen Decken in sehr unterschiedlichem Ausmaß beteiligt. Ihre größte Verbreitung erreichen sie in der obersten, namengebenden Quarzphyllit-Decke, die im N und NE die Radstädter Tauern von höheren tektonischen Einheiten der Ostalpen abgrenzt und deren Hauptgestein, nämlich Quarzphyllit, in einem NW-SE streichenden Zug über die Südflanke des Gurpitscheck und die Fanninghöhe ins Weißpriachtal nördlich Mauterndorf zu verfolgen ist (vgl. A. TOLLMANN 1961, 1964, R. ROSSNER 1974, 1976, H. P. SCHÖNLAUB et al. 1976 mit ausführlichen Literaturangaben). Von hier erwähnten L. KOBER 1938 paläozoische Kalke und Eisendolomite sowie A. TOLLMANN 1961, 1962 Dolomitbreccien und Grünschiefer als sedimentäre Einschaltungen im Quarzphyllit bzw. als Komponenten in der von L. KOBER als karbonen Wildflysch gedeuteten Schieferserie.

Wie in anderen ostalpinen Quarzphyllit-Vorkommen stellt daher auch in den Radstädter Tauern dieser Begriff eine Sammelbezeichnung für einen sehr heterogenen Gesteinsinhalt dar. So erwähnte bereits R. SCHWINNER 1935a die Zwischenschaltung von Karbonatlinsen und Eisendolomitschollen. Später beschrieb H. MOSTLER 1963 neben Karbonatvorkommen Diabase, Kieselschiefer, Porphyroide und Glimmerquarzite innerhalb der nach H. WAGNER 1972 mindestens zweimal beanspruchten, feingefälteten Schiefer, die stellenweise quarzitische Lagen in einer Quarz-Serizit-Matrix aufweisen. H. WAGNER erwähnte dabei zwischen Wagrain und dem inneren Kleinarltal ebenfalls vulkanogene und karbonatische Lagen in den Quarzphylliten.

Für die Radstädter Quarzphyllite wurden von verschiedenen Bearbeitern seit L. KOBER 1912a (vgl. H. P. SCHÖNLAUB 1975a: Tab. 1) ein paläozoisches Alter vermutet. Allerdings gelangen erste Fossilfunde erst in den letzten Jahren (H. P. SCHÖNLAUB 1975a), die zwar Altpaläozoikum bestätigten, aber keine Hinweise für eine weitere Untergliederung gaben. Daher war die Frage naheliegend, ob die oben genannte Quarzphyllitzone zwischen dem Tauernpaß und dem Weißpriachtal gleich alte Gesteine führt wie der Fossilfundpunkt im weiter westlich gelegenen Kleinarltal.

Seit jeher wurde dem Gebiet des Gurpitscheck von Anhängern der Deckenlehre größte Bedeutung beigemessen. Nach den Vorstellungen bei V. UHLIG 1908: 1394, L. KOBER 1912a: 449, 452; 1923: 114; 1955: 284, R. STAUB 1924: 182, A. TOLLMANN ab 1959: 35; 1960 und E. CLAR 1965: 27 könnte man das Gurpitscheck geradezu als einen „locus classicus" zur Auflösung und zum Verständnis des Bauplans der Ostalpen bezeichnen, sei es im Sinne L. KOBER'S zur Kennzeichnung der unterostalpinen Einheit oder nach A. TOLLMANN als Beleg für ein Kristallin in mittelostalpiner Position. Das Kernproblem liegt dabei in der Frage, ob das hangende Kristallin die primäre Unterlage der inversen Quarzphyllite ist oder ob dieses durch eine großtektonische Linie von den Radstädter Quarzphylliten getrennt wird (vgl. R. ROSSNER 1974).

Mit dem Grenzverhältnis zwischen Kristallin und Quarzphylliten hat sich zum ersten Mal V. UHLIG 1908: 1394–1395 ausführlich beschäftigt. Der Bedeutung dieses Punktes entsprechend, werden im folgenden V. UHLIGS Beobachtungen zitiert: „*. . . erscheinen im Hangenden des Quarzites Gneisgesteine, die hinsichtlich der Lagerung mit dem Quarzit zusammengehen und mit ihm eine tektonische Einheit zu bilden scheinen. Die Quarzitdecke kann daher auch als Quarzit-Gneisdecke bezeichnet werden.*

Zwischen Obertauern und Mauterndorf zeigen diese Gneisgesteine (im Hangenden des Quarzits) allerdings ein wenig typisches Aussehen: es sind vorwiegend feinschuppige, glimmerarme, sozusagen aplitische Gesteine von anscheinend recht eintöniger Zusammensetzung; ihnen schließen sich grüne chloritische Schiefer und Hornblendegesteine in bisweilen beträchtlicher Mächtigkeit an.

Besonders in der Grenzregion gegen das mesozoische Tauerndeckensystem sind die Felsarten der Gneisreihe stark laminiert und geschiefert. Sie treten uns häufig als schmutzig grünliche, braun verwitternde, undeutliche Serizitschiefer und Serizitchloritschiefer entgegen und sind so sehr entstellt, daß es mindestens bei makroskopischer Betrachtung nicht leicht fällt, ihre wahre Natur festzustellen. So verschieden auch die deutlichen Gneise und die weißen Serizitquarzite voneinander sind, so sehr sie auch nach Entstehung und ursprünglicher Beschaffenheit voneinander abweichen, so schwierig ist in manchen Fällen die Unterscheidung dieser Gesteine, wenn sie intensiv geschiefert sind und ihren ursprünglichen Charakter verloren haben. Diese durch die Vorgänge der Gebirgsbildung bedingte sekundäre Ähnlichkeit erschwert aber nicht nur die Unterscheidung der Felsarten, sondern auch die Erkennung ihrer wahren gegenseitigen Beziehungen".

Wie anderswo beschrieben (u. a. bei L. KOBER 1923: 144 A. TOLLMANN 1961, vgl. H. P. SCHÖNLAUB et al. 1976: 125–126) wird der Twenger Wandzug im oberen Teil von einer inversen Folge mit Trias, höherem Perm und Quarzphyllit gebildet. Diese Verhältnisse sind in hervorragenden Aufschlüssen im Profil vom Twenger Almkopf (2025 m) zur Kote 2318 (Ö. K. 1 : 50.000 Blatt 157 Tamsweg) aufgeschlossen und zwar folgen über einer Schuppenzone von Rauhwacken und anisischen Kalkmarmoren geröllführende Serizitquarzitschiefer (Alpiner Verrucano). Recht häufig finden sich hier Eisendolomit-Gerölle mit Durchmessern über 1 cm. Die Überlagerung durch die hangenden, pyritführenden Quarzphyllite erfolgt in ca. 2070–2080 m; der Übergang ist unscharf, eine Diskordanz läßt sich nicht feststellen*).

In den darüber folgenden Quarzphylliten schalten sich gebänderte Quarzite ein, weiters Horizonte von Schwarzschiefern Graphitquarzite und sehr selten bis 1 m mächtige, fossilleere graue Bänderkalke sowie kleinere Linsen von Eisendolomit (das von H. P. SCHÖNLAUB et al. 1976 beprobte Vorkommen liegt am gleich verlaufenden Kamm ca. 1 km östlich des hier genannten Profils). Mit Annäherung an den Hauptkamm nehmen die Schwarzschieferlagen in auffallender Weise zu, während die phyllitisch-quarzitischen Schiefer zurücktreten. Der gesamte Quarzphyllitkomplex wird demnach ca. 400 m mächtig.

Nach den oben erwähnten Autoren sollte am Kamm, der vom Gurpitscheck nach Nordosten zieht, in ca. 2400 m die Grenze Quarzphyllit/Kristallin liegen. In der Tat findet sich ca. 300 m östlich von Pkt. 2318 eine markante Gesteinsgrenze, die die vorhin erwähnten, steil nach NNE-fallenden, dünnblättrigen Schwarzschiefer von darüber folgenden, wild verfalteten und mit Quarzschwielen durchsetzten „Grünschiefern" trennt.

U. d. M. (Schliff 76/219) (A. DAURER) bestehen die hellen Gemengteile aus Quarz und einem fast gleich großen Anteil von getrübten und serizitisierten Plagioklasen. Diese hellen Linsen und Lagen werden von Strähnen aus Chlorit und Hellglimmer durchflasert; dazu tritt Epidot dessen Kristalle recht groß werden und auch vereinzelt im Quarz-Feldspat-Pflaster sprossen.

Sehr vereinzelt finden sich deformierte Relikte ehemaliger Granate, die großteils zu einem Gemenge aus Chlorit, Serizit, Epidot und etwas Erz zerfallen sind.

Die genannte lithologische Grenze verläuft nach SE zuerst an der Nordseite des Kammes, überschreitet in ca. 2450 m den Kamm und zieht in der Folge an der Südseite unter dem Hauptgipfel des Gurpitscheck, einer Rinne folgend und einen kleinen Absatz bildend, nach Osten.

Im Gegensatz zum vorhin beschriebenen abrupten Wechsel östlich Pkt. 2318 erfolgt entlang des markierten Steiges vom

*) Die Begehungen im Raum des Gurpitscheck erfolgten gemeinsam mit den Herren Dr. A. MATURA, , Dr. G. ZEZULA und Dr. A. DAUREI (alle GBA Wien).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Twengeralm-See zum Gurpitscheck ein allmählicher Übergang in einer mehrere Meter breiten Zone. Diese Verhältnisse zeigen sich gut in ca. 2450 m Höhe am Grat nordwestlich des Gipfels. Hier treten innerhalb der Schwarzschiefer anfangs grüne Partien auf, die nach wenigen Metern in Chloritschiefer übergehen, denen Eisendolomitlagen, aber auch helle und bräunliche, z. T. dichte, dünnlagige Quarzite eingeschaltet sind. Bisweilen tritt Karbonat sporadisch angereichert in Form kleiner Nester innerhalb des Grünschieferkomplexes auf. Quarzmobilisate fehlen hier weitgehend, ebenso die weiter im W beobachtete Laminierung und intensive Verfaltung.

Vom Gipfelbereich sowie von dem nach NE ziehenden Kamm bis an die Verebnungsfläche S des Predigstuhls liegen eine Anzahl Dünnschliffe vor. Sie bestätigen den bereits im Gelände gewonnenen Eindruck des auffallend schwach metamorphen Habitus dieses „Altkristallins" älterer Autoren. Nach den uns zur Verfügung stehenden Daten handelt es sich um einen Komplex von progressiv metamorphen Schiefern, die allesamt weder Reikte noch andere Hinweise eines ehemals höheren Metamorphoegrades als es der Grünschiefer-Fazies entspricht, erkennen lassen. Freilich, Anzeichen einer auf enge Bereiche beschränkten intensiven Tektonik sind, wie mitgeteilt, örtlich vorhanden und werden durch Phyllonite repräsentiert, die mit einem lithologischen Wechsel konform gehen. Diese Grenze ist aber weder Ausdruck eines Hiatus in der Metamorphose noch einer nachweisbaren Diaphthorese eines höher metamorphen Kristallinkomplexes – was jedoch nicht als Argument gegen die Existenz einer großtektonischen Linie zu werten ist!

In diesem Zusammenhang stellt sich die Frage, ob der genannte Grünschieferkomplex im Gipfelbereich des Gurpitscheck nicht das primäre Liegende der Phyllite, Schwarzschiefer, Eisendolomite und Quarzite darstellen könnte, d. h. die ursprünglich von V. Uhlig, L. Kober und A. Tollmann (bis 1958) vertretene Ansicht eines stratigraphischen Zusammenhangs von Quarzphyllit und „Gneis" in modifizierter Form zu Recht besteht. In Analogie zur Entwicklung und Fazies des Altpaläozoikums von Murau, Turrach, Graz, Mittelkärnten und dem Südteil der Steirischen Grauwackenzone würde dieser Vergleich zur Vorstellung verleiten, im Profil des Gurpitscheck und hier besonders in der Gipfelregion ordovizisch/silurische Anteile zu vermuten.

Unabhängig von den oben mitgeteilten Beobachtungen kam G. Zezula 1976 im Rahmen einer Dissertation zu ähnlichen Ergebnissen. Danach setzt die über dem Twenger Wandzug bekannte Grenzzone zwischen Quarzphyllit und dem hangenden Gesteinspaket nach SE in den Raum Fanninghöhe-Fanning fort (vgl. A. Tollmann 1962). Hier treten, der Quarzphyllit-Decke der Radstädter Tauern zugehörig, ebenfalls pyritführende und zuweilen pigmentreiche Quarzphyllite und Quarzite auf, die von einer von G. Zezula 1976: 128 als vulkano-klastische-Paragesteine gedeuteten Serie (u. a. chloritische Hornblende-Epidot-Schiefer sowie quarz- bzw. hellglimmerreiche Schachbrettalbit-Plagioklasklasten-Gneise) überlagert werden. Als Edukt nahm G. Zezula gleichermaßen basische und saure Tuffe sowie Sedimentbeteiligung an, das später eine Umwandlung zu Meta-Grauwacken erfuhr.

Es ist bedauerlich, daß dem überaus wichtigen Problem des Kontaktes Quarzphyllit/„Kristallin" bisher so wenig Aufmerksamkeit gewidmet wurde (vgl. R. Rossner 1974: 750) und, sieht man von einer Dünnschliffbeschreibung A. Rosiwal's aus dem Jahre 1893 (!) ab, seither über diesen kritischen Bereich keine weiteren petrographischen Detailinformationen im modernen Schrifttum erschienen sind.

II. 2.6 Quarzphyllite im Lungau

Zu den Quarzphylliten des Lungaus zählen neben den Vorkommen an der Nordseite des Katschberges sowie den von A. Tollmann 1964 zur Quarzphyllit-Decke der Radstädter Tauern gestellten Vorkommen zwischen Trogfrey und Hollerberg (nordöstlich St. Michael) die zuerst von G. Geyer 1893b erkannten „grauen Thonglimmerschiefer" südlich der Schladminger Masse. Dieses Gebiet wurde in der Folge von V. Uhlig 1908, A. Tornquist 1921, F. Heritsch 1924, F. Heritsch & R. Schwinner 1924, S. Prey 1939, 1941 und Ch. Exner 1944 meist in Zusammenhang mit tektonischen Fragen behandelt und die Beziehung zu penninischen bzw. unterostalpinen Einheiten untersucht. Zuletzt beschäftigte sich G. Zezula 1976 im Detail mit dem Gesteinsinhalt, der Metamorphose und tektonischen Fragen der von ihm als „Lessacher Phyllonitzone" bezeichneten Vorkommen von postkristallin deformierten Gesteinen mit phyllitischem Habitus, die zwischen dem Schladminger Kristallin im Norden und dem Nockkristallin im Süden in einem durchschnittlich 1 km breiten Streifen über mehr als 10 km vom Fanningberg NE Mauterndorf über Lessach bis in den Bodenmoosgraben auftreten.

Nach G. Zezula 1976 führt die intensiv detailbewegte, steil gestellte Phyllonitzone Serpentinit und Begleitgesteine, Bänderkalkmarmore, dunkle, feinkristalline Graphitkalke, Dolomitmarmore (Eisendolomite), Graphitquarzite und pigmentreiche phyllonitische Glimmerschiefer. Der gesamte Bereich ist um E-W Achsen nordvergent verfaltet, schichtparallel gestört und teilweise diaphthoritisch. Dennoch lassen sich sowohl strukturelle als auch stoffliche Analogien mit dem südlichen, hangenden Hochkristallin (Lungauer Granatglimmerschiefer) feststellen, an dessen Nordrand eine Angleichung an den Metamorphosegrad der Lessacher Phyllonite stattfindet bzw. gleichfalls Diaphthoreseerscheinungen auftreten, die nicht immer eine scharfe und durch Mylonite markierte Grenzziehung zwischen den beiden Einheiten ermöglichen. So gehören beispielsweise die von M. Heinrich 1978 bearbeiteten und nur gering metamorph erscheinenden graphitischen Kalke mit zwischengeschalteten dünnen Schwarzschieferlagen am Mitterberg westlich des Frimmlhofes (13°44'45"; 47°7'20") nach dem Nebengestein bereits zu dem südlichen Granatglimmerschieferkomplex, obwohl sie lithofaziell und in der Serienabfolge gut mit den die Lessacher Phyllonitzone charakterisierenden Gesteinstypen vergleichbar sind; die Prüfung dieser Kalke auf Conodonten verlief negativ. In den Grenzbereich zwischen Quarzphylliten und Granatglimmerschiefern gehören auch die bei S. Prey 1941, G. Zezula 1976: 149, 173, H. P. Schönlaub et al. 1976: 123–124 angegebenen Kalkmarmore bei St. Martin im Lungau, die sich einerseits lithologisch und stratigraphisch mit der Lisabichl-Schollenzone am Katschberg vergleichen lassen (H. P. Schönlaub et al. 1976), andererseits aber eine Zugehörigkeit zum Granatglimmerschieferkomplex des Nockkristallins nahelegen, da sie sich anscheinend noch drei Mal innerhalb der tieferen Anteile der Granatglimmerschiefer wiederholen (G. Zezula 1976: 173).

Nach Conodontenfunden in der Lessacher Phyllonitzone wird für die graphitischen und dolomitischen Kalke des Zankwarner Berges ein Obersilur-Alter sichergestellt (H. P. Schönlaub & G. Zezula 1975).

Im folgenden Abschnitt soll untersucht werden, inwieweit der oben genannte Fundpunkt und weitere biostratigraphische Fixpunkte mit bekannten tektonischen Vorstellungen übereinstimmen bzw. sie eine Modifizierung der gegenwärtigen großtektonischen Gliederung in Teilen der Muralpen (im Sinne von K. Metz 1965: 244) notwendig machen.

II. 2.7 Bemerkungen zur tektonischen Stellung der Phyllitgebiete

Wie im Kapitel über das Murauer Paläozoikum ausgeführt, faßte A. Thurner 1958a, 1959 die Schichtfolgen dieses Gebietes als stratigraphischen Verband mit einem altersmäßigen Umfang von Silur und Devon auf, der als Ganzes als paläozoische Schubmasse wenige km nach Norden bewegt wurde und orts-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

fremd einem kristallinen Untergrund aufliegt (A. THURNER 1956). Als Argumente führte er Phyllonite an der Basis, zerquetschte Phyllitzonen, Mylonitisierung, aber auch unterschiedliche Mächtigkeiten der Phyllite und konkordante Auflagerung des Paläozoikums auf dem Kristallin an.

Diesen Vorstellungen hielt als erster H. STOWASSER 1956 eine Begründung für die Annahme eines Deckenbaus innerhalb des Murauer Paläozoikums entgegen. Er verglich die auch von A. THURNER 1958a als Trias-verdächtig anerkannten Rauhwacken und „Quarzkeratophyre" (= z. T. Semmeringquarzit bei A. TOLLMANN 1963b) von der Basis der Metadiabasserie der Stolzalpe mit sicherem Mesozoikum der Stangalm und schloß auf eine bis an den Südfuß der Niederen Tauern reichende Gurktaler Decke. Im Raum von Murau handelt es sich dabei allerdings um eine komplizierte „Schuppendecke" mit Zwischenschaltung von Mesozoikum innerhalb paläozoischer Gesteine (vgl. H. STOWASSER 1956, Taf. III).

P. BECK-MANNAGETTA 1959, 1960, 1964 folgte zwar diesen Vorstellungen im Raum der Stolzalpe, wich aber südlich Murau in der Grenzziehung der Überschiebungslinie der Metadiabasserie von der Darstellung bei H. STOWASSER ab.

A. TOLLMANN 1959: 19 teilte die Gurktaler Decke anfangs nur um Murau in zwei Teildecken auf (Murauer Teildecke, Stolzalpen-Teildecke); später, 1963a, b, 1971 weitete er diese Gliederung auf das gesamte Gurktal–Murauer Gebiet aus und unterschied innerhalb der Gurktaler Decke einen „anchimetamorphen Oberbau", der von der Metadiabasserie, den Eisenhutschiefern und der Magdalensbergserie repräsentiert wird, und einen „epimetamorphen Sockel" (Gurktaler Quarzphyllite, Murauer + Grebenzen-Kalke, Phyllitgruppe der Saualpe etc.). Im Murauer Abschnitt betonte A. TOLLMANN 1963b: 45 eine beträchtliche Schuppung des Paläozoikums. Während die tiefere Murauer Teildecke den kalkreicheren Teil des Murauer Paläozoikums darstellt und infolge des Nord-Transports örtlich verloren ging, wird die höhere Stolzalpen-Teildecke von der Diabasschieferplatte gebildet, die an ihrer Basis Schürflinge von zentralalpinen Mesozoikum mitschleppte. Das zentralalpine Mesozoikum in der heutigen Position des Deckenscheiders ist dabei als ursprüngliche Auflage des mittelostalpinen Altkristallins aufzufassen, zu dem nach A. TOLLMANN 1959, 1963b, 1971 neben verschiedenen Kristallinaufbrüchen innerhalb der Gurktaler Decke das meso-katazonale Saualpen-Kristallin, das Kristallin der Niederen Tauern, das Nockkristallin sowie das Kärntner Seenkristallin gerechnet wurden.

Wenn der von L. KOBER schon 1922 angenommene gewaltige Deckenbau in den südlichen Zentralalpen noch einer weiteren Stütze bedarf, so können hierfür u. E. wohl in erster Linie die fossilführenden Karbonateinschaltungen innerhalb der Lessacher Phyllonitzone angeführt werden. Ihnen kommt, wie unten ausgeführt wird, die Bedeutung eines Deckenscheiders zu, d. h. sie können als gleichwertig dem örtlich deckenscheidenden zentralalpinen Mesozoikum gegenübergestellt werden:

Nach G. GEYER 1893b, F. HERITSCH & R. SCHWINNER 1924, S. PREY 1941, A. THURNER 1958a und G. ZEZULA 1976 endet die Zone phyllitischer und phyllonitischer Gesteine („Lessacher Phyllonitzone") im Bodenmoosgraben bei der Ortschaft Lessach. In östlicher Richtung ist die Fortsetzung dieser stark gestörten Zone durch die Südrandstörungen der Niederen Tauern (A. THURNER 1951) nachgezeichnet, von denen eine durch die Preberseerfurche nach Krakaudorf, Schöder und Oberwölz streicht („Preberstörung" nach A. TOLLMANN 1977b). Folgt man V. UHLIG 1908, so handelt es sich dabei um einen Teil der „Katschberger Störungslinie" (F. BECKE 1908), kurz „Katschberglinie" genannt, die per definitionem (V. UHLIG 1908: 1413) „nördlich und östlich vom Katschberg durch den Kontakt Schladminger Masse und den Granatglimmerschiefer gegeben ist", während F. BECKE darunter am Katschberg die flach geneigte Überschiebung der Granatglimmerschiefer über die Katschbergschiefer verstand (vgl. L. KOBER 1922: 380).

Die Lessacher Phyllonitzone und ihre östliche Fortsetzung, die Preberstörung, trennen im Großen zwei stofflich und strukturell verschiedene Einheiten des Muralpen-Kristallins. Daß diese Grenze regionale Bedeutung hat, geht schon daraus hervor, daß die Lessacher Phyllonitzone nicht immer konkordant zum Streichen des südlichen Schladminger Kristallins verläuft, sondern lokal innerhalb der Wölzer Glimmerschiefer (vgl. G. ZEZULA 1976, Beilage 2). Während die nördlich gelegene Schladminger Masse nach F. HERITSCH & R. SCHWINNER 1924, A. THURNER 1958a, b; G. ZEZULA 1976 u. a. durch einen Wechsel von generell südfallenden Hornblendegneisen, verschiedenen Biotitgneisen, Plagioklas-Zweiglimmergneisen, Albit-Plagioklas-Gneisen und Granitgneisen charakterisiert wird, werden die südlich angrenzenden Räume von den Lungauer Granatglimmerschiefern bzw. den Granatglimmerschiefern des Wadschobers und der „Einheit vom Stadl" (A. THURNER 1958b) aufgebaut. Betrachtet man den Raum westlich des Katschgrabens, so sind hier die Unterschiede zwischen Nord und Süd sowohl im Baustil als auch im Stoffbestand gegenüber den Niederen Tauern besonders augenfällig: Im S dominieren Biotit-Muskowit-Granatglimmerschiefer, die Marmorzüge (vgl. A. THURNER 1958a: 55) sowie vereinzelt Amphibolite eingelagert haben und im Gegensatz zu den steil gestellten Niederen Tauern einen Muldenbau mit NW bis WNS–SE, bis ESE streichenden Achsen aufweisen, die flach nach SE geneigt sind (A. THURNER 1958a); für den nördlich der Preberstörung liegenden Bereich mag das Profil des Preber (F. HERITSCH & R. SCHWINNER 1924) die geologischen Verhältnisse am besten kennzeichnen.

In einer vergleichenden Betrachtung der biostratigraphisch datierten Anteile der Phyllitgruppe und ihrer bisher als fossilleer geltenden und nur lithostratigraphisch erfaßten Äquivalente (z. B. Südliches Metnitztal, Glantal) muß beachtet werden, daß auf Grund der sehr ähnlichen lithologischen Ausbildung aller Vorkommen kaum Aussagen hinsichtlich lateraler Kontinuität gemacht werden können. Als Beispiele mögen das Silur am Katschberg und die gleich alten Karbonate des Zankwarner Berges genannt sein: Nach den gegenwärtigen Vorstellungen (lit. cit.) streichen die Katschberg-Quarzphyllite in die Quarzphyllit-Decke der Radstädter Tauern und werden tektonisch vom Kristallin der Schladminger Tauern überlagert. Nach der zweiten Möglichkeit ist eine Verbindung zum ganz ähnlichen Silur in der Lessacher Phyllonitzone nicht auszuschließen, die aber eine Position im Hangenden des Schladminger Kristallins einnimmt. Eine Entscheidung zugunsten der einen oder der anderen Richtung allein auf Grund der Ausbildung der beiden Silur-Vorkommen erscheint nicht möglich. Ähnliche Feststellungen gelten auch für das Altpaläozoikum in der Gurktaler Decke: Hier lassen sich mit herkömmlichen Methoden derzeit ebenfalls keine Rückschlüsse über die ursprünglichen Beziehungen der verschiedenen Silur- und Devon-Vorkommen zueinander ziehen.

Wie von H. P. SCHÖNLAUB et al. 1976 gezeigt wurde, könnten Rekristallisationserscheinungen an Conodonten des Fundpunktes Katschberg Zeugen für geodynamische Ereignisse in alpidischer Zeit sein. Sie entsprechen im organogenen Bereich der seit langem bekannten alpidischen Mineralblastese. Die gleichen Beobachtungen gelten für die Lessacher Phyllonitzone (H. P. SCHÖNLAUB & G. ZEZULA 1975). Nach den überlieferten Fossilien und ihrem Erhaltungszustand kann auch hier ausgeschlossen werden, daß die Ausgangsgesteine dieser Zone und die darüberliegenden Granatglimmerschiefer (sowie in weiterer Folge das südlich anschließende Bundschuh-Kristallin mit den im Karbon intrudierten Graniten; vgl. C. J. HAWKESWORTH 1976) zur gleichen Zeit und „nebeneinander" von einer Metamorphose gleicher Intensität betroffen wurden, obwohl im Grenzbereich der Glimmerschiefer zur Phyllonitzone eine Angleichung der Mineralassoziationen zu beobachten ist (nach G. ZEZULA 1976 gehören beide Einheiten nach dem Auftreten von Granat (Almandin)-Biotit-Chloritoid der Epidot-Albit-Amphibolit-Fazies im Grenzbereich Epi-/Mesozone an).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die im „Murauer Paläozoikum" im Gebiet Tratten–Schöder–Staberkogel verbreiteten Conodonten-Fundpunkte liegen südlich der Preberstörung; sie haben damit eine höhere tektonische Position als die weiter im Westen gelegenen Vorkommen des Zankwarner Berges und des Katschbergs, die unter der Überschiebungslinie des Granatglimmerschieferkomplexes liegen. Folgt man A. TOLLMANN 1959, 1963a, b, 1971, 1975b, so müßten die phyllitischen Anteile des Staberkogels der tieferen „Murauer Teildecke", d. h. dem Oberostalpin zugerechnet werden. Gegen diese Einordnung bestehen aber unserer Meinung nach eine Reihe schwerwiegender Bedenken, die im folgenden angeführt sind:

1. Die Grenze zwischen „Kristallin" und Paläozoikum ist nicht so scharf und klar, wie es verschiedentlich dargestellt wurde.

   Nach A. THURNER 1956: 159 ist die Grenze Granatglimmerschiefer/Paläozoikum am Kramerkogel, Staberkogel, im N der Stolzalpe und am Pleschaitz durch Übergänge von Glimmerschiefer in Phyllit gekennzeichnet.

2. Die Auflage von Paläozoikum auf „Kristallin" ist überall konkordant.

   A. THURNER 1956: 161, 1958a: 88 führte die gleiche Lagerung von „Kristallin" und Paläozoikum auf Anpassungen zurück, die an den Berührungszonen bei kleinräumigen Verschiebungen erfolgt seien.

3. Im vermuteten Kontaktbereich zwischen „Kristallin" und Paläozoikum fehlen weitgehend diaphthoritische Zonen.

   Nach A. THURNER 1956: 166 konnte im vermuteten Übergangsbereich nirgends Diaphthorese beobachtet werden, sondern vielmehr Mineralblastese mit Granatsprossung (A. THURNER 1956: 166, 1958a: 88). Dies gilt auch für die phyllitischen Glimmerschiefer der Frauenalpe, die nach A. THURNER 1958a: 33 Anzeichen einer progressiven Metamorphose aufweisen und nicht, wie ursprünglich angenommen (A. THURNER 1936), diaphthoritisch sind. Hier bestehen Übergänge von Quarzitphylliten bis zu phyllitischen Glimmerschiefern mit Muskowit, Chlorit, Biotit, Quarz und Granat (vgl. auch A. THURNER 1961).

4. Im S des Murauer Paläozoikums fehlen Anzeichen einer Überschiebung.

   Nach A. THURNER 1956, 1958a, 1960, 1961 lagern die Kalke nördlich des Metnitztales grünlichen phyllitischen Schiefern ohne sichtbare Kennzeichen einer Überschiebung auf; auch im Hangenden finden sich in den „Kuhalpen-Phylliten" keine Anzeichen einer Überschiebungsfläche (vgl. A. THURNER 1961: 136, 141).

5. Teile des unterlagernden Kristallins haben paläozoisches Alter.

   Noch 1956: 166 wurden von A. THURNER die Kohlenstoffgranatglimmerschiefer für ein „absolut vorpaläozoisches Schichtglied" gehalten. Dagegen deutete A. THURNER 1970: 5, 7, 8 erstmals an (wohl in Anlehnung an Ergebnisse der Saualpen-Arbeitsgemeinschaft), daß mesozonale Kristallinanteile ein paläozoisches Alter haben könnten und nur durch Aufschiebung des Paläozoikums höher metamorph wurden (diese Vorstellung, die auf der Annahme einer Thermo-Dynamometamorphose beruht, ist auf Grund des Mächtigkeitsdefizits im Murau-Neumarkter Paläozoikum als unwahrscheinlich anzusehen).
   Die mitgeteilten neuen Conodontendaten aus dem Gebiet um den Staberkogel führen zum Problem der Abgrenzung von „Kristallin" und Paläozoikum. Diese Frage ist im Murauer Raum nicht neu, gab doch die Trennung von Kohlenstoffgranatglimmerschiefer und Kohlenstoffgranatphylliten in der Vergangenheit schon wiederholt Anlaß zu Unsicherheiten in der Abgrenzung dieser Schichtglieder (vgl. A. THURNER 1958a: 78, 1959: 17–18).

6. In der tektonischen Position und in der Ausbildung zeigen die conodontenführenden Profilabschnitte von Murau Analogen zu westlichen Vorkommen.

   Wie auf Seite 22 bemerkt, können aus dem Nachweis von Silur allein keine regionalen tektonischen Schlußfolgerungen gezogen werden. Es ist aber auffallend, daß die ähnlich ausgebildeten Vorkommen am Staber- und Kramerkogel und die Lungauer Vorkommen (Mitterberg, St. Martin) auch die gleiche tektonische Position innerhalb des Steirisch-Kärntnerischen Glimmerschieferareals einnehmen.

Aus dem Gesagten schließen wir in Anlehnung an E. CLAR 1975: 193, daß die im Murauer Paläozoikum *unter* der Stolzalpen-Decke liegenden Vorkommen von Paläozoikum zu einer Mischungs- und Schuppenzone aus paläozoischen Anteilen des mittelostalpinen Glimmerschieferkomplexes gehören. Nach dem „Muster" der Saualpe erscheint demnach auch für diesen Teil des Muralpen-Kristallins eine prä- bis synmetamorphe variszische Überschiebungstektonik denkbar.

II. 2.8 Die Quarzphyllite des Gailtales

Die Quarzphyllite an der Nordseite des Gailtales, vor Beginn der systematischen Landesaufnahme von F. MOHS, L. v. BUCH und B. STUDER schlechthin als „Glimmerschiefer" bezeichnet, bilden einen Teil des vorpermischen Grundgebirges, das in einem bis 7 km breiten Streifen den Drauzug im Süden unterlagert.

Während D. STUR 1856 diesen Schieferstreifen als identisch mit dem Glimmerschiefer des „großen Glimmerschieferzuges" der Mittelzone (= heutige Muralpen) auffaßte, parallelisierte E. SUESS 1868: 249 die „Schiefer des Gailthales" (Glimmerschiefer, Thonglimmerschiefer, glimmerreiche Thonschiefer) mit den Casannaschiefern von Südtirol und vertrat auf Grund seiner Beobachtungen im Nötschgraben die Ansicht, daß diese Schiefer stratigraphisch zwischen dem Karbon (von Nötsch) und dem Grödener Sandstein einzureihen seien (E. SUESS 1868: 252).

Eine erste, ins Detail gehende Beschreibung des Gailtaler Quarzphyllits gaben L. MILCH in F. FRECH 1894: 187 bzw. F. FRECH 1894: 191ff. F. FRECH kam zum Schluß (S. 194), daß sie das normale Liegende der Mauthener Schichten der Karnischen Alpen darstellen und eine „nicht näher zu begrenzende Stellung im Cambrium" wahrscheinlich sei. Keinerlei Gründe sprachen nach F. FRECH für die Annahme eines präkambrischen Alters.

Nach G. GEYER 1901a treten Quarzphyllite hauptsächlich im Osten von Mauthen auf; westlich davon herrschen hingegen Granatglimmerschiefer und Biotitgneise vor, die auch auf den Raum südlich des Lesachtales ausgreifen. Bemerkenswert ist die Feststellung G. GEYERS (S. 14), daß es sich beim Vorkommen des „krystallinischen Kalkes" bei Reisach und Malenthein um eine jüngere synklinale Einfaltung silurischer Bänderkalke innerhalb der Quarzphyllite handeln könnte.

Die Vorstellung von „Einfaltungen" von Gesteinen, die nach ihren lithofaziellen Merkmalen als jung aufgefaßt werden können, innerhalb eines älteren Gebirges findet sich immer dann, wenn Beobachtungstatsachen nicht konform mit der Lehrmeinung gehen, die besagt, daß alle kristallinischen Felsarten generell vorkambrisches Alter hätten. Als Beispiele für solche unzutreffenden Schlüsse, deren es in den Ostalpen viele gibt, seien kurz angeführt die Marmore am Goldeck (R. SCHWINNER 1927: 347, 349, 366), die Vorkommen bei Hermagor (F. HERITSCH 1936: 95), Nötsch (K. FELSER 1938: 57), die Weißwände an den westlichen Ausläufern des Goldeck (R. SCHWINNER 1943), die Marmore der Stubalpe (W. PLESSMANN 1955: 308) sowie der Niederen Tauern (R. SCHWINNER 1930: 112, K. METZ 1952: 272, 1964a: 160). Neuerdings kam H. W. FLÜGEL 1976: 662 wieder zu ähnlichen Ansichten (siehe dazu unten).

R. SCHWINNER 1936: 119 ordnete den Quarzphyllit des unteren Gailtales seiner Serie IIIa zu, die im Liegenden von der diaphthoritisierten Serie II im Lesachtal, im Hangenden aber von der geringer metamorphen Plengeserie (IIIb) der Karnischen Alpen begleitet wird.

F. HERITSCH 1936 unterschied im Gailtalkristallin schiefrige Biotitgneise und quarzreiche Glimmerschiefer, Granatglimmerschiefer, einzelne Vorkommen von Amphibolit, diaphthoritische Glimmerschiefer und Quarzphyllite mit Einlagerungen von Grünschiefern, Uralitdiabasen, selten Marmoren, Graphitschie-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

fern sowie Malchitgängen. Innerhalb der zuletzt genannten Gruppe sind in der Nähe von Hermagor nach F. HERITSCH (S. 95) ordovizische Quarzite, schwarze Lydite und Kalke in Form einer steilen Synklinale tektonisch eingeschaltet.

Eine ähnliche Ansicht vertrat auch K. FELSER 1938: 57 hinsichtlich eines geringmächtigen Vorkommens von kristallinen Kalken am Nordrand der Quarzphyllite an der Grenze zum Altkristallin + Karbon von Nötsch.

H. HERITSCH & P. PAULITSCH 1958 betonten die große Mannigfaltigkeit der Phyllite, die besonders östlich der Reißkofelrinne in einem breiten Streifen auftreten. Sie lassen sich in eine nördliche Gruppe mit Einschaltungen von Augengneisen des Typ Dellach (H. HERITSCH 1949) untergliedern sowie in eine südliche Gruppe mit Quarzphylliten, Serizitphylliten, Chloritphylliten und Mischtypen. Daneben finden sich aber auch Phyllonite und diaphthoritische Granatglimmerschiefer. Auffallend sind hier Einschaltungen von Grüngesteinen (Amphibolite, Diabasfleckenschiefer, Albit-Chloritschiefer), Graphitphylliten und Graphitquarziten, die besonders um den Guggenberg W Hermagor verbreitet sind, sowie einige kleinere Vorkommen von Kalkmarmoren (Reisach, Bergl, Malenthein). Die zuletzt genannte, progressiv metamorphe Serie wurde von H. HERITSCH & PAULITSCH als Einschuppung in ein älteres Kristallin gedeutet. Dieser Vorgang war von Diaphthorese begleitet. Eine Verwandtschaft mit den Gesteinen der südlichen Karnischen Alpen sei besonders nach dem Stoffbestand wahrscheinlich.

In der Kartendarstellung und im Text über das Grundgebirge nördlich der Gail stützten sich F. KAHLER & S. PREY 1959, 1963 auf die oben erwähnte grundlegende Arbeit von H. HERITSCH & P. PAULITSCH 1958. Auch sie vertraten die Ansicht, daß Anteile des Gailtaler Kristallins (hier besonders die Kalkmarmore im Verband mit Graphitphylliten und Graphitquarziten) ein paläozoisches Alter hätten (S. 12).

Unsere biostratigraphischen Untersuchungen konzentrierten sich auf die beiden Kalkvorkommen von Nötsch und Hermagor (Probenpunkte 64, 65). Der Probenpunkt bei Nötsch ist erstmals bei K. FELSER 1936a: Fig. 2 dargestellt, seine Lage im N-S-Profil ergibt sich hingegen aus den Abbildungen von K.FELSER 1938: Fig. 1a, 1b, 2 und CH. EXNER 1976: Abb. 11. Eine kurze Notiz über diesen Conodontenfundpunkt gab H. P. SCHÖNLAUB in CH. EXNER & H. P. SCHÖNLAUB 1973: 364. Danach handelt es sich um einen etwa 1 m mächtigen Horizont dunkelgrauer Kalke, die – lokal verkippt – schwarzen Schiefern sedimentär eingelagert sind und im Streichen mehrere 100 m nach Westen verfolgt werden können. Wie die zitierten Aufnahmen von K. FELSER und CH. EXNER sowie eigene Begehungen zeigten, nehmen die gering dolomitischen Kalke, die zuweilen im Liegenden von geringmächtigen Kalklinsen begleitet werden, stets die gleiche randnahe Position zur südlichen folgenden Masse der Quarzphyllite ein, mit denen sie durch Übergänge verbunden sind. Die Gesamtmächtigkeit der schwarzen Schieferzone mit den eingelagerten Kalken beträgt 25–30 m (Abb. 8).



Abb. 8: Conodonten-Fundpunkt 64 in den Quarzphylliten des Gailtals (Nötschgraben; Aufschluß infolge Dammeinbauten im Jahre 1977 stark verändert).

Ein abweichendes Profil durch Teile des Gailtaler Quarzphyllitkomplexes ist zwischen Hermagor und Kühweg an dem sanft nach Osten abfallenden Rücken aufgeschlossen (vgl. Abb. 9). Es handelt sich um eine über 100 m mächtige Wechselfolge grobgebankter grauer Quarzite, Graphitquarzite, schwarz abfärbende z. T. dünnplattige Kieselschiefer, Chloritphyllite und Serizitphyllite, die im mittleren Teil eine etwa 20–25 m mächtige Rippe dolomitischer Bänderkalke eingeschaltet haben. Partienweise deutet sich eine grobe Bankung an, die wie die Bänderung mit den s-Werten der begleitenden Schiefer übereinstimmt.

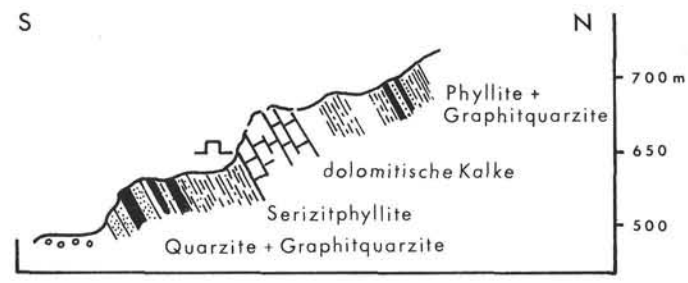


Abb. 9: Profilausschnitt im Pyllitgebiet westlich Hermagor mit Lage des Conodonten-Fundpunkts 65 im Steinbruch Kühweg.

Nach den uns zur Verfügung stehenden Mikrofossilien können folgende Angaben zum Alter der beiden Fundschichten gemacht werden (vgl. Taf. 1–4):

Die Conodonten des Fundpunktes „Nötsch" gehören eindeutig zu Vertretern von Einzahntypen bzw. Astformen. Sie erweisen sich als überraschend gut erhalten, was besonders auffällt, da sie nur wenige Meter von einer Störungszone („Bruch von St. Georgen") entfernt vorkommen. Soweit sich die abgebildeten Exemplare mit bekannten Formtypen vergleichen lassen, kommen hier in erster Linie die Form-Gattungen *Neopanderodus* ZIEGLER & LINDSTRÖM sowie *Spathognathodus* BRANSON & MEHL in Frage. Das abgebildete, mit Rissen und Brüchen durchsetzte, aber nachträglich „verheilte", stark korrodierte Exemplar von *Neopanderodus* läßt relativ gut die Gattungsmerkmale (Grobstreifung, Längsfurche und Teile der basalen Runzelung) erkennen; die restlichen Einzahnformen sind hingegen an der Oberfläche stark überkrustet bzw. rekristallisiert und lassen außer dem groben Zahnumriß keinerlei Einzelheiten erkennen. Die drei abgebildeten Vertreter von *Spathognathodus* sind nahezu vollständig erhalten, sieht man von Details an der Oberkante der Zähnchenreihe ab, die stark rekristallisiert erscheint. Der Verlauf der Unterkante des Conodonten, die laterale Ausweitung des Basalhöhlenrandes und der Verlauf des Blattes (besonders Fig. 14) rechtfertigen unserer Meinung nach eine Bestimmung als „*Spathognathodus steinhornensis* s. l." nach der Form-Taxonomie. Diese Conodontenassoziation aus dem Fundpunkt „Nötsch" (*Neopanderodus* sp., *Spathognathodus steinhornensis* s. l.) deutet auf ein Silur-Unterdevon-Alter der Fundschicht; während jedoch die Einzahnform nach W. ZIEGLER & M. LINDSTRÖM 1971, W. ZIEGLER 1975 jüngeres Unterdevon vermuten läßt, spricht das Er-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

scheinungsbild der sp-Elemente eher für jüngstes Silur. Wir sind uns aber bewußt, daß durch tektonische Einwirkung sehr leicht sekundäre Merkmale betont sein können. Zusammenfassend meinen wir, daß der Fundpunkt „Nötsch" ein Alter um die Silur/Devon-Grenze hat; die Erhaltung und die wenigen guten Exemplare verbieten es aber, detailliertere Altersangaben zu machen.

Im Vergleich zum Vorkommen „Nötsch" ist der Erhaltungszustand der Conodonten aus dem Fundpunkt „Kühweg" deutlich schlechter. Es liegen zwar von hier ebenso wie vom östlichen Vorkommen Einzahn- und Astformtypen vor, doch überwiegen bei weitem Bruchstücke und solche Formen, die vollständig rekristallisiert sind. Aus diesem Grunde ist eine Zuordnung zu bekannten Form-Gattungen beinahe unmöglich oder mit großen Unsicherheiten behaftet. Eine Ausnahme bildet vielleicht das auf Taf. 3, Fig. 5 gezeigte Exemplar, das unschwer als „*Spathognathodus* sp." bestimmt werden kann. Die restlichen Astformen sind am ehesten an Vertreter der Form-Gattungen *Hindeodella* oder *Ligonodina* anzuschließen, eine Vermutung, die besonders durch die Ausbildung der Zähnchen gestützt wird. Wie erwähnt, ist die Oberflächen-Ornamentierung der Einzahntypen durch die starke Rekristallisation völlig zerstört. Eine Zuordnung zu bekannten Gattungen ist daher nicht möglich.

Nach den Einzahn- und Astformtypen könnte für das Vorkommen „Kühweg" auf ein Ordoviz- bis Devon-Alter geschlossen werden. Wir neigen dennoch in erster Linie der Annahme eines Silur-Alters hin, da in diesem Zeitraum erfahrungsgemäß Einzahn- und Astformtypen häufig gemeinsam auftreten und im Erscheinungsbild sich am ehesten mit unserem Material vergleichen lassen. Dazu kommt die abweichende lithologische Ausbildung zwischen den Vorkommen „Nötsch" und „Kühweg", die schon nach lithostratigraphischen Vergleichen kaum eine Altersgleichheit beider Fundschichten erwarten läßt. Die Deutung als Silur ist vorläufig eine subjektive Annahme; es ist zu hoffen, daß zukünftige Untersuchungen weiteres Material liefern und zu einer Bestätigung und Präzisierung dieser Meinung beitragen können.

In einer vergleichenden Betrachtung der beiden fossilführenden Vorkommen in den Quarzphylliten des Gailtales mit altersgleichen Entwicklungen der Karnischen Alpen ist auf der einen Seite zwar eine verblüffende Ähnlichkeit einzelner Horizonte festzustellen, andererseits zeigen sich aber auch deutliche Unterschiede zwischen beiden Gebieten. In erster Linie weichen die Quarzite und der häufige Wechsel von Serizitschiefern mit Schwarzschiefern ab, weiters die Karbonateinschaltungen und schließlich scheint die Mächtigkeit des vorliegenden Schichtstoßes ungleich größer als im Süden zu sein. Wir wissen derzeit noch nicht, welche Beziehung die im Hangenden auftretenden Grüngesteine zum basalen Profil von Kühweg haben; wie immer es sei, es ist schwierig, diese Gesteine mit bekannten Schichtfolgen der Karnischen Alpen zu parallelisieren und dafür zeitliche Äquivalente im klassischen Altpaläozoikum zu finden.

Westlich von Mauthen treten am Südrand des Kristallins Gesteine auf, die durch ihre Staurolith- und Granatführung deutlich abgrenzbar sind (Staurolithgranatglimmerschiefer, staurolithführende Gneise). In sie sind Schiefergneise mit Übergängen zu Augengneisen (das Gewebe wird hier von Mikroklinaugen durchsetzt), Pegmatitgneise, Bändergneise, „injizierte Amphibolite", plagioklasführende Biotitschiefer und Amphibolite eingeschaltet. Letztere bauen zusammen mit Granatglimmerschiefern die Nordzone auf. Der gesamte Westabschnitt zeigt relativ geringe Anzeichen von Diaphthorese (H. Heritsch & P. Paulitsch 1958, P. Paulitsch 1960).

Zur nördlich anschließenden Serie gehören neben ± stark diaphthoritischen Granatglimmerschiefern mit Übergängen zu glimmerführenden Quarziten (teilweise disthenführend), Muskowit- und Biotitquarzite, granatführende Schiefergneise bis aplitische Gneise (im Westteil weit verbreitet) sowie kleine Vorkommen von Amphiboliten. Bei Podlanig treten zudem chloritoidführende Granatglimmerschiefer auf. Alle Gesteine lassen mehr oder weniger deutlich eine Diaphthorese erkennen.

Der Augengneis von Dellach liegt in der Granatglimmerschieferserie. Er ist leicht verschiefert, was auch durch die Anordnung von Glimmer und Epidot angedeutet wird. Große Mikrokline (vorwiegend mit Karlsbader Zwillingen) und große Quarze bilden darin die Augen.

Charakteristischer Gemengteil sind gefüllte Albite. Darin unterscheiden sie sich von den Augengneisen bei Wetzmann am Eingang zur Gailschlucht, die vor allem nicht gefüllte, basische und trübe Plagioklase führen.

Die Baugeschichte des Gailtalkristallins kann zur Zeit noch nicht befriedigend erklärt werden. Ein Hauptgrund dürfte im Fehlen von radiometrischen Alterswerten liegen. Das paläozoische Alter von Teilen der Quarzphyllite und der Nachweis der vorpermischen Diaphthorese im Kristallin zeigen aber, daß die Entwicklung hauptsächlich im Paläozoikum stattgefunden hat. Die Vorstellung von F. P. Sassi et al. 1974, wonach ein vorvariszischer Para- und Orthogesteinskomplex von variszischen Pelitfolgen transgressiv überlagert und beide in variszischer Zeit metamorph überprägt worden wären, kann sich bisher noch nicht auf hinreichend gesicherte feldgeologische und radiometrische Grundlagen stützen.

II. 2.9 Quarzphyllite im Goldeck-Kreuzeck-Kristallin

Für die Quarzphyllite des Goldeck- und Kreuzeck-Kristallins gelten ähnliche Feststellungen wie für das südliche Gailtalkristallin. Während ältere Übersichten lediglich kursorisch die Verbreitung von Glimmerschiefern erwähnten und Beobachtungen über Lagerstätten mitteilten, setzte die systematische Bestandsaufnahme erst mit G. Geyer 1901b ein, der das Goldeckgebiet in ein kristallines Grundgebirge, paläozoische Tonschiefer (Grauwackenschiefer, quarzitische Schiefer) und gelblichen Quarzit gliederte. Zum Grundgebirge rechnete er einerseits Glimmerschiefer mit Einlagerungen von Amphiboliten, Pegmatiten und Marmoren, andererseits Quarzphyllite und damit verbundene Grünschiefer sowie Graphitschiefer. Nach G. Geyer 1901b: 117 lagern die paläozoischen Tonschiefer örtlich diskordant den Phylliten auf. Ihre Ähnlichkeit mit ordovizischen Schiefern in den Karnischen Alpen deutet wohl ein altpaläozoisches Alter an, doch läßt die Nähe zum Karbon von Nötsch auch ein unterkarbones Alter möglich erscheinen.

R. Schwinner 1927, 1943, 1951 beschäftigte sich gleichfalls in kurzen Notizen mit dem Goldeck- und Kreuzeck-Kristallin. Analog G. Geyer 1901b: 115 wurde auch von ihm wiederholt die Gleichartigkeit beider Kristallinkomplexe betont. Nach R. Schwinner 1927: 337 gehört der kristalline Sockel an der Nordseite des Goldeck zum Millstätter Seenkristallin. Darüber folgen Hellglimmerschiefer mit Granaten, Marmore und seltener Amphibolite. Wichtig für spätere großtektonische Überlegungen scheint die bereits von R. Schwinner 1927: 338 angenommene Störungszone mit Diaphthorese unter der Goldeckhütte zu sein, die im Verlauf einer dreitägigen Übersichtsbegehung (!) erkannt wurde. Über diese Folge legt sich nach R. Schwinner in einem „makroskopisch sehr einleuchtenden Übergang" der Phyllit in einer typischen Grauwackenserie. Zuoberst ist hier ein Bänderkalk eingeschaltet, der dem Habitus nach zum alpinen Devon gehört (R. Schwinner 1927: 339, 347). Vom Phyllit sind allerdings schwarze Tonschiefer abzutrennen, da sie jüngeren Alters sind (Silur oder Karbon).

R. Schwinner 1936: 119 stellte die o. a. Grauwackenphyllite zur Serie IIIa; der jüngeren Serie IIIb entsprechen die als paläozoisch aufgefaßten hangenden Schiefer.

Der Begriff der „Südlichen Grauwackenzone" wurde von R. Schwinner 1943: 148 eingeführt, der im Goldeckkristallin –

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

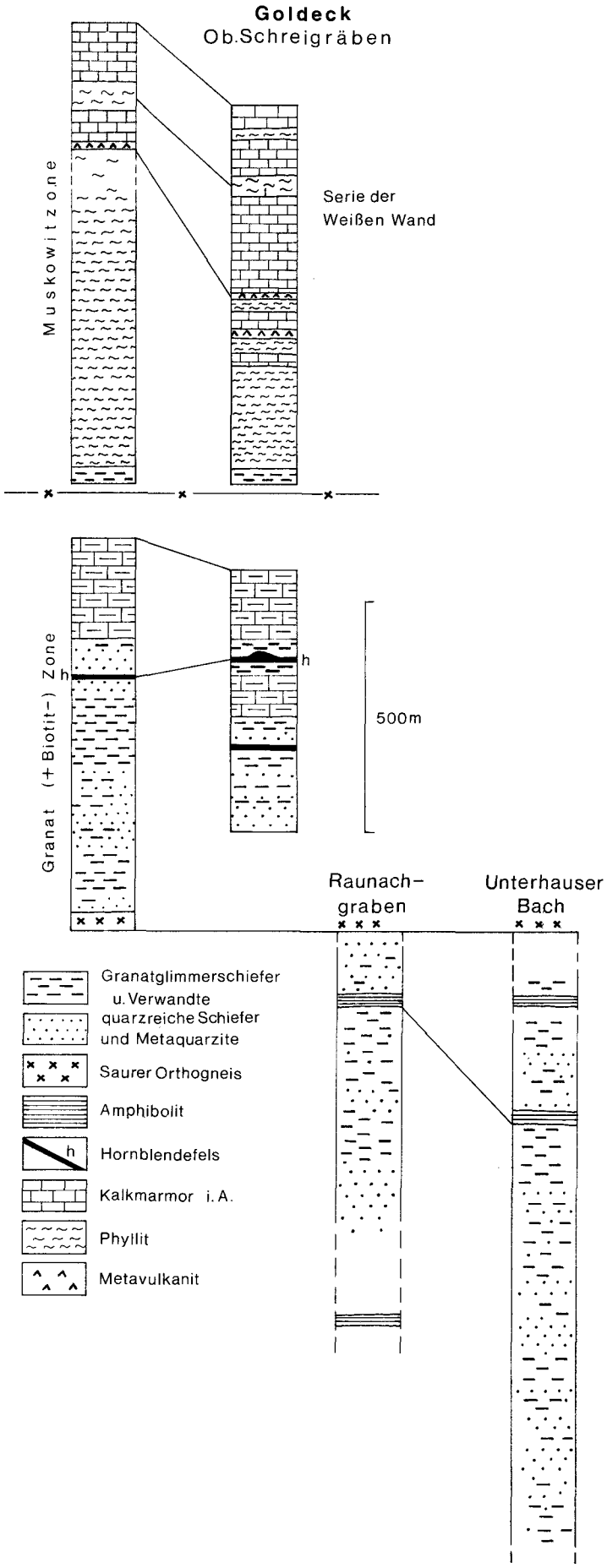


Abb. 10: Zusammengesetztes Säulenprofil durch das Goldeckkristallin südlich Spittal a. d. Drau (aus A. DEUTSCH 1978, umgezeichnet).

wie in älteren Arbeiten – die Gesteine der Quarzphyllitgruppe und die Tonschiefer mit altpaläozoischen Gesteinen der Nördlichen Grauwackenzone parallelisierte. An ihrer Basis ist nur ein scheinbarer Übergang in die Glimmerschiefer des Altkristallins, der auf die gemeinsame Durchbewegung des Liegenden mit dem Hangenden zurückzuführen ist. Daraus leitete R. SCHWINNER die später immer wiederkehrende Modellvorstellung ab, daß im Altkristallin eine rückschreitende Metamorphose (Diaphthorese) wirksam sei, während die paläozoischen Hangendteile progressiv metamorph wurden (S. 149). In der gleichen Arbeit wurden auch die Kalkdolomite der „Weißwände" als eine dem ursprünglichen Bau des Altkristllins fremde Einschuppung gedeutet und ein Zusammenhang mit Schiefern in der Kreuzeckgruppe (Lessnig, Radlberg, Gaugenbühel, Emberger Alm) vermutet.

Den Bau der Goldeckgruppe gliederten F. ANGEL & E. KRAJICEK 1939 in drei Einheiten, deren Metamorphosegrad von Norden nach Süden abnimmt: 1) Im N liegt das eigentliche Altkristallin mit mesozonal metamorphen Gesteinen; 2) daran schließt die zweigeteilte Quarzphyllitgruppe an, deren tieferer Teil durch Marmore, Metadiabase und graphitische Schiefer gekennzeichnet ist, während darüber gering metamorphe Tonschiefer mit Diabaseinschaltungen folgen; Karbonate fehlen hier; 3) im Süden ist das Permo-Mesozoikum des Drauzugs den zuletzt genannten Schiefern aufgeschoben. Nach den beiden Bearbeitern wurde zwischen den Quarzphylliten und den Tonschiefern ein tektonischer Kontakt angenommen (vgl. G. GEYER 1901 b).

In der geologischen Übersichtskarte von Kärnten (W. FRITSCH 1962 b) wurde für die Tonschiefer ein Ordoviz-Devon-Alter angenommen (vgl. auch O. FRIEDRICH & E. KRAJICEK 1952); durch den Transgressionsverband Perm/Phyllit konnte durch W. FRITSCH 1961 b der Nachweis der voralpidischen Metamorphose der Phyllite erbracht werden (vgl. CH. EXNER 1974).

Eine teilweise Übereinstimmung mit W. FRITSCH ergaben die geologisch-lagerstättenkundlichen Untersuchungen von L. LAHUSEN 1969, 1972 in der Goldeck- bzw. Kreuzeckgruppe. Danach sind die großen Übereinstimmungen des Edukts, der stratigraphischen Abfolge, die Vererzungen und die gemeinsame Deformation aller drei Schieferserien der wesentliche Hinweis für die Annahme des gleichen Alters der drei verschieden metamorphen Komplexe (L. LAHUSEN 1969: 108), die nach regionalen Vergleichen in den Zeitraum Ordoviz bis Devon gestellt wurden.

In der Detailbearbeitung der kristallinen Komplexe der zentralen und östlichen Goldeckgruppe durch CH. EXNER et al. 1976 und A. DEUTSCH 1976, 1978 konnte das von L. LAHUSEN (lit. cit.) vermutete Alter bestätigt und durch weitere lithostratigraphische Vergleiche überzeugend begründet werden. Danach besteht der Kristallinkomplex des Goldeck aus einer dreimaligen, nicht immer vollständigen Wiederholung pelitisch-psammitischer, vulkanogener (basisch + sauer) und karbonatischer Schichtglieder, die zwar laterale Schwankungen zeigen, sich aber in auffallender Weise in der Profilabfolge miteinander korrelieren lassen (Abb. 10). In variszischer Zeit wurde nach Ansicht der beiden Bearbeiter (lit. cit.) die gesamte, wohl um 1500 m mächtige Abfolge vom Ordoviz bis Devon in Decken und Schuppen gelegt und anschließend von einer nach oben hin abklingenden Metamorphose erfaßt. Nach A. DEUTSCH 1978 kann das Metamorphoseprofil als kontinuierlich und relativ ungestört aufgefaßt werden. Weitere Hinweise für einen einzigen, gleichzeitigen Metamorphose-Hauptakt in variszischer Zeit geben Mineralelongationen und die seltenen B-Achsen, die etwa E–W streichen.

Eine jüngere, retrograde, selektiv wirkende Mineralumprägung mit Chloritisierung des Granat, Biotit und Hornblende sowie Trübungen in den Feldspäten war nach A. DEUTSCH vermutlich in alpidischer Zeit im Goldeckkristallin wirksam.

Die Kreuzeckgruppe erstreckt sich in west-östlicher Richtung zwischen dem Mölltal im Norden und dem oberen Drautal im

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Süden. Sie setzt sich über den Iselsberg nach Westen in die Schobergruppe und östlich des Drauknies bei Sachsenburg in die Goldeckgruppe fort. Der Nordteil streicht über das Mölltal in die Sadniggruppe, die ihrerseits über das obere Mölltal mit der Schobergruppe in Verbindung steht.

Zum geologischen Bau und zum Gesteinsbestand des Kristallins der Kreuzeckgruppe finden sich im Schrifttum nur wenige Hinweise. Ältere Aufnahmsberichte liegen von H. BECK 1930–1939 vor, doch wurde der Gesamtraum bisher weder zusammenfassend dargestellt noch großmaßstäblich kartiert.

Nach H. BECK kann dieses Kristallin wie folgt beschrieben werden: Im Norden treten in einem bis 5 km breiten Streifen zuunterst hochmetamorphe Gesteine auf. An diese Paragneisserie („Salzkofelserie") schließen Granatglimmerschiefer an, die das Hauptgestein des Kreuzeckkristallins bilden. Am Südrand sind um Greifenburg schließlich Quarzphyllite verbreitet. Örtlich lagert diesen Serien Permomesozoikum auf (Gödnachgraben, Gnoppnitztörl; vgl. CH. EXNER 1956a, b, 1962). Stellenweise ist der Transgressionsverband tektonisch überarbeitet.

Nach CH. EXNER 1955 entspricht die nördliche Paragneisserie den um Spittal/Drau und dem Millstättersee vorkommenden Gesteinen. Es sind granatführende Zweiglimmerplagioklasgneise, die Glimmerschiefer, Mikroklin-Augengneise, Quarzite, Amphibolite und Marmorbänder eingelagert haben (E. R. OXBURGH 1966). Diaphthorese ist im Randbereich gegen das Mölltal zu beobachten; wie Glimmeralter nachweisen, dürfte sie auf geotektonische Ereignisse in der Oberkreide zurückgehen (vgl. R. A. CLIFF et al. 1971: 244ff.).

An die basale, relativ schmale Nordzone schließt nach CH. EXNER 1955 durch Zunahme von Granatglimmerschiefern das Hauptgestein des Kreuzeckkristallins an. Untergeordnet finden sich in den Glimmerschiefern Einlagerungen von Amphibolitbändern, Grünschiefer, Hornblendegarbenschiefer oder, wie im Raum südlich des Strieden, ein etwa 20 m mächtiger heller Kalkmarmorzug. Aplit-, Pegmatit- und Augengneise sind in dieser Serie auf den Bereich nördlich des Kreuzeck beschränkt.

In einer eingehenden Arbeit beschrieb F. ANGEL 1930 einzelne Gesteinstypen der Glimmerschiefer- und Paragneisserie. Er erkannte hier Ähnlichkeiten mit meso- und katazonalen Gesteinen des Mittelsteirischen Kristallins und der Schobergruppe. Zu den hochmetamorphen Gesteinen gehören im Teuchlgraben Abkömmlinge eklogitischer Gesteine (granat- und hornblendereiche Zoisitamphibolite), die sich nach F. ANGEL's Ansicht von reinen Eklogiten mit Omphacit-Granat-Paragenesen aus der Schobergruppe (Schleinitzen) herleiten lassen. In der Kreuzeckgruppe fallen diese Vorkommen etwa mit der Verbreitung der Paragneisserie im Norden der Linie Sachsenburg–Möllkopf–Gößnitz zusammen. Zuletzt berichtete H. MEIXNER 1971, 1974 aus diesem Komplex über Andalusitvorkommen und ihre Paramorphosierung nach Disthen sowie Glimmerpseudomorphosen nach Cordierit.

In den epizonal metamorphen Schiefern am Südrand der Kreuzeckgruppe liegen bei Rabant, Glatschach, Lessnig und Radlberg alte Antimonit-, Zinnober- und Scheelit-Bergbaue. Nach L. LAHUSEN 1969, 1972 steht die schichtgebundene Vererzung in einem genetischen Zusammenhang mit roteisenführenden Metadiabasen, ihren Tuffen und schwarzen Kieselschiefern, die nach Vergleichen mit fossilbelegten Schichtfolgen dem Zeitraum Oberordoviz bis Silur entsprechen dürften (L. LAHUSEN 1969, 1972). Wie im benachbarten Goldeckkristallin, aber mengenmäßig zurücktretend, schalten sich auch im Kreuzeckgebiet im hangenden Teil der erzführenden Serie mehrere bis 50 m mächtige Dolomit- und Kalkmarmorlagen ein, die in der bereits von R. SCHWINNER 1943 angenommenen streichenden Fortsetzung der „Weißwände" liegen. Schon H. BECK 1934, 1936 hielt sie für Paläozoikum.

Neben lithostratigraphischen Vergleichen und lagerstättenkundlichen Überlegungen konnte sich die Alterseinstufung der phyllitischen Komplexe und ihrer höher metamorphen Äquivalente auch auf wenige, schlecht erhaltene Fossilreste stützen. So erwähnten L. LAHUSEN 1969: 69, 109, 110; L. LAHUSEN 1972: 38 aus Karbonatgesteinen bei Lessnig und bei Zlan Mikroproblematica, Gastropodenreste und Crinoidenstielglieder; letztere fanden sich auch im mächtigen, hell gebänderten Marmorzug oberhalb von Lind (NE Gugghütte), der bisweilen graphitische Zwischenlagen führt und eine auffallende lithofazielle Übereinstimmung mit den Bretsteinmarmoren aufweist (A. DEUTSCH 1977, 1978). Die Funde beweisen, daß die Karbonatgesteine nicht älter als Kambrium sein können und sehr wahrscheinlich jünger als Ordoviz sind.

Die von L. LAHUSEN vorgenommenen Conodontenuntersuchungen an Karbonatgesteinen blieben ohne positive Ergebnisse. Dennoch wurden vom Verf. in Zusammenarbeit mit den Lokalbearbeitern weitere Proben im Goldeck- und Kreuzeck-Kristallin entnommen, die sich auf folgende Lokalitäten verteilen und mit einer Ausnahme bisher negativ verliefen:

Goldeck-Südhang:

Probenpunkt 66: Pr. G 19/74 vom Osthang der Kapeller Alm in H 1784 m;

67: Pr. O 15/74–O 18/74 aus einem Karbonatprofil W Gehöft Steiner (H 1280 m, Koordinaten 13°28'20"; 46°44'24"). Eine detaillierte Profilbeschreibung gab A. DEUTSCH 1978: 279;

68: Pr. 29/74 von der Nordflanke des Tiebelbaches in H 1310 m am Güterweg Tiebelbach-Gusenalm (13°27'45"; 46°44'20");

69: Pr. F 30/74 im Graben westlich des Gehöfts Steiner in H 1315 m (13°28'18"; 46°44'26");

70: Pr. F 22/74, etwa 100 m SE Marterl („weiße Wand") in H 1870 m östlich Martenock (13°28'56"; 46°45'20");

71: Pr. F 26/74 vom nördlichen Seitengraben des Tiebelbaches gegen Pkt. 1394 in H 1075 m (13°28'55"; 46°44'15");

72: Pr. F 4/74 im gleichen Graben in H 1495 m (13°28'56"; 46°44'45");

73: Pr. N 1/75 etwa 350 m südwestlich Pkt. 1583 in H 1545 m (13°29'25"; 46°44'50");

74: Pr. N 3/75 im Graben östlich Gehöft Steiner in H 1305 m (13°28'18"; 46°44'25");

75: Pr. N 5/75, N 6/76 an der Nordflanke des Tiebelbachs am Weg zum Gehöft Rauter/Obernageler, ca. 300 m östlich der Brücke (13°28'48"; 46°44'18");

76: Der bisher einzige Fundpunkt von Conodonten liegt ca. 50 m unter der Fahrstraße, die von Zlan in nordwestliche Richtung nach Hollernach führt und zwar 1,5 km nach Zlan. Es handelt sich um eine im Wald kaum in Erscheinung tretende Rippe aus dunklen, wenig gebänderten Kalken, die nach mdl. Mitt. von H. HEINZ im Liegenden graphitische Schiefer führen.
Es ist sehr wahrscheinlich, daß es sich bei diesem Horizont um den gleichen handelt, der in einer Mächtigkeit von ca. 8 m im Liegenden des Magnesitlagers Tragail (vgl. L. LAHUSEN 1969, Abb. 4; 1972: 35; mdl. Mitt.) innerhalb von quarzitischen Glimmerschiefern bis Phylliten auftritt bzw. 200 m östlich Hollernach die Fahrstraße quert. Hier werden die Kalke ebenfalls von Schwarzschiefern begleitet.

Im Rahmen conodontenstratigraphischer Untersuchungen wurden auch die von O. FRIEDRICH 1963: 68, 70 erwähnten gering metamorphen Graphitquarzite und Kalke nordöstlich der Goldgrubenscharte in der Kreuzeckgruppe auf Conodonten getestet (Probenpunkt 77). Nach L. LAHUSEN 1969: 67 handelt es sich um eine Wechselfolge von verschiedenen geringmächtigen Kalken, Kalkschiefern, phyllitischen Glimmerschiefern, kohlenstoffreichen Phylliten und einem Lydit-ähnlichen Gestein. Die bisherigen Arbeiten lieferten keinen Fossilnachweis.

Die auf Taf. 6 Fig. 1–3 abgebildeten Conodonten von Probenpunkt 76 repräsentieren Einzahn- und Astformtypen. Wie aus den Röntgenspektrometer-Aufnahmen hervorgeht, besteht an der Conodontennatur der überlieferten organischen Reste zwar kein Zweifel, doch verbietet die extrem schlechte Erhaltung einen Vergleich mit bekannten Formen sowie jede nähere Altersaussa-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

ge. Immerhin kann mit einiger Sicherheit festgestellt werden, daß die bis jetzt vorliegenden Conodontenreste nicht im Widerspruch zur bisherigen Altersannahme dieses Gesteinskomplexes liegen und damit das altpaläozoische Alter von Teilen der Quarzphyllitgruppe im Goldeck- und Kreuzeck-Kristallin als erwiesen gelten kann.

II. 2.10 Innsbrucker–Telfser–Landecker–Steinacher-Quarzphyllite

Wie großtektonische Überlegungen und Detailuntersuchungen gezeigt haben (A. TOLLMANN 1963b, O. SCHMIDEGG 1964, V. KNEIDL 1971, H. MOSTLER 1973), gehören die oben genannten Vorkommen von Quarzphylliten südlich des Inn zwar verschiedenen großtektonischen Einheiten an, doch können sie miteinander auf Grund ihres Gesteinsinhaltes verglichen werden. Das mag auch einer der Gründe gewesen sein, weshalb R. v. KLEBELSBERG 1935 diese Vorkommen zur „Grauwackenzone im weiteren Sinne" zusammenfaßte oder O. SCHMIDEGG 1970: A 59 für die Tuxer Phyllite noch eine Verbindung mit der Grauwackenzone annahm und ähnlich H. MOSTLER 1973: 263 einzelne Schichtglieder beider Einheiten nach lithostratigraphischen Kriterien parallelisierte. Dennoch bestehen zwischen dem Tiroler Raum der Nördlichen Grauwackenzone und den im Süden anschließenden bzw. am Nordrand des Ötz- und Silvretta-Kristallins verbreiteten Quarzphyllitkomplexes Unterschiede. Sie betreffen in erster Linie den Gesteinsbestand und nach unserer Auffassung weniger den Altersumfang (vgl. V. KNEIDL 1971: 30).

Die Innsbrucker Quarzphyllite, gleichgültig, ob man den Ansichten von U. LAGALLY & H. MILLER 1974 und H. MILLER 1977 („Randphyllit Serie") oder O. SCHMIDEGG 1971, V. KNEIDL 1971 und H. MOSTLER 1973 bezüglich der Südgrenze folgt, bauen südlich Innsbruck einen 13–15 km breiten Streifen von progressiv metamorphen Gesteinen auf, die eine starke postkristalline Durchbewegung bis ins Korngefüge zeigen und daher teilweise als Phyllonite bezeichnet werden. Äußerlich sind diese Gesteine intensiv kleingefältelt und extrem geschiefert. Als sedimentäre Einlagerungen finden sich bis 50 m mächtige Kalke bis Kalkmarmore, Dolomite, Magnesite, Eisendolomite (= ankeritische Dolomite), weiters Grünschiefer (= Hornblende- und Chloritschiefer), Graphitschiefer und schließlich auch geringmächtige Porphyroide (R. v. KLEBELSBERG 1935, O. SCHMIDEGG 1951, V. KNEIDL 1971, M. ENZENBERG-PRAEHAUSER 1976: Taf. 7, u. a.).

Über die primär-stratigraphische Position dieser Zwischenschaltungen können derzeit kaum Aussagen gemacht werden, sieht man von dem einzigen biostratigraphischen Fixpunkt in der Scheelit-Magnesit-Lagerstätte Tux ab, in der R. HÖLL & A. MAUCHER 1968 und H. MOSTLER 1973 Conodonten nachweisen konnten, die in den oberen Partien noch Unterems belegen. Ob damit die Vorstellungen von R. v. KLEBELSBERG 1935: 127, V. KNEIDL 1971: 7 und H. MOSTLER 1973: 263 bestätigt werden konnten, die im Süden generell jüngere Schichtglieder des Innsbrucker Quarzphyllits gegenüber einem älteren, nördlichen Bereich vermuteten, sei dahingestellt. Fest steht, daß südlich Innsbruck innerhalb der basalen Quarzphyllite recht häufig Bänderkalke vorkommen, die eher den Eindruck silurisch-devonischer Niveaus machen (Conodontentests des Verf. in Kalken bei Igls verliefen bisher ergebnislos).

Im einzigen biostratigraphischen Anhaltspunkt, dem Dolomit-Magnesit-Profil der Lagerstätte Tux, vertritt die Karbonateinschaltung nach den Angaben bei R. HÖLL & A. MAUCHER 1968: 7 und H. MOSTLER 1973: 264 den Zeitraum Obersilur (silu-ricus-Zone) bis Unterems. Die Karbonate sind damit jünger als die unterlagernden, etwa 3 m mächtigen scheelitführenden Schwarzschiefer, die ohne scharfe Grenze aus den „Liegenden Phylliten" mit ihren Einschaltungen von Metadiabasen hervorgehen. Während R. HÖLL & A. MAUCHER jedoch für die Metallzufuhr den naheliegenden Zusammenhang mit dem wenig älteren basischen Vulkanismus sahen, nahm H. MOSTLER für die Magnesitentstehung einen spätdiagenetischen oder metamorphen Prozeß an und verwies auf die Nördliche Grauwackenzone, in der basische Vulkanite nur im Liegenden der oberordovizischen Porphyroide bekannt sind.

Dieser Meinung stehen eine Reihe von Befunden entgegen, die die Deutung im Sinne von R. HÖLL & A. MAUCHER 1968 wahrscheinlicher erscheinen lassen. So vollzieht sich der Übergang aus den liegenden Phylliten allmählich und wird durch dunklere Partien angezeigt; für das „Tuxer Paläozoikum" ist die enge Nachbarschaft von Kalken und Grünschiefern auffallend (vgl. M. ENZENBERG-PRAEHAUSER 1976: 167, Taf. 7); für eine Reihe basischer Vulkanithorizonte in den Ostalpen (u. a. in der Steirischen Grauwackenzone) konnte in letzter Zeit durch Conodonten ein Silur-Alter sichergestellt werden (vgl. Tab. 3); in Grünschiefer-Fazies-Räumen ist seit langem ein Nebeneinander von Schwarzschiefern und basischen Vulkaniten bekannt; schließlich muß auch die Tatsache hervorgehoben werden, daß die Innsbrucker Quarzphyllite und der Tiroler Raum der Nördlichen Grauwakkenzone bereits in paläozoischer Zeit weit auseinandergelegen haben müssen und deshalb lithostratigraphische Vergleiche problematisch sind.

Zusammenfassend meinen wir, daß nach den bisher zur Verfügung stehenden wenigen Daten das altpaläozoische Alter für Teile des Innsbrucker Quarzphyllitkomplexes sichergestellt ist. Aus dem sehr uneinheitlichen Charakter der Quarzphyllite könnte vielleicht geschlossen werden, daß der nördliche Anteil gleichfalls von altpaläozoischen Gesteinen aufgebaut wird.

Bekanntlich lagern im Gipfelbereich des Patscherkofels und des östlichen Glungezer über den Quarzphylliten altkristalline Gneise und diaphthoritische Glimmerschiefer mit Einlagerungen von Amphiboliten und Marmoren. Nach O. SCHMIDEGG 1951, 1964 und F. PURTSCHELLER 1971: 98 entsprechen sie dem Altkristallin der Ötz- und Silvrettamasse, obwohl sie durch eine Zone phyllitischer Gneise bzw. Übergänge mit den Innsbrucker Quarzphylliten verbunden sind (O. SCHMIDEGG 1964: 40). Während O. SCHMIDEGG sie als verkehrt liegende Serie (überschlagene Falte) deutete, faßte A. TOLLMANN sie als mittelostalpine Deckscholle über dem unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllit auf.

Nach O. SCHMIDEGG 1964: 34, 42 werden die Quarzphyllite südlich Telfs (Flaurling) über 1 km breit. Sie gehen nach S allmählich über Granatphyllite–Phyllitglimmerschiefer und Glimmerschiefer in Gneise über (TH. OHNESORGE 1905a). Diese Beobachtung veranlaßte O. SCHMIDEGG, sie als ursprüngliche sedimentäre Auflage der Gneise des Ötzkristallins zu deuten. Dieser Ansicht hielten S. HOERNES & F. PURTSCHELLER 1970: 487 entgegen, daß in den phyllitischen Gesteinen Relikte einer älteren, höheren Metamorphose auftreten, die sie mit Bewegungsbahnen am Nordrand des Altkristallins in Zusammenhang brachten. Wie jedoch Neuaufnahmen eines Profils westlich des Flaurlinger Tales durch A. NOWOTNY 1977 gezeigt haben, treten vor allem im Liegenden durchwegs progressiv metamorphe Tonschieferabkömmlinge auf, weiters Grünschiefer, karbonatführende Plagioklas-Chloritphyllite, Serizitphyllite sowie im Gebiet südlich von Pfaffenhofen einzelne bis 12 m mächtige Bändermarmore und helle Dolomite, die allesamt nur Anzeichen einer schwachen Metamorphose aufweisen.

Probenpunkt 78: Hinterried südlich Pfaffenhofen (Koordinaten 11°5'15"; 47°17'35"). Es handelt sich um 2 Proben aus der unteren, 12,5 m mächtigen Bänderkalklinse und aus dem durch Quarzphyllite getrennten, oberen 2 m mächtigen Horizont. In keiner der Proben konnten bisher Fossilien nachgewiesen werden.

Nach A. NOWOTNY treten hangend zu diesen Gesteinen in einer Störungszone granatführende Phyllite auf; vereinzelt sind hier Serpentinlagen eingeschaltet. Erst darüber folgen die von

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

TH. OHNESORGE 1905a oberhalb von Hatting beschriebenen Amphibolite, die nach A. NOWOTNY als Abkömmlinge von Eklogiten angesehen werden können. Sie gehören wie die nachfolgenden Paragesteine bereits dem eigentlichen Ötzkristallin an.

Westlich von Telfs finden sich ab Roppen nach einer kurzen Unterbrechung wiederum phyllitische Gesteine, die sich am Nordrand der Ötz- und Silvrettamasse über den Arlberg fortsetzen. Während W. HAMMER 1919, O. AMPFERER 1930 und O. SCHMIDEGG 1959, 1964 die unter der Bezeichnung „Landecker Quarzphyllite" bekannten Gesteine mit den Innsbrucker Quarzphylliten gleichsetzen, faßten S. HOERNES & F. PURTSCHELLER 1970 und F. PURTSCHELLER 1971 sie auf Grund älterer Formrelikte als diaphthoritisches Altkristallin auf. Nach dieser Vorstellung gehören zumindest große Teile des Landecker Quarzphyllits zur Ötz- bzw. Silvrettamasse. Als Stütze ihrer Argumentation führten die beiden Autoren die Einlagerungen von Amphiboliten, Muskowitgranitgneisen sowie Augengneisen an, die in dieser Ausbildung im benachbarten Hochkristallin vorkommen.

Geologische Befunde von O. SCHMIDEGG 1959 und das Vorkommen von Staurolithrelikten in einer ausschließlich südlichen Zone (S. HOERNES & F. PURTSCHELLER 1970) sprechen nach Ansicht des Autors gegen die Deutung von S. HOERNES & F. PURTSCHELLER: Im Gegensatz zu den Verhältnissen bei Telfs wies nämlich O. SCHMIDEGG 1964: 35 darauf hin, daß die stark postkristallin durchbewegten Landecker Quarzphyllite mit steil südfallenden Bewegungsflächen an die Biotitgranitgneise des Ötztalkristallins grenzen. Die von W. HAMMER 1919 als im Eruptivverband mit den Quarzphylliten gedeuteten Augengneiseinlagerungen werden nicht von Paragneislagen begleitet und stellen nach O. SCHMIDEGG 1964: 43 Einschuppungen dar. Charakteristische sedimentäre Zwischenschaltungen sind hingegen feldspatreiche Zonen („Zone von Steinhof"), geringmächtige Amphibolite (nach W. HAMMER 1924: 50 Chloritschiefer), weiters Kalk- und kleine Dolomitschollen sowie mehrere, bis 20 m mächtige Schwarzschiefer- bis Graphitphyllitlagen (vgl. O. SCHMIDEGG 1959: 360, 383, Taf. X), die besonders im TIWAG-Stollen von Prutz nach Imst angetroffen wurden.

Von diesem Phyllitkomplex ist weiters ein nördlicher Bereich abzutrennen, der sich zwischen der Basis der Kalkalpen und dem eigentlichen Quarzphyllit einschaltet (vgl. auch R. v. KLEBELSBERG 1935: 128). Diese bis 400 m mächtige, dunkle Schieferzone steht nach O. SCHMIDEGG 1959, 1964 im Raum Arzlair im Wechsel mit Verrucano, im Süden hingegen ist sie mit Quarzphyllit verschuppt. Auf Grund dieser Verhältnisse leitete O. SCHMIDEGG die Zugehörigkeit zur Nördlichen Grauwackenzone ab.

Obwohl im Landecker Quarzphyllitkomplex jeder positive Fossilnachweis fehlt, soll im folgenden der Versuch einer – bewußt durch subjektive Momente stark beeinflußten – Zuordnung zu bekannten, schwach metamorphen Schichtfolgen des ostalpinen Paläozoikums durchgeführt werden, um zu einer neuerlichen Befassung mit diesem Problem anzuregen:

Nach den aus diesem wie aus dem Raum des Montafon mitgeteilten Beobachtungen (H. MOSTLER 1972a) könnte vermutet werden, daß die im Wechsel mit Verrucano stehende und nach O. SCHMIDEGG 1959 häufig Quarzgerölle-führende Zone im Norden der Quarzphyllite die permokarbone Basalserie der Nördlichen Kalkalpen darstellt. Daran schließt nach Süden – in Form eines ursprünglichen Transgressionsverbandes, der heute tektonisch überarbeitet ist – die Hauptmasse der Landecker Quarzphyllite an, die sedimentär (vom jüngeren zum älteren) Karbonatlinsen, Chloritschiefer (nördlich Gschwent), Graphitschiefer sowie albitreiche Schiefer (= gneisige Zone von Steinhof) eingelagert haben. Wie immer die südlich folgenden Granitgneise zwischen Wenns und Venet gedeutet werden, ob im Eruptivverband oder als tektonische Einschuppung, sie nehmen eine tiefere Position ein, nämlich zwischen der Phyllitgneiszone von Piller (W. HAMMER 1919) und den offensichtlich progressiv metamorphen, altpaläozoischen Landecker Quarzphylliten. Letztere führen nach W. HAMMER 1924: 49 gegen ihren Südrand häufiger Granaten als im Norden. Die bisher – leider ohne genauere Ortsangaben – von. S. HOERNES & F. PURTSCHELLER 1970: 487, 488, F. PURTSCHELLER 1971: 98 erwähnten Relikte einer älteren, höheren Metamorphose beschränken sich anscheinend auf die Phyllitgneiszone von Piller, die von O. SCHMIDEGG 1964: 37 als „sedimentär begründete Übergangszone zwischen Quarzphylliten als jüngere Serie und altkristallinen Gneisen als Unterlage" gedeutet wurde, wahrscheinlich aber als Streß- und Bewegungszone über der Trias von Puschlin und der Thialspitze in den ostalpinen Deckentransport besonders einbezogen wurde (vgl. A. TOLLMANN 1963b: 79).

Wie die oben behandelten Quarzphyllite weisen auch die Quarzphyllite der Steinacher Decke offensichtlich horizontbeständige Einschaltungen von Eisendolomit auf. Sie bauen nach O. SCHMIDEGG 1949: 5 die obersten Lagen gegen das transgressiv auflagernde Karbon auf, das freilich im Grenzbereich zu den Quarzphylliten mit diesen verschuppt sein kann. Aus der scheinbar direkten Einlagerung von Karbon im Quarzphyllit schlossen F. E. SUESS 1894: 591 und H. DÜNNER 1934 auf ein karbones Alter der Steinacher Quarzphyllite.

R. v. KLEBELSBERG 1935: 153 und O. SCHMIDEGG 1949: 5 hoben die Gemeinsamkeiten zwischen den Innsbrucker und den Steinacher Quarzphylliten hervor. Danach handelt es sich bei letzteren ebenfalls um gleichförmige, graue bis grünlichgraue, von Quarzflasern und Quarzadern durchsetzte und von Serizithäuten durchzogene phyllonitische Schiefer, die allgemein postkristallin deformiert sind. Neben Eisendolomitlinsen (in auffallender Häufigkeit) schalten sich in die Quarzphyllite schwarze, kohlenstoffführende Schiefer bis Graphitphyllite, weiters Chloritschiefer, Hornblendediabasgänge und vereinzelt Magnesite ein (F. v. KERNER 1911, R. SCHWINNER 1925a, O. SCHMIDEGG 1949, H. KÜBLER & W.-E. MÜLLER 1962, F. PURTSCHELLER 1971).

Der gesamte Quarzphyllitkomplex und das transgressiv darüberliegende Oberkarbon überlagert tektonisch als „Steinacher Decke" das Brennermesozoikum beiderseits des Gschnitztales. Dabei drang der Quarzphyllit lokal in die mesozoischen Kalke, wie umgekehrt Späne von Brennermesozoikum in die Steinacher Decke eingeschuppt wurden (F. v. KERNER 1911, H. KÜBLER & W.-E. MÜLLER 1962: 215, 220).

Als Alter dieser Gesteinsgesellschaft wurde bisher nach Analogieschlüssen Paläozoikum angegeben; nach O. SCHMIDEGG 1949: 17 ist der Quarzphyllitkomplex „sicher älter als Oberkarbon".

Unsere Conodontenproben stammen aus Eisendolomiten, die am Forstweg von Trins zu den Truna Hütten, ca. 300 m nordöstlich der ersten Hütte, anstehen. Es handelt sich um ein über 10 m mächtiges Vorkommen rostbraun verwitternder, ankeritischer Dolomite, die dunklen, pigmentreichen phyllitischen Schiefern eingeschaltet sind (Probenpunkt 79; ohne Ergebnis).

II. 2.11 Quarzphyllite im Unterengadiner Fenster

Im Unterengadiner Fenster folgt über den „Basalen Bündnerschiefern" des zentralen Teiles und der „Serie von Champatsch" (= „Pfundser Serie" bzw. „Pezid Serie" nach I. THUM 1970) gegen den nördlichen Fensterrand zu eine Schuppenzone, die von R. STAUB , J. CADISCH und W. MEDWENITSCH stets als unterostalpines Element angesehen wurde und von I. THUM 1970: 66 als tektonisches Äquivalent der Tasna-Decke erkannt wurde. Diese Zone enthält im südwestlichen Fensteranteil eine Schichtfolge vom Kristallin bis in den Flysch; nach Norden löst sich diese Folge aber in eine Schollenreihe aus klastischen und karbonatischen Gesteinen auf, die je nach tektonischer Verschuppung, Anschoppung oder Reduktion 300–800 m mächtig wird.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die genannte unterostalpine Schichtfolge umfaßt hauptsächlich mesozoische Schichtglieder und daneben auch geringmächtiges Jungpaläozoikum (W. HAMMER 1915, W. MEDWENITSCH 1953, I. THUM 1970). Während W. HAMMER , S. 522, über den Bündnerschiefern eine „Verrucanozone" mit Serizitschiefern, Serizitphylliten, Serizitquarziten, Quarzsandsteinen, Einlagerungen von Eisendolomit und Triasschollen und darüber gegen den Gneisrand zu eine „äußere Zone von bunten Schiefern" unterschied und Parallelen mit Transgressionsbildungen in den Nordtiroler Kalkalpen sah, wird nach W. MEDWENITSCH 1953: 178 die Basis des Unterostalpins von Quarzphylliten gebildet. Die Mächtigkeit der dunklen Phyllite bis Phyllonite schwankt dabei zwischen 10 und 50 m, wobei lokal durch tektonische Wiederholungen ein noch größerer Umfang erreicht werden kann. In auffallender Weise sind die Quarzphyllite an das Verbreitungsgebiet von Quarziten gebunden, die ihrerseits gemeinsam mit eindeutigem Verrucano auftreten. Aus diesen Beobachtungen wurden von den bisherigen Bearbeitern Altershinweise abgeleitet und zuletzt ein oberkarbonisches bis permisches (?) Alter für die Quarzphyllite angenommen (lit. cit.).

Neben Lagen von typischen Verrucanogesteinen enthalten die dunklen Phyllite Eisenkarbonateinlagerungen sowie mehr oder weniger große Schollen von Eisendolomit (W. HAMMER 1915, R. v. KLEBELSBERG 1935, W. MEDWENITSCH 1953, I. THUM 1970 u. a.). Wie bereits W. HAMMER fand, sind die Vorkommen von Eisendolomit ähnlich denen der mesozoischen Kalke durch Zerlegung in einzelne, wenig ausgedehnte Linsen gekennzeichnet. Eine der größten findet sich ca. 1,5 km westlich der Komperdellalpe in einer Höhe von ca. 2100 m (Ö. K. Blatt 144, Landeck mit den Koordinaten 10°32'45"; 47°2'25"). Eine genaue Beschreibung und Charakterisierung dieses Vorkommens (Probenpunkt 80) gab W. HAMMER 1915: 449.

Unsere bisherigen conodontenstratigraphischen Untersuchungen an Eisendolomitproben lieferten keinerlei Hinweise zur Altersfrage der umgebenden Quarzphyllite. Obwohl nach lithofaziellen Vergleichen mit anderen ostalpinen Phyllitgebieten (z. B. Steinacher Quarzphyllite, Radstädter Quarzphyllite, Gailtaler Quarzphyllite etc.) für die Quarzphyllite im Unterengadiner Fenster ebenfalls ein altpaläozoisches Alter denkbar wäre, halten wir in Ermangelung jeglicher biostratigraphischer Daten vorerst an der früheren Altersauffassung fest und nehmen mit Vorbehalt wie bisher (W. MEDWENITSCH 1953 u. a.) ein permokarbones Alter für die Quarzphyllite an.

II. 2.12 Ennstaler Phyllite

Der Ennstaler Phyllitkomplex bildet südlich der Enns zwischen Schladming und dem Hochgrößen über mehr als 40 km Länge einen mehrere km breiten Streifen von phyllitischen Gesteinen, die allgemein als höher metamorphe Äquivalente der Nördlichen Grauwackenzone zwischen den fossilführenden Abschnitten in Salzburg und dem Palten–Liesingtal angesehen werden (L. KOBER ab 1912, W. FRITSCH 1953, K. METZ 1953, A. TOLLMANN 1963b, u. a.).

Erstmals wurde diese Zone von D. STUR 1853 behandelt und hier „Thonglimmerschiefer" erwähnt, die die höchsten und jüngsten Teile eines eozoischen Schichtpakets aufbauen, das vom Tauernkamm über 12–15 km nach Norden bis zur Enns reicht. Dieser Vorstellung, von D. STUR ebenso 1871 vertreten, folgte später besonders R. SCHWINNER, der schon 1923a: 45, 161 einen Transgressionsverband zwischen den granitischen Massiven (Schladminger Kristallin + Seckauer Kristallin) und der Glimmerschieferserie annahm, in der freilich durch „verschiedene Fazies der Metamorphose" tektonische Wiederholungen vorkommen können, wie z. B. die Ennstaler Phyllite, die mit Verzahnung und Wechsellagerung in die südlichen Granatphyllite bzw. typischen Wölzer Granatglimmerschiefer übergehen (R. SCHWINNER 1923a: 34, 1929: 233, 1951; M. VACEK 1893 nahm einen Transgressionsverband an).

Dieser Auffassung hielt H. WIESENEDER 1938: 293 entgegen, daß die Grenze zwischen Gneis und Glimmerschiefer ein Störungskontakt mit intensiver postkristalliner Durchbewegung ist und Anzeichen fehlen, die eine Erklärung als Transgressionsverband zuließen (vgl. K. METZ 1976a: 62ff.). Wohl aber gehen die Granatglimmerschiefer allmählich in die Ennstaler Phyllite des Nordens über; die gleichen Feststellungen machten später H. GAMERITH 1964, R. VOGELTANZ 1964, K. METZ 1971 und H. PRIEWALDER & R. SCHUMACHER 1976. Die Angleichung der Metamorphose im Grenzbereich Ennstaler Phyllit/Wölzer Glimmerschiefer wurde von W. FRITSCH 1953 ebenfalls beobachtet, der meinte (S. 18), daß zwischen beiden zwar ein ursprünglicher stratigraphischer Verband bestanden haben könnte, dieser jedoch später mehrfach tektonisch und metamorph überarbeitet wurde, daß sich phyllonitisierte und diaphthoritische Glimmerschiefer gebildet hätten. Die von W. FRITSCH gefundenen Diskordanzen zwischen den Marmoren der Grenzzone und den umgebenden Schiefern dürften hingegen nach K. METZ 1976a: 67 auf Kompetenzunterschiede beider Gesteinstypen sowie auf das lokal verschiedene Verhältnis von s_1 zu s_2 beziehbar sein.

K. METZ 1976a gelangte nach Erfassung der tektonischen Baumerkmale der Grenzzone sowie des regionalen Bildes zur Vorstellung, daß die Ennstaler Phyllite das oberste Paket der Wölzer Serie waren. Sie seien nach Norden abgeschert und werden heute unter Einklemmung permomesozoischer Gesteine tektonisch vom zurückgebliebenen Südteil abgegrenzt. Daher sei die Zunahme der Metamorphose von den nördlichen Phylliten zu den südlichen Glimmerschiefern als Ausdruck einer stark verschleierten tektonischen Diskordanz zu werten, die einen scheinbaren Übergang vermittelt.

Als Konsequenz dieser Gedanken ergibt sich, daß die Ennstaler Phyllite weder „primär" noch tektonisch dem oberostalpinen Stockwerk der Grauwackenzone angehören können. Andererseits überlagern sie und das Altpaläozoikum der Oberen Grauwackendecke (Hohe Trett, Blosen) an der Westseite des Bösensteinmassivs die Rannachserie bzw. klemmen sie ein (H. BACHMANN 1964: 81, H. GAMERITH 1964: 94, K. METZ 1964b, Taf. 4). Diese Verhältnisse gleichen dem Bau der Grauwackenzone im Gebiet Hochreichart-Kalwang (vgl. K. METZ 1940, 1967). Es gewinnt daher anscheinend doch die von A. TOLLMANN 1971: 236 geäußerte Meinung mehr Gewicht, daß im Stirnbereich des mittelostalpinen Deckensystems im Raum südlich und westlich der Bösensteinmasse intensive alpidische Schuppung auftritt und die Ennstaler Phyllite die gleiche tektonische Position wie die tieferen Anteile der Grauwackenzone im Osten haben.

Aus den erwähnten Metamorphoseverhältnissen am Südrand der Ennstaler Phyllite ergeben sich Schwierigkeiten in der Südbegrenzung des Phyllitkomplexes, wenn die hauptsächlich aus Permomesozoikum bestehenden Mölbeggschuppen bzw. die ihnen korrespondierenden Sölk-Gumpeneckmarmore mit den sie begleitenden Serizitschiefern fehlen. Dazu kommt, daß diese Schuppen nicht immer an der Glimmerschiefer/Phyllit-Grenze liegen, sondern, wie die Arbeiten von W. FRITSCH 1953, H. GAMERITH 1964, H. PRIEWALDER & R. SCHUMACHER 1976 und K. METZ 1976a gezeigt haben, innerhalb der Nordzone der Wölzer Glimmerschiefer oder im Südteil der Ennstaler Phyllite auftreten, d. h. spitzwinklig diskordant zum Internbau dieser Einheit eingeschuppt sind.

Klarer kann hingegen der Nordrand der Ennstaler Phyllite gefaßt werden: Einerseits bilden die Alluvionen des Ennstales von Aigen bis Schladming eine natürliche Grenze, andererseits tauchen zwischen Aigen und Strechau die Phyllite unter das Altpaläozoikum der Hohen Trett („Erzführende Kalke" nach K. METZ 1953). Diese Grenze wird zudem durch triasverdächtige Gesteine und Gneisspäne der Bösensteinmasse im Gulling- und Strechautal besonders betont (H. BACHMANN 1964, H. GAMERITH 1964, M. EL SHINNAWI 1964, K. METZ 1953, 1964, 1976a, b).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Ennstaler Phyllite umfassen – ähnlich dem Bestand anderer Phyllitkomplexe in den Ostalpen – neben der Hauptmasse dünnblättriger feinkörniger Phyllite, Einschaltungen von Grünschiefern, Kalkphylliten, gelegentlich Bänderkalken sowie schwarze, kohlenstoffreiche Schiefer. Demnach handelt es sich um eine ehemals feinklastische Sedimentfolge, in der vereinzelt mergelige und vulkanisch beeinflußte Lagen auftreten bzw. temporär und lokal Sauerstoffarmut und schlechte Durchlüftung geherrscht haben mag. Wie die Untersuchungen von H. PRIEWALDER & R. SCHUMACHER 1976 (vgl. E. JÄGER & K. METZ 1971) gezeigt haben, sind diese Bildungen in variszischer Zeit unter den pt-Bedingungen der Grünschieferfazies umgewandelt und postkristallin intensiv deformiert worden. Dennoch können noch oft ein stoffkonkordantes sedimentäres Lagengefüge und Strukturrelikte eines Großfaltenbaus erkannt werden.

Bemerkenswert erscheint, daß nach der petrographisch-tektonischen sowie stratigraphischen Bearbeitung von H. PRIEWALDER & R. SCHUMACHER 1976 die oben erwähnte, über den Ort Donnersbach führende, E-W gerichtete Grenzzone des Kirk- und Stubeggrabens weder nach dem Gesteinsbestand noch nach der Fossilführung Hinweise dafür gibt, daß an sie zwei völlig verschiedene Kristallinserien grenzen. Wohl tritt Biotit südlich der genannten Störungslinie stärker in Erscheinung und es stellen sich außerdem tektonische Komplikationen ein, doch lassen sich letztere auf einen großräumigen einaktigen Faltenbau beziehen, der, wie die Einschuppung triasverdächtiger Kalkdolomite und Serizitquarzite im Kirkgraben zeigt, in alpidischer Zeit längs einer Bruchlinie achsenparallel in eine Nord- und Südscholle zerlegt wurde. Diese Linie streicht einerseits nach Westen und mündet mit den durch weiße Serizitschiefer markierten Vorkommen südwestlich Öblarn in die Ennslinie (vgl. W. FRITSCH 1953, Karte), während andererseits die östliche Fortsetzung durch die Mölbeggschuppen (W. GAMERITH 1964) gegeben ist, die allerdings in diesem Teil der Niederen Tauern durch den Nordschub der Wölzer Glimmerschiefer eine dreifache tektonische Wiederholung aufweisen (K. METZ 1976a: 69, Profil 7).

Sieht man von der nur historisch interessanten und auf Fehlschlüssen über die westliche Fortsetzung der Veitscher Decke beruhenden Vorstellungen eines Karbon-Alters der Ennstaler Phyllite durch L. KOBER 1912a: 449, 451 ab, so vertraten die meisten späteren Bearbeiter die Auffassung einer Altersgleichheit mit den feinschichtigen Grauwackenschiefern (= älter als Blasseneck-Porphyroid), die im Ennstal in einer „Quarzphyllit-Fazies" zur Ausbildung kommen (K. METZ 1953) und vielleicht präkambrische Anteile beinhalten, ebenso aber „Gesteine von silurischem Habitus" (K. METZ 1953: 41) führen können. Diese Meinung deckt sich mit jüngst geäußerten Vorstellungen von K. METZ 1976a und H. PRIEWALDER & R. SCHUMACHER 1976, wonach die Ennstaler Phyllite als hangendstes, geringmetamorphes, primäres Dach der Wölzer Glimmerschieferserie zu betrachten sind, das im Zuge alpidischer Bewegungen nach Norden abgeglitten sei. Da nach H. PRIEWALDER 1976: 107 die bisher in den Ennstaler Phylliten in der Umgebung von Donnersbach in verschiedenen Fundpunkten nachgewiesenen Chitinozoen zwar verschiedenes Alter vermuten lassen, insgesamt aber nicht den Umfang von jüngstem Ordoviz und Silur überschreiten (wahrscheinlich ist mittleres Silur), müßten in Weiterführung der Deutung von K. METZ 1976a: 73 im südlichen, höher metamorphen Bereich zumindest vorsilurische Partien erwartet werden. Damit steht freilich nicht in Einklang, daß in den Niederen Tauern von A. THURNER 1955, H. FLÜGEL 1960, K. METZ 1963, 1967 und W. SKALA 1964 auf die Möglichkeit einer primären mesozoischen Auflage auf die Glimmerschiefer hingewiesen wurde; schließlich sollte weiterhin an der gut begründbaren Annahme festgehalten werden, daß die Brettsteinmarmore als metamorphe silurisch-devonische Äquivalente mit dem klassischen ostalpinen Altpaläozoikum verglichen werden (vgl. S. 33).

Zusammenfassend meinen wir, daß die räumlich/zeitliche Verbindung zwischen den Ausgangsgesteinen der Ennstaler Phyllite und jenen der Wölzer Glimmerschiefer weiterhin unklar ist und eine Lösung erst in Sicht erscheint, wenn die Sölk-Gumpeneckmarmore und ähnliche Bildungen altersmäßig sicher eingeordnet werden können. Dazu zählen weiters auch Mesozoikums-verdächtige Gesteine innerhalb der Wölzer Tauern und ihre Beziehung zur Unterlage. Auf der anderen Seite ist auf die Bedeutung der ersten Fossilfunde in den Phylliten besonders hinzuweisen, zeigt sich doch hier ebenso wie in den früher geschilderten Räumen, daß im Silur Schwarzschiefer, Grünschiefer und Pelite offenbar die dominanten Bildungen sind und Karbonate zurücktreten oder überhaupt fehlen. Obwohl derzeit noch keine exakten Angaben über Mächtigkeiten einzelner Abschnitte möglich sind, lassen die bisherigen Ergebnisse immerhin den begründeten Schluß zu, daß analog den Verhältnissen in vergleichbaren Räumen auch im Ennstaler Quarzphyllitkomplex weit mächtigere Schichtfolgen sedimentiert wurden, als in zeitlich entsprechenden Profilen der Karnischen Alpen oder im Eisenerzer Raum.

II. 3. Litho- und petrofazielle Gesteinsmerkmale

Der Biostratigraphie sind, wie im Kapitel über das Alter der Phyllitgebiete ausgeführt, im metamorphen Gebirge Grenzen gesetzt. Wenn dennoch in letzter Zeit wiederholt höher metamorphe Anteile des ostalpinen Kristallins mit nicht-metamorphen, paläozoischen Abfolgen verglichen und gegliedert wurden, ist dies darauf zurückzuführen, daß bestimmte, durch ihren jeweiligen Stoffbestand charakterisierte und durch Analogieschlüsse als Paläozoikum erkannte Gesteinspartien häufig zusammen auftreten, während andere sich anscheinend ausschließen, zumindest aber nicht so häufig gemeinsam vorkommen. Indessen, Feldbeobachtungen reichen nicht aus, um eine ursprüngliche stratigraphische Abfolge zu rekonstruieren, werden doch im Verlaufe einer Metamorphose nahezu alle primären Gefüge und der Mineralbestand eines Gesteins zerstört und durch neue, metamorphe Paragenesen ersetzt. Da jedoch bei Neukristallisationen der Chemismus des Ausgangsgesteins (Edukt) erhalten bleibt, lassen sich stoffliche Besonderheiten eines bestimmten Horizontes auch im metamorphen Zustand erkennen (z. B. Großgranatglimmerschiefer der Saualpe, vgl. J. NEUGEBAUER & G. KLEINSCHMIDT 1971, G. KLEINSCHMIDT 1975).

Wie erwähnt, entsprechen einzelne Gesteinsglieder der „Phyllitgruppe" nach ihrer Ausbildung, Stellung im Profil und nach der Mächtigkeit gesicherten fossilführenden Abfolgen des ostalpinen Paläozoikums. Das bedeutet, daß für verschiedene Schichtglieder in Räumen, die bisher keine Fossilien geliefert haben, durch Analogieschlüsse dann die Annahme eines paläozoischen Alters gerechtfertigt ist, wenn Schwarzschiefer, Vulkanite und Karbonate im Hangenden eines meist monotonen älteren Komplexes in einem auffallend bunten metamorphen Verband stehen. Nach Neuaufnahmen in der Sau- und Koralpe und neuerdings auch aus dem Goldeckkristallin scheinen die gleichen Schlüsse aufgrund regelmäßiger Wiederholungen von stofflich gleichartigen Abfolgen ebenso für die Gesteine der höher metamorphen Glimmerschiefergruppe zu gelten (G. KLEINSCHMIDT et al. 1975, A. DEUTSCH 1978 u. a.). Dabei ist freilich zu beachten, daß alle Versuche, die auf diese Weise erkannten prä-metamorphen Abfolgen in das Paläozoikum einzuordnen, stets nur grob und ungenau sein können. Für Schwarzschiefer ist die Hauptverbreitung im Silur als sicher anzunehmen, obwohl gelegentlich schon im jüngsten Ordoviz bzw. im Devon oder Unterkarbon 1–2 m mächtige Schwarzschieferlagen und dunkle Lydite in den Karnischen Alpen und der Nördlichen Grauwackenzone bekannt sind (Abb. 12).

Die genannten Gesteine kommen häufig gemeinsam mit Grüngesteinen vor. Dieser Zusammenhang, der nach Conodontenfunden hauptsächlich im Silur zu beobachten ist, ergibt sich vor allem aus den Vorkommen in Phyllitgebieten, läßt sich aber dementsprechend auch auf die Glimmerschieferkomplexe übertragen. Beispiele finden sich u. a. im Murauer Paläozoikum, den

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

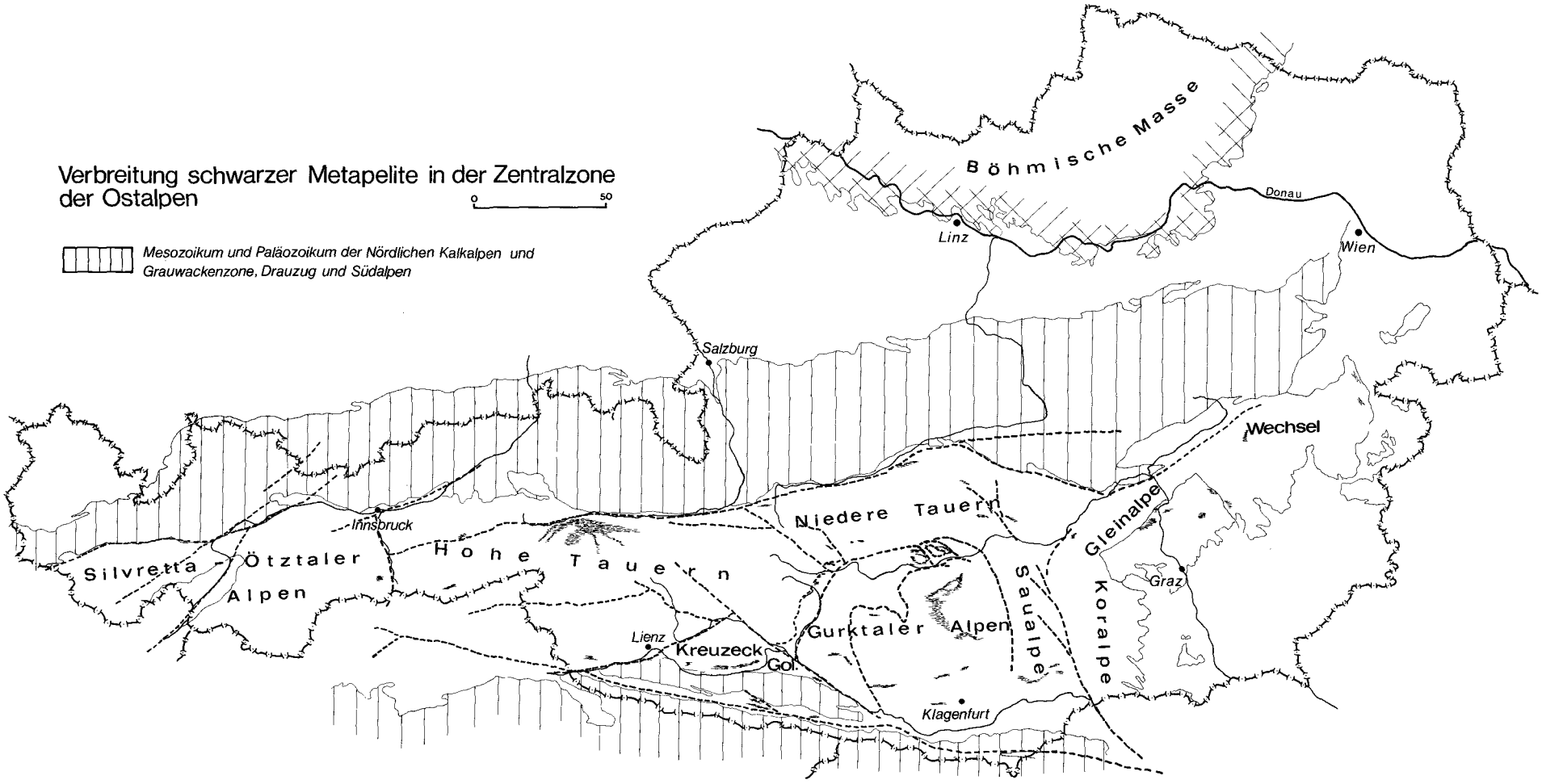


Abb. 11

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

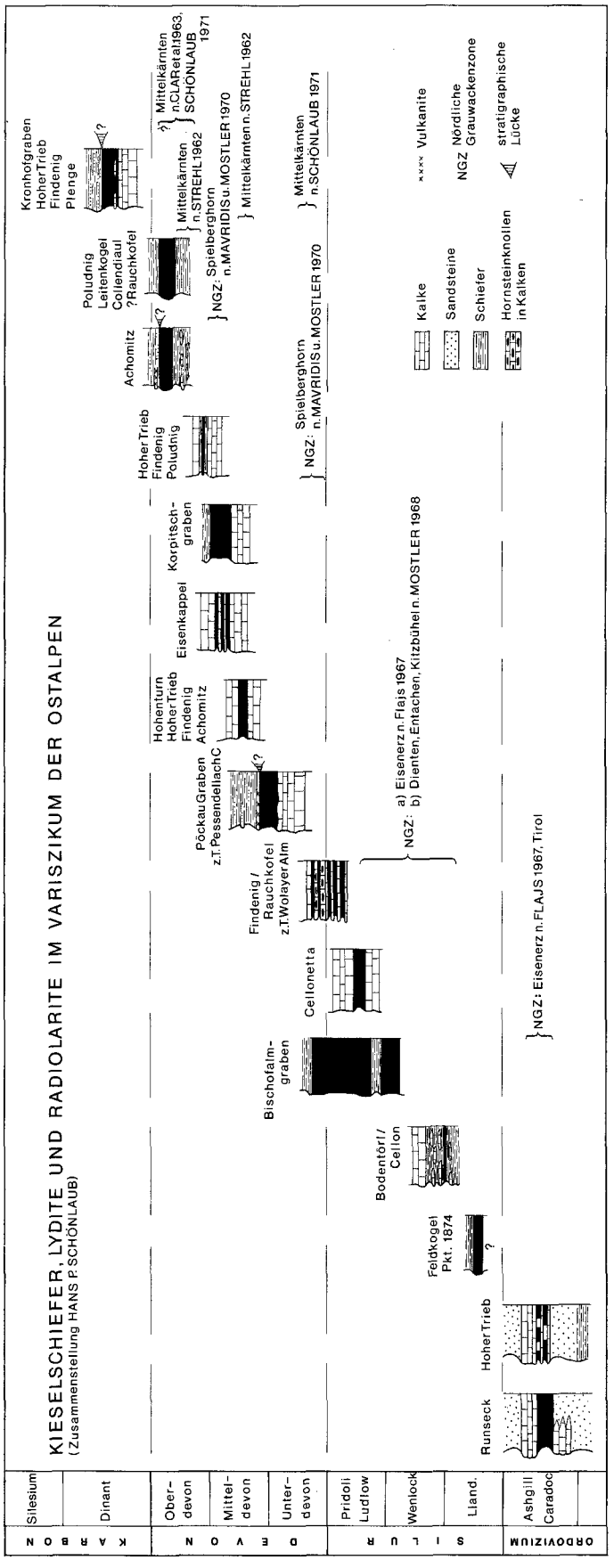


Abb. 12

Gurktaler Quarzphylliten, Mittelkärnten, in der Saualpe, im Goldeck- und Kreuzeckkristallin, in der Nördlichen Grauwakkenzone in der Steiermark, Salzburg und Tirol (?), den Landekker Quarzphylliten (?), den Niederen Tauern, dem Gailtalkristallin, in Teilen des Grazer Paläozoikums und vielleicht in der Habachserie der Hohen Tauern (vgl. Abb. 11).

So ist in der Vergangenheit die Bretsteinserie der Niederen Tauern wiederholt als ein Äquivalent des fossilführenden Paläozoikums aufgefaßt worden (F. HERITSCH 1909, 1921, E. HABERFELNER 1937, K. METZ ab 1952; vgl. Kap. II. 1). K. METZ ging so weit, daß er die dunklen Marmore und die kohlenstoffreichen Schiefer, die von Granatquarziten, Amphiboliten und Glimmerschiefern begleitet werden, mit dem charakteristischen ostalpinen Silur parallelisierte. Die von ihm 1976a: 52 als „Schwarze Serie" bezeichnete Gruppe von schwarzen Kieselgesteinen, Schiefern, Kalkschiefern und braunen tonigen Bänderkalken ist in der Umgebung von Möderbrugg weit verbreitet:

- Nordwestlich der Ortschaft Götzendorf bei Pöls (Steinbruch und Rükken zwischen Triebengraben und Bodach; 14°33'; 47°14'20") erscheinen mit auffallend schwach metamorphem Habitus mindestens 40 m mächtige Schwarzschiefer, Graphitphyllite und Graphitquarzite im Liegenden von dunklen Kalkschiefern, Bänderkalken und hellen Kalkmarmoren. W. SKALA 1964 hielt diese Folge für Silur. Wir folgen seiner Ansicht, haben aber ebenfalls keine biostratigraphischen Belege für diese Alterszuweisung (Conodontenproben 80–87).
- Westlich Oberzeiring ist die „Schwarze Serie" am Rücken zwischen „Pichlbauer" und dem Jaidlgraben aufgeschlossen: zuunterst treten mächtige Amphibolite auf, hangend folgen dunkle gestreifte Kalkmarmore und Schwarzschiefer mit Einlagerungen von Graphitquarziten.
- An der Fahrstraße von Möderbrugg zur Seidlalm (Rücken zwischen Pölsbach und Pusterwaldbach) finden sich Schwarzschiefer überwiegend im Liegenden der Bretsteinmarmore; sie sind lithofaziell nicht von den Vorkommen bei Oberzeiring zu unterscheiden.
- Am Ausgang des Karlbachgrabens südlich des Ortes Bretstein-Gassen treten Graphitschiefer und Graphitquarzite zusammen mit geringmächtigen Fleckamphiboliten ebenfalls im Liegenden von hellen und teilweise stark verfalteten Bretsteinmarmoren auf. Hier fällt, wie auch andernorts in den Niederen Tauern zu beobachten ist, die regelmäßige Position der spätvariszischen Pegmatite im Grenzbereich Schiefer/Marmor auf.
- Am Mitterberg nordwestlich von Bretstein-Gassen (Forstweg vom Gehöft Wieser nach Osten zu Pkt. 1487) kommen Graphitschiefer, Graphitquarzite und Amphibolite ebenfalls in Verbindung mit kleinen Marmorkörpern vor.

Die „Schwarze Serie" stellt zusammenfassend einen ausgezeichneten Leithorizont für geologische Aufnahmen in den Niederen Tauern dar. Die Annahme eines silurischen Alters leitet sich aus dem Vergleich mit fossilführenden Vorkommen ab. Nach Abstrahierung der Metamorphose stimmen die fazielle Ausbildung, die Mächtigkeiten und die vertikale Profilabfolge gut mit den Verhältnissen im nichtmetamorphen ostalpinen Silur überein (vgl. dazu R. SCHWINNER 1927: 370).

Für das zeitliche Auftreten von Vulkaniten gelten ähnliche Feststellungen. Porphyroide und Porphyroidtuffe (-tuffite) sind meist auf eine kurze Zeitspanne im jüngeren Ordoviz beschränkt (z. B. in Teilen der Karnischen Alpen und in den Karawanken: hier intermediäre Typen; Nördliche Grauwackenzone). Allem Anschein nach zeitgleich, stehen ihnen basische Vulkanite (Spilitabkömmlinge) im Eisenkappler Paläozoikum, in Mittelkärnten und in den westlichen Karnischen Alpen gegenüber. Hinweise für einen länger andauernden, episodenhaften basischen Vulkanismus geben Diabase und Grünschiefer im Remschnigg, im Grazer Paläozoikum, auf der Turracher Höhe sowie im Ostteil der Grauwackenzone und vereinzelt in Nordtirol (Tuffe). Durch Fossilfunde in der Unter- und Überlagerung konnte hier ein örtliches Hinaufreichen des Vulkanismus bis ins Obersilur nachgewiesen werden. Basische Vulkanite sind jedoch auch im Liegenden des Oberordoviz-Porphyroids („Blasseneck-Porphyroid")

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

verbreitet, wie die Vorkommen in der Silbersbergserie und die lokale reiche Zwischenschaltung von Diabasen in den Wildschönauer Schiefern um Kitzbühel zeigen.

Für Altersaussagen und somit für eine Gliederung von Kristallin-Komplexen können vermutlich auch vorvariszische Augengneise herangezogen werden (vgl. dazu das folgende Kapitel). Hierbei ist aber zu beachten, daß es sich einerseits um metamorphe zeitliche Äquivalente des oberordovizischen Blasseneck-Porphyroids und andererseits um saure Differentiate eines älteren Vulkanismus handeln kann, wobei letztere in einer tieferen Position auftreten. Die folgenden Ausführungen sollen dies erläutern (vgl. Abb. 13):

Aus geologisch-stratigraphischen Überlegungen glauben wir, daß der von H. HERITSCH & TH. TEICH 1976 und TH. TEICH 1978 als ehemaliger Quarzporphyr gedeutete Augengneiszug der Glein- und Stubalpe zum vulkanoklastischen Basiskomplex gehört und nicht, wie H. W. FLÜGEL 1976 und L. BECKER 1977 annahmen, ein zeitliches Äquivalent des Blasseneck-Porphyroids der Nördlichen Grauwackenzone ist. Nach unserer Vorstellung hätte der saure Vulkanismus den liegenden bimodalen Vulkanitkomplex (Basalt- und Dazit-Wechselfolgen) abgeschlossen. Der Basiskomplex hat ein radiometrisches Alter von 520 ± 50 M. J., d. h. ein Bildungsalter in der Nähe der Kambrium/Ordoviz-Grenze (W. FRANK et al. 1976; umgerechnet auf $\lambda = 1{,}42 \cdot 10^{-11} \cdot a^{-1}$).

Der Magmenzyklus der Gleinalpe ist nach dieser Datierung anscheinend gleich alt wie die oberkambrische Vulkanitfolge im Barrandium (Skrye-Týrovice), die nicht nur eine ähnliche Wechselfolge erkennen läßt (J. WALDHAUSROVA 1971, V. HAVLÍČEK 1971), sondern auch innerhalb der Fehlergrenzen übereinstimmende Alterswerte geliefert hat (PH. VIDAL et al. 1975).

Nach W. BRACK et al. 1977a sind die bisher gemessenen Alterswerte von Orthogneisen in der Schobergruppe (Wangenitzensee) nicht, wie früher angenommen, als Bildungsalter zu interpretieren, sondern Ausdruck einer vor 440 ± 13 M. J. erfolgten Homogenisation radiogener Isotopen. Die Bildung des Edukts der Augengneise könnte vielleicht dem gleichen Ereignis wie in der Gleinalpe zugeordnet werden.

Ähnliche Überlegungen, wie für die Gleinalpe und Schobergruppe, können für einzelne Orthogneistypen im Ötz- und Silvrettakristallin zur Diskussion gestellt werden (vgl. das folgende Kapitel).

Als zeitliches Äquivalent des oberordovizischen Blasseneck-Porphyroids der Nördlichen Grauwackenzone betrachten wir hingegen Orthogneise, die sich im oberen Teil eines mächtigen, ± monotonen metamorphen Komplexes einschalten. Für diese ehemals hauptsächlich klastische Folge ist ein Unter- bis Mitteordoviz-Alter denkbar. Über dem höheren Orthogneis-Niveau folgen meist „Schwarze Serien" und mehrere 100 m mächtige Marmore, die für Silur bzw. Devon sprechen (vgl. Goldeckkristallin, S. 27f).

Die Hauptverbreitung von Karbonaten beginnt in den Ostalpen im allgemeinen im Hangenden der Schwarzschiefer, Diabase und Grünschiefer. Wohl gelangen G. FLAJS 1964, 1967, G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB 1976 ein Nachweis von Kalken bereits im Liegenden des Blasseneck-Porphyroids, d. h. vermutlich im Caradoc – ebenso treten in den Karnischen Alpen im oberen Ordoviz bis 17 m mächtige organodetrische Kalkhorizonte auf (H. P. SCHÖNLAUB 1970, 1971c) –, doch kann nach Conodontenfunden der letzten Jahre generell die Feststellung getroffen werden, daß Kalke in der Phyllitentwicklung des Silurs sehr zurücktreten oder fehlen. Zusammenhängende, mehr als 10 m mächtige Karbonat-

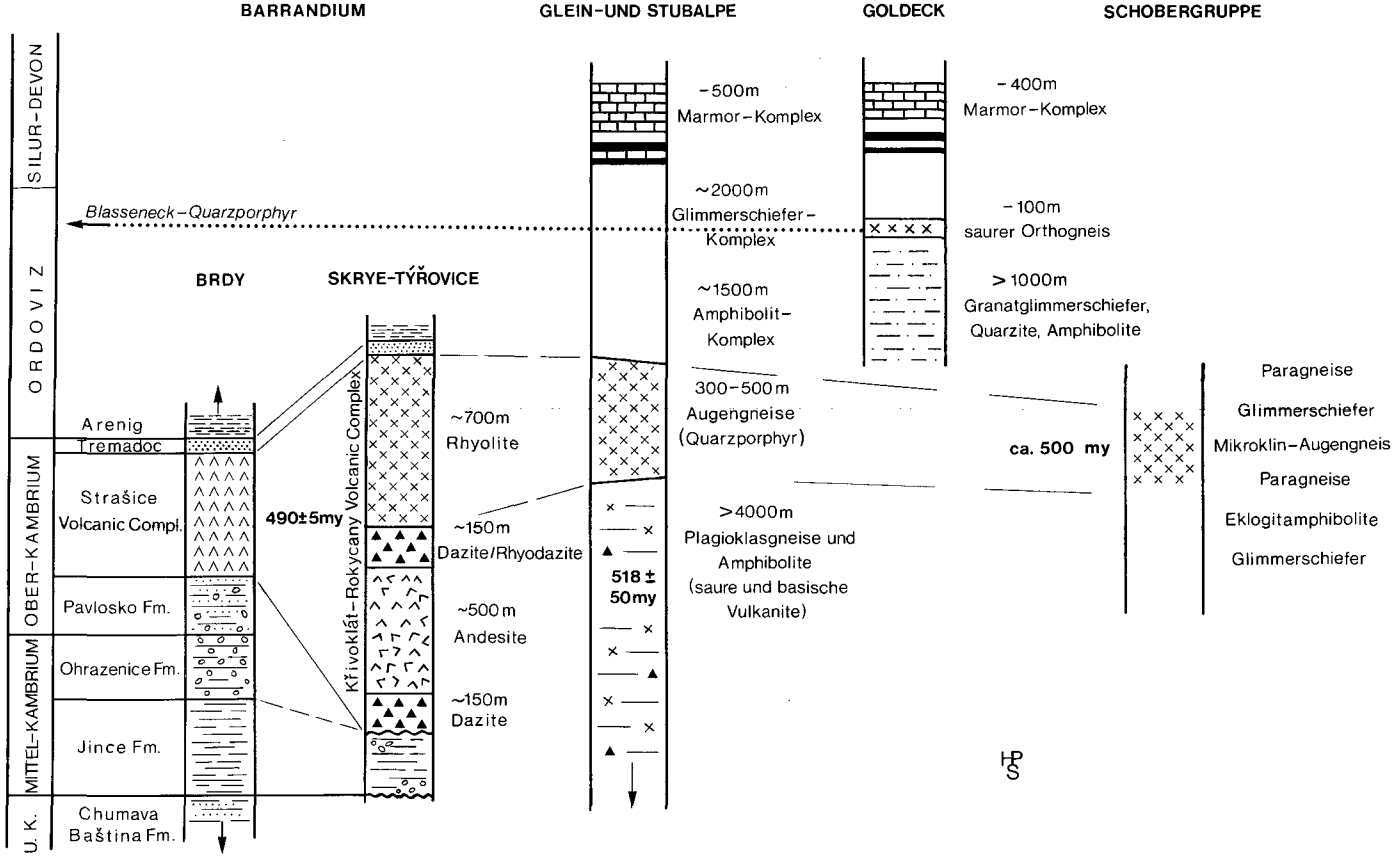


Abb. 13: Versuch einer Parallelisierung saurer Orthogesteine zwischen dem Barrandium Böhmens und dem ostalpinen Hochkristallin in der Glein- und Stubalpe sowie dem Altkristallin der Schobergruppe.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

profile entwickeln sich stets erst über der Schieferfazies und sind daher jünger. Eine Ausnahmesituation stellen die Verhältnisse in den Karnischen Alpen und vereinzelt in der Nördlichen Grauwackenzone dar (z. B. Plöckener Fazies, Wolayer Fazies, Umgebung Westendorf/Kitzbühel), wo im Silur nahezu vollständige Kalkprofile bekannt sind. Den phyllitischen Räumen sind solche Verhältnisse fremd; hier dominiert eine feinklastische-vulkanogene Fazies, in der Karbonateinschaltungen nur höchst sporadisch auftreten.

Nach den bisherigen biostratigraphischen Daten erfolgt der Umschlag zur ± reinen Karbonatfazies vermutlich erst im Unterdevon. Zu dieser Vorstellung kommt man auf Grund von Fossilfunden im südlichen Bereich der Nördlichen Grauwackenzone (Eisenerzer Alpen), aus dem Profil der Grebenze, den Pyllitgebieten im SW von Murau, dem Grazer Paläozoikum und aus Überlegungen über Subsidenzen im Unterdevon der Karnischen Alpen. Diesem Zeitpunkt lassen sich u. E. unschwer auch die Crinoiden- und Brachiopodenfunde in den Marmoren am Südfuß der Saualpe zurechnen (G. KLEINSCHMIDT 1966, 1970).

Schichtgebundene, synsedimentäre Vererzungen der Sb-W-Hg-Formation (A. MAUCHER 1965) ermöglichen nach Ansicht von R. HÖLL & A. MAUCHER (ab 1968) in den Ostalpen ebenfalls Aussagen zum Alter metamorpher Komplexe. Danach zeigen zahlreiche Vorkommen genetische Beziehungen zu einem submarinen Metabasit-Vulkanismus, der wiederum eine auffallende Bindung an eine Schwarzschieferfazies erkennen läßt. Sie soll in der Hauptsache ein oberordovizisches bis silurisches Alter haben (R. HÖLL & A. MAUCHER 1968, 1976; A. MAUCHER & R. HÖLL 1968; R. HÖLL 1970a, b, 1971, 1975; R. HÖLL et al. 1972; L. LAHUSEN 1969, 1972; H. WAGNER 1972).

In den letzten Jahren haben Gedanken einer Altersgliederung nach petrofaziellen Gesteinsmerkmalen Eingang in die Diskussion über die Entwicklung des Grundgebirges gefunden (F. PURTSCHELLER & F. P. SASSI 1975; G. KLEINSCHMIDT, F. P. SASSI & A. ZANFERRARI 1976; G. KLEINSCHMIDT & U. RITTER 1976). Die Autoren entwickelten das Konzept einer variszischen Niederdruckmetamorphose, der eine ältere Hochdruckmetamorphose vorausging; diese Vorstellung wenden sie in zahlreichen Gebieten an, so in der Ötztal-Silvretta-Masse, im Turntaler- und Ortler-Gebiet, im Gailtal-, Gleinalm-, Koralm- und Saualm-Kristallin und am Bachern (vgl. Abb. 14).

Der Niederdruckcharakter der variszischen Metamorphose wird vor allem von Kristallgittereigenschaften heller Kaliglimmer abgeleitet, die in den Phyllit- und Glimmerschiefergebieten des Altkristallins petrogenetisch unsignifikante Paragenesen mit Quarz + Albit + Epidot ± Biotit ± Andalusit ± Staurolith ± Granat (Spessartin) bildeten. Die pT-Bedingungen dieser Metamorphose wurden mit 3–4 kb und 450–550° C angenommen.

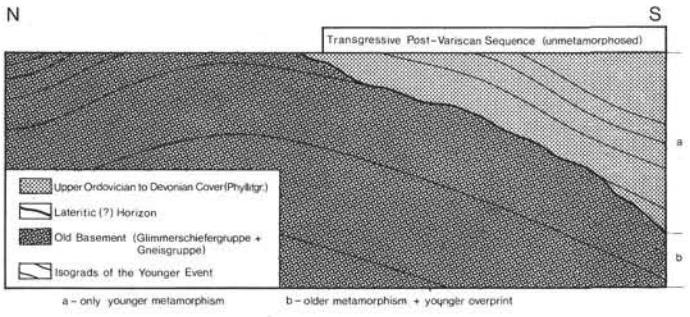


Abb. 14: Idealisiertes N–S Profil durch das polymetamorphe Kristallin der Saualpe. Nach den Vorstellungen von G. KLEINSCHMIDT et al. 1976 überlagert eine variszische Niederdruckmetamorphose einen vor-variszischen Kristallinkomplex, der von einer Hochdruckmetamorphose geprägt wurde.

Aus dem Vorkommen von Eklogiten, dem systematischen Fehlen von Cordierit auch bei höchsten Temperaturen und dem häufigen Auftreten von Disthen (in Paragenesen mit Quarz + Plagioklas + Muskowit + Biotit + Almandin ± Staurolith ± Sillimanit) wurde für die tieferen Anteile des Grundgebirges auf eine höher temperierte (500–650° C) Metamorphose unter mittleren bis hohen (5–10 kb) Drucken geschlossen.

Ein Hauptargument für eine Trennung der petrogenetischen Entwicklung in zwei zeitlich weit auseinanderliegende Metamorphoseereignisse liegt in der Schwierigkeit, sich einen derart einschneidenden Wechsel des Metamorphosecharakters innerhalb einer Orogenese vorzustellen. Da eine so deutliche Dualität der variszischen Metamorphose in den Ostalpen bisher noch nirgends nachgewiesen werden konnte, schlossen die Autoren auf eine Hochdruckmetamorphose in kaledonischer Zeit, überprägt von einer variszischen Niederdruckmetamorphose, die auch das postkaledonische Deckgebirge (Silur-Devon) monometamorph erfaßte.

II. 4. Geochronologische Datierungen (S. SCHARBERT)

Die bisher im „Altkristallin" der Ostalpen, dem Penninikum und der Böhmischen Masse ausgeführten radiometrischen Altersbestimmungen zeigen auf der paläozoischen chronostratigraphischen Skala das in Abb. 15 gezeichnete Verteilungsbild. Es sind alle verfügbaren Werte eingetragen, die mit der Rb/Sr-Methode an Gesamtgesteinen granitoider Zusammensetzung und an Muskowiten, die durch ihre hohe Schließungstemperatur dem Bildungsalter des Gesteins am nächsten kommen, bestimmt wurden (Tab. 2, Abb. 15). Zur Berechnung der Daten wurde die Zerfallskonstante $\lambda = 1{,}42 \cdot 10^{-11} \cdot a^{-1}$ verwendet.

Die bisherigen Ergebnisse lassen drei Häufungen von Alterswerten erkennen: Das älteste Maximum liegt zwischen 500 und 400 M. J., ein weiteres im Karbon (variszische Orogenese) und ein drittes fällt an die Perm/Trias-Grenze. Die Werte der letzten Gruppe liefern mit wenigen Ausnahmen Gesteine aus dem Penninikum, deren Bedeutung als Ausdruck einer gesteinsbildenden Phase oder eines Ereignisses mit Sr-Homogenisation (Metamorphose) noch ungewiß ist (mdl. Mitt. von R. A. CLIFF).

Unterschiedliche Auffassungen bestehen bezüglich der Deutung der altpaläozoischen Werte (vgl. K. SCHMIDT 1976, V. ZOUBEK 1976 u. a.). Während bisher die Auffassung überwog, sie länger andauernden magmatischen Prozessen zuzuschreiben, wäre es auf Grund der nachfolgenden Überlegungen auch denkbar, sie zwei zeitlich getrennten geologischen und petrogenetischen Ereignissen zuzuordnen. Das ältere Ereignis manifestiert sich in der Bildung saurer Schmelzen. Es ist aber nur mit wenigen Daten aus der Gleinalpe (1) und dem Moldanubikum (8) belegt.

Das jüngere Ereignis mit einer Häufung von Werten zwischen 450 und 410 M. J. könnte nach bisheriger Auffassung ebenfalls als Intrusionsalter gedeutet werden, nach Überlegungen des Autors jedoch auch für ein metamorphes Ereignis sprechen (vgl. dazu W. BRACK et al. 1977). Folgende Befunde machen diese Annahme wahrscheinlich: Alle bisher untersuchten Gneise dieser Gruppe haben gemeinsame Merkmale, nämlich

- ihr Auftreten innerhalb des Nebengesteins ist lagig im Sinne von „acid sheets", z. B. im Seckauer Kristallin oder in der Schobergruppe;
- Untereinander bestehen petrographische Ähnlichkeiten (es handelt sich immer um helle saure Flaser- und Augengneise, die oft muskowitführend sind);
- Alle Proben weisen ein Rb/Sr-Verhältnis mit einer Häufung von 10–15 auf;
- Sie haben ein hohes initiales Sr-Isotopenverhältnis (größer als .710);
- Sie treten im Verband mit Paragesteinen, Amphiboliten und Eklogiten auf.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Deutung der Alterswerte zwischen 450 und 410 M. J. als Anzeiger einer Metamorphose ergibt sich aus folgenden Überlegungen:

1. Hohe initiale Sr-Verhältnisse sprechen häufig für eine Sr-Homogenisation, wie sie im Zuge einer Metamorphose von Ausgangsgesteinen mit ursprünglich niedrigerem Sri stattfinden kann;
2. Die Beobachtung, daß die Augen- und Flasergneise zusammen mit benachbarten Paragneisen auf eine Isochrone zu liegen kommen (Ötztal, Schobergruppe), ist ein starkes Argument für eine Sr-Homogenisation;
3. Zirkone aus dem Augengneis des Ötztals, der ein Rb/Sr-Alter von 410 M. J. hat, lieferten ein Alter von 480 M. J., das die Bildung des prämetamorphen Ausgangsgesteins angibt;

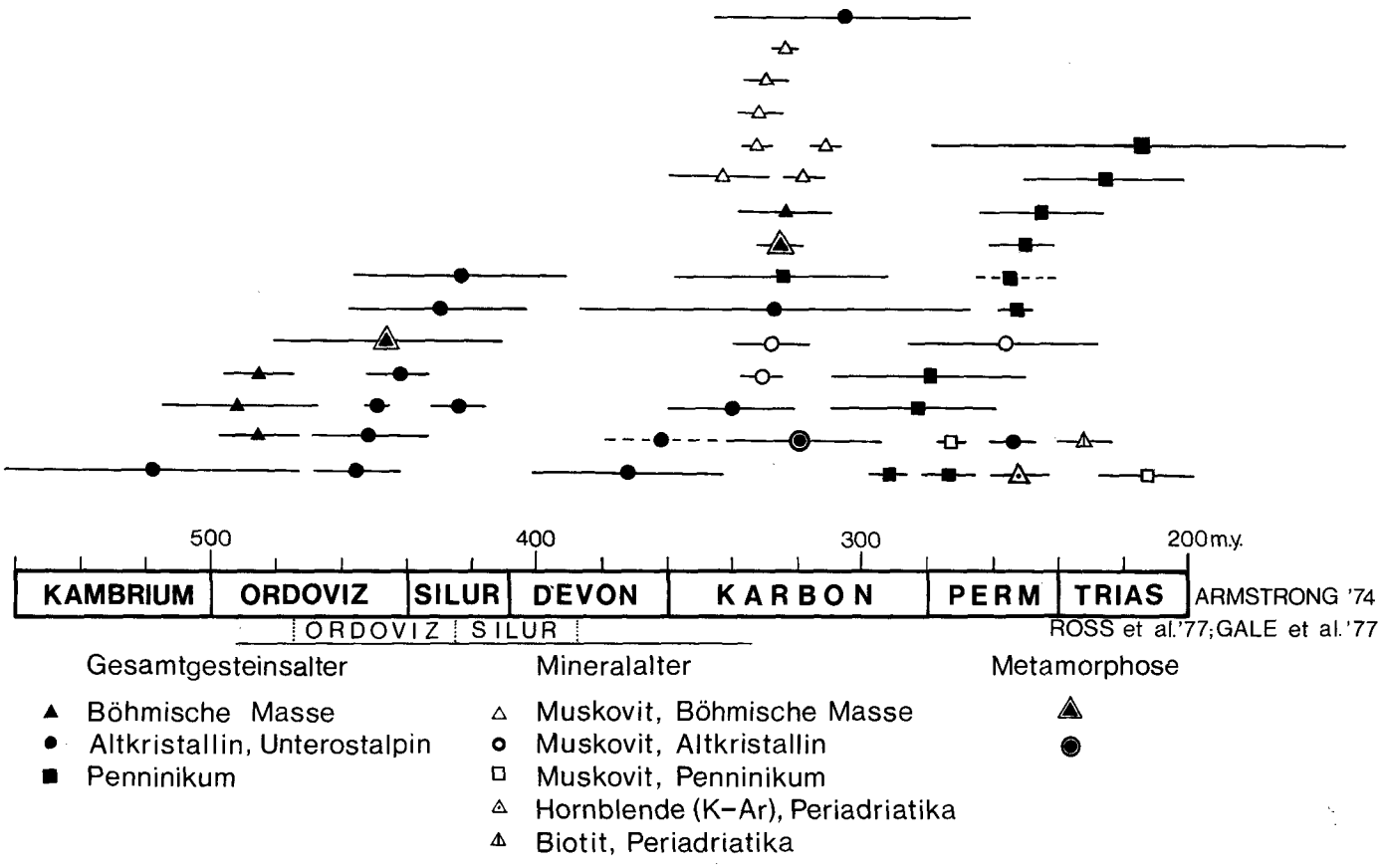


Abb. 15: Vorvariszische und variszische Alterswerte aus den Ostalpen und angrenzenden Gebieten (Rb-Sr Methode, $\lambda = 1{,}42.10^{-11}.a^{-1}$; Zusammenstellung S. SCHARBERT).

Tabelle 2

Radiometrische Daten von Graniten und Gneisen in Österreich und angrenzenden Gebieten

Geologische Einheit	Autor (Kurzzitat)	λ 1,47.10^{-11}.a^{-1}	λ 1,42.10^{-11}.a^{-1}	Srinitial	87Rb/86Sr
Gleinalpe, Altkristallin	W. FRANK, P. KLEIN, W. NOWY, S. SCHARBERT, TMPM **23**, 191–203, 1976.	500 ± 45	518 ± 46	.7044 ± 12	.03–3.5
Gföhler Gneis, Böhmische Masse	A. ARNOLD, in Vorber.	474 ± 23	491 ± 24	.7119 ± 29	4.5–14
Bi-Sill-Cord-Gneis, Pfahlzone, Anatexis	B. GRAUERT, G. HÄNNY, G. SOPTRAJANOVA, Contr. Min. Petr. **45**, 37–63, 1974.	471 ± 20	487 ± 20	.7096 ± 11	.76–6.9
Granulit, Böhmische Masse	A. ARNOLD & H. G. SCHARBERT, SMPM **53/1**, 61–78, 1973.	469 ± 11	485 ± 11	.7095 ± 26	1–34
Augengneis Schobergruppe, Altkristallin	G. TROLL, R. FORST, F. SÖLLNER, W. BRACK, H. KÖHLER, D. MÜLLER-SOHNIUS, Geol. Rdsch., **65**, 483–511, 1976.	440 ± 13	455 ± 13	.7102 ± 8	3–30
Augengneis Ötztal, Altkristallin	M. SATIR, Geol. Rdsch. **65**, 394–410, 1976.	436 ± 17	451 ± 18	.7102 ± 14	2–125
Augengneis Anterselva, Altkristallin	S. BORSI, A. DEL MORO, F. P. SASSI, G. ZIRPOLI, Mem. Soc. Geol. It. **12**, 549–571, 1973.	434 ± 4	449 ± 4	.7080 ± 34	1.5–103
Granulit, Böhmische Masse, Metamorphose	A. ARNOLD & H. G. SCHARBERT, SMPM **53/1**, 61–78, 1973.	431 ± 35	446 ± 36	.720 ± 15	
Granitgneis Silvretta, Altkristallin	B. GRAUERT, Diss. Univ. Bern, 1969.	427 ± 9	442 ± 9	.7119 ± 42	6–55
Granitgneis Seckauer Tauern, Altkristallin	S. SCHARBERT, unpubl.	415 ± 27	430 + 28	.71222 ± 82	.8–10.2

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Radiometrische Daten von Graniten und Gneisen in Österreich und angrenzenden Gebieten

Geologische Einheit	Autor (Kurzzitat)	λ 1,47.10^{-11}.a^{-1}	λ 1,42.10^{-11}.a^{-1}	Srinitial	87Rb/86Sr
Augengneis Ötztal, Altkristallin	W. HARRE, H. KREUZER, H. LENZ, P. MÜLLER, I. WENDT, K. SCHMIDT, Geol. Jb. **86**, 797–826, 1968.	410 ± 9	424 ± 9	.718	8–45
Villacher Granit, Altkristallin	E. JÄGER, zitiert in R. GÖD, TMPM **23**, 251–273, 1976.	409 ± 32	423 ± 33		
Granitgneis Innerkrems, Altkristallin	C. J. HAWKESWORTH, Contr. Min. Petr. **54**, 225–244, 1976.	360 ± 28	372 ± 29	.738 ± 2	40–80
Steinkogelschiefer, Altkristallin, Metamorphose	M. SATIR, H. FRIEDRICHSEN, G. MORTEANI, Abstracts Tagung Geol. Vereinigung, Münster 1978.	355 ± 28	367 ± 24	.7139 ± 20	
Silvretta, Altkristallin	B. GRAUERT, Diss. Univ. Bern 1969.	351 ± 14	363	.712	25–68
Grobgneis, Unterostalpin	S. SCHARBERT, unpubl.	327 ± 10	340 ± 10	.70698 ± 85	3.6–8.2
Seckauer Kristallin, Altkristallin	S. SCHARBERT, unpubl.	320 ± 7*)	331 ± 7		
Seckauer Kristallin, Altkristallin	S. SCHARBERT, unpubl.	317 ± 12*)	328 ± 12		
Seckauer Kristallin, Altkristallin	S. SCHARBERT, unpubl.	316 ± 58	327 ± 60	.71107 ±316	2.5–6.8
Granatspitzkern, Penninikum	R. A. CLIFF, Verh. Geol. B. A., Jg. 1977, H. 2, 101–104.	314 ± 32	325 ± 33	.7058 ± 50	7.5–12
Gföhler Gneis, Böhmische Masse, Mineralisochrone, Metamorphose?	A. ARNOLD, unpubl.	314 ± 7	325 ± 7	.7238 ± 12	
Anatekt. Gneis, Pfahlzone, Böhmische Masse, Anatexis	B. GRAUERT, R. HÄNNY, G. SOPTRAJANOVA, Contr. Min. Petr. **45**, 37–63, 1974.	313 ± 15	324 ± 15	.727 ± 1	2–10
Muskowite des moldanubischen Granites	H. R. v. GAERTNER, W. HARRE, H. KREUZER, H. LENZ, P. MÜLLER, Datierungsbericht 5/67, Bundesanstalt f. Bodenforschung, 1967.	332–301	343–311		
Eisgarner Granit, Böhmische Masse, Mineralisochrone	H. R. v. GAERTNER et al.	308 ± 3	318 ± 3		
Schwazer Augengneis, Altkristallin, Metamorphose	M. SATIR, G. MORTEANI, ECOG V, Pisa 1977.	308 ± 23	319 ± 24	.7180 ± 24	
Seckauer Kristallin, Altkristallin	S. SCHARBERT, unpubl.	296 ± 39	306 ± 40	.70791 ± 62	.8–1.7
Venediger, Penninikum	C. BESANG, W. HARRE, F. KARL, H. KREUZER, H. LENZ, P. MÜLLER, I. WENDT, Geol. Jb. **86**, 835–844, 1968.	282 ± 6	292 ± 6	.7170 ± 15	3.1–35
Orthogneis, Penninikum	C. J. HAWKESWORTH, Contr. Min. Petr. **54**, 225–244, 1976.	264 ± 9	273 ± 9	.70577 ± 14	.4–6.4
Pegmatit, Penninikum	M. SATIR, SMPM, **54/1**, 213–228, 1974	264 ± 4*)	273 ± 4		
Aplitgranit, Penninikum	M. SATIR, S. HÖRNES, G. MORTEANI, Abstracts Tagung Geol. Vereinigung, Münster 1978.	270 ± 30	279 ± 31	.7093 ± 28	2–10
Porphyroblastengneis, Penninikum	M. SATIR, S. HÖRNES, G. MORTEANI, Abstracts Tagung Geol. Vereinigung, Münster 1978.	269 ± 30	278 ± 31	.7088 ± 13	.5–7
Pegmatit, Altkristallin	E. JÄGER & K. METZ, SMPM **51**, 401–414, 1971.	248 ± 29*)	256 ± 30		
Wolfsberger Granit, Altkristallin	W. MORAUF, ECOG IV, Amsterdam 1976.	246 ± 7	254 ± 7	.7055 ± 45	
Großvenediger, Penninikum	E. JÄGER, F. KARL, O. SCHMIDEGG, TMPM **13**, 251–272, 1969.	246	254	.7055 ± 45	
Eisenkappel, Periadriatikum	R. A. CLIFF, H. HOLZER, D. REX, Verh. Geol. B. A., Jg. 1974, H. 3.	244 ± 9***)	252 ± 9		
Leukogranit, Penninikum	R. A. CLIFF, Contr. Min. Petr. **32**, 274–288, 1971.	244 ± 6	252 ± 6	.7141 ± 33	16–89
Zentralgneis, Penninikum	R. St. J. LAMBERT, Verh. Geol. B. A., Jg. 1964, 16–27.	243 ± 11	251 ± 11	.7113 ± 25	.86–26.4
Zentralgneis, Penninikum	M. SATIR, SMPM **54/1**, 213–228, 1974.	237 ± 20	245 ± 21	.7142 ± 42	5.5–19.7
Granodioritporphyr, Periadriatikum	S. SCHARBERT, Verh. Geol. B. A., Jg. 1975, 301–304.	224 ± 9**)	232 ± 9		
Granatspitzkern, Penninikum	R. A. CLIFF, Verh. Geol. B. A., Jg. 1977, H. 2, 101–104.	219 ± 25	226 ± 26	.7188 ± 25	4.5–10.5
Reißeck-Ankogel, Penninikum	R. A. CLIFF, R. J. NORRIS, E. R. OXBURGH, R. C. WRIGHT, Jb. Geol. B. A., **114**, 121–272, 1971.	208 ± 62	215 ± 64	.7084	.75–7.7
Pegmatit, Penninikum	R. A. CLIFF, R. J. NORRIS, E. R. OXBURGH, R. C. WRIGHT, Jb. Geol. B. A. **114**, 121–272, 1971.	206 ± 15*)	213± 15		

*) Muskowit
**) Biotit
***) Hornblende K/Ar

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

4. Eine Metamorphose um 430 M. J. wurde von A. ARNOLD & H. G. SCHARBERT 1973 in den Granuliten der Böhmischen Masse nachgewiesen; sie folgt auf die Bildung des vulkanischen Ausgangsmaterials von 469 M. J.;
5. Geht man von der Annahme aus, daß diese Werte ein metamorphes Ereignis anzeigen, läßt sich aus COMPSTON-JEFFREYS-Diagrammen ableiten, daß für alle Gesteine eine Bildung zwischen 500 und 450 M. J. anzunehmen ist (vgl. auch M. SATIR 1975);
6. Wie erwähnt (S. 34), ist eine zeitgleiche, magmatische Aktivität in fossilführenden, altpaläozoischen Räumen ebenfalls festzustellen (z. B. Barrandium, vgl. PH. VIDAL et al. 1975).

Das Problem, weshalb die Neueinstellung der Sr-Isotopen während einer Metamorphose stattgefunden hat – ein Phänomen, das bei Granitgneisen in anderen metamorphen Terrains meist nicht zu beobachten ist – könnte wie folgt erklärt werden: Unter der Voraussetzung, daß zumindest der größte Teil des Altkristallins aus altpaläozoischen Sedimentserien besteht, kann geschlossen werden, daß die Edukte der Orthogneise zwischen 500 m 450 M. J. als vulkanische bis subvulkanische saure Gesteine entstanden sind. Im Verlaufe einer Metamorphose von Gesteinsserien mit viel Pelitanteil wurden reichlich fluide Phasen freigesetzt, die eine Sr-Homogenisation in den betroffenen Gesteinen bewirkten (vgl. u. a. Verjüngung des Monte Rosa Gneises, J. C. HUNZIKER 1970). Dieses, zwischen 440–410 M. J. „konsolidierte" Kristallin widerstand im Großbereich Isotopen-Equilibrierung während späterer Metamorphosen, die nur von neukristallisierenden Mineralparagenesen und Strukturumprägungen abgebildet wurden.

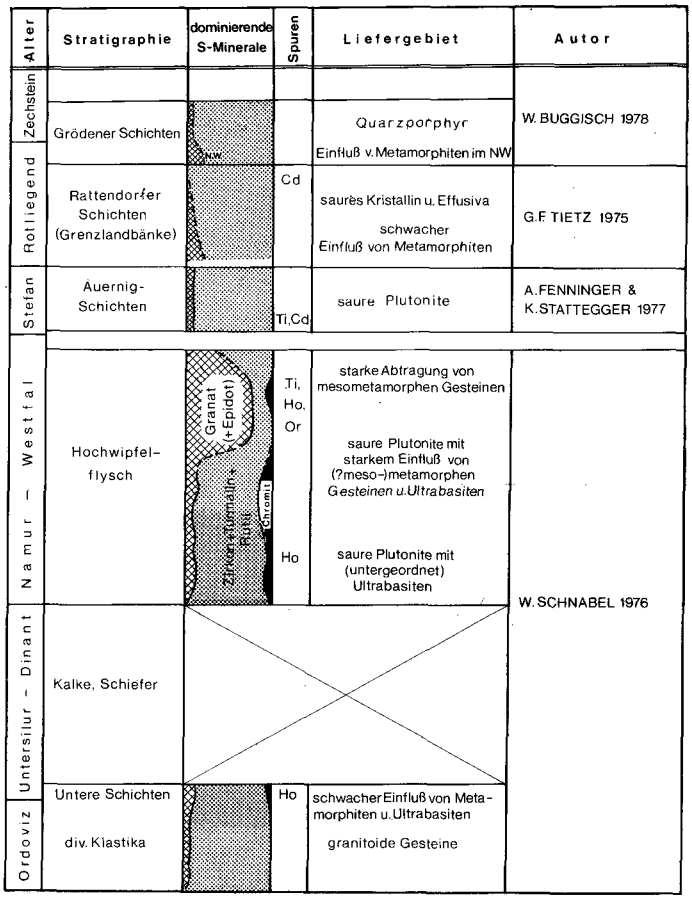


Abb. 16: Schwermineralspektren aus dem Paläozoikum Österreichs (Zusammenstellung W. SCHNABEL, nach vorhandener Literatur. Beachte ungefähre Angaben über Granatverteilung in den Grenzlandbänken und in den Grödener Schichten).

II. 5. Indirekte Hinweise für eine Gliederung des Grundgebirges

Auf Grund des häufigen Auftretens von Konglomeraten im Ostteil der Nördlichen Grauwackenzone schloß bereits H. MOHR 1923 auf die Existenz eines älteren, vorsilurischen Kristallins. Diese Vorstellungen wurden später besonders von R. SCHWINNER weiter ausgebaut, der wiederholt Geröllhorizonte als Beweis für vorangegangene orogene Prägungsakte des ostalpinen Kristallins anführte (vgl. Kap. II. 1.).

In neuerer Zeit haben sich diese Ansichten zwar nicht geändert, da Transgressionskontakte und Transgressionsbildungen (z. B. Silbersbergkonglomerate, Rannachkonglomerat, alpiner Verrucano i. w. S.) naturgemäß weiterhin die wichtigsten Argumente zum Verhältnis zwischen Grund- und Deckgebirge liefern. Um jedoch die polymetamorphen und plurifaziellen Gesteinstypen des Basements altersmäßig weiter untergliedern zu können, sind zusätzliche Untersuchungen erforderlich, wie radiometrische Datierungen, regionale Vergleiche, Aussagen über das Edukt (Abstrahierung der Metamorphosen) und Angaben über das Verhältnis von Kristallisation zu Deformation. Geröllanalysen und Schwermineraldaten geben darüberhinaus Hinweise über das Liefergebiet, dem hinsichtlich der Frage nach der Herkunft der großen Mengen pelitischen Materials in den Phyllitgebieten eine eminente Bedeutung zukommt. Im folgenden seien dazu Beispiele angeführt:

H. MOSTLER machte 1970 darauf aufmerksam, daß in den ordovizischen Wildschönauer Schiefern gelegentlich Agglomeratlagen eingeschaltet sind. Als Bestandteile treten darin vorwiegend Amphibolite und Granathornblendegneise auf. Sie liefern die einzigen Zeugen über die Natur des Geosynklinalbodens und besagen in eindeutiger Klarheit, daß in voroberordovizischer Zeit im Gebiet der heutigen Ostalpen örtlich bereits metamorphe Terrains existiert haben müssen. Zu einem ähnlichen Schluß gelangten A. DAURER & H. P. SCHÖNLAUB 1978 auf Grund von Geröll*untersuchungen des Kalwanger Gneiskonglomerats im Steirischen* Anteil der Nördlichen Grauwackenzone. Danach handelt es sich um wahrscheinlich zeitgleiche Bildungen der Silbersbergkonglomerate, die entgegen der üblichen Quarzbetonung der Gerölle fast ausschließlich ehemalige Albitgranite als Komponenten führen, die bereits als Gneise im Oberordoviz vorlagen und aufgearbeitet wurden. Dieser einheitliche Kristallindetritus läßt demnach auf die Existenz eines Orthogneiskomplexes mit voroberordovizischer Metamorphose im Nahbereich zur Sedimentation der Grauwackenschiefer dieses Raumes schließen (vgl. auch H. P. SCHÖNLAUB & A. DAURER 1977a).

Andere indirekte Zeugen über Art und Umfang eines Liefergebietes sind durch Schwermineralanalysen zu erhalten (vgl. Abb. 16). Nach den bisherigen Untersuchungen in den Karnischen Alpen (W. BUGGISCH 1975, 1978, G. F. TIETZ 1975, W. SCHNABEL 1976, A. FENNINGER & K. STATTEGGER 1977) sind im Ordoviz und Silur hauptsächlich granitoide Gesteine abgetragen worden; auf eine schwache Beteiligung von basischen bis ultrabasischen Komplexen weisen lokal hohe Hornblendegehalte und Chromspinellkörner. Die karbonen Profile zeigen demgegenüber eine nach oben zunehmende Beeinflussung durch metamorphe Serien, die besonders in den höchsten Anteilen der Hochwipfelschichten durch eine dominante Granat- (+ Epidot)-Führung deutlich zum Ausdruck kommt. Mit den Auernigschichten des jüngsten Karbons ändert sich dieses Spektrum wiederum zu einer Zirkon-, Turmalin-, Anatas- und Brookit-Vormacht. Darin spiegelt sich die strukturelle Umgestaltung des Ablagerungsraumes wie des Liefergebietes nach der „asturischen Phase" wider (A. FENNINGER & H. P. SCHÖNLAUB 1972, A. FENNINGER & K. STATTEGGER 1977). Im Unterperm dominieren im Liefergebiet ebenfalls granitische Gesteine über Metamorphite, obwohl an der Unterkante der Grenzlandbänke im Schwermineralspektrum ein merk-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

barer Einfluß eines metamorphen Hinterlandes festzustellen ist (G. F. TIETZ 1975, W. BUGGISCH 1975). Dieses tritt, wie W. BUGGISCH 1978 nach sedimentologischen und geochemischen Untersuchungen der Grödener Schichten beobachtete, im Mittelperm der Südalpen (nordwestliches Verbreitungsgebiet der Grödener Fazies) erneut stark in Erscheinung.

Die gleichen Tendenzen, wie oben geschildert, lassen die Daten alt- und jungpaläozoischer Klastika nördlich des Gailtales erkennen (M. G. KODSI & H. W. FLÜGEL 1970, H. MOSTLER 1972b, E. SCHERIAU-NIEDERMAYR & G. NIEDERMAYR 1973, G. NIEDERMAYR 1975, G. NIEDERMAYR et al. 1978).

Am Beginn des alpidischen Zyklus treten an vielen Stellen der Zentral- und Nordalpen Transgressionsfolgen auf, die nur nach lithostratigraphischer Methodik (z. B. Vorkommen saurer Vulkanite, Schwerminerale, Anteil an Grob- und Feinklastika, Gipsführung, Urangehalt, Nähe zur sicheren Trias etc.) und regionalen Vergleichen mit gesichertem Unterperm bzw. Oberperm gleichgesetzt werden können. Sie sind aber insoferne von besonderem Interesse, da sie – obwohl es sich meistens nur um reliktharte Vorkommen handelt – ebenso wie biostratigraphisch datierte Vorkommen weitreichende Schlüsse über Gefügeprägung, Stoffbestand und die Metamorphose von großen Teilen des Grundgebirges zulassen. Beiträge zu dieser Frage stammen u. a. von G. FRASL 1958, W. FRITSCH 1961b, G. FRASL & W. FRANK 1966, CH. EXNER 1967, P. FAUPL 1970, 1972, W. HEISSEL 1972, H. MOSTLER 1972a, b, c, G. RIEHL-HERWIRSCH & W. WASCHER 1972, D. SOMMER 1972, J. M. SCHRAMM 1973, W. FRISCH 1974, G. NIEDERMAYR 1975, G. KLEINSCHMIDT & M. SEEGER 1975, J. PISTOTNIK 1976, E. ERKAN 1976, 1977 und G. NIEDERMAYR et al. 1978.

III. Biostratigraphie der paläozoischen Ablagerungen Österreichs (Überblick)

Der in der ersten Hälfte dieses Jahrhunderts mehrfach geäußerte Verdacht auf fossilführendes Kambrium in den Ostalpen beruhte in allen Fällen auf Fehlbestimmungen, entweder von Archaeocyathinen oder von Trilobiten. Solche Irrtümer wurden aus folgenden Räumen berichtet:

Steirische Grauwackenzone:	I. PELTZMANN 1934
	H. R. v. GAERTNER 1934
Niedere Tauern:	R. SCHWINNER 1936
Kreuzeckgruppe:	I. PELTZMANN 1940

Mitteilungen über Tremadoc-Graptolithen bei Gaishorn (E. HABERFELNER 1931a) waren nach der kritischen Prüfung durch H. JAEGER 1969 ebenfalls nicht als solche anzuerkennen.

Der erstmalige biostratigraphische Nachweis der verschiedenen Systeme geht im Paläozoikum von Österreich auf folgende Autoren zurück:

Perm	G. STACHE 1872
Karbon	L. v. BUCH 1824
Devon	F. UNGER 1843
Silur	F. v. HAUER 1847
Ordoviz	G. STACHE 1884

Die auffallende Parallelität zwischen den Südalpen und den primär nördlich anschließenden Räumen (Nördliche Grauwackenzone, Mittelkärnten s. l., u. a.) ist vor allem im jüngeren Ordoviz und Silur zu beobachten. In diesem Zeitabschnitt kam es in den genannten Gebieten zum Erguß von maximal 600 m mächtigen Quarzporphyren, die in den Karnischen Alpen allerdings nur westlich des Plöckenpasses auftreten. In den Karawanken sind sie südlich von Trögern mit einem sauren bis intermediären Chemismus entwickelt (J. LOESCHKE & ROLSER 1971, F. KUPSCH et al. 1971, J. LOESCHKE 1974). Dieses magmatische Ereignis konnte bisher nur bei Eisenerz durch Conodontenfunde biostratigraphisch erfaßt werden und zwar wurde dafür von G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB 1976 eine kurze Spanne im jüngeren Caradoc oder an der Grenze zum Ashgill angenommen.

Während darüber in beiden Gebieten gröber klastische Ablagerungen folgen – in der Steiermark die Polsterquarzite, in Kärnten die Himmelberger Sandsteine – und im jüngsten Ordoviz mikrofossilreiche Tonflaserkalke bzw. Cystoideenkalke für beide Räume bestimmend sind, zeigen sich im Liegenden des Porphyroids Unterschiede. So deutet sich in der Nördlichen Grauwackenzone Tirols eine bis 1000 m mächtige vulkanogen-klastische Abfolge an, die bisher noch keinerlei Fossilien geliefert hat und deren Gesamtumfang daher altersmäßig unklar bleibt (H. MOSTLER 1970). In den Karnischen Alpen sind auch nach reichen Neuaufsammlungen von Bryozoen, Brachiopoden, Trilobiten und Cystoideen (H. P. SCHÖNLAUB 1969a, 1971c, G. B. VAI 1971, H. JAEGER et al. 1975) Äquivalente des Caradoc weiterhin die ältesten, mit Fossilien datierten Sedimente. Noch ältere Anteile sind vielleicht in den westlichen Karnischen Alpen (Raum Comelico) vorhanden, doch lassen sich darüber noch keine sicheren Angaben machen.

Von großer Bedeutung ist der Umstand, daß der basale Anteil der Nördlichen Grauwackenzone örtlich mit einem deutlichen Hiatus in der Metamorphose auf einem mesozonal metamorphen Kristallin liegt (Abb. 57, vgl. Kap. V). Es wäre daher denkbar, daß im Sinne der zuerst von H. MOHR 1923 geäußerten Ansicht die konglomeratischen Partien an der Basis des oberen Ordoviz (Silbersbergkonglomerat, Kalwanger Gneiskonglomerat) ursprünglich die transgressive Auflage des Kristallins darstellten (vgl. K. METZ 1937a, 1940, L. HAUSER 1938, H. P. CORNELIUS 1941, 1952, O. HOMANN 1955) und daher vermutet werden kann, daß die Metamorphose des Basiskristallins älter als jüngeres Ordoviz wäre (H. P. SCHÖNLAUB & A. DAURER 1977, A. DAURER & H. P. SCHÖNLAUB 1978).

Im Silur haben Graptolithen, Conodonten, Trilobiten, Bivalven, Nautiloideen und in zunehmendem Maß Palynomorpha (vgl. H. PRIEWALDER & R. SCHUMACHER 1976, F. MARTIN 1978) für stratigraphische Fragen große Bedeutung. Aus der Vielzahl biostratigraphischer Untersuchungen sei insbesondere auf die Ergebnisse zum Geschehen an der Ordoviz/Silur-Grenze hingewiesen (H. JAEGER et al. 1975, G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB 1976). Danach zeigten sich neben stellenweise kontinuierlicher Sedimentation vielfach Schichtlücken unterschiedlichen Ausmaßes, die nicht einfach auf die ererbte oberordovizische Topographie zurückgeführt werden können. Vielmehr sind generell an der Basis des Silurs Änderungen der Fazies, Faunenwelt, Sedimentanlieferung und der Subsidenzverhältnisse festzustellen, die als Ausdruck tektonischer Ungleichgewichte des obersten Stockwerkes aufzufassen sind, denen im kristallinen Krusten-Stockwerk magmatogen-tektonische Vorgänge zuzuordnen sind (vgl. Abb. 73, S. 97ff.).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

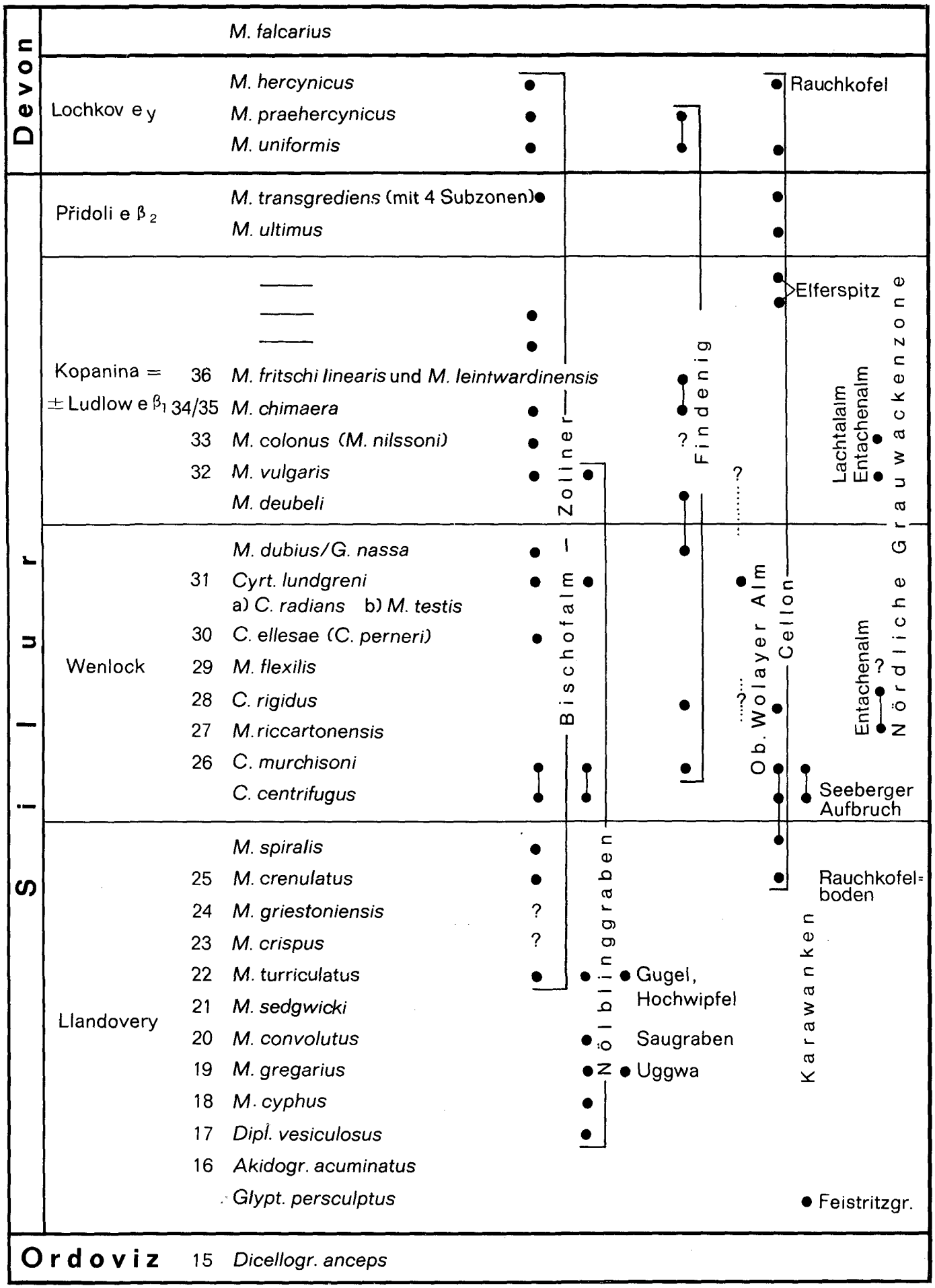


Abb. 17

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Abb. 17 zeigt die in den Ost- und Südalpen nachgewiesenen Graptolithen und ihre zeitliche Verbreitung (H. JAEGER). Bisher ist erst der kleinste Teil vor allem neuer Kollektionen genauer durchgearbeitet. Der Nachweis weiterer Zonen ist zu erwarten, ebenso eine Präzisierung zugunsten der einen oder anderen Zone (in der Tabelle durch Verbindungslinien angedeutet). In einigen Fällen, durch Fragezeichen vermerkt, lassen die vorliegenden Graptolithen einen noch größeren Datierungsspielraum.

Zusammen mit Neufunden aus dem Unterdevon, gaben im Silur Graptolithen die Grundlage für eine Parallelisierung mit anderen Tiergruppen. Als Beispiele seien die Korrelation zwischen Conodonten und Graptolithen im Cellonprofil angeführt (O. H. WALLISER 1957, 1964, H. JAEGER 1975; Abb. 22), die Neugliederung des Bischofalm-Graptolithenprofils (H. JAEGER 1968, H. JAEGER in H. W. FLÜGEL et al. 1977; Abb. 30), das Graptolithenschiefer-Profil im Nölblinggraben (H. JAEGER & H. P. SCHÖNLAUB 1977) oder die Grenzziehung zwischen Silur und Devon mit Hilfe von Conodonten und Graptolithen (O. H. WALLISER 1964, H. W. FLÜGEL et al. 1977), die, gestützt auf Daten aus den Karnischen Alpen, eine weltweite Anwendung und Bestätigung gefunden hat (I. CHLUPÁČ 1972, 1977, H. JAEGER 1976 u. a.).

Im Devon ist aus den Karnischen Alpen, den Karawanken, dem Grazer Paläozoikum und Teilen der Nördlichen Grauwackenzone (Umgebung von Eisenerz, Schwazer Dolomit) aus Flachwasserablagerungen eine teilweise reiche Makrofauna beschrieben worden (vgl. u. a. H. K. ERBEN et al. 1962, H. K. ERBEN 1966, K. ALBERTI 1967, R. B. JHAVERI 1969, K. BANDEL 1969, 1972, R. SCHÖNENBERG 1970, M. G. KODSI 1971, F. TESSENSOHN 1974, H. FLÜGEL 1956, 1964 cum lit., 1975 a, b, G. FLAJS 1967 cum lit.). Die Bedeutung der Mikrofauna leitet sich hier aus der Beobachtung ab, daß den organodetritischen Kalken vielfach Sedimente des tieferen Wassers gegenüberstehen, die die Erscheinung der Kondensation zeigen oder lückenhaft entwickelt sein können, auf jeden Fall aber wegen des Zurücktretens von Makrofossilien nur schwierig mit einer Riff- oder Riffschuttentwicklung parallelisiert werden können. Sie beinhalten eine Mikrofauna aus hauptsächlich Conodonten, Radiolarien, Tentakuliten, Foraminiferen und Ostracoden. Diese Gruppen sind z. T. sehr detailliert in den Karnischen Alpen, den Karawanken, dem Grazer Raum und in der Grauwackenzone untersucht worden. Erste Bearbeitungen gab es auch aus weniger bekannten Räumen, wie Mittelkärnten, Remschnigg, Sausal oder dem Paläozoikum des Burgenlandes. Beispiele brachten u. a. die Arbeiten von H. FLÜGEL et al. 1959, K. J. MÜLLER 1959, P. PÖLSLER 1967, 1969 a, b, H. P. SCHÖNLAUB 1969 a, b, W. SKALA 1969, M. MANZONI 1965, W. LANGER 1969, K. BANDEL 1972, K. BANDEL & G. BECKER 1975, F. EBNER 1973 b, c und I. GEDIK 1974 aus den Karnischen Alpen, R. SCHULZE 1968, F. TESSENSOHN 1968, 1971, 1975, R. SCHÖNENBERG 1970, F. KUPSCH et al. 1971 und H. P. SCHÖNLAUB 1971 b, 1975 b aus den Karawanken, E. STREHL 1962, E. CLAR et al. 1963 und H. P. SCHÖNLAUB 1971 a im Altpaläozoikum Mittelkärntens, F. EBNER 1975 b, W. BUGGISCH et al. 1975 im Sausal und Remschnigg, weiters H. FLÜGEL & W. ZIEGLER 1957, G. FLAJS 1966, M. G. KODSI 1967 im Grazer Paläozoikum und schließlich H. MOSTLER 1968, G. EMMANUILIDIS & H. MOSTLER 1970, A. MAVRIDIS & H. MOSTLER 1970, G. FLAJS 1967 und G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB 1976 in der Nördlichen Grauwackenzone.

Neben den Fortschritten der Stratigraphie des klassischen ostalpinen Paläozoikums gelang es in den letzten Jahren, in mikropaläontologischen Detailuntersuchungen in „phyllitische" Räume einzudringen und erste biostratigraphische Datierungen in diesen Gebieten zu erzielen (vgl. Kap. II. 2). Sie halfen nicht nur den Schichtbestand weiter aufzuklären, sondern ermöglichten z. T. eine sehr genaue Parallelisierung mit sicherem Paläozoikum, wie Beispiele von der Turracher Höhe zeigten (R. HÖLL 1970 a), aus dem Murauer Paläozoikum (F. EBNER et al. 1977), in den Radstädter-, Katschberg- und Lungauer Quarzphylliten (H. P. SCHÖNLAUB 1975 a, H. P. SCHÖNLAUB & G. ZEZULA 1975, H. P. SCHÖNLAUB et al. 1976), in den Quarzphylliten des Gailtals (H. P. SCHÖNLAUB 1975 c), der Quarzphyllitgruppe des Goldeck-Kristallins (diese Arbeit, A. DEUTSCH 1978), den Innsbrucker Quarzphylliten (R. HÖLL & A. MAUCHER 1968, H. MOSTLER 1973) oder in den Ennstaler Quarzphylliten (H. PRIEWALDER & R. SCHUMACHER 1976). Nach diesen Untersuchungen konnten bisher hauptsächlich silurisch-devone Anteile innerhalb der Quarzphyllitkomplexe datiert werden. In welchem Maße ältere und jüngere Schichtglieder am Aufbau der stofflich sehr heterogenen und tektonisch intensiv deformierten Quarzphyllite beteiligt sind, bleibt vorläufig offen. Daher sind derzeit auch keine Angaben über tatsächliche Mächtigkeiten der Quarzphyllitkomplexe möglich (vgl. Kap. II. 2).

Mit der Annäherung an die Devon/Karbon-Grenze bzw. im Unterkarbon trat eine drastische Veränderung im Verhältnis zwischen Hochzonen und sedimenterfüllten mobilen Trögen ein. Wenn auch die Dynamik dieses Geschehens noch immer nicht völlig geklärt werden konnte, so ist verständlich, daß das Ausmaß des Umbruchs, der das Ende der ostalpinen variszischen

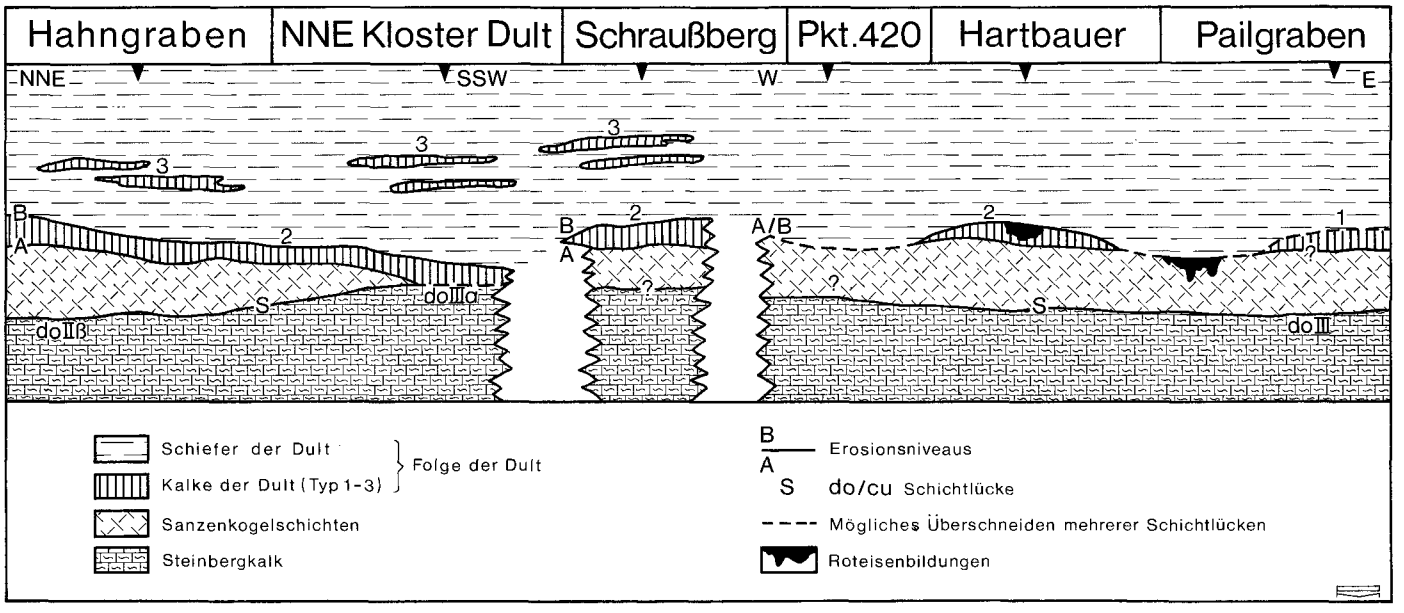


Abb. 18: Oberdevon und Karbon im Grazer Paläozoikum (Rannachfazies). Mächtigkeiten im Profil stark schematisiert. (Nach F. EBNER 1976, umgezeichnet).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Geosynklinalzeit einleitete, erst zu einem Zeitpunkt zu erkennen war, als exakte biostratigraphische Daten zur Verfügung standen. Über die genaue Zeit des Umschlags von der Karbonatfazies in den karbonen Hochwipfelflysch und die diese Entwicklung charakterisierenden Sedimente unterrichten in den Karnischen Alpen und Karawanken vor allem die Arbeiten von H. R. v. GAERTNER 1931, H. FLÜGEL et al. 1959, K. J. MÜLLER 1959, A. FERRARI & G. B. VAI 1966, F. FRANCAVILLA 1966, M. MANZONI 1966, 1968, R. SCHULZE 1968, F. TESSENSOHN 1968, 1969, 1971, 1974, 1975, P. PÖLSLER 1969b, H. P. SCHÖNLAUB 1969b, 1971e, f, A. RAMOVS 1969, 1971a, b, 1975, K. BANDEL 1972, A. FENNINGER & H. P. SCHÖNLAUB 1972, F. EBNER 1973a, b, P. LEDITZKY 1974 und W. SCHNABEL 1976. Den Kenntnisstand des küstennahen Karbons von Nötsch erweiterten H. W. FLÜGEL 1965a, 1972a, M. G. KODSI & H. W. FLÜGEL 1970, G. HAHN & R. HAHN 1973 und H. P. SCHÖNLAUB 1973a. Beachtliche Neuergebnisse liegen weiters aus dem Grazer Raum durch die Untersuchungen von H. FLÜGEL & W. ZIEGLER 1957, M. G. KODSI 1967, L. NÖSSING 1975 und F. EBNER 1976a, 1977, 1978a, vor, die nach Conodontendaten aus dem Unterkarbon zur Vorstellung eines marinen Flachwasserraumes führten, der einerseits temporär trockenfiel, in dem andererseits aber bis ins Grenzbereich Namur/Westfal wiederholt äußerst geringmächtige Kalke und Schiefer abgelagert wurden (Abb. 18). Diese Beobachtungen sind hinsichtlich paläogeographischer Überlegungen von großer Bedeutung.

Aus der Grauwackenzone sind neue Befunde zu nennen, die in der Norischen Decke (= höhere Einheit mit vorwiegend Altpaläozoikum) den conodontenstratigraphischen Nachweis von Unterkarbon in einer Kalkfazies gebracht haben, die hangend in die Eisenerzer Schichten übergeht (F. THALMANN 1975, H. P. SCHÖNLAUB & G. FLAJS 1975b, H. P. SCHÖNLAUB 1977). In der tieferen Veitscher Decke lieferten neue Trilobiten- und Korallenfunde sowie Neuaufsammlungen von Pflanzen (W. DEL NEGRO 1970, K. O. FELSER 1976, K. O. FELSER & H. W. FLÜGEL 1975, H. W. J. VAN AMEROM & M. BOERSMA 1975, G. HAHN & R. HAHN 1977) weitere biostratigraphische Fixpunkte für eine Einstufung in den Zeitraum höheres Visé bis Westfal C. Diesen Datierungen ist für die Frage der gegenseitigen Beziehungen beider Großeinheiten zueinander sowie im Hinblick auf die Rekonstruktion des Karbonmeeres in den Ostalpen große Bedeutung beizumessen.

Noch innerhalb des Westfals erreichte die Hauptstrukturprägung der variszischen Orogenese in den Ostalpen ihren Höhepunkt und einen vorläufigen Abschluß. Das folgende jungpaläozoische Molassestadium griff anschließend in Abhängigkeit des vorher entstandenen Reliefs zeitlich verschieden über einen intensiv gefalteten, verschuppten und in weiten Teilen der Zentralalpen durch die variszische Metamorphose geprägten Unterbau. Transgressionsbildungen und Transgressionskontakte sind besonders in den Karnischen Alpen überaus instruktiv erhalten (A. FENNINGER et al. 1976); da hier nahe der Basis außerdem Fossilien in reichem Maße vorhanden sind, war es möglich, an einigen Stellen den Beginn der Transgression zu datieren. Nach K. L. GAURI 1965, W. REMY 1969, F. FRANCAVILLA 1974 und G. HAHN et al. 1977 sollen entgegen der Meinung älterer Bearbeiter die Auernigschichten erst im Stefan bzw. in der Gshel-Stufe einsetzen (H. W. FLÜGEL 1977 nahm den Beginn der Transgression weiterhin in der Miatchkovo-Unterstufe, d. h. im Westfal D an). Sie stehen damit einer kontinental-terrestrischen Entwicklung nördlich des Gailtals gegenüber, die nach Pflanzenfunden ebenfalls im obersten Karbon oder Unterperm beginnt (G. RIEHL-HERWIRSCH 1962, 1965, K. PATTEJSKI 1971, K. LIEGLER 1970, W. FRANK & G. RIEHL-HERWIRSCH 1972, E. SCHERIAU-NIEDERMAYR & G. NIEDERMAYR 1973, F. THIEDIG & M. CHAIR 1974, F. THIEDIG & D. KLUSSMANN 1974, H. W. J. VAN AMEROM et al. 1976a, V. TENCHOV 1978).

IV. Die Ausführung der Korrelationstabelle (Tab. 3)

IV. 1. Bemerkungen zur stratigraphischen Skala

Die Einordnung der paläozoischen Ablagerungen Österreichs in die Korrelationstabelle basiert auf biostratigraphischer und lithostratigraphischer Methodik. Es ist daher klar, daß die Qualität der Datierung unterschiedlich ist, je nachdem, ob klassische fossilführende Räume zu einem stratigraphischen Schema zusammengefaßt oder ob metamorph umgewandelte Sedimentserien lediglich nach Profilvergleichen oder geologischen Parametern prostratigraphisch, d. h. ohne paläontologische Belege, zeitlich gegliedert wurden. Beide Methoden offenbaren indessen die gleiche Problematik, die jede Tabelle hat: Durch Zusammenfassung aller verfügbaren geologischen Daten vermittelt sie zwar einen besseren Überblick, die Bestimmtheit der graphischen Darstellung stimmt aber vielfach nicht mit der für solche Zwecke erwünschten Sicherheit der Grundlagen überein.

Die aufeinanderfolgenden Abschnitte der Stratigraphischen Standard-Skala wurden in Hinblick auf die engen faunistischen Bindungen mit dem Altpaläozoikum Böhmens der dort üblichen Einteilung von Ordoviz, Silur und Teilen des Devons angeglichen. Es ist uns aber bewußt, daß eine internationale Übereinkunft über die Definitionen und Namen verschiedener hier verwendeter Serien noch aussteht bzw. Diskussionen darüber in Fluß sind. Dies betrifft:

- Die Untergliederung des Ordoviz, für die wir den Vorschlägen von V. HAVLÍČEK & L. MAREK 1973 folgen.
- Die Lage der Ordoviz/Silur-Grenze, die zum gegenwärtigen Zeitpunkt durch eine Arbeitsgruppe weltweit diskutiert wird und neu definiert werden soll. In Österreich ist bisher nur ein Vorkommen mit dem leitenden Graptolithen des ältesten Silurs *(Gl. persculptus)* durch H. JAEGER et al. 1975 bekannt geworden. Die Art datiert den Beginn der (meist nach einer Lücke verschiedenzeitig einsetzenden) Transgression des Silurmeeres; ihr Auftreten ist ein wichtiger Bezugspunkt für überregionale Parallelisierungen.
- Über eine Unterteilung des Silurs in zwei oder drei Abteilungen bzw. deren Ersatz durch vier Stufen oder Serien besteht derzeit im Rahmen der „Subcommission on Silurian Stratigraphy" (SSS) noch keine verbindliche Übereinkunft.
- Im Unterdevon folgen wir der böhmischen Dreigliederung in Lochkov, Prag und Zlichov. Die Grenze Zlichov/Daleje ist eine Möglichkeit für die Definition der Unter-/Mitteldevon-Grenze. Die traditionelle Heisdorf/Lauch-Grenze liegt jedoch in der böhmischen Fazies höher und zwar nahe dem Top der Trebotov-Kalke (G. KLAPPER 1977, G. KLAPPER & W. ZIEGLER 1977, G. KLAPPER et al. 1978). Die Neufestlegung ist derzeit Gegenstand von Diskussionen der „Subcommission on Devonian Stratigraphy" (SDS). Dieselbe Arbeitsgruppe beschäftigt sich mit der Mittel-/Oberdevon-Grenze.
- Der Beginn des Karbons wird in Übereinstimmung mit neuen Erkenntnissen der Conodontenforschung (zusammengefaßt von der „Arbeitsgemeinschaft für Dinant-Stratigraphie") an der Basis der *Siphonodella sulcata*-Conodontenzone fixiert.
  Die Grenze Dinant/Siles (= Grenze Unter-/Oberkarbon) liegt innerhalb der *Paragnathodus nodosus*-Conodontenzone.
- Für das Perm wird die auf biostratigraphischer Grundlage von F. KAHLER 1974 vorgeschlagene Gliederung verwendet; sie versagt in den vorwiegend terrestrischen Ablagerungen nördlich der Gailtallinie.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die radiometrische Zeitskala für das Paläozoikum basiert auf Vorschlägen von R. L. ARMSTRONG & W. G. MCDOWALL anläßlich des Intern. Meeting for Geochronology, Cosmochronology & Isotope Geology, Paris 1974. Die Angaben für den Beginn des Ordoviz wurden nach der Arbeit von PH. VIDAL et al. 1975 verändert. Ergänzend sei darauf hingewiesen, daß für diese Zeitskala neuerdings nicht unerhebliche Modifikationen vorgeschlagen wurden (N. H. GALE et al. 1977, R. J. ROSS et al. 1977, 1978, J. R. RICHARDS 1978 u. a.).

IV. 2. Die Einteilung der Tabelle

Die Tabelle wurde – soweit dies möglich war – nach geographischen Begriffen und nicht nach tektonischen Einheiten gegliedert. Damit sollte einerseits eine bessere Lesbarkeit erreicht werden und zum anderen eine tektonische Festlegung von solchen Einheiten vermieden werden, deren Einordnung und räumliche Abgrenzung innerhalb des ostalpinen Deckenkonzepts noch teilweise umstritten ist (z. B. Teile der Saualpe, Goldeck- und Kreuzeckkristallin, Silvretta u. a.).

Die Darstellung des Paläozoikums beginnt im Süden mit den Karnischen Alpen und den Karawanken (Paläozoikum des Seeberggebietes). Daran schließt im Norden die Behandlung der Paläozoikumsvorkommen nördlich des Periadriatischen Lineaments an und zwar jeweils in West-Ost-Streifen (Gailtal–Eisenkappel, Schober-, Kreuzeck- und Goldeckgruppe, Nockgebiet, Gurktaler Alpen, Sau- und Koralpe, Remschnigg und Sausal). Der folgende Streifen umfaßt von West nach Ost das Montafon, die Silvretta- und Ötztalgruppe, die Hohen Tauern, den Raum südlich des Inntals, das Katschberggebiet, die Radstädter Tauern sowie einen Großteil der Muralpen (Niedere Tauern, Seckauer Tauern, Gleinalpe, Raabalpen), das Grazer Bergland und schließlich im Osten den Wechsel und die paläozoischen Aufbrüche im südlichen Burgenland. Die tektonisch zweigeteilte Nördliche Grauwackenzone schließt als nördlichster Streifen die Darstellung ab.

VI. 3. Schichtnamen und Farbsymbolik

Im Paläozoikum von Österreich finden sich in den klassischen fossilführenden Gebieten alteingeführte Schichtnamen, wie z. B. Barrandeikalk oder Blasseneckporphyroid, denen die Bedeutung von Formationen zukommt. Durch die Einbeziehung metamorpher Terrains in ein Korrelationsschema war es notwendig, neue deskriptive Arbeitsbezeichnungen und lithologische Begriffe (z. B. Arkoseschiefer) einzuführen, die – streng genommen – nicht den Richtlinien des „Intern. Stratigraphic Guide to Stratigraphic Classification, Terminology and Usage" (Hrsg. H. D. HEDBERG 1976) entsprechen. Diese Maßnahme erscheint jedoch deshalb vorläufig vertretbar, da sie weniger Verwirrung schafft als eine große Anzahl neuer Schichtnamen, deren altersmäßiger Umfang nicht sicher angegeben werden kann und die daher miteinander nur ungenau zu korrelieren wären. Die andere Möglichkeit, um den genannten Empfehlungen gerecht zu werden, nämlich den Formationsbegriff für die Namensgebung zu verlassen und in der stratigraphischen Begriffshierarchie zum Rang der „Gruppe" aufzusteigen, ist unseres Erachtens auch nicht zielführend, da dieses Vorgehen vor allem in den Quarzphyllitgebieten wieder einen Rückschritt zu der früher gehandhabten, ungegliederten Sammelbezeichnung des heterogenen Gesteinsbestandes darstellen würde.

Alteingeführte, nach ihrem Begriffsinhalt klare Namen, wie z. B. Magdalensbergserie oder Habachserie, die nicht den nomenklatorischen Regeln entsprechen, wurden vorläufig nicht emendiert. Es ist aber zu hoffen, daß in Zukunft Wortbildungen, soweit sie neu aufgestellte lithostratigraphische Einheiten betreffen, den stratigraphischen Regeln folgen und den in diesem Sinn unzulässig verwendeten Serienbegriff im alpinen Schrifttum ersetzen.

Für die Schreibweise von stratigraphischen Bezeichnungen gibt es keine verbindlichen orthographischen Regeln. Wenn zwei gedanklich verbundene Wörter noch ihren vollen Sinn und damit ihre Selbständigkeit bewahrt haben, sollte man sie grundsätzlich nicht zusammenschreiben. Im Zweifelsfall ist stets Getrenntschreibung vorzuziehen, vor allem dann, wenn lange Wörter aus Platzgründen abgekürzt werden müssen (z. B. obere Pseudoschwagerinen-Schichten). Der Bindestrich dient bei langen Wortbildungen der besseren Übersicht und Lesbarkeit; ein nicht-deutscher Leser wird dafür danken!

In der Tabelle wurden durch Verwendung eines Bindestrichs lange Wortbildungen möglichst vermieden. Getrennte Schreibweise ohne Bindestriche wurde dann angewendet, wenn der erste Wortteil adjektivisch gebraucht mit -er endet, wie z. B. Wolayer Kalk. Kurze, klare Schichtnamen, wie z. B. Kokkalk oder solche, die schon primär auf -er enden, wurden zusammengeschrieben (z. B. Polsterquarzit).

Wie mehrfach hingewiesen wurde, ist die altersmäßige Einordnung von Kristallinkomplexen derzeit in vielen Fällen noch nicht befriedigend gelöst. Dies wurde in der Tabelle durch die Schreibweise in Kapitälchen zum Ausdruck gebracht. Es bedeutet, daß das Alter des Edukts Voroberordoviz sehr wahrscheinlich ist und präkambrisches Alter nicht ausgeschlossen werden kann (z. B. in der Südlichen Gneiszone, in den Paraserien des Ötz- und Silvrettakristallins, in der Amphibolitfolge der Hohen Tauern und in weiten Teilen der Muralpen).

Die Tabelle umfaßt zwei Entwicklungsabschnitte des ost- und südalpinen Paläozoikums, nämlich die postvariszischen Sedimentfolgen mit eingelagerten Vulkaniten und vorvariszische Gesteinsfolgen. Diese Gliederung kommt im gelben Farbton in den jüngeren klastischen Formationen gegenüber dunkleren Farben im älteren Teil zum Ausdruck. Karbonate und Vulkanite sind dagegen einheitlich in Blau bzw. Rot ausgeschieden. Auch im Vorvariszikum blieb für die klastischen Gesteine die Korngröße unberücksichtigt: Pelite und Psammite wurden in grüner Farbe dargestellt. Sie zeigen alle Übergänge zu kohlenstoffführenden Schiefern und Quarziten bzw. verzahnen mit diversen Grüngesteinen. Diese Verhältnisse sind in der üblichen Form schematisch angedeutet. Karbonatlinsen innerhalb der Schieferentwicklung sind jeweils am Rande verzeichnet.

Pfeile deuten die Möglichkeit einer stratigraphischen Ausdehnung an. Die Unsicherheit des Alters wurde bisweilen durch Wellenlinien verstärkt; hierbei bleibt offen, ob sie ein heute erkennbares Erosionsniveau repräsentieren. In den Kolonnen für die Karnischen Alpen und die Nördliche Grauwackenzone sind Bereiche durch unterbrochene Linien umgrenzt. Damit soll angedeutet werden, daß indirekt in Geröllen der Nachweis der fehlenden Schichtsäule erbracht werden konnte.

IV. 4. Besprechung des regionalen Teils der Korrelationstabelle

Karnische Alpen und Karawanken

Übersicht

Die Karnischen Alpen und Karawanken bilden im Süden Österreichs den Grenzkamm gegen Italien und Jugoslawien. Beide Gebirge haben vor allem durch ihre reich gegliederten paläozoischen Schichtfolgen an der Basis der südalpinen Trias Berühmtheit erlangt. Zahlreiche, heute als klassisch zu wertende Arbeiten brachten dies früh zum Ausdruck.

Im Westen formen die Karnischen Alpen eine 7–8 km breite Gebirgskette, die über eine Strecke von 140 km von Sillian bis Arnoldstein reicht; sie kulminiert im Gebiet des Plöckenpasses mit Höhen bis 2780 m (Hohe Warte/Mt. Coglians). Eine mar-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

kante Störungszone (= Periadriatisches Lineament, Gailtallinie, Alpindinarische Naht etc., vgl. S. 104) trennt das Paläozoikum des Südens vom Kristallin und seinem permomesozoischen Deckgebirge im Norden (Drauzug, Nordkarawanken). Diese Störung stellt zugleich die Grenze zwischen den Zentralalpen und den Südalpen dar.

Durch einen Querbruch abgesetzt (= Gailitzer Furche), folgen östlich Arnoldstein die Westkarawanken als natürliche Fortsetzung der Karnischen Alpen. Wie im Westen, bilden hier ebenfalls paläozoische Gesteine den Sockel jüngerer Sedimente, doch sind letztere so weit nach Norden vorgeschoben, daß die ältere Unterlage gegen Osten zu auf einen immer schmäler werdenden Streifen reduziert wird bzw. von jungtertiären Ablagerungen bedeckt wird. Auf diese Weise endet im Worounitza-Graben zwar der geschlossene Zug des Paläozoikums, jedoch finden sich in der gleichen Position und in fazieller Übereinstimmung gegen Osten weitere kleine Vorkommen, wie etwa am Nordrand des Mittagskogels, südlich Maria Elend, im Bären-, Boden- und im Loibltal. Es wird angenommen, daß dieses Alt- und Jungpaläozoikum längs E–W verlaufender Störungen („Karawanken-Überschiebung") hochgeschleppt wurde, ursprünglich aber die Basis der Südalpen darstellte.

Der Verlauf des Periadriatischen Lineaments, das über Zell Pfarre und den Meleschniksattel ins Ebriachtal und weiter ins Remschenigtal zieht, bestimmt im Raum Eisenkappel die Zugehörigkeit verschiedener Paläozoikums-Vorkommen zu den Zentral- bzw. Südalpen. Eine zusätzliche Untergliederung wird durch den schmalen E–W streichenden „Granitzug von Eisenkappel" ermöglicht, der im Remscheniggraben südöstlich Eisenkappel von seinen altkristallinen Hüllgesteinen und einer Tonalitlamelle begleitet wird. Er unterteilt das „Eisenkappeler Paläozoikum" in einen nördlichen und einen südlichen Streifen („Eisenkappel Nord" bzw. „Eisenkappel Süd"). Während im Norden des Granits eine mehrere 100 m mächtige Diabas-Tuff-Serie unbekannten Alters vorherrscht („Ebriacher Diabaszug", Ordoviz?), gleichen die Verhältnisse im Süden des Granits bemerkenswert gut jenen in den Karnischen Alpen. „Eisenkappel Süd" kann darüberhinaus unter der Koschuta-Trias mit der reichsten Entwicklung des Paläozoikums in den Karawanken, der „Seeberger Aufbruchszone" („Seeberger Paläozoikum") verbunden werden, die sich am Loiblpaß durch die Überspannung von Koschuta- und Steiner Einheit schließt. Alle drei genannten Einheiten, nämlich Eisenkappel Süd, Koschuta-Trias und Seeberger Paläozoikum, sind südalpine Bauelemente, die in modifizierter Form in den Karnischen Alpen wiederkehren.

Die stellenweise reiche Fossilführung in den Karnischen Alpen und im Seeberger Paläozoikum hat seit Mitte des vorigen Jahrhunderts weites Interesse unter Paläontologen und Geologen hervorgerufen (K. Peters, D. Stur, E. Suess, T. Taramelli, G. Stache, E. Tietze, F. Teller, F. Frech, G. Geyer, E. Schellwien u. a.). Nach dieser ersten Periode brachten vor allem die Arbeiten von M. Gortani, P. Vinassa de Regny, H. R. v. Gaertner, F. Heritsch, E. Haberfelner, K. Metz und F. Kahler große Fortschritte in der Kenntnis des Paläozoikums. Sie beschäftigten sich ausschließlich mit Makrofossilien und schufen die Grundlagen der Stratigraphie, sei es in den Flachwasserräumen der Zentralen Karnischen Alpen (Ordoviz bis Devon), in den Graptolithenschiefer-Profilen, im Jungpaläozoikum des Naßfeld-Gebietes oder in der Umgebung des Seeberg-Paß in den Karawanken.

In der Nachkriegszeit fand die unbefriedigende Stratigraphie, die nur auf einzelne Fossilfundpunkte basierte, ihre notwendige Ergänzung und Präzisierung durch neue mikropaläontologische Untersuchungsmethoden (Conodonten, Foraminiferen, Ostrakoden, Sporen, Acritarchen etc.). In enger Verbindung mit gleichzeitig durchgeführten, großmaßstäblichen Aufnahmen gelang es, in bisher als fossilfrei geltende Räume einzudringen, fazielle Beziehungen aufzuzeigen und dadurch die Tektonik einer Lösung näherzubringen. Parallel zu diesen Arbeiten wurden auch verschiedene Fossilgruppen an neuen und bekannten Fundpunkten aufgesammelt, bearbeitet oder revidiert. Ein wichtiges Ergebnis ist die Erkenntnis, daß dem südalpinen Paläozoikum eine vermittelnde Stellung in der biogeographischen Entwicklung der Prototethys zukommt. So zeigen beispielsweise die oberordovizischen Brachiopoden Beziehungen nach Böhmen, nach Südeuropa und nach Nordafrika; der Charakter der silurischen Faunen entspricht der Vorstellung einer einheitlichen Faunenentwicklung in dieser Zeit; im Unterdevon weisen Trilobiten auf eine Mischung von hercynischen und uralo-tienshanischen Faunenelementen, während die von P. Palla 1966, 1967 beschriebenen Algen eine Beziehung zum Kusnetz-Becken und nach Australien zeigen. Ein Zusammenhang mit der uralischen Faunenprovinz wird nach A. J. Boucot, J. G. Johnson & J. A. Talent 1967 auch durch die Brachiopoden des Ems bestätigt (vgl. dazu G. B. Vai 1975: 297).

Im Oberkarbon sind in der Brachiopoden- und Fusulinenfauna deutliche osteuropäische Einflüsse bemerkbar, während die Flora Beziehungen zu Westeuropa und zu Asien aufweist (vgl. S. 106).

Den hier gezeigten weltweiten Verbindungen stehen auf der anderen Seite freilich auch zahlreiche endemische Formen gegenüber (z. B. jungpaläozoische Korallen).

Stratigraphie

In den Karnischen Alpen und Karawanken werden üblicherweise zwei Entwicklungsabschnitte unterschieden, die durch die variszische Orogenèse getrennt sind.

1. Der Unterbau (Ordoviz-Karbon)

Ordoviz

Die ältesten fossilführenden Schichten gehören in den Karnischen Alpen dem älteren Caradoc an. Auch nach Neuaufsammlungen von Fossilien konnten bisher keine älteren Stufen nachgewiesen werden, obwohl im Liegenden der Fossilhorizonte örtlich mächtige Schiefer auftreten können. H. P. Schönlaub 1971d stellte einer feinklastischen Stillwasserfazies eine gröber klastische Bewegtwasserfazies gegenüber. Nach neuen Kartierdaten kann letztere besonders in den Westlichen Karnischen Alpen (Raum Obstanser See, Eisenreich, Königswand, Roßkar-Wildkarleck) stärker untergliedert werden, wo sie mit über 200 m mächtigen Porphyroiden verzahnt (Comelico-Porphyroid). Altersgleich dürfte zumindest teilweise eine Lydit-Kieselschieferfazies sein, die freilich erst an wenigen Stellen gefunden werden konnte (z. B. Runseck).

Für die einzelnen Fazies werden häufig Lokalbezeichnungen verwendet. Der sandig-pelitischen Uggwafazies steht die Himmelberger Sandsteinfazies gegenüber, der in den westlichen Karnischen Alpen die bis 400 m mächtige Tscharrknollenfazies (Psammite, Quarzite, Grauwacken) entspricht. Sie gehört wie andere Klastika zur Val Visdende Gruppe, die insgesamt den lateralen Übergang vom oberordovizischen Comelico-Porphyroid zur Normalentwicklung kennzeichnet. In stark wechselndem Umfang beinhaltet die Val Visdende Gruppe bis 500 m mächtige Vulkanoklastite („Roßkar-Konglomerat"), die im Osten bis zur Mauthner Alm reichen, die Fleons-Grauwacken mit Vulkanit-Komponenten, weiters helle Sandsteine, Quarzite und schließlich Bryozoenschiefer. Die Untergrenze dieses mindestens 600 m mächtigen Schichtstoßes ist bisher nicht bekannt. Die früher ebenfalls ins Ordoviz gestellte Plengefazies hat vermutlich ein karbonisches Alter.

Eine Annäherung aller Fazies, verbunden mit dem Einsetzen von Karbonatgesteinen (Tonflaserkalke = Uggwakalk, Cystoideenkalke = Wolayer Kalk) vollzieht sich im Ashgill bzw. im Králův Dvůr.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

In den Westkarawanken gleicht die Ausbildung des Oberordoviz dem der östlichen Karnischen Alpen. Im Seeberger Gebiet treten hingegen im Liegenden des Silurs bis 60 m mächtige Tuffe und saure Ignimbrite auf. Diese Verhältnisse erinnern an die westlichen Karnischen Alpen, sodaß vermutet werden kann, daß der Comelico-Porphyroid und die Ignimbrite von Trögern gleich alt sind.

Am Ende des Ordoviz sind in den Südalpen in auffallender Übereinstimmung mit anderen Gebieten regressive Tendenzen im Sedimentationsbild festzustellen (Abb. 19). H. JAEGER et al. 1975 und H. JAEGER & H. P. SCHÖNLAUB 1977 führten sie auf glazioeustatische Meeresspiegelschwankungen und Krustenbewegungen zurück, die ab jüngstem Ordoviz in Erscheinung traten.

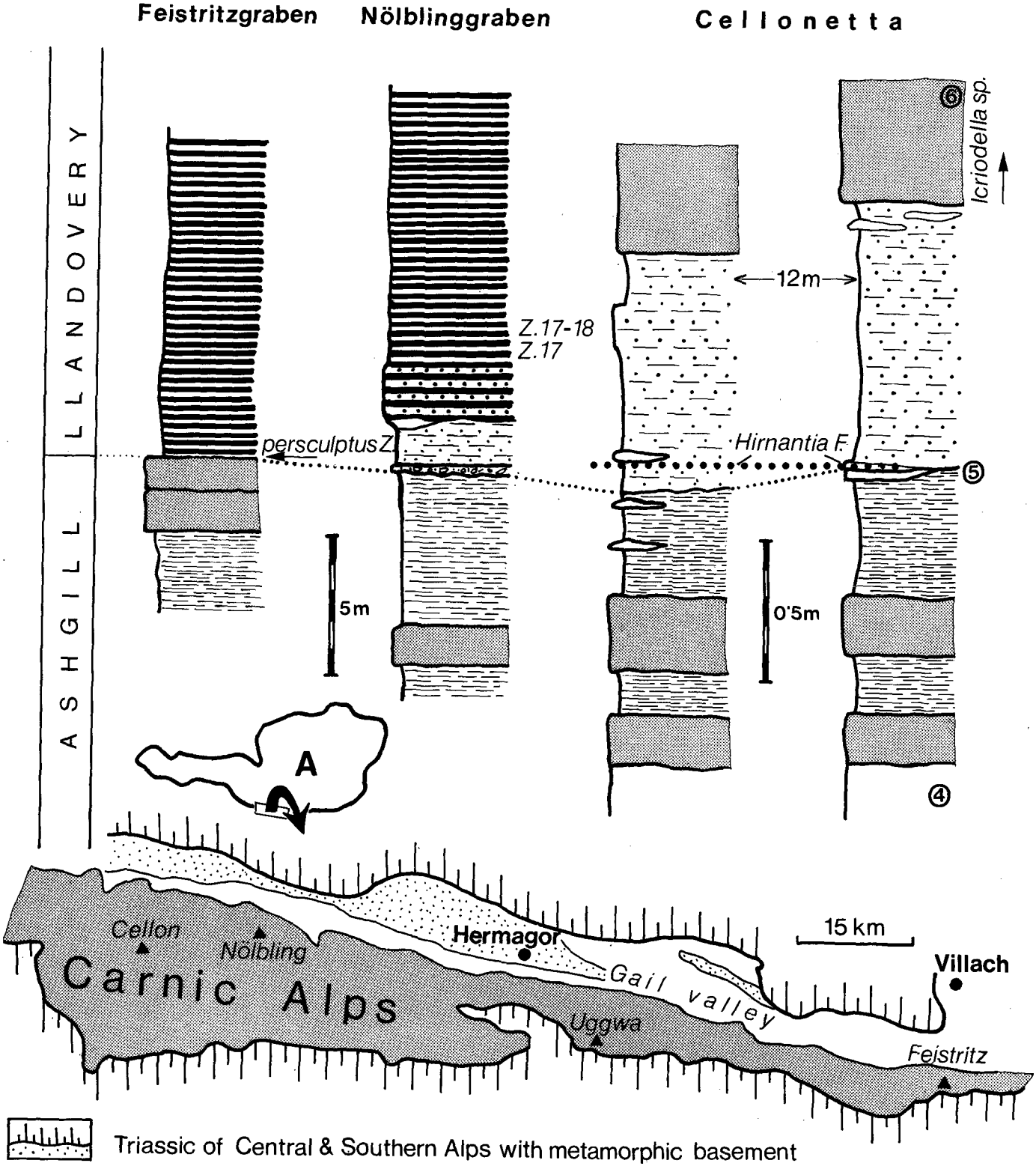


Abb. 19: Die Grenze Ordoviz/Silur in den Zentralen Karnischen Alpen und in den Westkarawanken. Beachte die verschiedenen Maßstäbe. Signatur: Raster = Kalke (im Oberordoviz Uggwakalk); unterbrochene Linien = Schiefer; Linien + Punkte = Untere Schichten; dicke Linien = Graptolithenschiefer. (Nach H. P. SCHÖNLAUB 1977d).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

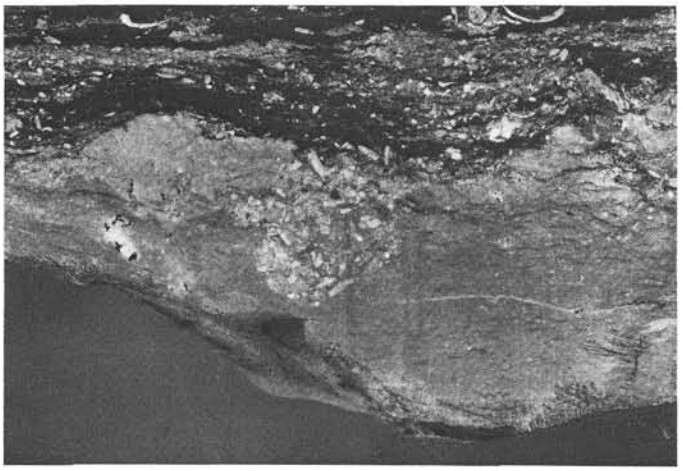


Abb. 20: Kontakt zwischen oberordovizischen Schiefern und dunklen bituminösen Mergeln des Llandovery im Cellonettaprofil (Plöckenpaß). Beachte diskonforme Auflagerung und Wühlspuren. Die Makrofaunen gehören der Hirnantia-Faunengemeinschaft an. Natürliche Größe, polierter Anschliff.

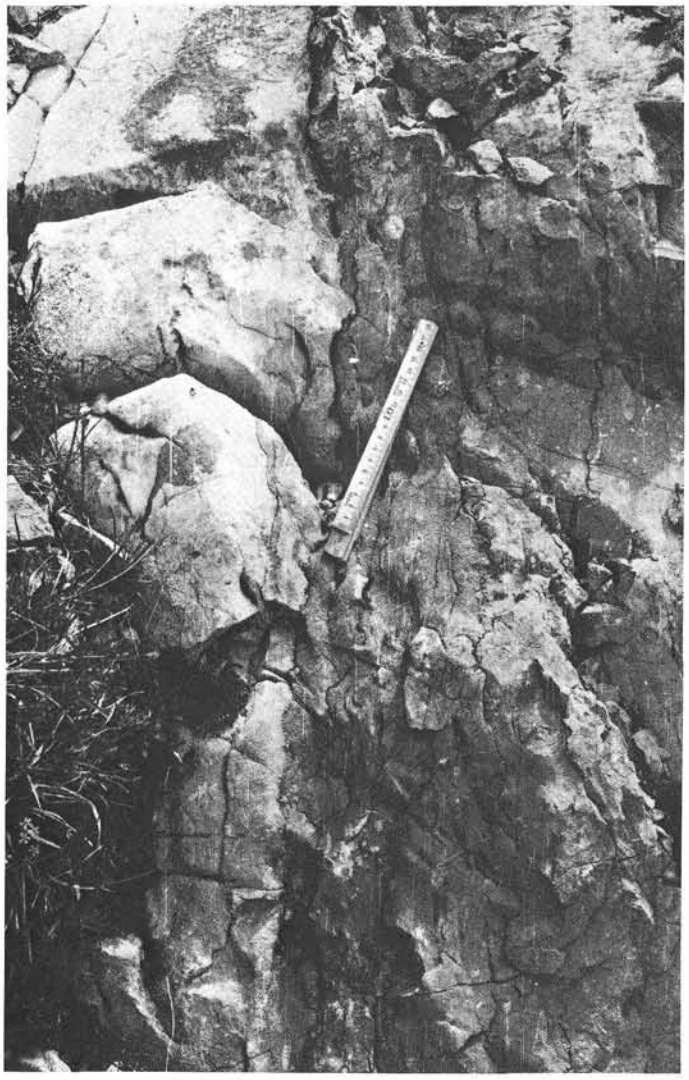


Abb. 21: Kalk-zu-Kalk-Kontakt zwischen hellem oberordovizischem Wolayerkalk (früher Cystoideenkalk) und Orthocerenkalken der sagitta-Conodontenzone (Mittel- bis Obersilur) am Rauchkofelboden (Zentrale Karnische Alpen, Wolayer Fazies). Dauer der Schichtlücke umfaßt mindestens 15 Graptolithenzonen.

Silur

Entgegen älteren Meinungen stellen die Unteren Schichten den Beginn des transgressiven Zyklus im Silur dar. Ihre Stellung an der Basis des Llandovery wurde neuerdings durch Graptolithenfunde fixiert. In der Schalenfazies ist demgegenüber erneute Sedimentation frühestens ab dem mittleren Llandovery nachzuweisen, in extremen Fällen kann sogar Obersilur über Ordoviz liegen.

Das transgressive Silur liegt zwar immer konkordant, stets aber diskonform über Ordoviz. Je nach Intensität der vorangegangenen Vertikalbewegungen treten dazwischen Schichtlücken unterschiedlicher Dauer auf (Abb. 20, 21).

Auffallende Gegensätze bestehen im Llandovery: So können die Äquivalente dieses Zeitabschnittes auf wenige dm kondensiert sein oder völlig fehlen; im Cellonprofil geben beispielsweise kohlige Horizonte über den Unteren Schichten Hinweise auf zeitweises Trockenfallen des Sedimentationsraumes (vgl. G. F. TIETZ 1976). Dem stehen im Nölblinggraben gleichzeitig Graptolithenschiefer mit Mächtigkeiten von 50–60 m gegenüber (H. JAEGER & H. P. SCHÖNLAUB 1977)! Daraus folgt, daß in erster Linie tektonische Ereignisse das Bild des Silurs prägten. Geröllhorizonte mit Kristallindetritus, Rutschstrukturen und gradierte Bänke geben dieser Vorstellung, die ebenfalls für die Karawanken gilt, auch aus dem sedimentären Bereich recht. Danach ist die Wolayer Fazies durch silurische Schichtfolgen im Schwellenbereich charakterisiert (Abb. 21); die Plöckener Fazies setzt hingegen normal an der Basis des Silurs ein, ist aber innerhalb des Llandovery sehr lückenhaft. Sie wird durch einen bunten Wechsel verschiedener Kalke, insbesondere im tieferen Teil, gekennzeichnet (Fe-reiche, acritarchenführende Schiefer und mikrofossilreiche Eisenkalke der Trilobitenschiefer, Aulacopleuren-Schichten und Kokkalke, vgl. O. H. WALLISER 1964, H. FLÜGEL 1965b, H. JAEGER & H. P. SCHÖNLAUB 1970, E. KRISTAN-TOLLMANN 1971, H. JAEGER 1975, H. P. SCHÖNLAUB & A. DAURER 1977a, F. MARTIN 1978). Die Bischofalm-Fazies stellt die Graptolithenschiefer-Entwicklung dar, die je nach Kalkgehalt Übergänge zur Plöckener Fazies zeigen kann.

Nach H. JAEGER 1968, 1977 (in H. W. FLÜGEL et al. 1977) kündigte sich im höheren eß1 überregional ein Fazieswechsel mit Umschlag der Subsidenz an (z. B. Cardiola-Niveau). Er wirkte sich im Ablagerungsmilieau in der Umkehr der Mächtigkeiten zwischen Schalen- und Graptolithenschiefer-Fazies aus.

Der dominierende Fauneninhalt der einzelnen silurischen Schichtglieder spiegelt sich in der Namensgebung wider (vgl. Abb. 22).

Devon

Kennzeichnendes Merkmal des Devons ist die Faziesheteropie, die in den Südalpen im zeitgleichen Nebeneinander von Biogenschuttkalken mit Riffknospen, instabilen Flankensedimenten, Resedimenten, bituminösen Kalken, kondensierten Cephalopodenkalken (Rauchkofel-Fazies) und einer vom Silur fortdauernden Schiefer-Lydit-Fazies (= Bischofalm-Gruppe) zum Ausdruck kommt. Dementsprechend gliederte sich der devonische Sedimentationsraum in Flachwasserareale mit zeitweiser Riffbildung, Lagunen und dazwischenliegenden Becken.

Dieser faziellen Aufsplitterung entspricht auch die Änderung des Biotops (vgl. K. BANDEL 1972, 1974, F. TESSENSOHN 1974 u. a.). In der Flachwasserfazies treten vorwiegend Crinoidenschuttkalke mit Korallen, Stromatoporen, Gastropoden, Lamellibranchiaten, Bryozoen, Brachiopoden und Kalkalgen (Oncolithe und Stromatolithe) auf. Mit der Reduktion der Flachwasserfauna und -flora nehmen in der Übergangsfazies planktonische Elemente zu. In der Flaserkalkfazies dominiert schließlich ein pelagisches Faunenspektrum mit Cephalopoden, Tentakuliten, Foraminiferen, Radiolarien und Conodonten. Die Schiefer- und Ly-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

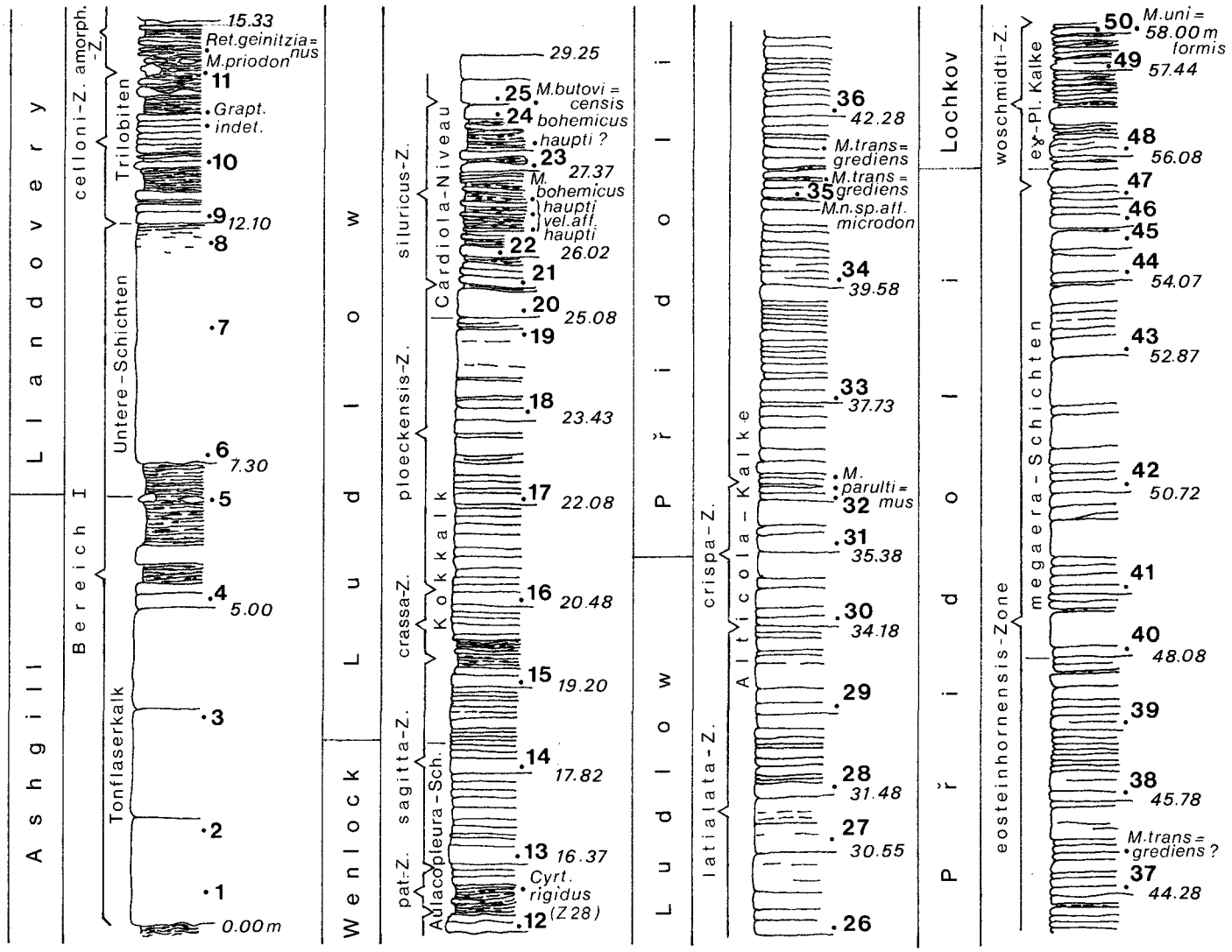


Abb. 22: Das klassische Profil des Silurs der Karnischen Alpen (Cellonetta-Lawinenriß am Plöckenpaß). Nach O. H. WALLISER 1964, ergänzt nach H. JAEGER 1975 (Nummern 1–50 sind Bezugspunkte für Conodontenproben).

ditfazies, auch als Bischofalm-Gruppe bezeichnet, ist in den Karnischen Alpen graptolithenstratigraphisch bis zur *Monograptus hercynicus*-Zone belegt. Darüber folgen, mit Mächtigkeiten zwischen 200 und 300 m, Schiefer mit sandigen Einlagerungen, mächtige gebankte Lydite und kieselige Schiefer, die gelegentlich Kalklinsen führen. Östlich der Köderköpfe konnten darin Conodonten aus dem Grenzbereich Prag/Zlichov, aus dem Eifel und aus dem Frasne gefunden werden. Der Nachweis von Oberdevon in Lyditen stimmt mit Ergebnissen von H. P. LEDITZKY 1974 überein, der in der östlichen Fortsetzung der Bischofalm-Gruppe in hellen Lyditen ebenfalls oberdevonische Conodonten fand. Zur Bischofalm-Gruppe gehören ferner auch Lyditbrekzien, die vor allem im Gebiet Köderhöhe-Köderköpfe-Obere Spielbodenalm mächtige Horizonte aufbauen und mit den erwähnten Lyditen verzahnen (H. P. SCHÖNLAUB 1978).

Auch in den Westkarawanken wurden im Mittel- und im älteren Oberdevon Lydite und Schiefer abgelagert; ebenso gehört ein Teil der Seebergschiefer ins Unter- und Mitteldevon (J. LOESCHKE & J. ROLSER 1971, F. TESSENSOHN 1974).

Während in den Karnischen Alpen ab dem späten Frasne ein Faziesausgleich zugunsten einer pelagischen Entwicklung eintrat, die stellenweise bis ins Visé andauerte, ist in den Karawanken gleichzeitig eine Tendenz zur Heraushebung des Sedimentationstroges festzustellen. Dies betrifft vor allem die Flachwasserräume, in denen im Oberdevon II generell das Riffwachstum endete. Im Beckenbereich wurden dagegen im Famenne und vermutlich auch im Tournai lokal weiter Kalke abgelagert. Sie wurden aber – wie unten ausgeführt wird – später größtenteils abgetragen und umgelagert (R. SCHULZE 1968, H. P. SCHÖNLAUB 1971b, e, F. TESSENSOHN 1974).

Karbon

Das Präflysch-Stadium des älteren Unterkarbons stellte die Fortführung der pelagischen Sedimentation des Oberdevons dar. Sie überschritt die Devon/Karbon-Grenze ohne merkbare Diskontinuität. Während in zahlreichen Karbonatprofilen der Karnischen Alpen das Unterkarbon mit Hilfe meist reicher Conodontenfaunen genau gegliedert werden kann, ist dies derzeit in der Bischofalm-Gruppe noch nicht möglich.

Für das Karbon im österreichischen Anteil der Karnischen Alpen ist die Feststellung von Bedeutung, daß zumindest örtlich bis in die *Scaliognathus anchoralis*-Zone, d. h. bis in die Pericyclus-Stufe kontinuierliche Sedimentation stattfand. Diese Entwicklung wird durch maximal 20 m mächtige Kalke dokumentiert. Die Mehrzahl der Profile endet jedoch früher; in einigen Fällen wird die Frasne/Famenne-Grenze nicht überschritten. Die Frage, ob diese Erscheinung auf Omission, submarine Lösung/Erosion oder subaerischen Abtrag zurückzuführen ist, konnte bisher in

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

den Karnischen Alpen nicht befriedigend beantwortet werden, obwohl bekannt war, daß an einigen Stellen der Hochwipfelflysch schwach diskordant den älteren Kalken auflagert und über den Devon-Karbon-Kalken Brekzienhorizonte auftreten können.

Die großen Fortschritte in der Stratigraphie des Unterkarbons, sei es in den Karnischen Alpen, den Karawanken, im Grazer Paläozoikum oder in der Nördlichen Grauwackenzone berechtigen heute zur Annahme, daß der Umbau des Sedimentationsraumes zum Flyschtrog bereits im mittleren Visé und nicht, wie früher oft vermutet, nach dem Visé erfolgt ist.

Der Prozeß des Umbaus kam einem orogenen Akt gleich. Er verlief im sedimentären Bereich strukturprägend und bewirkte eine tiefgreifende Aufarbeitung des älteren Untergrundes. Winkeldiskordanzen, Karstreliefs, Spaltenbildung, Brekzien- und Kalkgeröllhorizonte bezeugen dieses Ereignis. Im Unterkarbon IIß, sicher aber vor den transgressiv auflagernden Kalken der *Paragnathodus nodosus*-Zone, war der Umbau abgeschlossen. Im Anschluß, d. h. im jüngsten Visé, setzte infolge der Reliefumkehr zwischen dem aufsteigenden Hinterland und der sich stärker absenkenden „Karnischen Geosynklinale" (= Karnische Alpen und Karawanken) in den Südalpen Flyschsedimentation ein („Hochwipfelflysch").

Der Schwierigkeit der stratigraphischen Einordnung der weit verbreiteten „Schiefer" der Karnischen Alpen Rechnung tragend, schlugen F. KAHLER & K. METZ 1955 den Begriff „Hochwipfelschichten" vor. Sie verstanden darunter sämtliche feinklastischen Gesteine, von denen heute aber sichere ordovizische, silurische und devonische Anteile vom eigentlichen Hochwipfelkarbon unterschieden werden können. Vielfach werden auch Vulkanite (Dazite) dem karbonen Hochwipfelflysch zugeordnet.

Biostratigraphische Fixpunkte innerhalb des Hochwipfelflysch lieferten palynologische Daten (F. FRANCAVILLA 1966) und vereinzelt Pflanzenreste *(Archaeocalamites, Lepidodendron)*, die auf der Köderhöhe, südlich der Frondellalm und am Mt. Skarnitz gefunden wurden (H. P. SCHÖNLAUB 1978). Während aber nach Sporen der Flysch ein Alter von Namur B bis Westfal B hat, machen die Florenreste einen früheren Sedimentationsbeginn wahrscheinlich, nämlich Visé (F. SCHAARSCHMIDT; vgl. dazu P. G. KRAUSE 1906, 1928, E. FLÜGEL & W. GRÄF 1959)*). Daneben treten innerhalb des Hochwipfelflysch Spurenfossilien auf (F. TESSENSOHN 1971); ihre Hauptverbreitung ist in den Ostkarawanken.

Nach F. TESSENSOHN war der karbone Flyschtrog der Karawanken besonders zu Beginn der Absenkung stark gegliedert. Übersteilung der Flanken, Instabilitäten und Bodenunruhen lösten zu dieser Zeit Rutschsedimente und Turbidite aus. Daneben charakterisieren häufige Einschaltungen von Fluxoturbiditen, konglomeratischen Grobturbiditen, Geröllströmen etc. das Sedimentationsbild der Auslösephase. Ihr folgte schließlich der mindestens 600 m mächtige „klassische Flysch" mit der bekannten Wechselfolge von Grauwacken, Siltsteinen und Tonschiefern sowie typischen Sedimentstrukturen und Spurenfossilien (u. a. *Dictyodora*).

Die Schüttung der Turbidite war meist longitudinal nach Westen, zuweilen aber auch nach Osten ausgerichtet. Dieses Bild deutet auf einen Trog mit Ost-West-Achse, in den Turbidite fächerförmig einflossen und sich anschließend longitudinal einpendelten.

Das Material der Flyschsedimente war größtenteils untergrundbezogen. Daneben fanden sich in den Karnischen Alpen und in den Karawanken Hinweise auf schwach- bis mesometamorphe Liefergebiete. Letztere sind nach W. SCHNABEL 1976 besonders in der jüngeren Hochwipfelflysch-Zeit intensiv abgetragen worden.

*) Vorläufige Neubestimmungen von Florenresten von den Fundpunkten „Köderhöhe", „Mt. Skarnitz" und „Frondell-Alpe", für die ich Herrn H. W. J. VAN AMEROM danke, ergaben *Archaeocalamites* sp. und *Lepidodendron* sp. Ein kleiner Lepidodendron-Stamm könnte vielleicht zum Formenkreis der *Lepidodendron spetsbergense* NATHORST gehören und damit ebenfalls Unterkarbon beweisen (schrftl. Mitt. H. W. J. VAN AMEROM, 19. 5. 1978).

2. Der Oberbau

Das nachvariszische Oberkarbon

Die transgressive Auflage des postvariszischen Deckgebirges über dem gefalteten und verschuppten Unterbau ist in den Südalpen seit langem bekannt (vgl. F. TESSENSOHN 1968, A. FENNINGER et al. 1974, 1976). Die Transgression der Auernigschichten (Abb. 23) erfolgte ab dem Kasimov = älteres Stefan (K. L. GAURI 1965, W. REMY 1969, F. FRANCAVILLA 1974; vgl. G. HAHN et al. 1977) durch Geröllströme, die lokale und an Brüche gebundene Senken auffüllten. Die anschließende Normalsedimentation griff über diese Randbildungen des Karbonbeckens hinweg (A. FENNINGER et al. 1976).



Abb. 23: Winkeldiskordanz zwischen oberdevonisch–unterkarbonischen Lyditen der Bischofalm-Gruppe (untere Hälfte) und Sandsteinen und Schiefern der Auernigschichten (Untere kalkarme Schichtgruppe) am Weg zwischen Zollner Hütte und Colendiaul (vgl. A. FENNINGER et al. 1976).

Die maximal 700 m mächtigen Auernigschichten werden nach ihrem Anteil an Karbonateinschaltungen nach Vorschlägen von F. HERITSCH et al. 1934 in folgende 5 Schichtgruppen untergliedert:

Obere kalkarme Schichtgruppe
Obere kalkreiche Schichtgruppe
Mittlere kalkarme Schichtgruppe
Untere kalkreiche Schichtgruppe (Nölbling- und/oder Watschiger Gruppe)
Untere kalkarme Schichtgruppe (Waidegger- und Waschbühel-Gruppe)

Während die Hauptverbreitung der tieferen Gruppen westlich des Naßfeldpasses liegt, sind die höheren Gruppen am Naßfeld detailliert untersucht worden. Auf Grund fazieller Unterschiede in beiden Räumen ist es derzeit jedoch noch nicht möglich, eine befriedigende Parallelisierung zwischen beiden Vorkommen durchzuführen.

Mit den Karbonatgesteinen in unregelmäßigem Wechsel, treten in verschiedener Mächtigkeit in den Auernigschichten klastische Gesteine auf, die alle Übergänge von Tonschiefern bis zu Konglomeraten zeigen. Das Sedimentationsgeschehen läßt jedoch kein zyklisches Verhalten erkennen. Ein charakteristisches Schichtglied der Auernigschichten sind die bis 30 m mächtigen Quarzkonglomeratbänke, deren mehr oder weniger monomikter Geröllbestand auf stete Reifung längs einer Küste hinweist.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

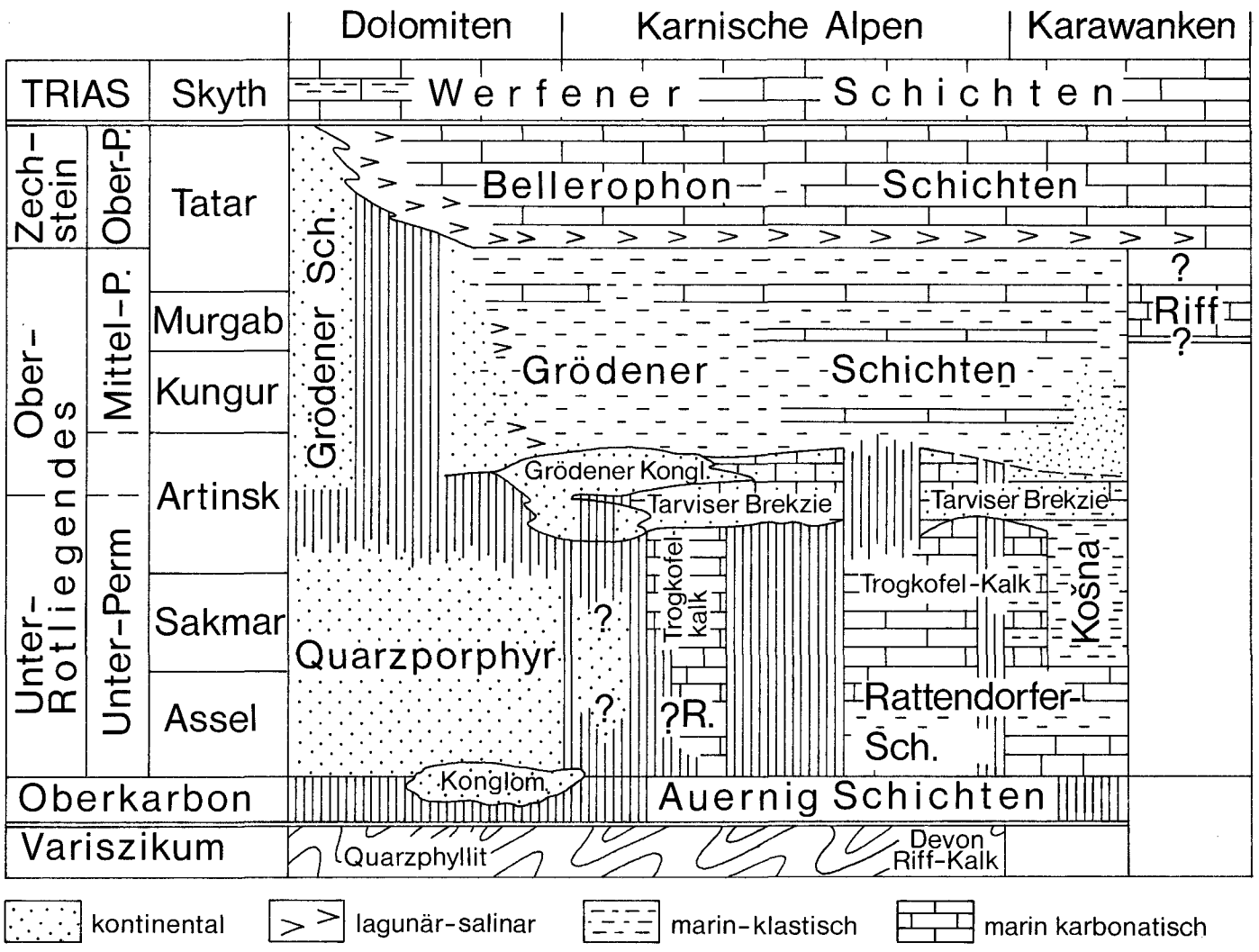


Abb. 24: Die Gliederung des Perms in den Dolomiten, den Karnischen Alpen und in den Karawanken (nach W. BUGGISCH 1978, Ausschnitt).

Sedimentstrukturen erlauben derzeit noch keine exakten Aussagen über Schüttungsrichtungen. Immerhin kann aber auf Grund von Schwermineraldaten und Quarzgeröllen auf saure magmatische Ausgangsgesteine geschlossen werden, die aus einem durch die variszische Orogenese geschaffenen Liefergebiet stammen, das sich von dem des Hochwipfelflysch erheblich unterschied. Nach den Untersuchungen von A. FENNINGER & K. STATTEGGER 1977 bot sich am ehesten der schwach metamorphe ordovizische Sockel der westlichen Karnischen Alpen als Schuttlieferant an.

Dem lithologischen Wechsel folgend, kommt es in den Auernigschichten zu einer mehrfachen Wiederholung von marinen Faunen und Landpflanzen. Diese nahezu weltweit bekannte Rhythmik wird als Auernigrhythmus bezeichnet, der u. a. als Ausdruck verschieden großer Transportkraft des Wassers, der Anlieferung vom Land her und der Umlagerung längs einer Küste, verbunden mit der biogengesteuerten Bildung von Kalken verstanden wird (vgl. F. KAHLER 1955, F. FENNINGER & H. P. SCHÖNLAUB 1972).

Kennzeichnende Faunen- und Florenelemente des jüngsten Karbons sind Algen, Fusulinen und andere Foraminiferen, Sphinctozoen, Korallen, Conulaten, Lamellibranchiaten, Gastropoden, Bryozoen, Brachiopoden, Trilobiten sowie Echinodermaten. Terrestrische Florenelemente treten teilweise gehäuft in feinklastischen Gesteinen auf.

Perm (Abb. 24)

Äquivalente des Perms treten in den Karnischen Alpen und in den Karawanken im Verband mit südalpiner Trias oder von ihr tektonisch getrennt auf. In der Umgebung des Naßfelds erreichen sie eine maximale Mächtigkeit von 1200 m. Hier bauen sie markante Kalkmassive auf (Trogkofel, Zweikofel etc.) oder formen entsprechend ihrer Lithologie sanftere Kuppen. Im Seeberger Aufbruch überwiegen die klastischen Schichtglieder des Perms; die Hauptvorkommen von Trogkofelkalk und Tarviser Brekzie sind hier dem Gipfel der Koschuta im Südosten vorgelagert.

Die Rattendorfer Schichten (F. HERITSCH et al. 1934) des älteren Unterperms (Assel-Stufe) umfassen klastische und karbonatische Gesteine. Nach ihrer lithologischen Ausbildung und charakteristischen Fusulinen können sie in die Unteren Pseudoschwagerinen-Schichten (mit *Pseudoschwagerina alpina* F. & G. KAHLER), in die Grenzland-Bänke (mit *Pseudoschwagerina confinii* F. & G. KAHLER) und in die *Zellia*-führenden Oberen Pseudoschwagerinen-Schichten untergliedert werden. Ihnen kommt die Bedeutung von Formationen zu.

Die bis 160 m mächtigen Unteren Pseudoschwagerinen-Schichten, die ebenfalls in den Karawanken durch Fusulinen nachgewiesen sind (Koschuta-Basis), kennzeichnen auf Grund ihrer litho- und biofaziellen Merkmale zyklische Abfolgen mit transgressiven und regressiven Tendenzen (Klastika bzw. Kalke). Sie stellen Ablagerungen im küstennahen, bathymetrisch gegliederten Innenschelfbereich dar. Nach diesem Sedimentationsverhalten unterscheiden sie sich von den Auernigschichten, die wohl lithologische Ähnlichkeiten mit den Unteren Pseudoschwagerinen-Schichten aufweisen, jedoch einen noch stärkeren

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Festlandseinfluß erkennen lassen und daher eine andere paläographische Situation widerspiegeln. Wie im jüngsten Karbon, geben die Schwerminerale in den Klastika Hinweise auf saure Intrusiva und schwach metamorphe Komplexe im Hinterland. Letztere treten nach oben zu stärker in Erscheinung.

Die Grenzland-Bänke, bisher aus dem österreichischen Anteil der Südalpen nur aus den Karnischen Alpen durch Fossilien belegt, sind eine klastische Entwicklung und werden maximal 125 m mächtig. Sie können als rekurrente Fazies der kalkarmen Schichtgruppen der Auernigschichten aufgefaßt werden und deuten wie diese einen hochenergetischen Ablagerungsraum mit wechselnden Strömungsverhältnissen in Küstennähe an. Die Transportrichtung pendelte zwischen N–S bis S–N, ein Umstand, der auf eine E–W verlaufende Küstenlinie schließen läßt.

Für die Grenzland-Bänke sind vor allem konglomeratische, linsig struierte Einlagerungen innerhalb feinklastischer Partien charakteristisch; Kalkbänke treten hingegen stark zurück. Während im tieferen Anteil noch das gleiche Liefergebiet wie in den Unteren Pseudoschwagerinen-Schichten schütten dürfte, tritt nach oben ein Einfluß von sauren Eruptiva hinzu (G. F. Tietz 1975). Dieser Wechsel folgte offenbar der nun von Nord nach Süd gerichteten Schüttung klastischer Gesteine.

In den bis 175 m mächtigen Oberen Pseudoschwagerinen-Schichten überwiegen Kalke; grobklastische Einschaltungen sind auf die basalen Teile beschränkt. Die Dominanz von generell vielfältigeren und artenreicheren Faunen und Floren im Vergleich zu den tieferen Schichten spricht für einen gut durchlichteten Ablagerungsraum am stetig absinkenden Außenschelf. Regelmäßig wiederkehrende Organismen-Assoziationen könnten hierbei eine laterale ökologische Zonierung anzeigen, die der Verschiebung der Küstenlinie entsprechen könnte.

Die Trogkofelkalke (= karbonatische Trogkofel-Schichten) gehen aus den gebankten Oberen Pseudoschwagerinen-Schichten hervor. Es handelt sich um maximal 400 m mächtige, massige und meist helle Kalke mit Brachiopoden, Korallen und Algen. Mikrofaziell können Tubiphyten-Biomikrite, Tubiphyten-Bryozoen-Intrabiomikrite und Biosparite mit Dasycladaceen unterschieden werden, die sich in wechselnder Menge am Aufbau der als Schelfrand-Riffe gedeuteten Karbonatkörper beteiligten. Dieser Fazies war am Außenschelf eine Plattform-Entwicklung mit gebankten Kalken, Einschaltungen von Sandsteinen und Quarzkonglomeraten benachbart, die z. T. über das Wachstum der „Trogkofel-Riffe" andauerte.

Der Karbonatentwicklung standen mit wahrscheinlich größerer Ausdehnung die Klastischen Trogkofel-Schichten im küstennahen Innenschelf gegenüber, die bis 500 m mächtig werden. Ihre Verbreitung ist bisher nur in Slowenien sicher nachgewiesen, doch mehren sich Anzeichen, daß diese Entwicklung über den Wurzenpaß bis in den Raum des Naßfelds ausgriff.

Im Mittelperm trat in dieser Entwicklung eine Zäsur ein. Sie wurde durch synsedimentäre Bruchtektonik eingeleitet, die im Zusammenhang mit der Saalischen Phase an der Wende Unter-/Mittelperm stand und die permische Karbonatplattform zerlegte. Als Folge submarinen Abtrags und subaerischer Erosion kam es örtlich zur Bildung von Brekzien und Konglomeraten (Tarviser Brekzie), die vorwiegend aus Lokalschutt zusammengesetzt sind. Die Tarviser Brekzie geht im Hangenden meist unscharf in die Grödener Schichten über (Abb. 25). Dieses, durch seine intensive Rotfärbung auffallende Schichtglied erreicht in den Karnischen Alpen und Westkarawanken eine Mächtigkeit von 30–60 m. Es besteht zu 50–70% aus karbonatreichen Ton/Silten mit Dolomitlagen und Dolomitknollen; sandige Einlagerungen treten hier stark zurück. Nach den Beobachtungen von W. Buggisch 1978 ist wahrscheinlich, daß – auch bei Annahme einer diachronen Basis – die Hauptmasse der Grödener Schichten einem marinen Ablagerungsmilieu entspricht.

Wie W. Buggisch et al. 1976 zeigten, transgredierte das Permmeer mit den Grödener Schichten – lokal mit der Tarviser Brekzie an der Basis – in den Südalpen im Gefolge der Saalischen Phase. Während die Grödener Schichten in den westlichen Karnischen Alpen diskordant auf variszisch geprägte Phyllite übergreifen, liegen sie im Osten zumeist über Unterperm. Erst im jüngeren Mittelperm war die Transgression bis nahe an die Etschlinie fortgeschritten; vorher wurden hier „terrestrische Grödener Schichten" abgelagert.

Die bis 250 m mächtigen Bellerophon-Schichten folgten im Oberperm den Grödener Schichten. Sie beginnen mit einem Wechsel von Evaporiten (Rauhwacken) und bituminösen Dolomiten, die nach ihrer Fossilführung zumindest zeitweise eine freie Verbindung zum Meer anzeigen. Darauf folgte eine restriktive Phase mit ostrakoden- und radiolarienführenden Fein-

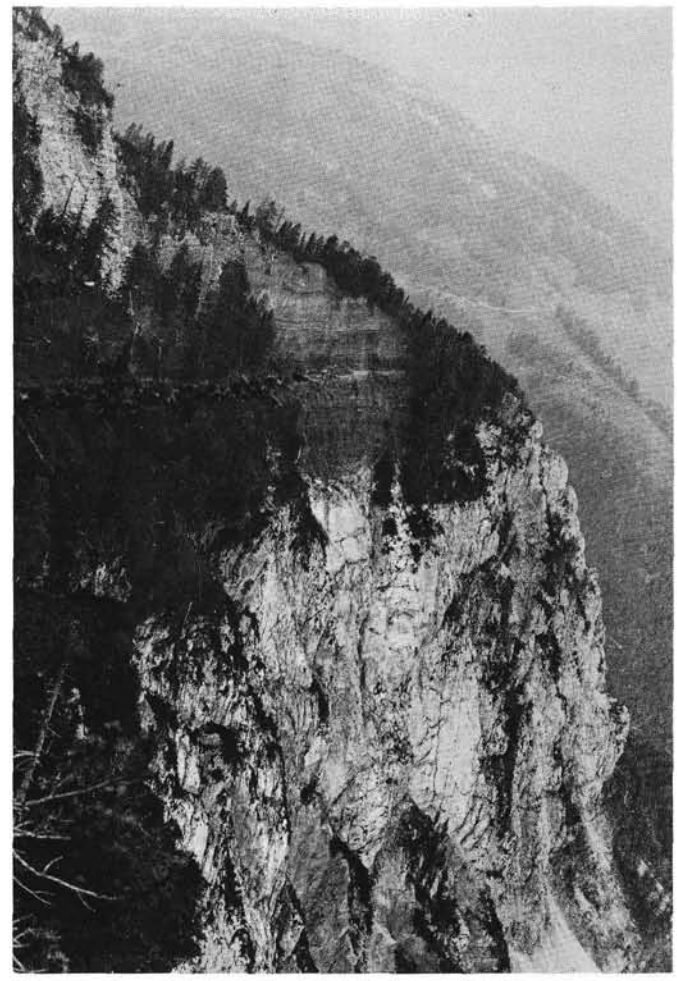


Abb. 25: Helle massige Trogkofelkalke, Grödener Schichten und die unteren Partien der gebankten Bellerophonkalke im Reppwandprofil (Naßfeldgebiet, Karnische Alpen).

schlammkalken. Zuoberst schließlich folgen schillführende Dolomite. Ihr organischer Inhalt weist erneut auf eine freie Verbindung mit dem offenen Meer. Demnach vermitteln diese Verhältnisse zwischen der Evaporitentwicklung im Südtiroler Küstengebiet und einem vollmarinen Milieu, das im jüngsten Perm von Südosten noch nicht weiter als in die Savefalten vorgedrungen war.

Der geologische Bau

In den Südalpen ist wiederholt versucht worden, den unterschiedlichen tektonischen Baustil zwischen dem paläozoischen Sockel und seiner jungpaläozoisch-mesozoischen Überlagerung aufzulösen. Diesem Bemühen waren insoferne Grenzen gesetzt,

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

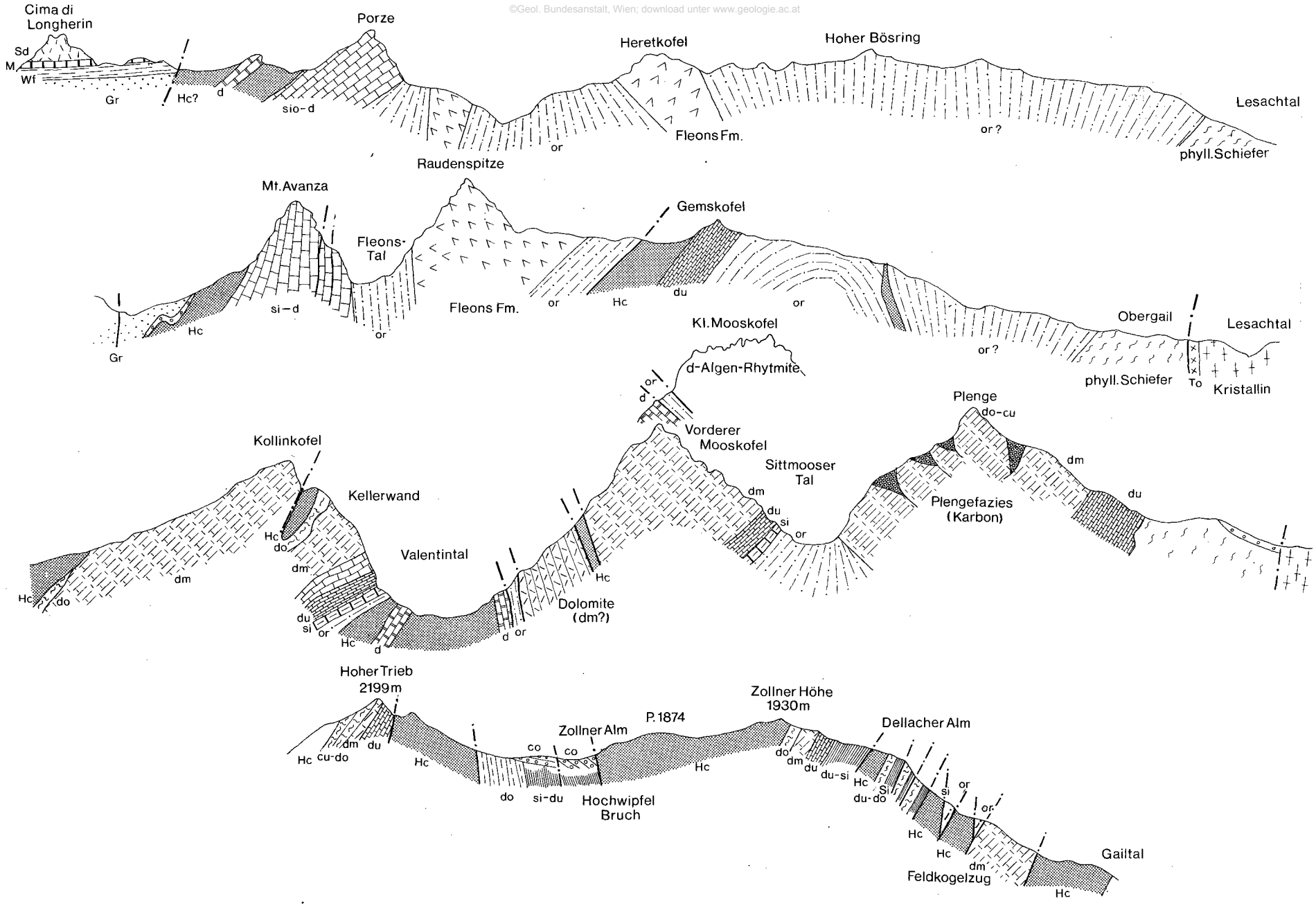


Abb. 26: Profilserie durch die westlichen und zentralen Karnischen Alpen (nach F. HERITSCH 1936, H. R. v. GAERTNER 1931 und Aufnahmen des Verfassers im Valentintal, am Mooskofel, der Plenge und im Profil Gailtal – Zollner Höhe – Hoher Trieb. Hc = Hochwipfelkarbon, To = Tonalit).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

als vielenorts ausreichende stratigraphische Grundlagen fehlten und tektonische Gliederungen deshalb nicht in Einzelheiten gehen konnten. Während in den Karnischen Alpen M. GORTANI 1922, 1926, 1957 die Tektonik in Form von Brachyantiklinalen („ellisoidi") erklärte, stellten H. R. v. GAERTNER 1931 und F. HERITSCH 1936 dieser Auffassung einen nordvergenten Deckenbau entgegen. Heute sind die Fronten zwar nicht mehr so extrem, doch bestimmen sie noch immer die Grundidee mancher tektonischer Analysen (z. B. im Plöckentunnel, vgl. P. PÖLSLER 1967, C. CANTELLI et al. 1965, 1968).

Analogien zu den Karnischen Alpen sah F. HERITSCH in den Karawanken, betonte allerdings, daß hier alpidischen Bewegungen größere Bedeutung als in den Karnischen Alpen beizumessen sei und die variszischen Diskordanzen durch die nordvergente Tektonik der Steiner Alpen (Südkarawanken) überall verwischt seien.

Ein weiteres Problem aller Lösungsversuche liegt darin, daß in der Vergangenheit die Verhältnisse in gut durchgearbeiteten Räumen, wie z. B. in den Zentralen Karnischen Alpen, überbewertet wurden und auf größere Gebiete übertragen wurden. Heute ist klar, daß erst durch weitere Fortschritte der Stratigraphie in Räumen mit klastischer Sedimentation und nach Abschluß einer detaillierten Kartierung die Tektonik und die paläogeographischen Zusammenhänge einer Klärung näher geführt werden können.

In gleicher Weise, wie gegen Westen, d. h. im Lesachtal, eine Zunahme der Metamorphose festzustellen ist, haben auch die tektonisch tiefsten Einheiten eine starke Umkristallisation erfahren. Sie äußert sich in meist sterilen Bänderkalken sowie Schiefern mit phyllitischem Habitus und verstärkt sich generell mit Annäherung an die Gailtallinie.

Im Deckenkonzept von H. R. v. GAERTNER und F. HERITSCH kam dem Hochwipfelflysch die Bedeutung eines Deckenscheiders zu. Diese Vorstellung kann heute nur mehr bedingt aufrecht erhalten werden, da durch das verschiedene Alter der Schiefer örtlich die Möglichkeit von Verbandsverhältnissen und damit eine Reduktion der ursprünglichen 9 Decken angedeutet wird. Darüber hinaus ist die Gültigkeit eines derartigen Deckenschemas in den Karnischen Alpen grundsätzlich in Frage zu stellen, ein Problem, das sich aus der Erkenntnis und mechanischen Auflösung des „Zentralkarnischen Bogens" gerade in jenem Gebiet ergibt, in dem die Deckengliederung zuerst entwickelt wurde (vgl. S. 55).

*

Eine tektonische Gliederung des westlichen Gebirges ist mangels Spezialaufnahmen und bei fast völligem Fehlen von stratigraphischen Daten nicht ausreichend gesichert. Wie Übersichten älterer Bearbeiter gezeigt haben, dominiert im Westen des Wolayertales und des Giramondopasses eine Schieferfazies, zu der auch vulkanoklastische Gesteine treten. Der etwa 30 m mächtige „Silurkalk" von Winnebach stellt die Fortsetzung der Karnischen Alpen über das Pustertal nach Westen dar und steht im Süden des Periadriatischen Lineaments mit den Pustertaler- und Brixener Quarzphylliten in Verbindung. Der Altersumfang dieser Komplexe ist weiterhin ungeklärt.

Bei Winnebach fehlt das Gailtalkristallin, so daß hier die Karnischen Alpen – nur durch das Periadriatische Lineament getrennt – an den Drauzug grenzen.

Von Sillian nach Osten weitet sich der Bau der Karnischen Alpen. Dies kommt in einem Divergieren des Generalstreichens zwischen den Kalkzügen und dem Nordrand des Gebirges zum Ausdruck. Erst im Schiefergebiet zwischen Tilliach und der Bordaglia-Störung läuft das Streichen dem Nordrand parallel. Zusätzlich schalten sich im Lesachtal Gailtalkristallin, Tonalit-Lamellen und Schollen von Permotrias in der Grenzzone zwischen den Karnischen Alpen und dem Drauzug ein.

H. SCHMIDT 1930 versuchte die Stratigraphie und Tektonik südlich des Lesachtals durch Verfolgung einzelner „Gesteinsstreifen" zu erfassen. Dies gelang in dem Maße, als keine tektonischen Komplikationen auftraten. So läßt sich ein südlicher „Pfannspitz-Streifen" mit Oberordoviz (Quarzite, Porphyroide, Arkosen, Grauwacken etc.) abtrennen, der im Süden der Porze, des Wildkarlecks, der Pfannspitze und des Eisenreich über den Helm nach Westen streicht. Die zur Val Visdende Gruppe gehörende Gesteinsgesellschaft steht im Hangenden im Verband mit silurischen Schwarzschiefern (sie sind meistens ausgequetscht) und devonischen Kalken („Königswand- oder Hauptkalk-Streifen"). Sie bilden den Grenzkamm Porze-Königswand-Eisenreich und stehen faziell der Entwicklung um den Plöckenpaß nahe (z. B. am Steig vom Obstanser See über Pfannspitze zur Königswand).

Im Norden des genannten Streifens tritt vermutlich stärkere Schuppung auf, die zur Annahme führt, im Kalkzug der Likőflwand und ihrer westlichen Fortsetzung (Gatterspitze) ein tektonisch stark gestörtes Äquivalent der südlichen Folge zu sehen. Der „Eisenreich-Streifen" mit der oberordovizischen Tscharrknollen-Fazies könnte hierbei das normale Liegende bilden.

An die Likőflwand schließen nach Norden die Schuppenzone des Purpurriegels an (nach H. SCHMIDT sind es Spezialfalten), der Schieferzug des „Hocheck-Streifens" mit dünnen Kalk- und Quarziteinlagerungen sowie der gleichfalls aus Schiefern bestehende „Bösring-Streifen" (Abb. 26).

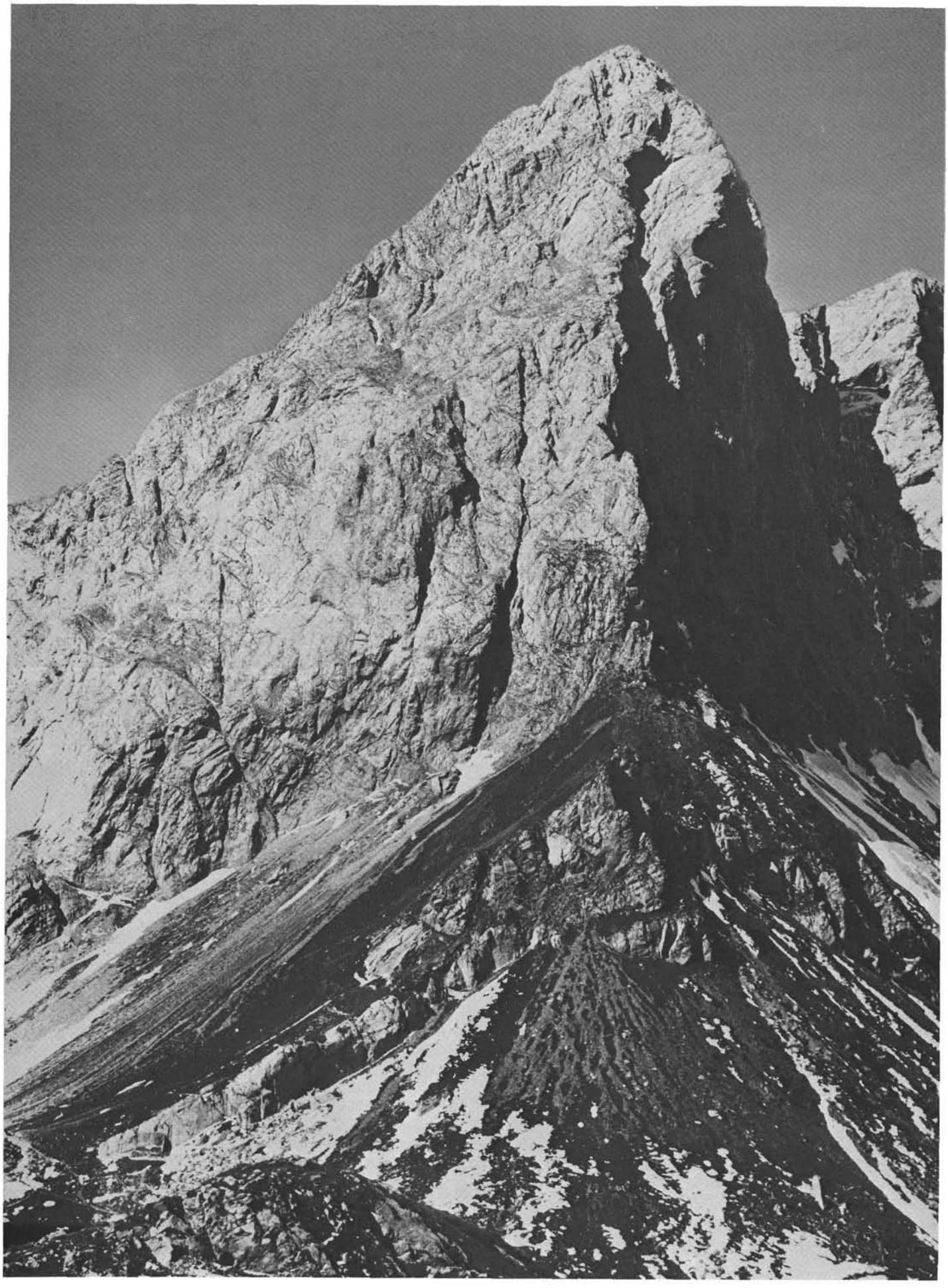
Die Randzone gegen das Lesachtal wird von dunklen, fast schwarzen phyllitischen Schiefern unbekannten Alters aufgebaut, die mit sandigen, kalkigen und serizitischen Lagen wechseln und steil nach Süden einfallen. Sie grenzen – im Seebachgraben bei Untertilliach gut aufgeschlossen – an 180 m mächtige Tonalitmylonit-Lamellen, die ihrerseits vom nördlichen Gailtalkristallin (staurolithführende Paragneise, Granatglimmerschiefer etc.) durch eine Mylonitzone getrennt werden.

Der oben erwähnte südliche Kalk/Schieferkomplex setzt nach Osten fort. Hier verzahnen die Tscharrknollen-Quarzite mit bis 400 m mächtigen Tuffkonglomeraten im Roßkar (Cima Valone), die nach A. ZANFERRARI (mdl. Mitt.) geplättete Gerölle von Quarziten, grünen Peliten, Diabasen, Diabas-Porphyriten und roten Hornsteinen führen. Am nördlichen Heretkofel folgt nach einer Störung ein zweiter Zug ähnlicher konglomeratischer Bildungen, die quarzitischen Schiefern der Fleons-Formation und grünen Peliten zwischengeschaltet sind. Daran schließt eine eintönige Schieferfolge gegen den Hohen Bösring an, deren Lagerung gegen Norden zu allmählich in ein Südfallen wechselt (vgl. Abb. 26).

Östlich von Val Visdende erscheinen in vermutlich analoger Position wie im westlichen Zug von der Porze zur Königswand erneut mächtige Kalke, zu denen die Hartkarspitze, Torkarspitze, Hochalpelspitze, Mt. Peralba (Hochweißstein), Mt. Avanza, Mt. Navagiust und die Kreuzleitenhöhe zählen. Letztere ist durch eine Schollenreihe mit dem Devonkalk der Wadecken an der Westflanke des Wolayer Tales in Verbindung. Wenn auch im einzelnen Faltung und Schuppung eine örtlich komplizierte De-

Abb. 27: Das berühmte Profil des Seekopf (Monte Capolago, H = 2554 m) in den Zentralen Karnischen Alpen.
Am Seekopf-Sockel beginnt die Schichtfolge mit oberordovizischen Wolayerkalken (= Helle Bank, Cystoideenkalk), die nach einer Schichtlücke von Kalken des Obersilurs und extrem kondensierten unterdevonischen Kalken überlagert werden. Geringmächtiges Mitteldevon, Frasne und karbonischer Hochwipfelflysch (etwa bis zur Hälfte des Wiesenkammes reichend) schließen die Schichtfolge der tieferen Einheit ab. Das Karbon wird tektonisch von sandigen Bryozoenschiefern des Caradoc überlagert. Darüber folgen am Beginn der mächtigen Felswand fossilreiche Cystoideenkalke des Oberordoviz und Kalke des Obersilurs (letztere sind lokal durch Störungen amputiert). Die Hauptmasse der Kalke der oberen Einheit gehört dem Unterdevon an. Es sind fossilreiche Flachwasserkalke, deren große Mächtigkeit im Vergleich zur zeitgleichen Entwicklung in der tieferen Einheit deutlich zum Ausdruck kommt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

tailtektonik deutlich machen, scheinen dennoch im großen Rahmen die Verbandsverhältnisse gewahrt: So wurde von allen bisherigen Bearbeitern der Zug Raudenspitze-Steinwand mit seinen mehr oder weniger stark laminierten Fleons-Grauwacken (R. PELLIZZER & L. TOMADIN 1962, G. C. CARLONI 1971) dem Ordoviz zugeordnet und auf die Ähnlichkeit einzelner Lagen mit dem Caradoc des Uggwagrabens hingewiesen (F. HERITSCH 1936 u. a.). Ihnen sind im Süden die erwähnten Kalke vorgelagert, die an ihrer nördlichen Basis häufig mit Kieselschiefern beginnen (Mt. Peralba, Ciadenis, Hochalpeljoch etc.) und hangend in fleischrote gebänderte Flaser- und Netzkalke überleiten; in grauen Partien fand M. GORTANI 1924 am Mt. Avanza verkieselte Korallen des Unterdevons.

Das Alter der südlich verbreiteten Schiefer im Tal von Avanza ist weiterhin ungeklärt. Während sie P. VINASSA DE REGNY 1913 und M. GORTANI 1921 a ins Oberkarbon stellten, vermuteten F. HERITSCH 1936, R. SELLI 1963 und G. C. CARLONI 1971 ordovizisches Alter. Uns scheint eine normale Auflage auf das Devon wahrscheinlicher, zumal auch die Lithologie Übereinstimmung mit einer Schieferentwicklung zeigt, die zwischen dem charakteristischen Hochwipfelflysch und der Dimonfazies vermitteln dürfte (= „Plengeserie" älterer Autoren).

Die WNW-streichenden Fleons-Grauwacken der Steinwand, des Edigon, der Raudenspitze und der Hochspitze grenzen im Norden tektonisch an Gesteine, die bereits von F. HERITSCH 1936 für Hochwipfelkarbon gehalten wurden. Sie bilden hier die Flanken eines Gewölbes, in dessen Kern schwach metamorphe silurische und devonische Kalke in Plöckener- und Rauchkofelfazies erscheinen (Abb. 26). Dieser Zug setzt mit flachen, E–W streichenden Achsen bei den Schulternköpfen ein und streicht über Sonnstein-Gemskofel-Mittagskofel bis zur Ostflanke des Stallonkofels, an der Caradoc-Sandsteine im Kern einer Antiklinale mächtigen, gebänderten Flachwasserkalken tektonisch aufruhen (westliche Fortsetzung der Plenge). Wie H. P. SCHÖNLAUB 1973 d zeigen konnte, folgen über dem Caradoc Lydite, Uggwakalke, Untere Schichten und eine Kieselschiefer/Kalk-Wechselfolge; sie geht vermutlich an der Grenze zum Devon in eine Schieferentwicklung über. Die Schwierigkeit, die Schiefer am Kamm Säbelspitze-Stallonkofel-Nostraalm zu gliedern und räumlich abzugrenzen, liegt darin, daß auch auf der Plenge im Hangenden von unterkarbonischen Kalken und Lyditen eine ähnliche Schieferfolge auftritt, die in ihrer westlichen Fortsetzung (zwischen der Nostraalm und dem Stallonkofel) mit den oben erwähnten Schiefern in Kontakt tritt.

Zwischen dem Kristallin des Lesachtals und den oben beschriebenen Kalken und Schiefern des Zuges Schulternköpfe-Stallonkofel treten mannigfaltige Gesteine auf, so die von A. ZANFERRARI 1976 bekannt gemachte, 4–60 m mächtige und vom Obergail- bis zum Wolayer Tal reichende Permoskyth-Synklinale, die tonalitische Lesachtal-Masse (F. P. SASSI & A. ZANFERRARI 1973), die im Osten im Niedergailtal endet und schließlich ein mehrere 100 m mächtiger Komplex dunkler Schiefer mit Tuffeinschaltungen, geringmächtigen Kalken und schwarzen Lyditen (H. P. SCHÖNLAUB 1973 d).

Die Bordaglia-Störung gehört zu einer Reihe von Querstörungen, die die Karnischen Alpen mit SW–NE Orientierung durchsetzen. Sie ist, wie schon F. FRECH und R. SCHWINNER erkannt haben, ein Ausläufer der Val Sugana-Linie. Durch Einbeziehung von Mesozoikum in die Tektonik (Bordaglia-Keil) ist ihr alpidisches Alter erwiesen. Auf österreichischer Seite teilt sie sich in zwei Äste, die am Giramondo-Paß nach ENE umbiegen und beiderseits der Kalke der Wadecken in das Schulterbachtal bzw. über die SW-Flanke der Plenge in das hintere Sittmooser Tal und die Mauthner Alm ins Gailtal streichen. Die nördliche Linie stellt u. E. zugleich die östliche Fortsetzung jener Störung dar, die den Zug Raudenspitze-Steinwand (Ordoviz) gegen die nördlichen Schiefer und Kalke abgrenzt und am Kreuzleitenjoch (= Pkt. 2082 südlich der Säbelspitze) die vom Westen heranstreichenden Fleons-Grauwacken amputiert; im Osten erscheinen die gleichen Gesteine erst wieder am Nordfuß des Mooskofels und im NW der Mauthner Alm im Verband mit Bryozoenschiefern und unter Ashgill-Tonflaserkalken = Uggwakalken (H. P. SCHÖNLAUB 1977 b).

Das klassische Gebiet des südalpinen Paläozoikums erstreckt sich zwischen dem Biegengebirge im Westen und dem Kronhofgraben im Osten. Hier liegen zugleich die höchsten Gipfel der Karnischen Alpen (Hohe Warte 2780 m, Kollinkofel 2742 m, Seekopf 2554 m = Abb. 27, vgl. Taf. 7, Rauchkofel 2460 m, Gamskofel 2526 m, Mooskofel 2359 m, Plenge 2372 m, Cellon 2238 m, Polinik 2331 m, Köderhöhe 2228 m, Blaustein 2194 m).

Die eindrucksvolle geologische Landschaft resultiert aus der Vormacht der Karbonatentwicklung, die auf (heute) engem Raum durch verschiedene Fazies repräsentiert wird, kontinuierlichen und zugleich litho- wie biofaziell gut gliederbaren Profilen (Abb. 28), örtlich reicher Fossilführung und letztlich auch einer komplizierten Groß- und Detailtektonik, die das Ergebnis der Überlagerung alpidischer Tektonik auf einen variszischen Faltenbau ist (H. P. SCHÖNLAUB & G. FLAJS 1975 a).



Abb. 28: Kellerwand mit Grüner Schneid und Kollinkofel von der Unteren Valentinalm aus gesehen. Das Profil reicht vom Oberordoviz bis in das Karbon und ist tektonisch dreigegliedert: Die unterste Schuppe (an den Schuttfeldern) besteht aus Devonkalken und geringmächtigem Hochwipfelkarbon, die mittlere (die Hauptmasse der Felswand bildend) aus Oberordoviz-, Silur- und Devonkalken sowie einem Keil aus Hochwipfelkarbon, während die oberste Schuppe aus ± massigen organodetritischen Devonkalken aufgebaut wird. Im stratigraphischen Verband damit folgen gegen Süden Oberdevon- und Unterkarbonkalke sowie Hochwipfelflysch (vgl. H. P. SCHÖNLAUB & G. FLAJS 1975).

Das Biegengebirge setzt westlich der Oberen Wolayer Alm mit NNE–SSW Streichen ein, das gegen Osten zu allmählich in eine Ost-West-Richtung wechselt (vgl. Abb. 29, Taf. 7), die den markanten Cellon-Kellerwand-Zug beherrscht, um von hier über den Kleinen Pal-Freikofel-Großer Pal-Piz Timau in eine ESE-Richtung umzuschwenken. Abgesehen von einzelnen Quer- und Längsbrüchen ist sowohl vertikale als auch laterale Kontinuität gegeben, die in durchgehenden Schichtfolgen vom Ordoviz bis in das Oberkarbon (auf italienischem Gebiet bis ins Mesozoikum) zum Ausdruck kommt; zugleich zeigt sich ein auffallender Fazieswechsel, der von westlichen Flachwassersedimenten zu Kalken tieferen Wassers im Osten überleitet.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

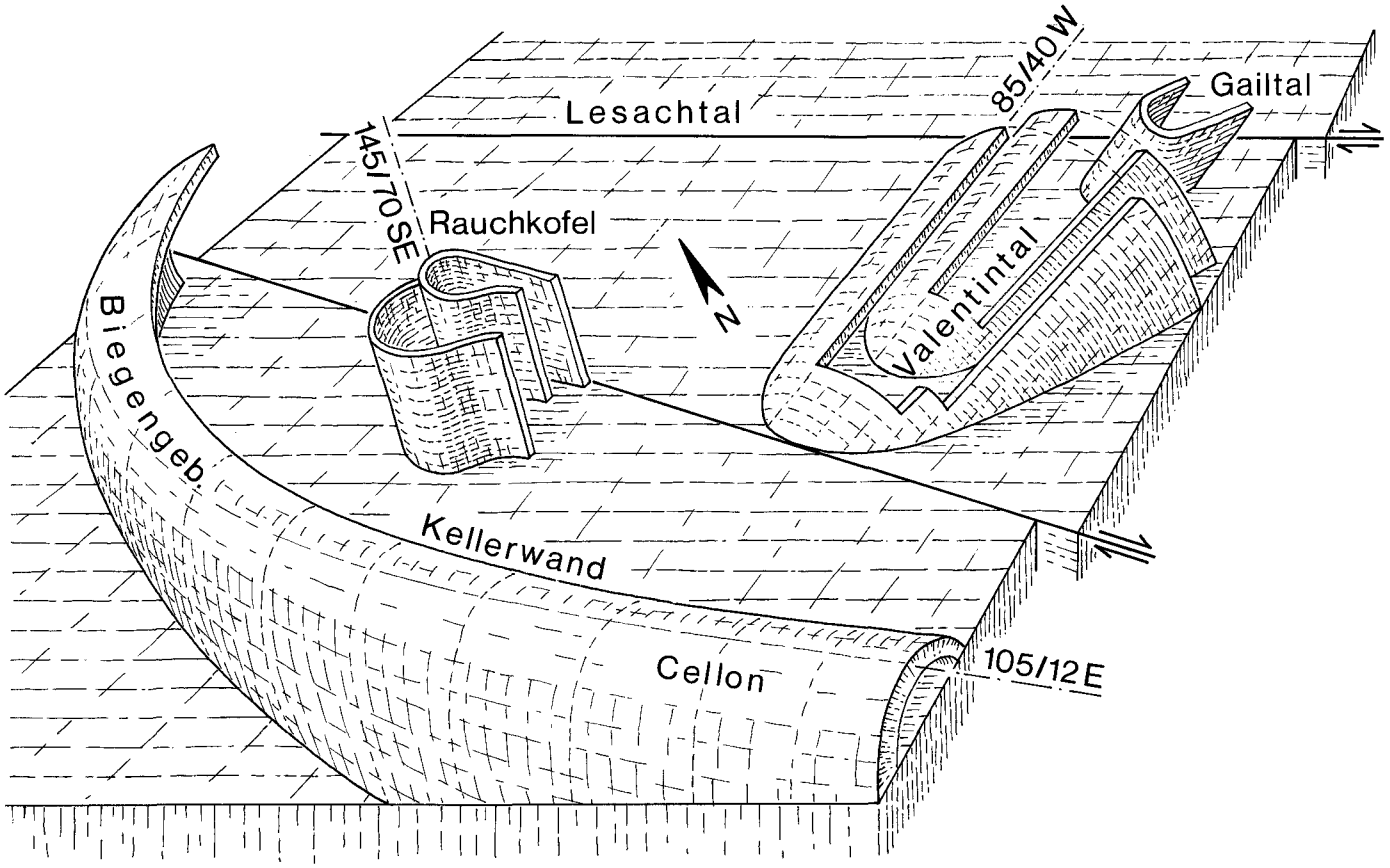


Abb. 29: Die Tektonik des „Zentralkarnischen Bogens" als Ausdruck von Lateralbewegungen längs der Gailtallinie (stark schematisiert unter Hervorhebung der tektonischen Hauptelemente).

Wie bereits bei H. R. v. GAERTNER 1931 angedeutet wurde – und östlich des Plöckenpasses augenscheinlich ist – bildet der oben erwähnte Zug des Grenzkammes im Osten ein zumeist nordvergentes Gewölbe mit etwa 12° nach Osten geneigten Achsen (Abb. 29), dessen Nord- und Südschenkel faziell voneinander erheblich abweichen. Zum Nordschenkel gehören Teile des Seekopf-Sockel-Profils, des Valentintörls, die Basisschichtfolge der Kellerwand an der Oberen Valentinalm, die Schichtfolge unter der Cellonalm und die Nordprofile des Kleinen Pal-Freikofel-Großer Pal-Piz Timau-Zuges. Ihr wesentlicher Unterschied zum Südflügel des Sattels ist die stark reduzierte Schichtfolge.

Der Nordflügel hängt unter der normalen Auflage von Hochwipfelflysch („Angertalmulde") im Norden mit faziell gleichen Gesteinen zusammen, die eine weitere Antiklinalstruktur mit vorwiegend steiler Achsenebene und wechselnd geneigten Achsen bilden und vom Rauchkofel über die Untere Valentinalm, den Heldenfriedhof an der Plöckenstraße, Elferspitze nach Osten in den Kronhofgraben verfolgt werden können. Sie grenzen an eine sehr markante, Ost-West verlaufende Bewegungszone (vgl. R. SELLI 1963), die das Gamskofel- und Mooskofel-Devon im Süden abschneidet, den Graben südlich der Himmelberger Alm nachzeichnet und über das Spielbodentörl, die Würmlacher Alm nach Osten bis über den Nölblinggraben hinaus beobachtet werden kann. Diese Störung trennt zwei grundverschiedene Baupläne im Norden und im Süden: Während in der Umgebung des Plöckenpasses und weiter gegen Osten ein nordvergenter Faltenbau mit flachen Achsen die Tektonik bestimmt, ist der Nordbereich durch einen Deckenbau mit mindestens 4 Einheiten (H. P. SCHÖNLAUB 1977b) charakterisiert, der zusätzlich um steile Achsen (bis 40°) verformt ist und eine Großfalte bzw. Schlinge beschreibt; ihre Schenkel können nahezu parallel zueinander stehen (vgl. Abb. 29).

Die steilachsige Tektonik ist nicht allein auf die Flanken des Valentingrabens beschränkt, sondern tritt in offensichtlich analoger Weise auch im Rauchkofel und im Westteil des Biegengebirges in Erscheinung, das an seinem nordöstlichen Ende nahezu NE–SW streicht. Hier ist jedoch nicht der vollständige Bogen erhalten wie im Valentingraben, sondern nur Teile davon. Der Grund mag in den genannten Längsstörungen liegen, wie z. B. der Bordaglia-Linie und der Störung am Südrand des Gamskofels in Richtung zum Spielbodentörl, die die Bogenstruktur abschneiden bzw. versetzen. Dem gleichen Bauplan könnten u. a. die Aufschiebungen des Gamskofels auf den Mooskofel, des Mooskofels auf die Kalke der Mauthner Alm und vielleicht auch die Überschiebungen der höheren Polinikschuppe auf die tiefere zugeordnet werden.

Das oben skizzierte tektonische Bild dieses Teils der Karnischen Alpen wird als Zentralkarnischer Bogen bezeichnet. Er beinhaltet neben alpidisch geprägten Elementen, zu denen Brüche, Aufschiebungen, E–W Bewegungszonen und die „Schlingentektonik" gehören, ältere variszische Strukturen, die hauptsächlich im südlichen Sattel-Mulden-Bau erhalten sind. Den Anteil alpidischer Tektonik werten wir deswegen besonders stark, da eine genetische Beziehung dieser Strukturen sowohl mit der alpidisch angelegten Bordaglia-Störung als auch mit der Rechts-Seitenverschiebung entlang des Periadriatischen Lineaments auf der Hand liegt. Dieser Zusammenhang erklärt – bei aller Kompliziertheit und Vielfalt der Detailtektonik – die vorgefundenen Verhältnisse wesentlich zwangloser als ältere starre Deckengliederungen, die der komplexen Tektonik dieses Raumes in keiner Weise gerecht werden können.

Im Rahmen einer gemeinsamen Exkursion in den Karnischen Alpen machte Herr Prof. Dr. K. SCHMIDT (Geol. Institut Univ. München) im Sommer 1978 darauf aufmerksam, daß die hier be-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

schriebenen Bau- und Bewegungspläne des Zentralkarnischen Bogens in auffallender Weise der Schlingentektonik in Teilen des Ötztalkristallins gleichen. Nach Untersuchung der Schlingen im Vernagt-Marzell-Gebiet kamen H. FUCHS et al. 1969 ebenfalls zur bewegungsmechanischen Vorstellung – die durch Tonversuche bekräftigt wurde –, daß ein anfangs flachachsig gefalteter Gneis-Glimmerschiefer-Komplex in einem zweiten Akt um eine steile bis vertikale Achse gekrümmt wurde. Bei fortgeschrittener Faltung konnte in Tonversuchen weiters die Bildung einer großen Anzahl von Scherflächensystemen beobachtet werden, an denen die Schlingen zerglitten (H. FUCHS et al. 1969: 77). Diese Blattverschiebungen können z. B. im Ötztalkristallin mehrere Kilometer betragen.

Das Gebiet im Osten des Kronhofgrabens ist bisher erst an wenigen Stellen eingehend erforscht, so in der Umgebung des Hohen Trieb (H. P. SCHÖNLAUB 1969a), des Findenig (P. PÖLSLER 1969a) und zwischen Dellacher Alm und dem Plateau des Zollner (P. LEDITZKY 1974). Dazu kommen Detailstudien an ausgewählten Profilen der Graptolithenschiefer-Fazies im Bischofalm- und Nölblinggraben (Abb. 30, 31) sowie Aufnahmen im Post-Variszikum, die vor allem in der Umgebung der Straniger Alm und Waidegger Alm in den letzten Jahren durchgeführt wurden (A. FENNINGER et al. 1971, 1976, H. JAEGER in H. W. FLÜGEL et al. 1977, H. JAEGER & H. P. SCHÖNLAUB 1977, H. P. SCHÖNLAUB 1978).

Im Gegensatz zu den Zentralen Karnischen Alpen überwiegt in diesem Segment eine Schieferentwicklung (meist handelt es sich um den karbonen Hochwipfelflysch oder Gesteine der Bischofalm-Gruppe). Die Kalke repräsentieren die Uggwa-Fazies

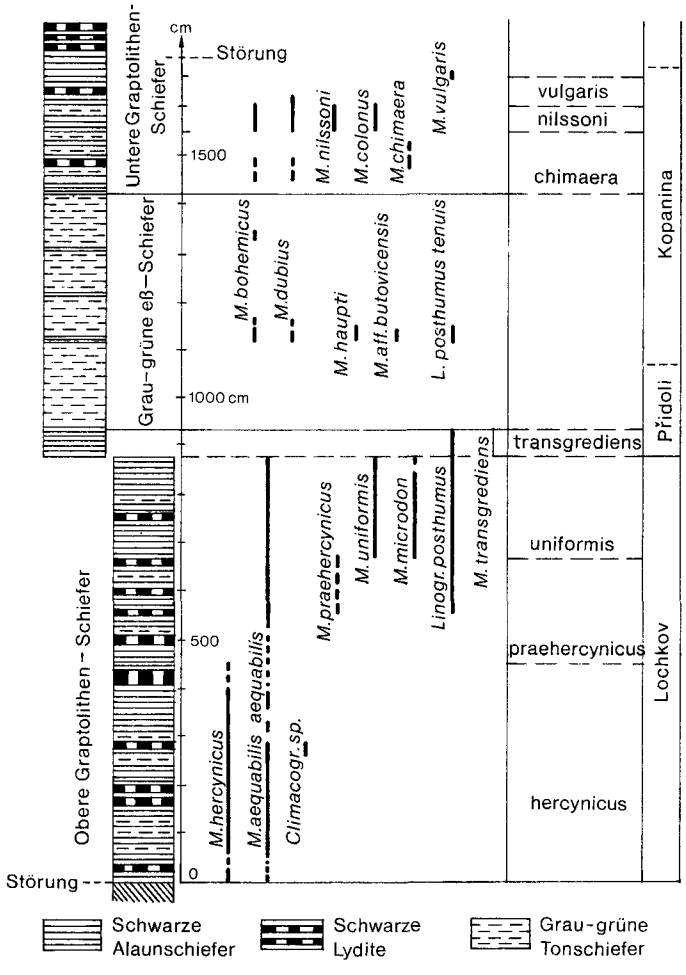


Abb. 30: Das inverse Graptolithenschiefer-Hauptprofil nördlich der Oberen Bischofalm (umgezeichnet nach H. JAEGER 1977 in H. W. FLÜGEL et. al. 1977).

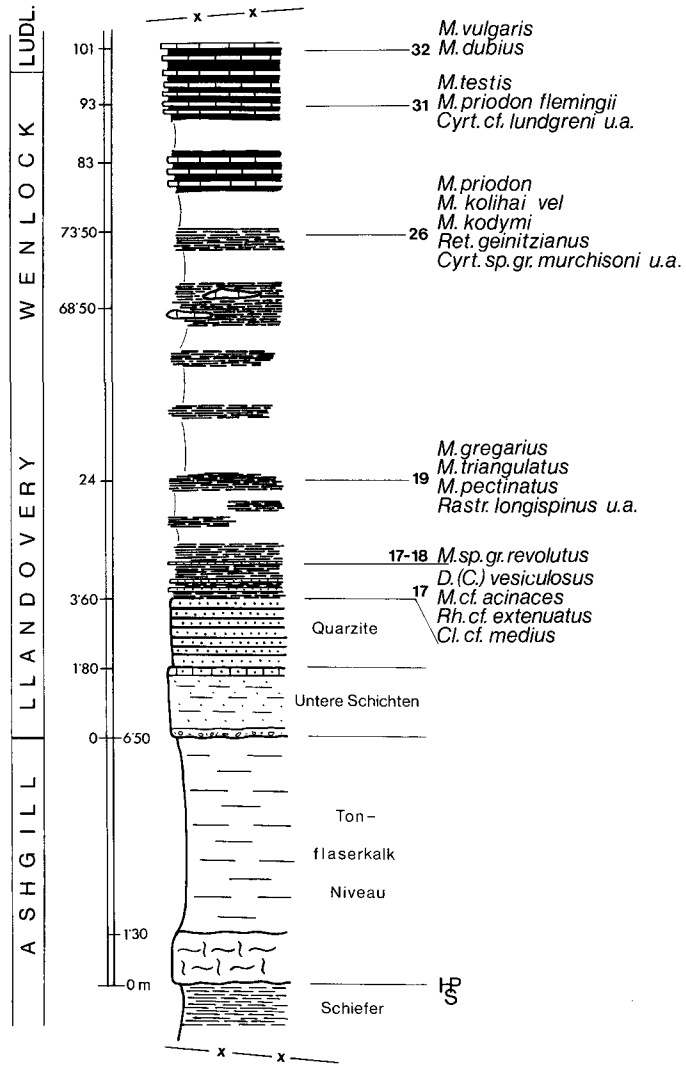


Abb. 31: Die Grenze Ordoviz/Silur im Nölblinggraben und die ältesten Graptolithen der Karnischen Alpen (aus H. JAEGER & H. P. SCHÖNLAUB 1977).

des Oberordoviz, die Plöckener Fazies im Silur und die Flaserkalkfazies (Rauchkofelfazies) des Devons und Unterkarbons. Daneben kommen nahe dem Nordrand der Karnischen Alpen auch dolomitische Gesteine und Algenlaminite vor, die die östliche Fortsetzung der oberen Polinikschuppe darstellen und nach Osten bis über den Feldkogel hinaus reichen („Feldkogelzug"). Der südlichere Cellon-Kellerwand-Zug setzt hingegen jenseits der Staatsgrenze in südöstlicher Richtung in den Mt. Zermula fort, der am Südrand des Paläozoikums der Karnischen Alpen einen markanten Eckpfeiler bildet.

Der hier behandelte Raum ist in erster Linie durch starke Schuppung gekennzeichnet (Abb. 26). Dieser Baustil tritt u. a. am Zollner in Erscheinung und wird dadurch begünstigt, daß im Silur und Unterdevon häufig hochteilbewegliche Kieselschiefer oder Kalk-/Kieselschiefer-Wechsellagerungen auftreten. Faltenbilder, wie die von H. P. SCHÖNLAUB 1969a in der Umgebung der Bischofalm beschriebenen, sind dagegen als Ausnahmen anzusehen.

Die Ablagerungen des Hochwipfelflysch erreichen um die Köderhöhe die größte Verbreitung. Sie übersetzen den Kronhofgraben und bilden im Osten die normale Überlagerung des in drei Schuppen zerlegten Altpaläozoikums am Hohen Trieb. Die Abtrennung dieser charakteristischen Flyschsedimente von offensichtlich gleich alten Klastika, die stratigraphisch den silurisch-devonischen Gesteinen der Bischofalm-Gruppe folgen, bereitet

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

besonders am Colendiaul noch Schwierigkeiten (H. P. LEDITZKY 1974).

Auf der dem Colendiaul nach Norden vorgelagerten Hochfläche treten neue Elemente in den Bau des Gebirges ein, nämlich die Auernigschichten und Äquivalente des Perms (vgl. Abb. 23). Die Transgression folgte im Oberkarbon zunächst durch Brüche angelegten lokalen Senken, die mit Geröllströmen aufgefüllt wurden, bevor die Normalsedimentation weiter ausgriff (A. FENNINGER et al. 1976). Hinweise auf die Intensität der variszischen Deformation finden sich überdies in der Beobachtung, daß die Auernigschichten auf engem Raum über verschieden alte Schichtglieder vom Silur bis zum Hochwipfelflysch transgredieren.

In der Umgebung des Naßfeld ist Altpaläozoikum einerseits im Süden im Devon-Schuttkalk des Roßkofel vertreten, andererseits im Norden, wo die Hänge zum Gailtal von Schiefern des Hochwipfelkarbons und – ab Rattendorf gegen Osten – von altpaläozoischen Bänderkalken aufgebaut werden (Abb. 32). Das Hochwipfelkarbon stellt dabei die Fortsetzung der Entwicklung am locus classicus dar; freilich fehlen hier Detailuntersuchungen und eine dringend notwendige Kartenaufnahme, so daß vorläufig noch keine Aussagen über die Beziehung dieser Schieferfazies zu den an den Westhängen des Hochwipfel seit langer Zeit bekannten Vorkommen von Graptolithenschiefern silurischen Alters möglich sind.

Quer zum Verlauf des Südkammes des Hochwipfel streicht der „Hochwipfelbruch" FRECHS, der Altpaläozoikum im Norden von Oberkarbon und Perm im Süden trennt. Zwischen dieser Störung und dem Roßkofel werden die Karnischen Alpen im Gebiet des Naßfeld von oberkarbonen Schichten aufgebaut, auf denen permische und sogar triadische Sedimente (Gartnerkofel, Zielkofl) als Erosionsreste lagern. Dieses Deckgebirge ist in alpidischer Zeit meist von steil stehenden und vertikalen Verstellungen erfaßt und dislociert worden (Abb. 32). Ebenso treten beträchtliche Steilstellungen und Faltungen auf, ja sogar Deckenbau (Umgebung der Straniger Alm, F. HERITSCH et al. 1934, F. HERITSCH 1936). Diese junge Tektonik ist demnach auch die Ursache, daß die mitteldevonischen Riffschuttkalke des Roßkofels, der Trogkofel (Perm) und die Mitteltrias des Gartnerkofels sich in ähnlicher Höhe gegenüberstehen; berücksichtigt man ferner die heute erkennbaren topographischen Unterschiede der Transgressions-Basis, wird das Ausmaß alpidischer Tektonik in noch größerem Umfang deutlich.

Nach F. HERITSCH 1936 gehört die Trias des Gartnerkofels zur nordbewegten Koschutaeinheit, die im Süden mit Schlerndolomit, im Norden aber mit Perm älteren Schichten tektonisch aufliegt. Die Schubfläche setzt sich bis an den Fuß der Reppwand fort und schwenkt von hier um den Gartnerkofel nach Südosten, wo sie südlich des Poludnig und des Gaisrückens wieder in die Trias im Norden des Pontebbaner Tales mündet.

Der Nordrand der östlichen Karnischen Alpen wird bis in Gipfelnähe von Bänderkalken aufgebaut, in die sich Züge von phyllitischen Schiefern und Hochwipfelkarbon einschalten (z. B. Garnitzenklamm, Eggeralm). Am Poludnig folgt darüber eine Devonfolge aus Schiefern und Kalken, die am Gipfelgrat von invers gelagerten Devonkalken überschoben werden. Nach W. SKALA 1969 könnte dieser Baustil als liegende Synklinale gedeutet werden, in der die Liegend- und Hangendschenkel aber faziell unterschiedlich entwickelt sind.

Der an den Poludnig im Osten anschließende Raum ist von besonders intensiver Schuppung betroffen, so am Schönwipfel oder an der Nordseite des Osternig. Beispielsweise unterschied H. AUFERBAUER 1971 am Osternig eine Liegendeinheit, in der Hochwipfelkarbon und verschiedene Devonkalke mehrfach verschuppt sind; längs einer flach nach Südwesten einfallenden Überschiebungsbahn folgt darüber eine höhere Decke mit Kalken

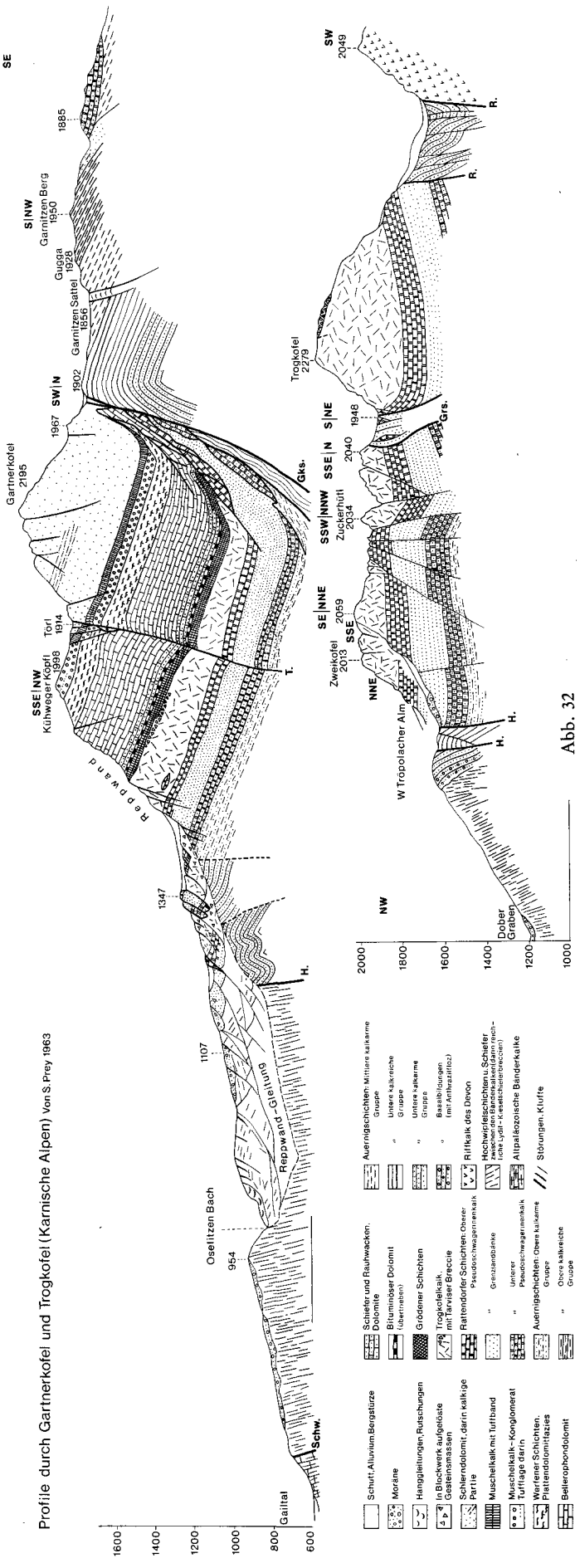


Abb. 32

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

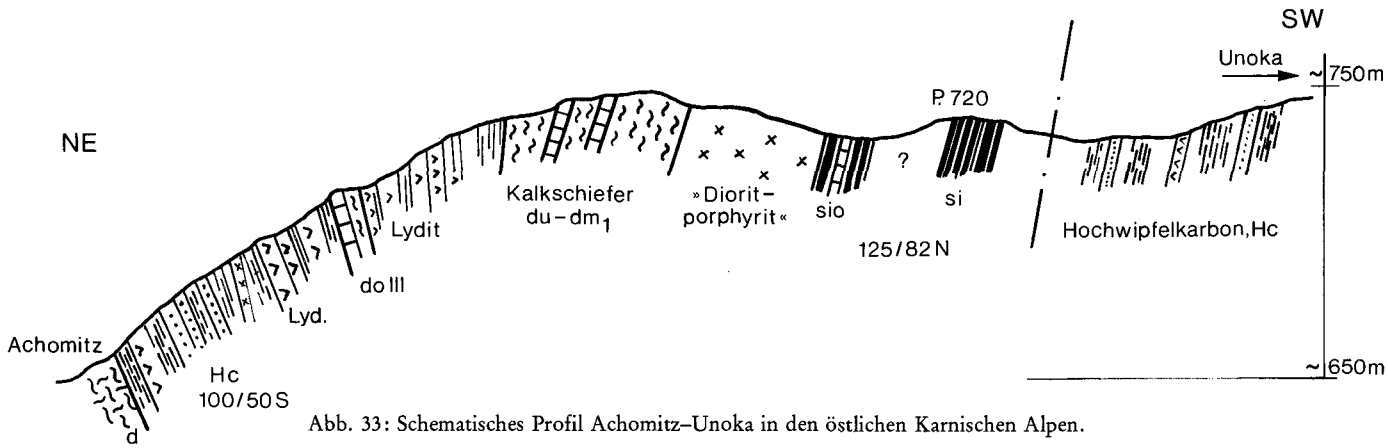


Abb. 33: Schematisches Profil Achomitz–Unoka in den östlichen Karnischen Alpen.

gleichen Alters, in der normal und invers gelagerte Anteile auf einen im Detail recht komplizierten Verformungsstil hinweisen.

Dieser Schuppenbau prägt auch das Ostende der Karnischen Alpen (Abb. 33, 34). Hier sind, bis zum Grenzkamm reichend, eine Reihe ± mächtige, zumeist aus Devonkalken bestehende Schuppen einer Schiefer-/Lydit-/Sandstein-Entwicklung eingelagert, die nach Neuuntersuchungen bei Achomitz, Stossau und Pessendellach bereits im Famenne beginnt (H. AUFERBAUER 1972). Gleichfalls von den Verhältnissen im Westen abweichend, treten in der Umgebung von Thörl häufig Malchitgänge auf; sie finden sich vorwiegend im Hochwipfelkarbon, vereinzelt aber auch in oberdevonischen Flaserkalken (Stossau) oder Bänderkalken (Dreulach, Achomitz).

Im Raum östlich der Gailitzer Furche sind in einem nur wenige km breiten Streifen alt- und jungpaläozoische Gesteine als direkte Fortsetzung der Karnischen Alpen anzusehen. Sie reichen in einem zusammenhängenden Zug bis an den Nordrand des Mittagskogels (vgl. S. 44). Ähnlich den Gegebenheiten im westlichen Gebirge, dominieren in den nördlichen Schuppen der Westkarawanken Bänderkalke, grobkristalline Kalke und Schiefer mit phyllitischem Habitus. Sie sind in der Regel fossilleer; Altersangaben basieren daher meist nur auf lithostratigraphischen Vergleichen mit den Schichtfolgen in den Karnischen Alpen (z. B. Tonflaserkalke des Ashgill, Kokkalk, Grenze Silur/Devon, Unterdevon-Kalkschiefer, Lydite, Hochwipfelkarbon etc.). Auch der Baustil gleicht weitgehend dem der östlichen Karnischen Alpen. So können z. B. im Profil des Kokra-Grabens südlich Pökkau mindestens 7 Devon-Kalkschuppen unterschieden werden, die durch Schiefer und Sandsteine des Hochwipfelkarbons getrennt sind (Abb. 34). Wie das benachbarte Straßenprofil zum Wurzenpaß zeigt, scheinen diese Schuppen eher eng begrenzt zu sein, da hier über einem tieferen Kalkzug mit Obersilur, Devon und Hochwipfelkarbon (Straßenaufschluß von Pkt. 790 zu Gh. Mauthner) nur eine synklinal verfaltete Schichtfolge auftritt.

Während der Muldenkern aus charakteristischem Karbonflysch besteht und der Nordschenkel in der Umgebung des Gh. Mauthner die bekannten unterdevonischen Kalkschiefer führt, baut den Südschenkel eine Folge aus kieseligen Schiefern, Lyditen und Eisenkalklinsen auf, in denen durch Conodonten ein Ludlow-Alter nachgewiesen werden konnte.

Östlich des Wurzenpaß greifen die permotriadischen Anteile der Südalpen über den Grenzkamm nach Norden vor und bedingen ein allmähliches Auskeilen der zusammenhängenden variszischen Schichtfolgen im Worounitza-Graben. Profile im Korpitsch-, Feistritz- und Goritschacher Graben zeigen steil aufgerichtete, teilweise überkippte, nordvergente, intensiv verschuppte Schichtfolgen mit Ordoviz- bis Karbonelementen (Abb. 35, 36). Oberordoviz liegt dabei in Schiefer- und Kalkausbildung (Uggwakalke) vor, Silur in Karbonat- und in einer Schwarzschiefer-/Kalkentwicklung, während das Unterdevon meist in der charakteristischen Tentakulitenfazies auftritt und im allgemeinen die wandbildenden, markanten Kalkrippen aufbaut. Abweichend von der Normalentwicklung in den Südalpen, ist im Korpitschgraben

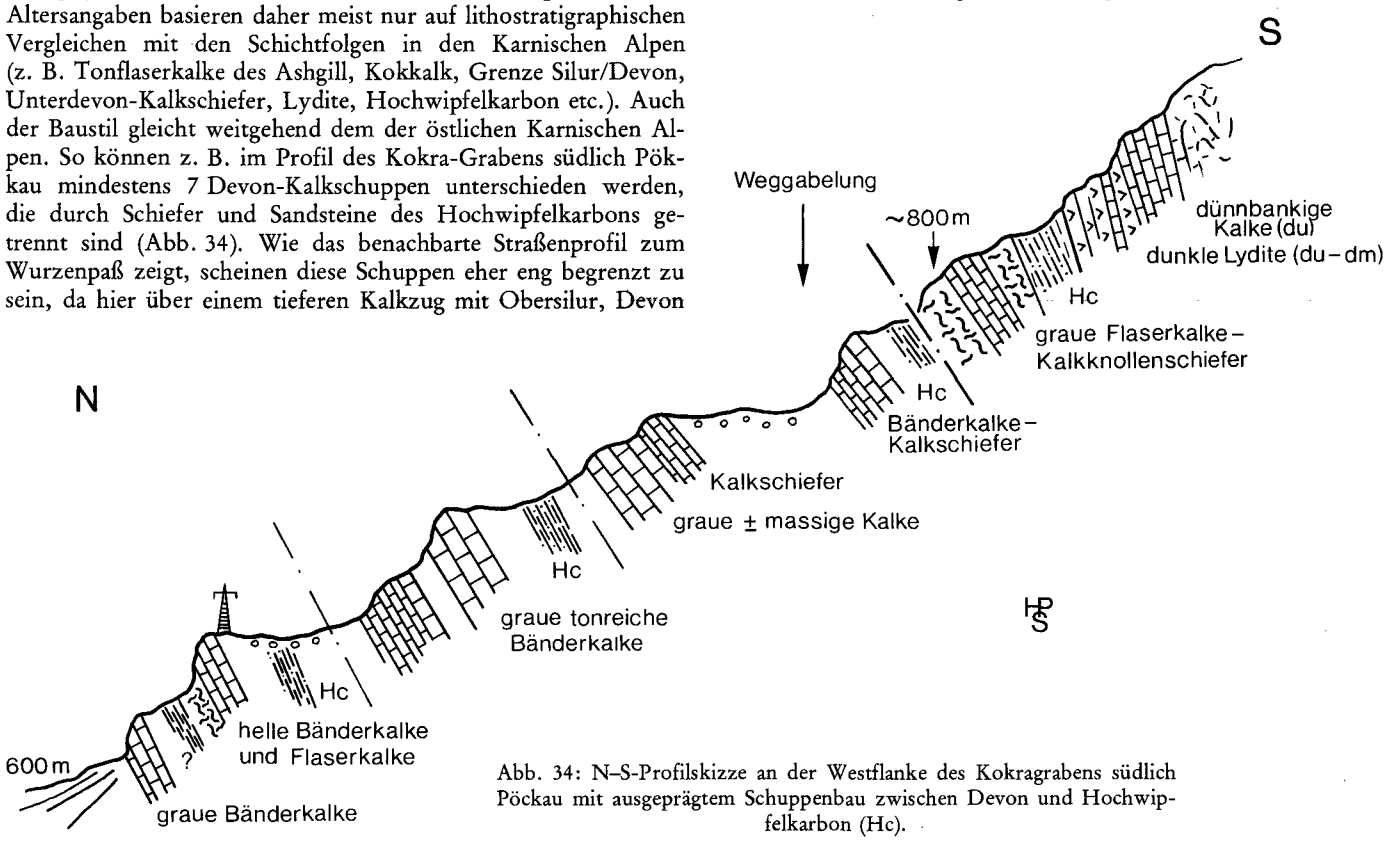


Abb. 34: N–S-Profilskizze an der Westflanke des Kokragrabens südlich Pöckau mit ausgeprägtem Schuppenbau zwischen Devon und Hochwipfelkarbon (Hc).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

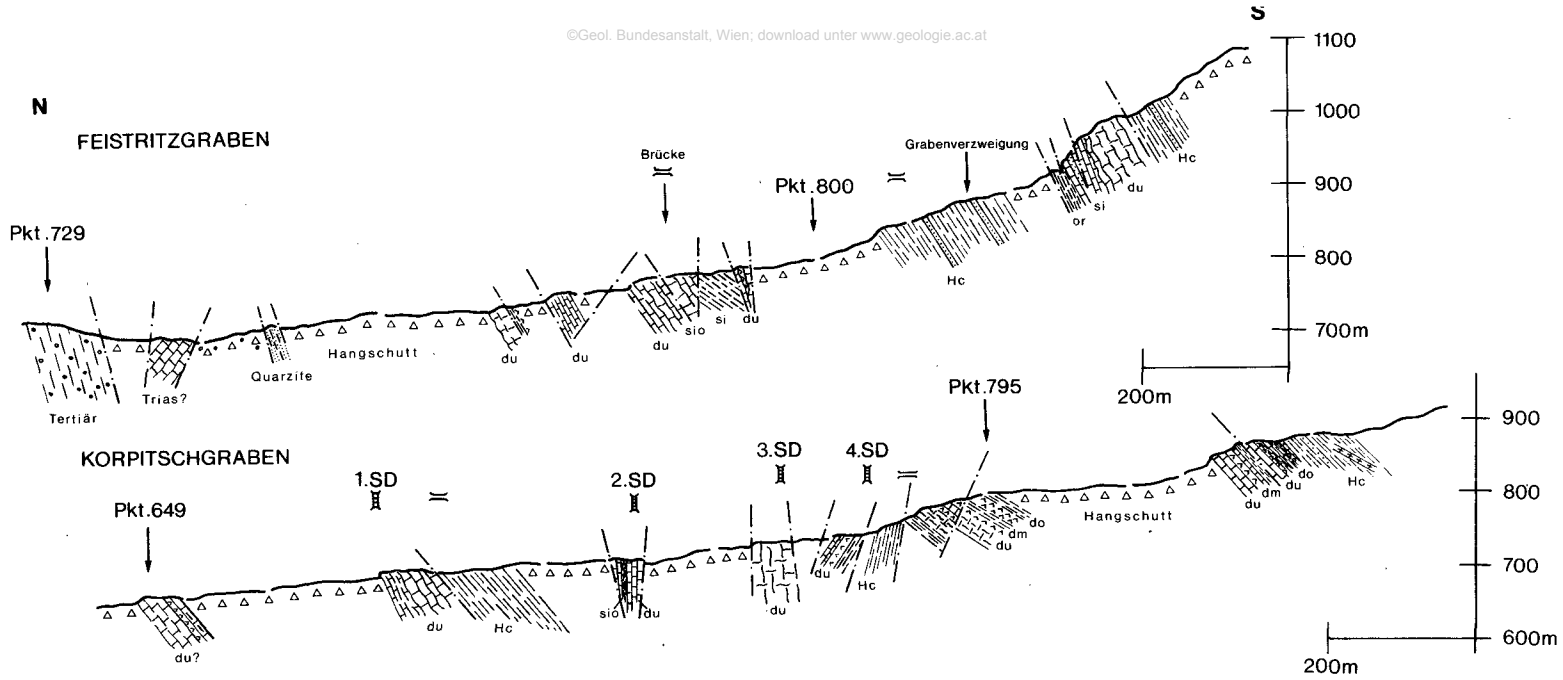


Abb. 35: N–S-Profile durch das Altpaläozoikum im Feistritz- und Korpitschgraben in den Westkarawanken (nach H. P. SCHÖNLAUB 1971 f., ergänzt; SD = Dammeinbauten).

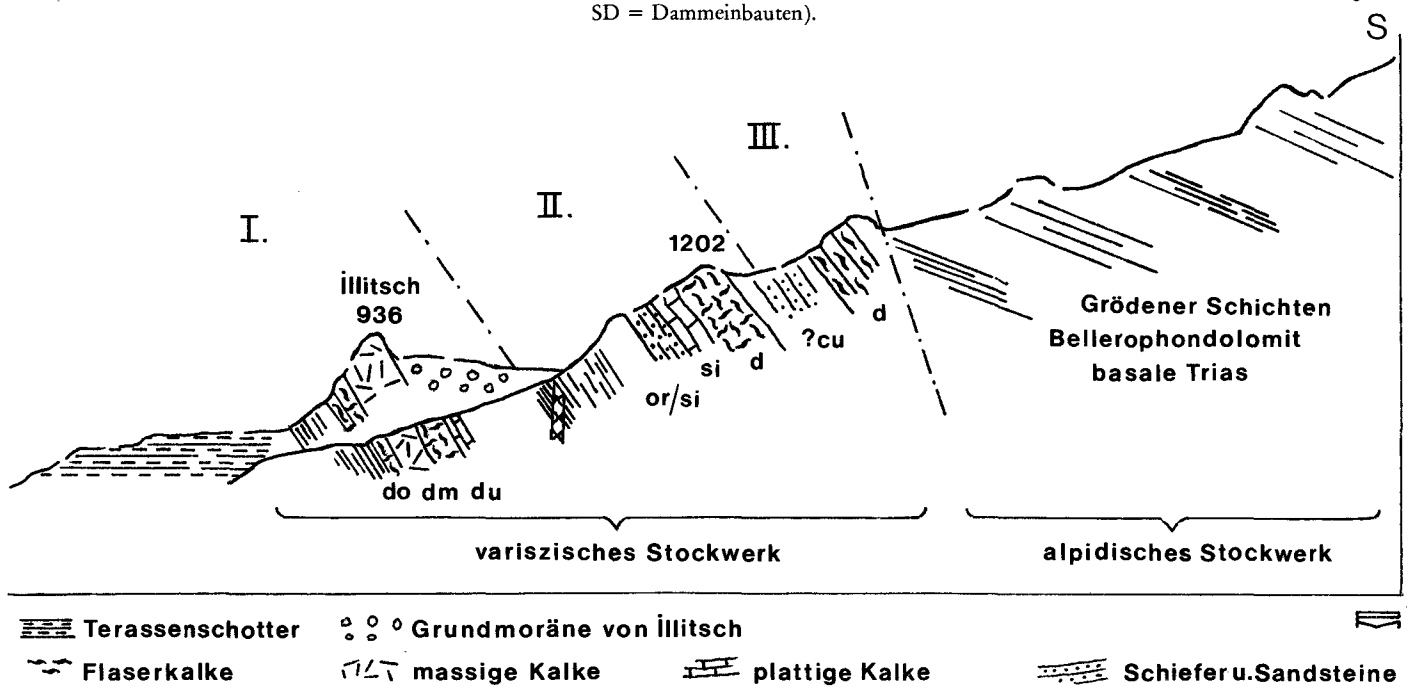


Abb. 36: N–S-Profil durch den Goritschacher Graben in den Westkarawanken mit Schuppenbau im Variszikum. Lokal treten inverse Profilfolgen auf. Post-Variszikum schematisch angedeutet. Nach H. P. SCHÖNLAUB 1973 c.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

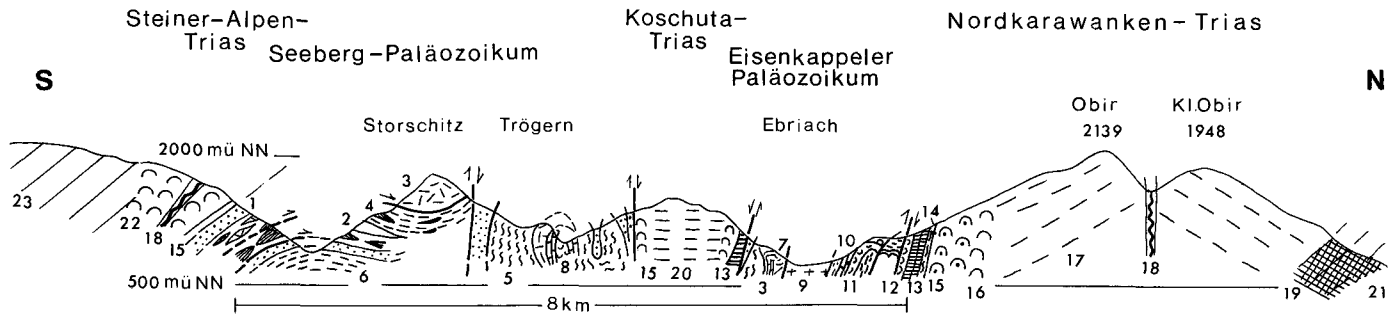


Abb. 37: N–S-Profil durch die Ostkarawanken (nach F. KUPSCH et al. 1971, ergänzt von F. K. BAUER 1973).
1: postvariszisches Perm und Oberkarbon, 2: Bänderkalkschuppen, 3: Devonkalke, 4: undatierte Vulkanite, 5: Hochwipfelflysch, 6: undatierte feinklastische Schiefer (Seebergschiefer), 7: Oberordoviz und Silur, 8: Vulkanite des Oberordoviz, 9: Granit von Eisenkappel, 10: Pillowlaven im Diabaszug von Eisenkappel, 11: Diabaslagergang, 12: Werfener Schichten, 13: Alpiner Muschelkalk, 14: Partnachschichten, 15: Wettersteinkalk (dolom. Riffschuttfazies), 16: Wettersteinkalk (kalkige Riffschuttfazies), 17: Wettersteinkalk (Lagunenfazies), 18: Raibler Schichten, 19: Rhät-Jura, 20: Schlerndolomit, 21: Tertiär, 22: Dachsteinkalk (Riffschuttfazies), 23: Dachsteinkalk (Lagunenfazies).

im Mitteldevon und Frasne eine bis 25 m mächtige Lydit-Mergelschiefer-Fazies ausgebildet, die – anscheinend noch im älteren Famenne – in den klastischen Hochwipfelflysch überleitet (vgl. H. P. SCHÖNLAUB 1971f, 1973c). Ein sehr auffallendes Merkmal dieser Entwicklung stellen in den Westkarawanken die Einschaltungen mächtiger Grauwackenbänke innerhalb feinklastischer Anteile dar.

Das Paläozoikum der Ostkarawanken tritt in zwei Ost-West streichenden, von Triasgesteinen umrahmten Vorkommen auf, nämlich der durch den Granit von Eisenkappl zweigeteilten „Eisenkappler Aufbruchszone" im Norden und der „Seeberger Aufbruchszone" im Süden (vgl. Abb. 37). Der tektonischen Anlage des heutigen Gebirges in Ost-West verlaufende Zonen entsprach die Gliederung der altpaläozoischen Sedimentationströge in etwa Ost-West streichende Faziesbereiche. Während der Hauptteil des Eisenkappler Paläozoikums im Norden des Granits liegt, der hier die Periadriatische Linie markiert, läßt sich die erst seit 1966 bekannte Folge von „Eisenkappl Süd" gut mit dem „Seeberger Paläozoikum" in Verbindung bringen, das seit Mitte des vorigen Jahrhunderts durch die örtlich reiche Fossilführung berühmt ist.

Im Vergleich zum Eisenkappler Paläozoikum, das einen steilen nordvergenten Schuppen- und Faltenbau abbildet, lassen sich im Seeberger Aufbruch zwei alpidisch geprägte Bereiche mit unterschiedlichem Deformationsstil erkennen (F. KUPSCH et al. 1971, J. ROLSER & F. TESSENSOHN 1974). Danach stellt der nördliche „Trögener Faltungsbereich" eine 2–3 km breite Steilstellungszone mit Großsätteln und Großmulden aus Oberordoviz – bis Karbonflysch-Anteilen dar (Abb. 38, 39). Ihr steht im Süden ein nordvergenter Schuppen- und Deckenbau gegenüber („Seeberger

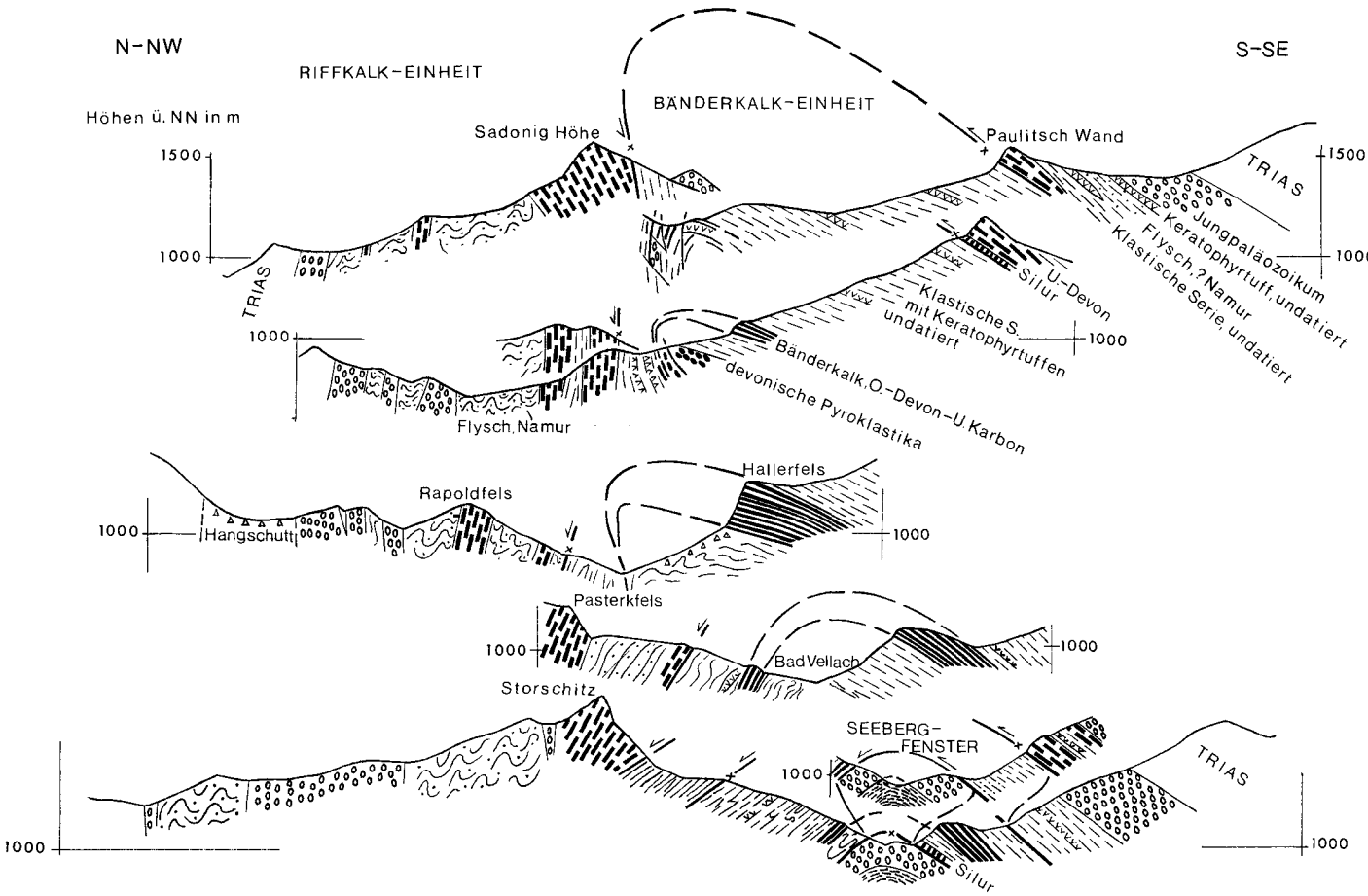


Abb. 38: Querprofile durch das Paläozoikum im Seeberggebiet (nach J. ROLSER & F. TESSENSOHN 1974, Ausschnitt).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

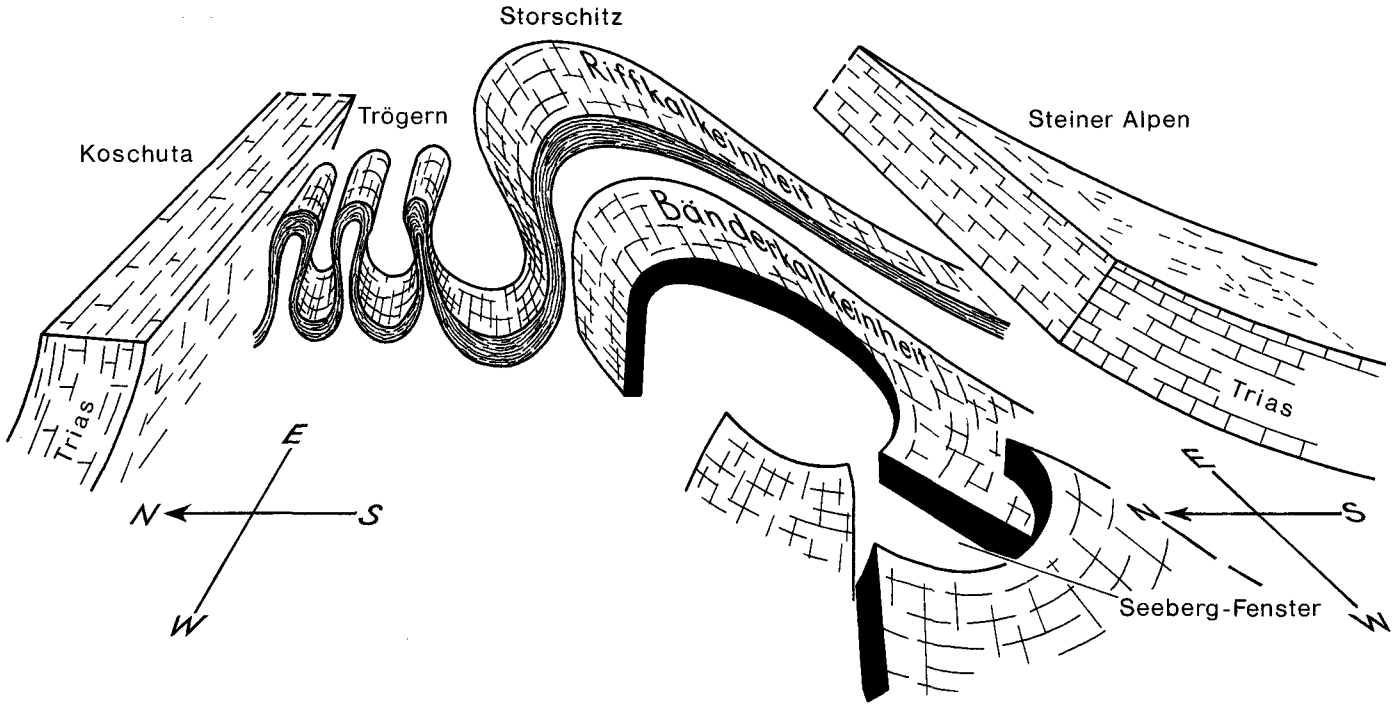


Abb. 39: Schematisches Blockbild mit den tektonischen Hauptelementen im Seeberggebiet: Triasrahmen der Südkarawanken, Riffkalk-Decke, Bänderkalk-Decke und Basis-Einheit im Seeberg-Fenster (aus J. ROLSER & F. TESSENSOHN 1974).

Deckensattel"), der Überschiebungsweiten bis 5 km aufweist. Die Sattelachse dieses Gewölbes streicht auf österreichischem Gebiet vom Seebergpaß in WSW-ENE-Richtung und schwenkt in der östlichen Fortsetzung in eine E-W-Richtung.

Nach J. ROLSER & F. TESSENSOHN 1974 zeigt dieser Bau folgende Gliederung (vgl. Abb. 38, 39):

(1) Riffkalk-Einheit: Sie bildet die höchste, in mehrere Teilschuppen zerlegte Einheit und formt einen Sattel, dessen Kern in Riff-Fazies entwickelt ist. Im Norden und Süden schließen jeweils Flaserkalkzonen an. Zur Riffkalk-Einheit zählen so bekannte Vorkommen wie Grintoutz, Storschitz, Pasterk und Rapold.

(2) Bänderkalk-Einheit: Sie wird hauptsächlich aus Devon- und Unterkarbonkalken in einer schwach metamorphen Ausbildung aufgebaut und ist wie die Riffkalk-Einheit lokal stark zerrissen und lamelliert.

(3) Basis-Einheit: Die tiefste tektonische Einheit des Seeberger Raumes ist durch die Erosion der darüberliegenden Bänderkalk-Einheit in Form eines tektonischen Fensters freigelegt. In ihm kommt zuoberst oberkarbone Molasse zum Vorschein. Das Seeberg-Fenster erweist sich daher als alpidisch angelegt.

Für die Synthese des Baus der Ostkarawanken sind darüberhinaus weitere Strukturelemente von Bedeutung, die zusammen ein außerordentlich kompliziertes Strukturmuster dieses Gebietes ergeben. Dazu gehören (1) Ost-West streichende Dislokationsflächen, die teilweise Lateralverschiebungen widerspiegeln; (2) Aufschiebungen über das Vorland an den Außenrändern des Gebirges; (3) NW–SE gerichtete Flächen, die auf Vertikal- und Horizontalbewegungen mit dextralen Verschiebungskomponenten zurückgehen sowie (4) Nord-Süd-Querstörungen.

In der Frage nach dem Motor der Tektogenese in den Ostkarawanken und den benachbarten Räumen wurde von J. ROLSER & F. TESSENSOHN 1974 der zeitliche und räumliche Zusammenhang der o. a. tektonischen Strukturen untersucht. Dabei zeigte sich in Übereinstimmung mit Ergebnissen aus dem Gailtal, daß die Periadriatische Linie im betrachteten Raum als eine in alpidischer Zeit aktive Rechtsseitenverschiebung aufzufassen ist. Der Großfaltenbau und die symmetriekonstante Spezialfaltung lassen sich als davon abhängige, SSW–NNE gerichtete Strukturen deuten, denen zwei entsprechende Scherflächensysteme mit dextralen, etwa NW–SE streichenden und sinistralen, etwa N–S streichenden Horizontalverschiebungskomponenten zugeordnet werden können.

Die Hauptprägung der Ostkarawanken sei demnach – anders als in den Karnischen Alpen, wo variszische Reliktstrukturen weit häufiger als im Seeberger Paläozoikum erhalten sind – in erster Linie in alpidischer Zeit erfolgt (vgl. F. HERITSCH 1927a). Sie läßt sich aus der gleichzeitigen Wirksamkeit einer dextralen Seitenverschiebung (WNW–ESE) und einer Nord-Süd Einengung an Plattengrenzen erklären.

Gailtal – Nordkarawanken

Die paläozoische Schichtfolge dieses Streifens besteht aus Teilen des Gailtalkristallins (vgl. S. 23ff.) und seinem östlichen Äquivalent, dem Eisenkappler Altkristallin, postvariszischen Deckgebirgsresten (Karbon von Nötsch, Perm an der Basis des Drauzugs) und Magmatiten (Granit von Eisenkappl, Granit von Nötsch?).

Bezüglich Erforschungsgeschichte, Gesteinsbestand und Altersfragen des Gailtalkristallins sei auf die Ausführungen im Kap. 2.8 verwiesen.

Als Eisenkappler Altkristallin (Ch. EXNER 1972) wird in den Ostkarawanken ein Komplex polymetamorpher Gesteine bezeichnet, der zwischen dem „Tonalitgneis von Eisenkappl" im Süden und dem „Karawanken-Granit" im Norden liegt. Es bildet südöstlich von Eisenkappl einen 8,2 km langen und maximal 850 m breiten Streifen, der vom Fluß Vellach über den Remscheniggraben bis zum Uschowa Sattel reicht. Die östliche Fortsetzung liegt in Slowenien.

Der E–W bis WNW–ESE streichende Gesteinsköprper besteht hauptsächlich aus kleinkörnigen Paragneisen mit Korngrößen unter 1 mm, in die sich quarzitische und graphitquarzitische Lagen einschalten. Seltener sind Amphibolite und Orthogneise (Mikroklingneise). Die Gesteine haben einen phyllitischen Habitus, der durch die intensive postkristalline Deformation des mesometamorphen Mineralbestandes bei Neubildung von Hellglimmer, Chlorit und Epidot (häufig ebenfalls postkristallin deformiert) hervorgerufen wird.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Der Karawanken-Granit (Granitzug von Eisenkappl) bildet die nördliche der beiden Tiefengesteinslamellen in den Ostkarawanken (vgl. Abb. 34). Von seiner Gesamtlänge über 46 km entfallen 8,4 km auf die Umgebung von Eisenkappl. Hier wird er maximal 900 m breit. Der Granit ist als tektonische Lamelle aufzufassen, die nordvergent in den alpinen Bau der Karawanken eingeschlichtet ist und durch randliche Mylonitzonen begrenzt wird. Während der Granit am Nordrand auf das Eisenkappler Paläozoikum aufgeschoben ist bzw. lokal tektonisch an die Trias der Nordkarawanken grenzt, sind längs des Südrandes die Paragneise und Phyllonite des Eisenkappler Altkristallins und das Paläozoikum der Südalpen (z. B. am Schaidasattel) nordvergent auf die Granitlamelle aufgeschoben. An einigen Stellen ist noch der Primärkontakt der Intrusion in das Altkristallin erhalten (s. u.). Am Westende (Schaidasattel) taucht der Granit tunnelförmig unter die paläozoische Grünschieferserie des Eisenkappler Paläozoikums ein.

Nach Ch. Exner 1972, 1976 bilden die Gesteine der Granitlamelle eine Differentiationsreihe. Sie umfaßt grobkörnigen Olivin-Gabbro, grob- bis mittelkörnige Diorite, Granodiorit und Grobkorngranit, der zusammen mit Diorit das Hauptgestein der Lamelle ist. Mittelkörnige Granite treten vor allem im Intrusionsdach auf. Hier bilden sie Migmatite mit den Hornfelsen. Zum Ganggefolge gehören grobkörnige Granodioritporphyre, Aplite, Hornblendepegmatite und Kersantit. Mischgesteine treten bevorzugt dort auf, wo Pegmatite diffus den Diorit durchdringen. Sie haben eine dioritische, monzonitische, syenitische und quarzsyenitische Zusammensetzung.

Die unmittelbare Intrusionszone des Karawanken-Granits in das Eisenkappler Altkristallin besteht aus Schollen- und Bändermigmatiten. Daran schließt nach außen ein aus Hornfelsen bestehender innerer Kontakthof mit Neubildungen von Cordierit, Andalusit, Biotit und Kalinatronfeldspat an. In Amphibolitabkömmlingen sind ferner Korund und Spinell neu zu beobachten. Der äußere Kontakthof setzt sich aus Fleckgneisen zusammen. Hier sind Biotit, Cordierit und Andalusit neu kristallisiert.

Die Gesteine der paläozoischen Grünschieferserie wurden im Kontaktbereich des Granits zu Cordierit-Knotenschiefern umgewandelt. Reliktisch erhalten blieb dabei das sedimentäre Gefüge, während Cordierit- und Biotitblasten mit helizitischen Einschlüssen neu gewachsen sind.

Radiometrische Altersdatierungen an Biotit, Hornblende und Titanit in Diorit, Granodioritporphyr und Hornblendepegmatit aus dem Eisenkappler Granitzug ergaben Abkühlalter zwischen 244 ± 9 und 216 ± 9 Mio. Jahren. Diese Werte sprechen für eine Granitintrusion in spätvariszischer Zeit (vgl. H. J. Lippolt & R. Pidgeon 1974, R. A. Cliff et al. 1975, S. Scharbert 1975).

Der Tonalitgneis der Karawanken bildet den südlichen Tiefengesteinszug der Eisenkappler Aufbruchszone. Er markiert auf österreichischem Gebiet (Remschenigtal südöstlich Eisenkappl) auf einer Strecke von 6,2 km die Grenze zwischen der Austroalpinen und der Südalpinen Einheit. Der weit größere Teil der Gneislamelle befindet sich auf slowenischem Gebiet. In analoger Position erscheint Tonalitgneis auch nahe dem Westende der Karawanken als kleines isoliertes Vorkommen bei Finkenstein.

Die postkristallin deformierte Plutonlamelle ist auf weite Strecken auf sein aus Eisenkappler Altkristallin bestehendes und teilweise hornfelsiertes Intrusionsdach längs einer mylonitischen Überschiebungsfläche aufgeschoben. Die Hitzekontakte blieben jedoch im Altkristallin erhalten, allerdings ohne deutlichen Zusammenhang mit dem Hauptkörper des Tonalits. Dabei gleichen die kontaktmetamorphen Veränderungen ganz den Verhältnissen am Kontakt Granit – Kristallin. Die bedeutendste Störungsfläche liegt vermutlich am Südrand des Tonalits, wo eine mehrere Meter breite Mylonit- und Ultramylonitzone zwischen dem Tonalit und den nichtmetamorphen Paläo- und Mesozoikum ausgebildet ist. Letzteres grenzt nordvergent an den Tonalitgneis bzw. ist auf diesen aufgeschoben.

Radiometrische Untersuchungen an Biotiten des Tonalitgneises ergaben Alterswerte von 28 ± 4 und 29 ± 6 Mio. Jahren. Es könnte sich hierbei um eine alpidische Verjüngung handeln, die ihre Ursache in Bewegungen längs der Periadriatischen Linie haben könnte.

Dem Versuch, mit Hilfe von stratigraphischen Hinweisen, radiometrischen Alterswerten und dem Verhältnis von Kristallisation zu Deformation eine zeitlich-räumliche Beziehung zwischen den paläozoischen Ablagerungen, dem Kristallin und den Magmatiten aufzuzeigen, d. h., die Baugeschichte der Ostkarawanken zu rekonstruieren, stehen als großes Problem die enorme Einengung des Kristallins um eine E–W-Achse und die alpidische Lamellentektonik gegenüber, die alle Einheiten betrifft. Die heutigen geologischen Grenzen spiegeln also in keiner Weise die primären Größenverhältnisse der erwähnten Einheiten wider.

In zeitlicher Ordnung, lassen sich in den Ostkarawanken im Norden der periadriatischen Grenze folgende Ereignisse unterscheiden:

1. Proterozoikum bis frühes Altpaläozoikum: Bildung des Edukts des Altkristallins.
2. Voroberordoviz: Eine Regionalmetamorphose prägt ein Altkristallin unter den Bedingungen der Amphibolitfazies.
3. Altpaläozoikum: Sedimentation und Vulkanismus der Grünschieferserie.
4. Spätvariszische Zeit: Intrusion und Kontaktmetamorphose des Karawanken-Granits im Altkristallin und an der Grenze zur Grünschieferserie.
5. Tertiär (?): Intrusion des Tonalits mit Bildung eines plutonischen Domes unter einem Dach aus Altkristallin sowie Kontaktmetamorphose mit dem Altkristallin.
6. Intensive alpidische Deformation, Phyllonitisierung und örtliche Mylonitisierung, vor allem im Altkristallin und im Tonalitgneis. Die Magmatite des Karawanken-Granits sind demgegenüber, abgesehen von schwachen mechanisch-dynamometamorphen Überprägungen, massig und mit primärem magmatischen Mineralbestand und Gefüge erhalten geblieben.

Das Alter der unter 2. und 3. genannten Ereignisse ist noch umstritten. Sie könnten ebenso dem variszischen Zyklus angehören und im Sinne einer variszischen Stockwerkstektonik erklärt werden. Die Granitintrusion würde dann dieses Geschehen vorläufig abschließen.

In der Korrelationstabelle wurde das Eisenkappler Altkristallin nicht untergliedert. Auch das Alter der Gneis- und Glimmerschieferkomplexe im Gailtalkristallin ist derzeit offen.

Das Eisenkappler Paläozoikum gehört mit dem Karawanken-Granit, Altkristallin und Tonalitgneis zur Eisenkappler Aufbruchszone der Ostkarawanken. Im Norden des Granits, der die Grenzzone zwischen dem Ostalpin und dem Südalpin markiert, liegt der „Diabaszug von Eisenkappl" (vgl. Abb. 37). Südlich des Granits sind in einem lückenhaft aufgeschlossenen Silur-Devon-Profil Tonschiefer, Lydite und Kalke mit Mächtigkeiten um 100 m verbreitet. Sie stehen vermutlich unter der Koschuta-Trias mit der südlich anschließenden Aufbruchszone von paläozoischen Gesteinen, dem Seeberg-Paläozoikum, in Verbindung. Dieser wahrscheinliche Zusammenhang wurde in der Tabelle berücksichtigt. Während im Silur und älteren Unterdevon noch Ähnlichkeiten mit den Schichtfolgen des Seeberger Gebietes bestehen, ist im jüngeren Unter- und im Mitteldevon eine davon abweichende, pelagische Entwicklung festzustellen. Sie wird durch Tentakulitenkalke, Lydite, Tonschiefer und Schwarzschiefer charakterisiert, in die sich im Givet eine 2–3 m mächtige grobe Kalkbrekzie mit Komponenten aus dem Riffbereich einschaltet. Darüber folgen 2 m mächtige Tonschiefer und Kalklagen, die bis ins ältere Famenne reichen sowie Flyschsedimente, die dem unter-/oberkarbonen Hochwipfelflysch äquivalent sein dürften.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Der nördliche Diabaszug von Eisenkappl, auch Eisenkappler Grünschieferserie genannt, ist auf österreichischem Gebiet über eine Strecke von 25 km in einem maximal 3,5 km breiten, annähernd E-W streichenden Streifen verbreitet, der von Zell Pfarre, dem Schaidasattel, das Ebriachtal in das Leppental östlich Eisenkappl zieht. Die gleichen Gesteine setzen sich auf slowenischem Gebiet bis nach Oberraswald fort.

Der steil stehende, nordvergente Falten- und Schuppenbau ist mit einer 50–70° nach Süden geneigten Grenzfläche auf die transgressive Permotrias der Nordkarawanken aufgeschoben. Im Süden wird die Grünschieferserie vom Karawanken-Granit überschoben, dessen Intrusion in die feinschichtigen Sedimente der Grünschieferserie einen Kontakthof mit Cordierit-Knotenschiefer mit Porphyroblasten von Cordierit und Biotit erzeugte.

Die anchimetamorphe Grünschieferserie, die im Ebriachtal eine Gesamtmächtigkeit von etwa 650 m hat, umfaßt Sedimente und vulkanogene Gesteine. Letztere werden insgesamt etwa 350 m mächtig. Nach umfangreichen Untersuchungen von J. LOESCHKE (1970–1977) handelt es sich um Aschentuffe bis -tuffite mit spilitischer Zusammensetzung, feinkörnige, hellgrüne, chloritführende Tuffite, hämatitreiche Aschen- und Lapillituffe bis -tuffite mit spilitischer oder keratophyrischer Zusammensetzung, massige Spilite und Spilite in Pillowform (ca. 180 m mächtig) sowie Spilit- und Ultrabasit-Lagergänge. Zu den umgebenden Sedimenten gehören Tonschiefer im Liegenden und Hangenden, in die sich konglomeratische Grauwacken, Quarzite, Graphitquarzite, Arkosequarzite und vereinzelt cm- bis dm-dicke Kalkbänke einschalten. Sie bleiben auf tiefere Anteile des Diabaszuges beschränkt.

Für die spilitischen Gesteine der Grünschieferserie wird als Ausgangsmagma ein Magma vermutet, das eine alkali-olivin-basaltische Zusammensetzung gehabt hat (J. LOESCHKE 1973, 1975). Die Mineralparagenese von Albit und Chlorit in den Spiliten geht auf autometamorphe Prozesse und eine sekundäre Regionalmetamorphose niedrig temperierten Grades zurück. Für sie kann auf Grund des Metamorphose-Hiatus zwischen den paläozoischen Gesteinen und der auflagernden Permotrias ein variszisches Alter angenommen werden (J. LOESCHKE & K. WEBER 1973).

In der Grünschieferserie konnten bisher keine Fossilien gefunden werden, die klare Aussagen zum Alter ermöglichen würden. Nach regionalgeologischen Vergleichen mit dem Mittelkärntner Paläozoikum ist zwar in erster Linie – wie in der Tabelle eingetragen – ein ordovizisches Alter zu vermuten, doch stehen dieser Ansicht auch Parallelisierungsmöglichkeiten mit den Karnischen Alpen gegenüber, in denen ähnliche Gesteine ein oberkarbones Alter haben.

Nach plattentektonischen Konzepten könnten die Vulkanite Reste eines ehemaligen Inselbogens repräsentieren und als Differentiate entstanden sein (J. LOESCHKE 1977). Dieses Stadium soll der variszischen Orogenese vorausgegangen sein. Solche Vorstellungen stoßen aber vor allem auf Grund der ungeklärten Altersfrage noch auf große Schwierigkeiten.

Das Karbon von Nötsch

Das Karbon von Nötsch erstreckt sich nördlich des Gailtals auf einer Länge von etwa 8 km und einer Breite von etwa 2,5 km zwischen den Ortschaften Nötsch und Tratten im Süden, der Villacher Alpe (Dobratsch) im Osten und dem Zug des Mittagsnock im Norden (Abb. 40). Der höchste Punkt wird vom Gipfel der Badstuben (1410 m) gebildet. Der geologische Südrand ist eine markante Störungslinie gegen den Granitzug von Nötsch (vgl. S. 23 ff.); ebenso bildet die Nordgrenze ein etwa Ost-West verlaufendes Bruchsystem, längs dem das Karbon auf die Trias des Drauzugs aufgeschoben ist. Unklar sind die Verhältnisse am Westende, wo durch die Annäherung der Nord- und Südgrenzen ein tektonisches Auskeilen vermutet werden kann.

Das seit 1807 bekannte Vorkommen paläozoischer Gesteine ist durch seinen Fossilreichtum berühmt. Dies führte zu zahlreichen Bearbeitungen, vornehmlich von Brachiopoden (G. AIGNER 1930, 1931a, G. AIGNER & F. HERITSCH 1931), Trilobiten (F. HERITSCH 1929a, G. HAHN & R. HAHN 1973) und Korallen (F. HERITSCH 1918, 1934a, A. KUNTSCHNIG 1926, H. W. FLÜGEL 1972a).

Das Karbonvorkommen wird über weite Strecken von jungglazialen Ablagerungen bedeckt. Die dadurch bedingten schlechten Aufschlußverhältnisse erschwerten tektonische Deutungen (vgl. H. W. FLÜGEL 1965a, H. P. SCHÖNLAUB 1973a).

Im Nötscher Karbon unterschieden H. W. FLÜGEL & M. G. KODSI 1968 und M. G. KODSI & H. W. FLÜGEL 1970 drei lithofazielle Einheiten, nämlich die Nötschgraben-Gruppe im Osten, die Erlachgraben-Gruppe im Nordosten und die Pölland-Gruppe im Westen. Biostratigraphisch kann nur die Nötschgraben-Gruppe, aus der die meisten bisher beschriebenen Fossilien stammen, exakt eingestuft werden. Sie gehört ins jüngere Visé und enthält Faunen der Oberen Pericyclus Stufe und der jüngsten Goniatites Stufe (*granosus*-Zone). Ein ungestörtes Nord-Süd-Profil durch diese Gruppe zeigt nach H. P. SCHÖNLAUB 1973a (Abb. 37) eine Abfolge mit „Untere Schiefer" (100–120 m), Diabas-Brekzienzug I (Badstub-Brekzie), Zwischenschiefer (10–15 m mit massenhaften Vorkommen von Productiden), Diabas-Brekzienzug II und „Obere Schiefer". Sie enthalten die bekannten Korallen- und Trilobitenfundstellen des Visé, zum Beispiel beim Gehöft „Oberhöher". Da jedoch im Nötschgraben über dem höchsten Vorkommen mit Faunen des Visé konkordant noch weitere, etwa 120 m mächtige Gesteine folgen (Quarzkonglomerate, Sandsteine, dunkle bivalvenführende Tonschiefer) ist ein Höherreichen der Nötschgraben-Gruppe bis ins Namur sehr wahrscheinlich. Nach lithologischen Vergleichen könnten die höheren Partien daher Äquivalente der klastischen Erlachgraben-Gruppe darstellen, die schon bisher auf Grund von Pflanzenfunden ins Namur gestellt wurde (J. PIA 1924). Beide Gruppen sind nach ihrer Ichnofazies, dem Fossilinhalt und nach ihren lithologischen Merkmalen mehr oder weniger stark terrigen beeinflußte Flachwasserbildungen.

Die jüngsten Gesteine des Karbons von Nötsch mit Westfal- und Stefan-Alter sind in der Pölland-Gruppe vertreten. Es handelt sich um eine Wechselfolge von Konglomeraten, Grauwacken, Sandsteinen und tonig-sandigen Schiefern, die nach Spurenfossilien *(Nereites, Lophoctenium, Dictyodora liebeana)* einer randnahen Fazies in einem Flyschbecken zugeordnet werden.

Alle drei, etwa Ost–West streichenden Gesteinsgruppen werden, ebenso wie die Quarzphyllite des Gailtalkristallins, von permoskythischen Grobklastika an der Basis des Drauzugs überlagert. Bei Annahme eines Transgressionsverbandes auf den karbonen Ablagerungen (E. SUESS 1868, F. FRECH 1894, H. W. FLÜGEL 1976 u. a.), müßte daher für die komplizierte Interntektonik des Nötscher Karbons ein variszisches Alter angenommen werden. Der vermeintliche Transgressionsverband wurde aber von H. W. FLÜGEL 1977 zu Recht in Frage gestellt. Er deutete das Karbonvorkommen als alpidisch angelegtes tektonisches Fenster unter der Dobratsch-Gipfeldecke. Diese Auffassung ist dahingehend zu ergänzen, als auch die Dobratsch-Basisdecke über dem Karbon liegt, selbst aber transgressiv mit den Phylliten des Gailtalkristallins verbunden ist (vgl. Abb. 40). Aus diesem Verhältnis ergeben sich Schwierigkeiten in der Deutung von Nötsch als weit transportierte tektonische Schürflinge an der Basis des Oberostalpins. Dazu kommt, daß das Karbon von Nötsch im Süden des Mittelkärntner Paläozoikums liegt, eine Tatsache, die im Rekonstruktionsversuch FLÜGEL's (Abb. 1) keine befriedigende Erklärung findet (vgl. S. 103 f.).

Alpidische Längsbrüche (Bleiberger Talbruch, Lärchgraben-Störung, Gailbruch; vgl. H. P. SCHÖNLAUB 1973a) und Nordoststreichende Verwerfer zerlegen das Karbon in einzelne Schollen (K. FELSER 1938) und verschleiern die geologischen Zusammenhänge, besonders zwischen der Erlachgraben-Gruppe und der Pölland-Gruppe.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

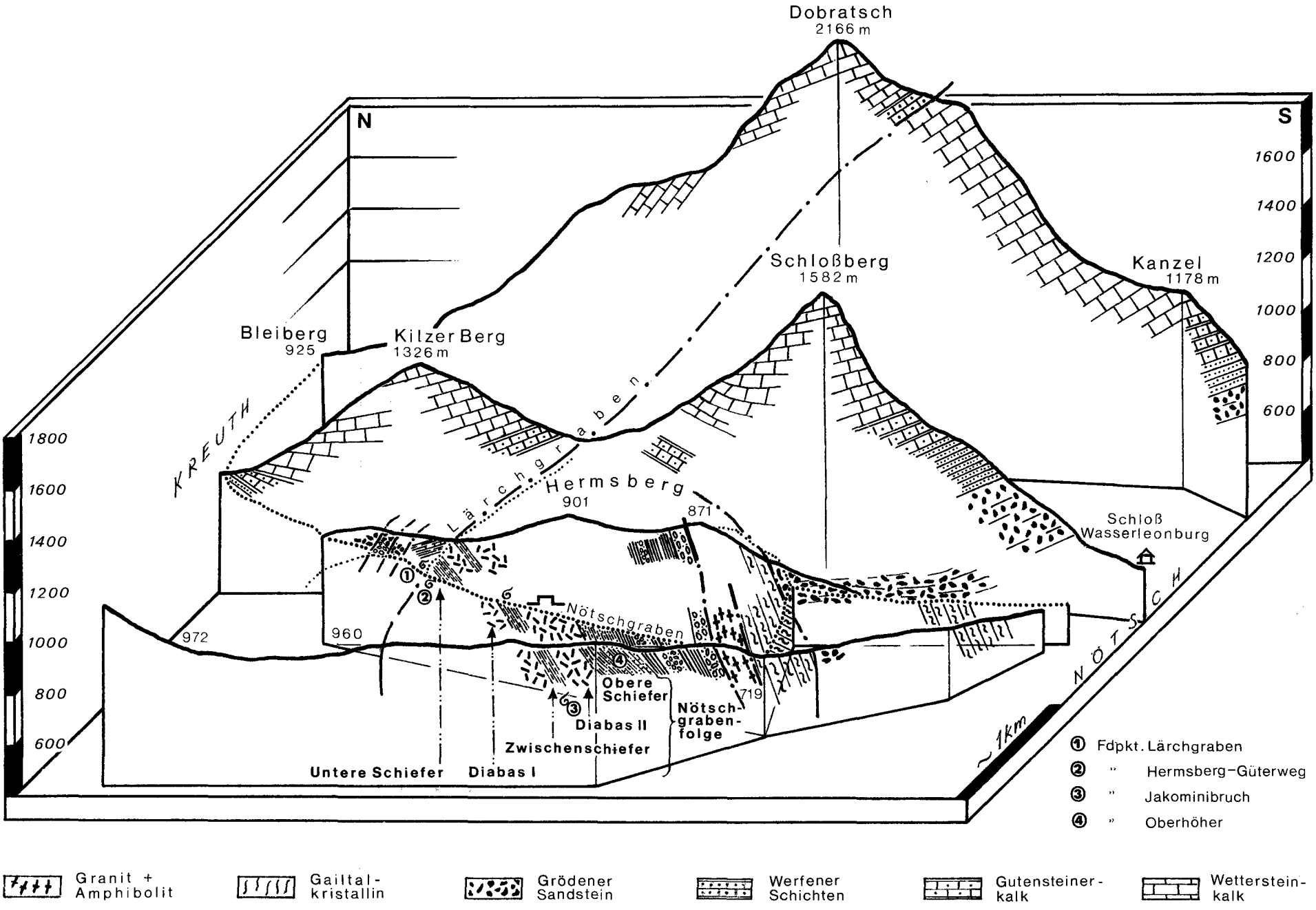


Abb. 40: Blockbild durch das Karbon von Nötsch (Nötschgraben-Gruppe) und die Villacher Alpe.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Das Perm an der Basis des Drauzug

Die postvariszische Entwicklung, die im Eisenkappler Raum nur lückenhaft erhalten ist, beginnt über dem variszisch geprägten Gailtalkristallin nach einer Basisbrekzie (Regolith mit Gangquarzen, Quarziten, Glimmerschiefern, Phylliten, Gneisen und Kieselschiefern) mit pflanzenführenden Sandsteinen und Schiefern, die nach dem Auftreten von *Callipteris conferta* (ST.) BRONGNIART in das Unter-Rotliegend (Autun) gestellt werden (H. W. J. VAN AMEROM et al. 1976a) und nicht, wie früher angenommen, ein Stefan-Alter haben. Nach der Auffüllung von intramontanen Senken folgten klastische Gesteine, die durch maximal 50 m mächtige Quarzporphyre (Lienzer Dolomiten) bzw. deren Tuffe zweigeteilt werden. Der Liegendabschnitt, von E. CLAR 1972 als „kontinentaldetritisches Perm" bezeichnet, wird bei Kötschach bis 100 m mächtig und besteht aus roten und seltener grauen Sandsteinen mit konglomeratischen und brekziösen Lagen sowie Einschaltungen von geringmächtigen fossilführenden Kalk-/Dolomitknollen. Aus einer dieser Linsen stammen die abgebildeten Fischzähne (Abb. 41, 42). Synsedimentär treten hier Cu- und Fe-Mineralisationen auf (G. NIEDERMAYR & E. SCHERIAU-NIEDERMAYR 1974).

Der über dem Porphyrhorizont liegende, bis 200 m mächtige Abschnitt, zuerst als Hangendserie bzw. Permoskythsandstein bezeichnet, wird neuerdings als Äquivalent der südalpinen Grödener Schichten aufgefaßt, die durch eine die Bellerophon-Stufe umfassende Schichtlücke von der überlagernden Trias getrennt sein sollen (G. NIEDERMAYR et al. 1978). Es muß jedoch darauf hingewiesen werden, daß für diese Annahme bisher biostratigraphische Beweise fehlen.

Die Grödener Schichten sind – vor allem in den westlichen Gailtaler Alpen – grobklastischer und besser sortiert als die Liegendserie; sie sind vorwiegend sandig-konglomeratisch entwickelt, an der Südseite des Dobratsch auch karbonatisch. Die U-, Th- und K-Gehalte sind auf den hohen Anteil von schlecht aufbereiteten Quarzporphyrschutt zurückzuführen, der, bedingt durch das aride Permklima, trocken verwitterte (G. KURAT et al. 1975). Auf Grund sedimentpetrologischer Ergebnisse wurde für die Grödener Schichten eine Umstellung im Liefergebiet gegenüber der Basisfolge angenommen. Während letztere einen deutlichen Einfluß eines kristallinen Hinterlandes erkennen läßt, dominierten in der Hangendfolge im Liefergebiet saure Vulkanite.

Über den Grödener Schichten folgen mehrere Konglomerathorizonte, die nach Pflanzenfunden in das ältere Skyth zu stellen sind (H. W. J. VAN AMEROM et al. 1976b). Die Konglomerate werden als basale gröberklastische Fazies der Werfener Schichten (Bundsandstein) angesehen. Darüber setzt die typische Entwicklung der Werfener Schichten ein.

Schobergruppe, Kreuzeck, Goldeck

Über den Aufbau, die Altersgliederung und Vorstellungen zur geodynamischen Entwicklung dieses Gebietes unterrichten die Kapitel II. 2.9, II. 3 und VI. Die Kreuzeckgruppe ist die östliche Fortsetzung der Schobergruppe, die über den Iselberg mit dieser zusammenhängt. Die nördlich der Möll gelegene Sadniggruppe gehört ebenfalls dem gleichen Kristallinkomplex an.

Nach den mitgeteilten Befunden könnte der basale nördliche Gneiskomplex (Liesergneise, Paragneise der Salzkofelserie und Paragneise in der Schobergruppe) zum älteren, stratigraphisch derzeit nicht näher einstufbaren Basement gehören, das hangend von metamorphen Äquivalenten des Altpaläozoikums überlagert wird. Es sind dies Gesteine der Amphibolitfazies und die in einer südlichen Zone verbreiteten Phyllitkomplexe (s. II. 2.9).

Das Goldeckkristallin und in Resten auch das Kreuzeckkristallin, werden vom maximal 500 m mächtigen Permoskythsandstein, der die nördliche Basis des Drauzugs bildet, transgressiv überlagert. Während die Kontakte in der Kreuzeckgruppe ± stark tektonisch überarbeitet sind (z. B. Gödnachgraben, Gnoppnitztörl), ist der Transgressionsverband in der südlichen

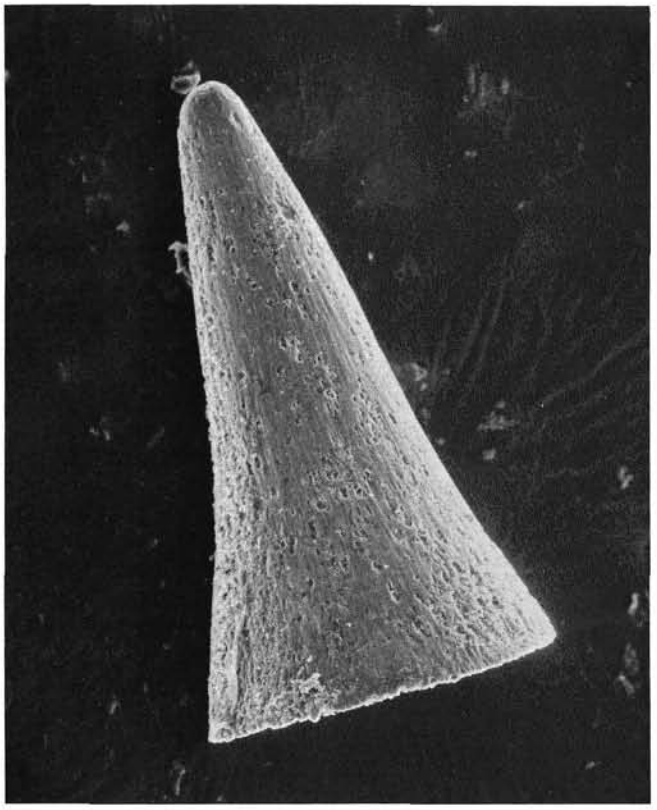


Abb. 41: Fischzahn aus einer Karbonatknolle im Liegendabschnitt des Postvariszikums im Drauzug (Vergr. × 155).

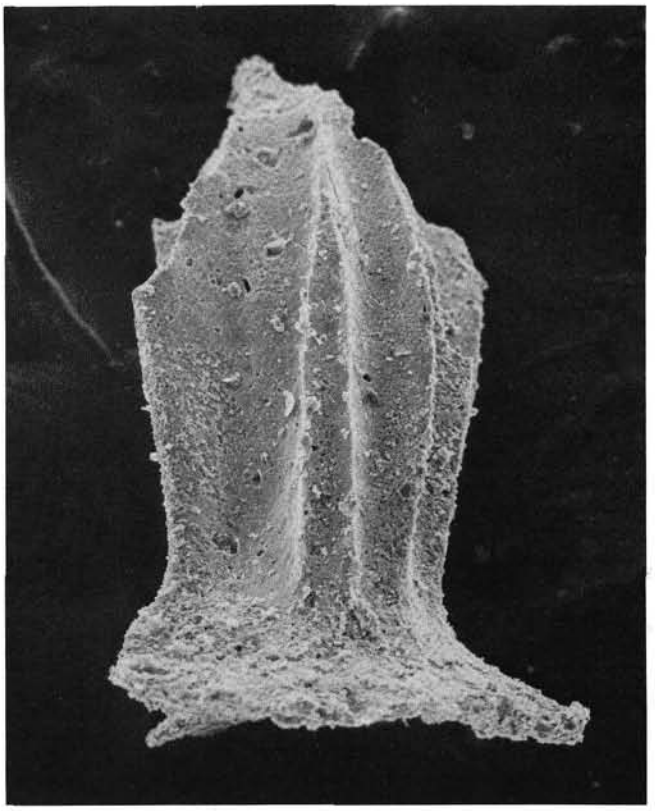


Abb. 42: Fischzahn aus einer Karbonatknolle im Liegendabschnitt des Postvariszikums im Drauzug (Vergr. × 151).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Goldeckgruppe ungestört (z. B. Tiebelgraben nördlich Stockenboi; vgl. W. FRITSCH 1961b, E. R. OXBURGH 1968, CH. EXNER 1974). Detailstudien über die klastische Gesamtentwicklung sind bisher nicht veröffentlicht worden, sieht man von kurzen Notizen über Vorkommen in der Simmerlacher Klamm bei Oberdrauburg ab (H. MOSTLER 1972b, G. NIEDERMAYR 1975). Nach dem zuletzt genannten Autor zeigt dieses Perm größere Ähnlichkeit mit Mittelkärnten als mit den gleich alten Vorkommen bei Kötschach.

Das Nockgebiet

(Westliche Gurktaler Alpen)

Die westlichen Gurktaler Alpen umfassen hier solche Gesteinskomplexe, die westlich der Linie Turrach–Gerlitze tektonisch über dem Tauernfenster und seinem unterostalpinen Rahmen und unter dem überschobenen Oberostalpin der Gurktaler Decke liegen (= Mittelostalpin im Sinne TOLLMANN's).

Das Grundgebirge zwischen dem Lungau und Innerkrems besteht aus biotitreichen Paragneisen (Bundschuh-Paragneis nach G. GEYER 1892 : 323), Glimmerschiefern und variszisch intrudierten Mikroklin-Augengneisen (CH. EXNER 1967, C. J. HAWKESWORTH 1976), die als tektonische Lamellen in den Paragesteinen eingeschaltet sind (vgl. Abb. 7). Sie werden transgressiv von Permo (?)-Mesozoikum überlagert (H. STOWASSER 1956, A. TOLLMANN 1958, 1959, J. PISTOTNIK 1974, 1976 u. a.). Die Hauptprägung dieses Kristallinkomplexes dürfte demnach in variszischer Zeit erfolgt sein, jedoch sind ältere, vorpaläozoische Ausgangsgesteine keinesfalls auszuschließen (in der Tabelle für die Bundschuh-Paragneise und die unten genannten Lieser- und Priedröfgneise angedeutet).

Das südliche Nockkristallin wird zwischen Spittal/Drau und Villach (Millstätter Seenrücken) von staurolith- und disthenführenden Zweiglimmergneisen gebildet, die hangend in mächtige Marmore mit Einschaltungen von Granatamphiboliten übergehen (B. PLÖCHINGER 1953, 1974, 1978, N. ANDERLE 1977). Dieser Komplex und nördliche Anteile wurden von R. SCHWINNER 1927 als „Millstätter Serie" (Liesergneise und Millstätter Granatglimmerschiefer) bezeichnet. Die reiche Durchschwärmung mit Pegmatiten dürfte mit dem spätkaledonisch/frühvariszischen Granit von Villach zusammenhängen (R. SCHWINNER 1927, R. GÖD 1976). Daraus kann geschlossen werden, daß die Millstätter Serie zumindest teilweise ein altpaläozoisches Alter hat.

Nördlich der „Seenlinie" SCHWINNER's folgt über der Millstätter Serie die „Radentheiner Serie" (R. SCHWINNER 1927), die hauptsächlich aus Granatglimmerschiefern besteht, die selten Staurolith und Disthen führen. Als geringmächtige Einschaltungen finden sich darin graphitische Partien, Quarzite, Amphibolite und Marmore mit der Magnesitlagerstätte der Millstätter Alpe. Der „Priedröf-Paragneis" nimmt innerhalb dieses Komplexes eine hangende Position ein; er ist mit den Glimmerschiefern durch Übergänge verbunden. Hauptverbreitungsgebiete sind der Priedröf NE Radenthein, der Raum um den Rosenock, Innerkrems und Tamsweg sowie das Gebiet um die Würflinger Höhe südlich Stadl/Mur („Einheit von Stadl" nach A. THURNER 1958b; vgl. auch P. BECK-MANNAGETTA 1959).

Dem kristallinen Grundgebirge lagert, wie erwähnt, die Schichtfolge des Stangalm-Mesozoikums s. l. auf. Sie wird nach Neuuntersuchungen tektonisch zweigeteilt (K. LIEGLER 1970, J. PISTOTNIK 1974, A. TOLLMANN 1975b): Während in der tieferen, normal liegenden zentralalpinen Abfolge (Melitzen-Scholle nach A. TOLLMANN) Gesteine permischen Alters fraglich sind (vgl. J. PISTOTNIK 1976), beginnt die höhere, verkehrt liegende Pfannock-Schuppe mit etwa 2 m mächtigen Quarzkonglomeraten, die im Profil vom Pfannock zum Lahnernock vielleicht schon im Oberkarbon dem Pfannockgneis auflagerten (A. TOLLMANN 1968). Darüber folgt die bis 100 m mächtige rote Bockbrekzie, für die ein permisches Alter aus der Position im Liegenden skythisch-anisischer Schichten geschlossen wurde (K. HOLDHAUS 1933, A. TOLLMANN 1968, 1975b).

Die Argumente für eine Verbindung der Pfannock-Schuppe mit dem Drauzug (A. TOLLMANN 1975b), die für diese ebenfalls eine oberostalpine Position verlangen, erscheinen uns noch nicht ausreichend und endgültig gesichert. In der Tabelle wurde daher das Postvariszikum der Pfannock-Schuppe weiterhin in einer zentralalpinen „Heimat" in der Nachbarschaft des Stangalm-Mesozoikums s. str. belassen (vgl. J. PISTOTNIK 1978).

Östliche Gurktaler Alpen

Die Gliederung der Schichtfolgen dieses Gebietes in der Tabelle basiert auf den Ausführungen in den Kapiteln II. 2.1 bis II. 2.7. Die „Serie der phyllitischen Glimmerschiefer" (P. BECK-MANNAGETTA 1959) wird als mögliches altpaläozoisches Äquivalent der Phyllitkomplexe angesehen, könnte aber auch deren ältere Unterlage sein (vgl. H. HAJEK 1965). Es handelt sich um eine mehrere 100 m mächtige Folge von grauen, vorwiegend quarzitischen Glimmerschiefern, die bei Tiffen zusammen mit Kalk- und Dolomitmarmoren auftreten und südwestlich und westlich der Gerlitze Glimmerquarzite, Graphitphyllite bis Graphitquarzite und Amphibolite einlagern. Dieser Komplex ist durch fließende Übergänge mit dem liegenden mesometamorphen Kristallin bzw. im Hangenden mit dem Phyllit-Stockwerk der Gerlitze verbunden.

Das anchimetamorphe Paläozoikum Mittelkärntens, von F. KAHLER 1953 zur Magdalensbergserie zusammengefaßt, wurde in den letzten beiden Jahrzehnten in zahlreichen Veröffentlichungen behandelt (vgl. H. W. FLÜGEL & H. P. SCHÖNLAUB 1972). Als Magdalensbergserie wird hier die erweiterte Fassung von E. STREHL 1962 verstanden und nicht der enge Begriff F. KAHLER's (1953: 12), der sie auf die liegenden Tonschiefer mit sandigen Zwischenlagen und die hangende oberordovizische Vulkanitfolge beschränkte. Letztere wurde um den Christofberg von G. RIEHL-HERWIRSCH 1971 beschrieben und gegliedert. Die biostratigraphische Einstufung beruht auf Brachiopoden- u. Conodontenfunden. Ergänzend sei die Neueinstufung eines Quarzporphyroid-Tuffites in den hangenden Tonschiefern beim Gehöft „Wartschler" mitgeteilt, der nach Conodontenfunden in unmittelbar benachbarten Kalken ein Mittel- bis Oberludlow-Alter hat (*siluricus*-Zone). Vermutlich gleich alte Conodontenfunde stammen aus Kalkvorkommen in den Griffener Bergen, die die Ergebnisse von G. KLEINSCHMIDT & F. WURM 1966 bestätigen.

Nach den Aufnahmen und Conodontendaten von W. v. GOSEN 1976 (unpubl.; det. H. P. SCHÖNLAUB) haben die etwa 40 m mächtigen dunkelgrauen Kalke aus dem Epritz-Steinbruch bei Mölbling ein Alter im Grenzbereich Prag/Zlichov. Sie sind damit gleich alt oder das normale Liegende der „Unteren Althofener Schichten" im Steinbruch Aich bei Althofen (H. P. SCHÖNLAUB 1971a). Die durch Störungen von den Kalken abgetrennten Kieselschiefer im Ostteil des Bruches sind vermutlich ins Hangende der Kalkentwicklung zu stellen und möglicherweise mit den Schiefer-Lyditbrekzien bei Aich gleich alt. Dies würde mit Beobachtungen von K. H. HAIGES 1977 (unpubl.) im Raum Meiselding-Kraig übereinstimmen, wo im Verbande mit flach nordfallenden phyllitischen Schiefern und schwarzen, z. T. plattigen Kieselschiefern Crinoidenkalklinsen mit Conodonten des Frasne auftreten (det. H. P. SCHÖNLAUB). Es handelt sich um den derzeit westlichsten Fossilfundpunkt in der Magdalensbergserie (Fdpkt. 200 m westlich des Gehöftes Grünauer, das an der Straße Meiselding–Kraig liegt, an einem von Gehöft ausgehenden alten Forstweg; Ö. K. 1 : 50.000, Blatt 186, St. Veit a. d. Glan).

Versuche, in den phyllitischen Schiefern der Magdalensbergserie (Untere Magdalensbergserie) über die Funde von R. GRO-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

SCHOPF 1970 hinaus weitere Palynomorpha nachzuweisen, blieben bisher ohne positive Ergebnisse (G. SCHARFE 1977).

Die oben mitgeteilten stratigraphischen Daten aus Mittelkärnten ergänzen die bisher vorliegenden umfangreichen Untersuchungen im Altpaläozoikum dieses Raumes (E. STREHL 1962, E. CLAR et al. 1963, G. KLEINSCHMIDT & F. WURM 1966, G. RIEHL-HERWIRSCH 1971, R. GROSCHOPF 1971, R. SCHÖNENBERG 1970, J. NEUGEBAUER & G. KLEINSCHMIDT 1971 und H. P. SCHÖNLAUB 1971 a).

In den östlichen Gurktaler Alpen und in Mittelkärnten lagert das postvariszische Deckgebirge mit einem deutlichen Metamorphosehiatus der altpaläozoischen Magdalensbergserie auf (W. FRANK & G. RIEHL-HERWIRSCH 1972, G. KLEINSCHMIDT & M. SEEGER 1975). Es ist in mehreren kleinen Resten als Basis der Trias erhalten, so am Ulrichsberg und Christofberg nördlich von Klagenfurt (G. RIEHL-HERWIRSCH 1965, 1972, G. RIEHL-HERWIRSCH & W. WASCHER 1972, H. W. J. VAN AMEROM & M. BOERSMA 1975, H. W. J. VAN AMERON et al. 1976c), im Krappfeld (F. THIEDIG 1975, R. LEGGEWIE & F. THIEDIG 1977), in den Griffener Bergen (G. KLEINSCHMIDT & M. SEEGER 1975, F. THIEDIG et al. 1975) sowie in den St. Pauler Bergen (F. THIEDIG & D. KLUSSMANN 1974, F. THIEDIG & M. CHAIR 1975).

Auf Grund von Pflanzenfunden (lit. cit.) wurden die 2 bis 10 m mächtigen basalen Sandsteine und Schiefer bisher in das jüngste Karbon gestellt. Da Neufunde von *Callipteris conferta* im sogenannten Karbon des Christofberges neuerdings ein Rotliegend-Alter an der Basis belegen, liegt die Vermutung nahe, daß auch die übrigen Florenpunkte ein jüngeres Alter, als bisher angenommen, haben (vgl. H. W. J. VAN AMEROM et al. 1976c: 212, F. THIEDIG et al. 1975: 275–276).

Über dem Pflanzenhorizont folgen am Christofberg bis 50 m mächtige dunkelrote Tonschiefer, Fanglomerate und Sandsteine („Freudenberg-Schichten" nach G. RIEHL-HERWIRSCH 1972 in G. RIEHL-HERWIRSCH & W. WASCHER 1972), die nahe der Basis einen 0,4 m mächtigen Tuffhorizont eingeschaltet haben. Zuoberst wird diese Folge von sauren Vulkaniten mit maximal 30 m Mächtigkeit abgeschlossen. Nach G. RIEHL-HERWIRSCH (lit. cit.) soll es sich um ein zeitliches Äquivalent des Quarzporphyr-Vulkanismus an der Wende Unter-/Oberrotliegend handeln.

Vergleichbare Verhältnisse erwähnten F. THIEDIG & M. CHAIR 1974, F. THIEDIG et al. 1975 und F. THIEDIG 1975 aus dem Unterperm der Griffener und St. Pauler Bergwelt.

Über den genannten Rotliegend-Vulkaniten folgen in Mittelkärnten etwa 250 m mächtige rote Sandsteine, Arkosen, Tonschiefer und Konglomerate mit Porphyrgeröllen, die von G. RIEHL-HERWIRSCH 1965 zum Permoskythsandstein zusammengefaßt wurden, von A. TOLLMANN 1977a aber zu den von ihm neu definierten Griffener Schichten (P. BECK-MANNAGETTA 1953) gestellt wurden.

Der Argumentation A. TOLLMANN's, die auf lithostratigraphischen Überlegungen basiert, können wir uns nicht anschließen. Solange aus den genannten klastischen Perm-Serien keine Fossilien bekannt sind (ebenso fehlt eine genaue sedimentologische Durcharbeitung), besteht keine Gewähr für die richtige Korrelation einzelner Abschnitte, d. h., die genaue Untergrenze des Permoskythsandsteins läßt sich derzeit innerhalb der Griffener Schichten nicht angeben. Wir meinen daher, daß die Bezeichnung „Permoskythsandstein" dem augenblicklichen Kenntnisstand besser entspricht und vorläufig der Vorrang vor den stratigraphisch nicht befriedigend definierbaren Griffener Schichten zu geben ist.

Sau- und Koralpe

Von den in Ostkärnten gelegenen Kristallingebieten der Sau- und Koralpe kamen in den letzten Jahren, ausgehend von den Beobachtungen von A. PILGER 1942 und E. CLAR 1953, die stärksten Impulse für eine Gliederung des ostalpinen Grundgebirges.

Die Sau- und Koralpe sind zwei meridional streichende Gebirgsrücken mit Höhen bis 2144 m (Koralpe), die im Osten unter das Neogen des Steirischen Beckens sinken, im Norden in die Seetaler Alpen bzw. in die Stubalpe fortsetzen, im Westen durch die Görtschitztal-Störungszone abgeschnitten werden und im Süden flexurartig ins Klagenfurter Becken abbiegen („Saualpen-Südrand-Störung") bzw. durch das Drautal begrenzt werden.

Beide Massive bestehen aus einem zentralen hochkristallinen Paragesteinskomplex, an den im Westen und Süden schwächer metamorphe Gesteine anschließen. Letztere wurden vom südlichen Rahmen der Saualpe durch F. THIEDIG 1962, 1966, P. BECK-MANNAGETTA 1963, G. KLEINSCHMIDT & F. WURM 1966, F. WURM 1968, J. NEUGEBAUER 1970, J. NEUGEBAUER & G. KLEINSCHMIDT 1970, 1971 sowie G. KLEINSCHMIDT et al. 1975 ausführlich beschrieben und gegliedert (Abb. 43, 44).

Die Annahme eines paläozoischen Alters für die von J. NEUGEBAUER 1970 und G. KLEINSCHMIDT 1970 in der Saualpe zur „Phyllitgruppe" zusammengefaßte, 1000–2000 m mächtige, stofflich sehr heterogene Gesteinsfolge, die unter der altpaläozoischen „Unteren Magdalensberg-Serie" (R. GROSCHOPF 1971, G. RIEHL-HERWIRSCH 1971) und über der „Glimmerschiefergruppe" liegt, basiert primär auf Crinoiden- und Spiriferidenfunden in Marmoren (G. KLEINSCHMIDT 1966, 1970, J. NEUGEBAUER 1970), weiters auf der Beobachtung, daß bestimmte Schichten regelmäßig miteinander im Verband stehen, während andere sich ausschließen und schließlich auf lithostratigraphischen Vergleichen mit fossilführenden Profilen der näheren und weiteren Umgebung (Magdalensberg-Serie, Karawanken, Nördliche Grauwackenzone, Grazer Paläozoikum). Als Ergebnis konnte eine stratigraphische Profilabfolge von Schichteinheiten rekonstruiert werden, die in sich zwar häufig zerschert sind oder tektonische Wiederholungen zeigen, sich aber räumlich abgrenzen lassen und daher kartierbar sind.

Die Phyllit-Gruppe (Abb. 43) beginnt mit bis 400 m mächtigen basischen bis ultrabasischen Metavulkaniten und dunklen Phylliten, in die basal Graphitquarzite, magnetitreiche Phyllite und Graphitphyllite eingeschaltet sind. Ihre Einstufung in das Ordoviz ergibt sich aus der Position im Liegenden von maximal 50 m mächtigen Metakeratophyren, für die nach Analogieschlüssen ein oberordovizisches Alter wahrscheinlich ist. Für diese Annahme sprechen auch die hangenden, über 100 m mächtigen graphitischen Phyllite, Graphitquarzite, Phyllitflatschenmarmore und Crinoidenmarmore, die lithofaziell gut mit der Entwicklung des ostalpinen Silurs übereinstimmen und darüberhinaus durch ihre Fossilführung Hinweise auf den Grenzbereich Silur/Devon geben. Im Devon folgen schließlich bis 300 m mächtige Kalkmarmore und graue Phyllite. Im unteren hellen Abschnitt, aus dem der von J. NEUGEBAUER 1970 erwähnte Spiriferide stammt, schalten sich örtlich Keratophyre ein, während der obere Teil meist als dunkler Marmor entwickelt ist.

A. TOLLMANN (ab 1971; vgl. J. NEUGEBAUER 1970) faßte die Phyllit-Gruppe als Teil der oberostalpinen Gurktaler Decke über der mittelostalpinen Glimmerschiefer-Gruppe auf. Diese Ansicht blieb aber von den Lokalbearbeitern nicht unwidersprochen, ja die Grenzverhältnisse wurden sogar dahingehend umgedeutet, daß ein Transgressionsverband zwischen der variszischen Phyllit-Gruppe und einem darunter liegenden, kaledonisch geprägten Kristallinkomplex angenommen wurde (vgl. Abb. 14), der auch Teile des Koralmkristallins einschloß (vgl. G. KLEINSCHMIDT et al. 1975, F. PURTSCHELLER & F. P. SASSI 1975, H. W. FLÜGEL 1976, G. KLEINSCHMIDT et al. 1976, G. KLEINSCHMIDT & U. RITTER 1976). Die Grenze zwischen den beiden unterschiedlich metamorphen Komplexen wird durch ein Band mit Großgranatglimmerschiefern markiert (G. KLEINSCHMIDT 1970, 1971, G. KLEINSCHMIDT et al. 1976).

Mit Altersfragen des Hochkristallins der Sau- und Koralpe (Glimmerschiefer-Gruppe, Schiefergneis-Gruppe bzw. Eklogitserie) beschäftigten sich u. a. W. FRITSCH et al. 1960, W. FRITSCH 1962a, E. CLAR et al. 1963, R. SCHÖNENBERG 1967, 1970, F. WURM 1968, A. PILGER & N. WEISSENBACH 1970, G. KLEINSCHMIDT 1970, N. WEISSENBACH 1975 sowie G. KLEINSCHMIDT et al. 1976.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

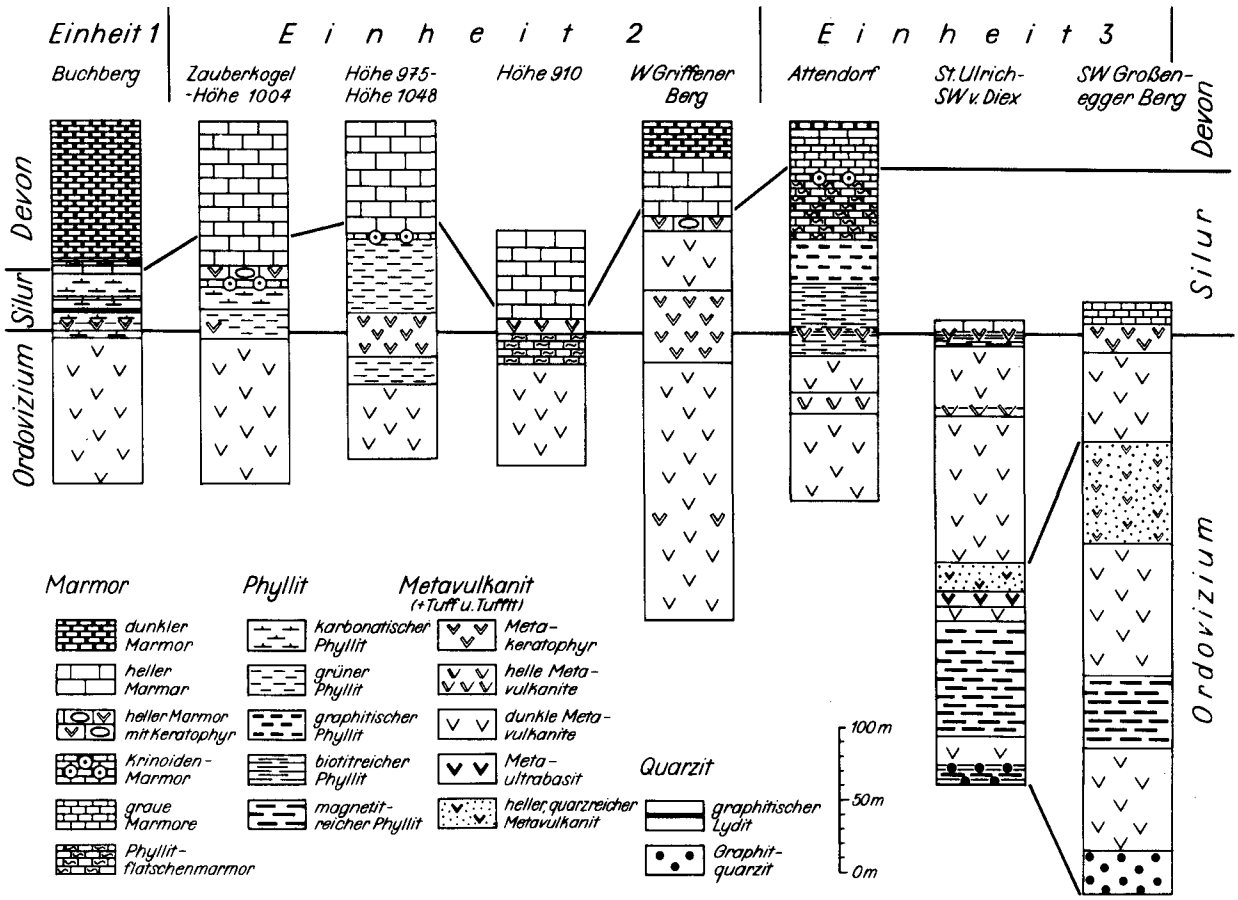


Abb. 43: Prostratigraphische Gliederung der Phyllitgruppe am Südrand der Saualpe (nach G. KLEINSCHMIDT et al. 1975).

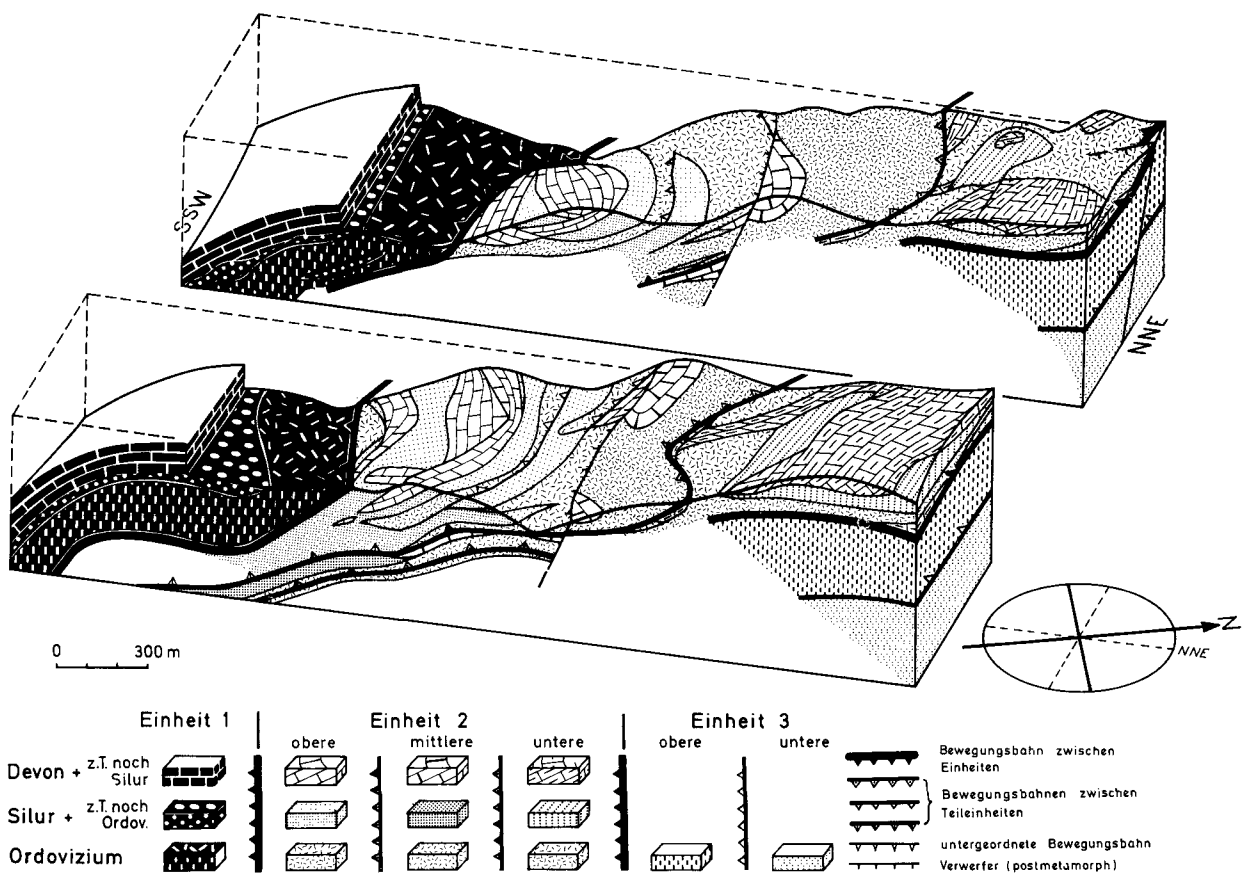


Abb. 44: Die Tektonik der Phyllitgruppe am Südrand der Saualpe im Blockbild (nach G. KLEINSCHMIDT & J. NEUGEBAUER 1975).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Autoren gelangten dabei (mit Ausnahme der zuletzt genannten Arbeit) zur Vorstellung eines prä- bis synmetamorphen variszischen Deckenbaus, in dem einzelne Gesteinsgruppen höher metamorphe Äquivalente der Phyllit-Gruppe bzw. der fossilbelegten altpaläozoischen Magdalensberg-Serie sind, andere, wie z. B. die spezifische Plankogel-Serie, aber nur ein einziges Mal in der Glimmerschiefer-Gruppe erscheinen (G. KLEINSCHMIDT 1975: 360, N. WEISSENBACH 1975: 113). So soll sich nach N. WEISSENBACH 1975 – unter der Voraussetzung des ordovizischen Alters der Grüngesteins- und Plagioklasschieferfolgen – die ordovizische Schichtfolge im gesamten Saualpenkristallin insgesamt viermal wiederholen, nämlich in der Phyllit-Gruppe, der mittleren Glimmerschiefer-Gruppe, im zentralen Hochkristallin mit den Eklogiten und endlich in der Kliening-Serie.

Ist andererseits die Vorstellung von tektonischen Wiederholungen des Paläozoikums unrichtig, müßte der etwa 8000 m mächtige metamorphe Gesteinskomplex im Liegenden der Fossilpunkte auch proterozoische Anteile beinhalten. Eine endgültige Klärung dieser Frage scheint erst nach ausgeweiteten isotopengeologischen Untersuchungen in Sicht. Über erste Ergebnisse aus der Koralpe (Wolfsberger Granit) berichtete W. MORAUF 1976.

Remschnigg und Sausal

Als Remschnigg wird der nördliche Teil des Poßruckmassivs bezeichnet, der etwa zur Hälfte auf österreichischem Gebiet liegt. Über einem Basiskristallin, dessen Aufbau von A. WINKLER-HERMADEN 1933, 1938 und F. ANGEL 1933 beschrieben wurde, sind hier altpaläozoische Gesteine in einem etwa 12 km langen Ost-West-Streifen verbreitet. Um den Altenbachgraben finden sich – in mehrere Schuppen aufgelöst – als tiefstes phyllitische Schiefer mit graphitischen Zwischenschaltungen, Fleckengrünschiefer, Diabase und zuoberst mehrere, bis 12 m mächtige Crinoiden- und Korallenkalke. Daraus gelangen F. EBNER 1975b und W. BUGGISCH et al. 1975 Conodontenfunde, die einmal den Grenzbereich Llandovery/Wenlock, zum anderen Obersilur belegen. Damit konnte zugleich das Ende des basischen Vulkanismus für dieses Gebiet im Untersilur bewiesen werden.

In einer höheren Position folgen im Verbande mit Schiefern rötliche, mitunter tentakulitenführende Flaserkalke und Kalkschiefer; die wenigen bisher vorliegenden Conodonten sprechen für ein höheres Prag- oder Zlichov-Alter.

Im benachbarten Neuberggraben treten in solierten Vorkommen weitere Crinoiden- und Korallenkalke sowie graue und bräunliche Schiefer auf. Nach vereinzelten Conodontenfunden gehört ein Teil dieser Folge in das ältere Oberdevon.

Die paläozoische Schichtfolge im Sausal westlich Leibnitz besteht aus einer Basisfolge mit Grünschiefern, Phylliten (Mallitschberg-Kitzeck-Schichten) und Serizitschiefern (nach J. HANSELMAYER 1961 handelt es sich um ehemalige Quarzporphyre und deren Tuffe), die von Schiefern mit Einschaltungen von Kalken überlagert wird (= Gleinstättenberg-Folge). Während die Liegendschiefer eine intensive mehrphasige Deformation zeigen, sind die hangenden Kalke stark verfaltet und rekristallisiert. Als bisher einziges Vorkommen lieferten die meist dunklen, plattigen bis grob gebankten Kalke des Burgstallkogels Conodonten. Sie entsprechen dem Zlichovium Böhmens, d. h. dem höheren Unterems (W. BUGGISCH et al. 1975).

Nach der Revision der älteren Gliederung von F. HERITSCH 1933a, die auf Korallenfunden basierte, zeigt sich zusammenfassend, daß das Altpaläozoikum des Remschnigg nur in seinem tieferen Anteil Beziehungen zum Grazer Paläozoikum aufweist. Viel deutlicher sind die Anklänge an den Mittelkärntner Raum, wo der basische Vulkanismus ebenfalls im jüngeren Ordoviz dominierte und in der Folge von einer feinklastischen Sedimentationsperiode abgelöst wurde, in der temporär Karbonatabsatz auf Crinoiden- und Korallenkalkschwellen stattfand (vgl. E. STREHL 1962, E. CLAR et al. 1963, H. P. SCHÖNLAUB 1971a).

Montafon – Silvretta – Ötztal

In dieser Kolonne sind die westlich von Innsbruck verbreiteten Gesteine der Nördlichen Grauwackenzone mit ihrer möglichen Basis, der Phyllitgneis-Decke, dargestellt, über die auf den Seiten 77–78 und im Kap. II.10 berichtet wird, weiters das Karbon von Steinach, das mit den Steinacher Quarzphylliten in transgressivem Verband steht (vgl. Kap. II. 10) sowie die hier ungegliederten Kristallinkomplexe des Ötztals und der Silvretta. Über den Gesteinsbestand, petrologische Untersuchungen, radiometrische Altersdatierungen und Bemerkungen zur polymetamorphen Entwicklungsgeschichte dieses Gebietes berichteten in den letzten Jahren vor allem O. SCHMIDEGG 1964, K. SCHMIDT 1965, D. MILLER et al. 1967, K. SCHMIDT et al. 1967, W. HARRE et al. 1968. B. GRAUERT 1969, CH. MILLER 1970, 1974, E. JÄGER 1971a, b, S. HOERNES 1971, F. PURTSCHELLER 1971, G. HOINKES et al. 1972, W. RICHTER 1973, F. PURTSCHELLER & F. P. SASSI 1975 sowie M. SATIR 1976.

Die proterozoisch-altpaläozoische Entwicklung unter Berücksichtigung von Daten, die detritische Zirkone lieferten (B. GRAUERT & A. ARNOLD 1968, B. GRAUERT et al. 1973, P. D. NUNES & R. H. STEIGER 1974), wird im Abschnitt VI zusammengefaßt. Die Ausführungen basieren auf der teilweisen Umdeutung von radiometrischen Augengneis-Altern (vgl. Kap. II. 4; S. SCHARBERT).

An das ältere metamorphe und magmatische Ereignis, das im Zeitraum zwischen 485 und 410 Mill. Jahren in eine Folge von orogenen Teilzyklen zerfiel, schloß kontinuierlich das variszische Orogengeschehen an (vgl. K. SCHMIDT 1976, 1977). Es begann vor ca. 350 Mio. Jahren und endete bei 300 Mio. Jahren. Dieser Hauptorogenese wird im Ötztalkristallin die Schlingentektonik zugeordnet. Sie erfaßte auch ältere Intrusiva und verfaltete sie. Die Kristallisation unter amphibolitfaziellen Bedingungen überdauerte die starke Durchbewegung und führte zur Ausbildung von Metamorphosezonen, die diskordant zum großtektonischen Verformungsplan verlaufen. Im Zusammenhang damit soll es zu retrograden Umwandlungen und Überprägungen des vorvariszischen Altbestandes gekommen sein (F. PURTSCHELLER & F. P. SASSI 1975). Derzeit ist noch ungeklärt, ob während der variszischen Metamorphose Granitbildung (z. B. Winnebachgranit) stattfand.

Über dem Kristallin lagert transgressiv das Brenner Mesozoikum der Stubaier Alpen. Es beginnt mit Perm in der Ausbildung des Alpinen Verrucano (Quarzkonglomerate, Quarzite, Arkosen) mit Mächtigkeiten von wenigen Metern (H. KÜBLER & W.-E. MÜLLER 1962, J. GEYSSANT 1973 u. a.).

Hohe Tauern

In den Hohen Tauern ist Paläozoikum biostratigraphisch nicht belegt. Dennoch wurde wiederholt der Verdacht auf paläozoisches Gesteinsmaterial geäußert. Dieser Schluß ist berechtigt, da um die variszisch intrudierten Zentralgneiskerne (vgl. Abb. 15, Tab. 2) örtlich, wie z. B. in der Reißeck- oder der Schönach-Mulde noch die alten Hüllkomplexe („Altes Dach" nach L. KOBER 1923: 101) oder ihre transgressive postvariszische Auflage erhalten sein können bzw. in den Schieferhülldecken in schwächer metamorpher Ausbildung vorliegen. Ihr Ausgangsgestein kann einigermaßen sicher mit dem Stoffbestand von datierten Abfolgen verglichen werden.

Das prämesozoische Altkristallin des Alten Daches, zu dem um den Granatspitzkern die mehrere 100 m mächtige Basisamphibolitfolge s. R. HOLL 1975 (= basaler Amphibolitzug bei H. P. CORNELIUS & E. CLAR 1939 = Amphibolitfolge und Zwölferzug bei W. FRANK 1965), in den Riffldecken (vgl.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

W. FRISCH 1977: 689) die „Serie der alten Gneise" im Sinne von G. FRASL & W. FRANK 1966 und im Süden des Hochalm-Ankogel-Massivs die 1100 m mächtige Storzserie und Teile der Kareckserie CH. EXNER's (1971) gehören, besteht aus Paragneisen, häufig gebänderten Amphiboliten im Wechsel mit sauren Hornblende-Plagioklasgneisen, Migmatiten und zwischengeschalteten Granatglimmerschiefern. Demnach handelt es sich um ehemalige klastische Sedimente und basische wie saure Magmatite, für die ein altpaläozoisches oder früheres Alter in Frage kommt. Während G. FRASL & W. FRANK 1966 die Basisamphibolitfolge als höher metamorphes Äquivalent der altpaläozoischen Habachserie und die Serie der alten Gneise als stratigraphisch Liegendes der Habachserie auffaßten, vermutete W. FRANK 1977 für die Amphibolitfolge eine ältere vorvariszische Prägung. Zwischen ihr und den Biotitporphyroblastenschiefern der Oberen Granatspitzhülle soll ursprünglich ein sedimentärer Verband bestanden haben.

Die Schwierigkeit der prostratigraphischen Gliederung vormesozoischer Gesteinskomplexe in den Hohen Tauern beruht vor allem darauf, daß ältere Paragenesen nur gebietsweise erhalten sind. In der Regel erfolgte eine vollständige Angleichung an die Mineralfazies der alpidischen Kristallisationen.

In den mittleren Hohen Tauern wurde von G. FRASL 1958 eine ältere und eine jüngere Schieferhülle unterschieden. Die ältere umfaßt die oben erwähnten Reste von Altkristallin und die Habachserie, die jüngere hingegen die nach Einebnung des variszischen Gebirges abgelagerten permomesozoischen Gesteine. Diese Gliederung wurde im wesentlichen von G. FRASL & W. FRANK 1966 übernommen.

Als Habachserie wurde von G. FRASL 1958 der altpaläozoische Anteil der Schieferhülle bezeichnet. Sie ist noch im Verband mit dem Zentralgneis oder in das Deckensystem der Unteren Schieferhülldecken einbezogen. Ihre Hauptverbreitung liegt zwischen dem Krimmler Achental und dem Kapruner Tal mit N–S-Erstreckungen bis 25 km. Sie wird aus der Basisschieferfolge, der Eruptivgesteinsfolge und den hangenden Habachphylliten aufgebaut (R. HÖLL 1975).

Die bis zu 400 m mächtigen Basisschiefer bestehen aus Sedimentabkömmlingen mit reichlich organogener Beimengung und vulkanischen Zwischenschaltungen (Chlorit-Biotit-Albit-Schiefer, Glimmerschiefer, Graphitquarzite, Metavulkanite, Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise). Die scharfe Grenze zur hangenden Eruptivgesteinsfolge ist häufig tektonisch überarbeitet.

Die Eruptivgesteinsfolge als bedeutendstes Glied der Habachserie erreicht Mächtigkeiten bis 2500 m. Als Edukte kommen submarine Magmatite in Betracht, die zu metamorphen Wechselfolgen von ultramafischen, basaltischen, intermediären und sauren Magmatiten umgewandelt wurden, jedoch vielfach noch Effusivmerkmale zeigen. Es handelt sich um Hornblendefelse, Grobkornamphibolite, verschiedene Prasinite, Biotit-Albit-Gneise, Albitgneise, Granat-Albit-Gneise, Quarzitgneise und Porphyroidgneise („Porphyrmaterialschiefer" in den westlichen Hohen Tauern). Untergeordnet sind darin helle Glimmerschiefer und dunkle Phyllite eingeschaltet.

Die wirtschaftlich bedeutende, schichtgebundene Scheelitvererzung im Felbertal ist an die basalen 300 m der Eruptivgesteinsfolge gebunden (A. MAUCHER & R. HÖLL 1968, R. HÖLL 1970, 1975).

Die hangenden, bis etwa 500 m mächtigen Habachphyllite sind überwiegend dunkle bis schwarze Phyllite, in die sich geringmächtige Lagen von Muskowit-Chlorit-Albit-Schiefer, Chloritprasinite, Albitgneise und Hornblendite einlagern. Sie wurden als vulkanische Nachphasen der Eruptivgesteinsfolge gedeutet.

Die Annahme eines Ordoviz-Silur-Alters für die Gesteine der Habachserie leitet sich aus dem Vergleich mit ähnlichen, von Vulkaniten dominierten Schichtfolgen in der Nördlichen Grauwackenzone, Mittelkärnten, den Südalpen und fossilführenden Quarzphyllitkomplexen ab. Offen bleibt dabei freilich die Frage, ob die Habachserie nicht der jungproterozoisch-altpaläozoischen Entwicklung in der Böhmischen Masse näher steht (vgl. S. 106ff. bzw. Abb. 76).

Ein teilweise zeitliches Äquivalent der altpaläozoischen Habachserie der mittleren Hohen Tauern dürften die Porphyrmaterialschiefer TH. OHNESORGE's in der Wolfendorn-Decke von W. FRISCH 1974 bzw. der Porphyrmaterialschiefer-Schuppe von O. THIELE 1974 in den westlichen Hohen Tauern sein. Eine ausführliche Beschreibung dieses Gesteins gab W. FRISCH 1968: 295–297. Es handelt sich um eine bis über 500 m mächtige Folge, an deren Zusammensetzung Sedimente und Vulkanitabkömmlinge in verschiedenem Mengenverhältnis beteiligt sind. So können fast reine Porphyroide auftreten, dann grünliche Arkoseschiefer mit Einsprenglingen, geröllführende Partien oder solche Gesteine, in denen bis ins mikroskopische Bereich eine Vermengung von Porphyrmaterial und Arkosen stattgefunden hat. Mitunter sind ihnen Disthenschiefer zwischengeschaltet; ebenso kommen Schwarzphyllite und graphitische Phyllite mit ihnen gemeinsam vor. Deren Mächtigkeit ist allerdings auf wenige Meter beschränkt.

Als jüngere Bildungen, die aber älter als die Zentralgneise sind, kann ein Komplex von Geröllgneisen, Glimmerschiefern und Knollengneisen angesehen werden (W. FRISCH 1968). Es sind Gesteine, die große helle, in s ausgeplättete Geröllflatschen von sauren Effusiva (Quarzkeratophyren) führen und durch Übergänge mit den Glimmerschiefern verbunden sind. Der Knollengneis ist ein grünliches phyllonitisches Gestein, in dem die Knollen Quarzgerölle und klastischer Feldspat sind. Die größten Komponenten erreichen Durchmesser bis 10 cm. W. FRISCH 1968 deutete diese Gesteine als silurisch-devonische Transgressionsserie über einem älteren sauren Vulkanitkomplex, den die Porphyrmaterialschiefer repräsentieren könnten.

Dem Jungpaläozoikum zugerechnet werden in den Hohen Tauern verschiedene klastische Gesteine der Schieferhülldecken. So stellte zuerst G. FRASL 1958 zur Wustkogelserie etwa 150 m mächtige phengitführende Metaarkosen mit aufgearbeitetem Quarzporphyrmaterial und feldspatfreie Hellglimmerquarzite. Ihr oberpermisches Alter ergibt sich aus der Position im Liegenden von skythischen Buntsandsteinen. Es handelt sich also um die metamorphe Ausbildung des Alpinen Verrucano, wie sie für die zentralalpine Fazies typisch ist (vgl. auch G. FRASL & W. FRANK 1966, W. FRANK 1972).

Die Greiner Schiefer der westlichen ZillertalerAlpen (B. LAMMERER et al. 1976) sind ehemalige Grauwacken, glimmerreiche Sandsteine, Konglomerate, Graphitschiefer und Vulkanite, die in alpidischer Zeit zu Glimmerschiefern, Paragneisen, Konglomeratgneisen, Amphiboliten u. ä. umgewandelt wurden. Die Ausgangsgesteine müssen älter als die jüngsten variszischen Granitintrusionen sein, die örtlich noch Migmatite erzeugten (B. LAMMERER et al. 1976: 453).

In das Karbon gehören vielleicht die bis 100 m mächtigen Furtschaglschiefer im Südteil der Greiner Mulde (W. FRISCH 1977: 682). Es handelt sich um einen Graphitbiotitschiefer-Komplex, der primär wahrscheinlich vom Ablagerungsraum der Greiner Schiefer getrennt war.

Ein Karbon-Alter könnte in den östlichen Hohen Tauern die Murtörl-Serie Ch. EXNER's (1971) haben. Die partienweise gradierte Serie besteht aus dunklen Phylliten, Serizit-Chlorit-Quarziten, Graphitquarziten, Prasiniten und Albitporphyroblastenschiefern mit Einschaltungen von Kalkphylliten.

Das Gebiet südlich des Inntals

Hier wurden die Steinacher- und Innsbrucker Quarzphyllitkomplexe zusammengefaßt, die im Kapitel II. 2.10 eingehend behandelt werden. Innerhalb der Innsbrucker Quarzphyllite liegt

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

im Dolomit-Magnesit-Profil der Lagerstätte Tux der einzige biostratigraphische Fixpunkt (R. HÖLL & A. MAUCHER 1968, H. MOSTLER 1973).

Katschberg, Radstädter Tauern

Über die paläozoischen Anteile dieses Raumes unterrichten die Kapitel II. 2.4 und II. 2.5. Das Twenger Kristallin bildet die abgescherte Kristallinbasis. Ihr Alter ist nicht bekannt.

Niedere Tauern, Seckauer Tauern

Die als altpaläozoisch angesehenen Anteile dieses Gebirges werden in den Kapiteln II. 2.1, II. 2.6 und II. 2.12 besprochen. Die tektonische Zuordnung der „Murauer Teildecke" als oberstes mittelostalpines Stockwerk der Niederen Tauern wird im Kapitel II. 2.7 begründet. Das Alter der „Schwarzen Serie" innerhalb des Wölzer Glimmerschieferkomplexes wird im Kapitel II. 3 behandelt.

Das Schladminger und Seckauer Kristallin ließ sich bisher altersmäßig noch nicht untergliedern. Ein Hauptgrund war das Fehlen von radiometrischen Altersdaten in den ausgedehnten Gneismassen mit granitoider Zusammensetzung. Nach S. SCHARBERT haben sie ein variszisches Alter. Daher kann vermutet werden, daß die eintönigen Paragesteine des Daches zumindest teilweise altpaläozoisch sind.

Dem Kristallin liegt im Norden transgressiv die permische Rannachserie auf (K. METZ 1938, 1940, 1947). Eine Detailgliederung durch das über 500 m mächtige Permoskyth des Liesingtales gab zuletzt E. ERKAN 1978: 367ff. Er unterschied im Hagenbachgraben eine liegende Phyllit-Serie sowie eine Untere und Obere Quarzit-Serie.

Das Grazer Bergland

Am Aufbau der Umgebung von Graz beteiligen sich das Kristallin von Radegund, weiters paläozoische Ablagerungen und die Gosau von Kainach (Kreide).

Zwischen St. Radegund und Weiz erstreckt sich, in einem durch Neogen unterbrochenen etwa 15 km langen Streifen, das Radegunder Kristallin. Während es im Süden und Osten unter das Pannon des Steirischen Beckens sinkt, wird es im Norden und Nordwesten unter Zwischenschaltung von Gesteinen der sogenannten Grenzzone tektonisch von der Schöckeldecke des Grazer Paläozoikums überlagert (A. KUNTSCHNIG 1927, E. CLAR 1933).

Das Radegunder Kristallin kann grob in einen tieferen Gneis- und einen höheren Glimmerschieferkomplex gegliedert werden. Bei ersterem handelt es sich um postkristallin verformte, helle Schiefergneise mit örtlich quarz- und granatreichen Lagen. Lokal tritt Diaphthorese auf. In die Schiefergneise sind Biotitquarzite, verschiedenkörnige Silikatmarmore und Zoisit- bzw. Plagioklas-Amphibolite eingeschaltet.

Der höhere, ebenfalls nur lokal diaphthoritische Komplex besteht aus Granatglimmerschiefern mit auffallend großen Staurolithkristallen und Chloritoidtafeln. Die Glimmerschiefer zeigen alle Übergänge zu Granatphylliten, Granatglimmerquarziten und dunklen Quarziten. Daneben schalten sich auch Kalksilikatschiefer und kleine linsenförmige amphibolitische Gesteine ein (Plagioklas-Amphibolite, Granat-Amphibolite, Hornblende-Diopsidfelse, Hornblende-Plagioklas-Schiefer etc., vgl. E. NEUWIRTH 1951, J. HANSELMAYER 1965).

Im tieferen Gneiskomplex, aber auch im Glimmerschieferkomplex treten zahlreiche, z. T. mineralreiche grobkörnige Pegmatite auf, die noch 1975b von H. W. FLÜGEL als Stöcke und Linsen aufgefaßt wurden. Es handelt sich jedoch stets um s-konkordant eingelagerte Pegmatitgneise mit einer deutlichen Paralleltextur, die mächtige Lagen innerhalb der etwa 20° nach Nordost fallenden Paragesteine bilden (z. B. nördlich St. Radegund im Gießgraben; „Durchschlupf-Weg").

Unter der Voraussetzung, daß die Pegmatite ein jungvariszisches Alter haben (radiometrische Untersuchungen sind von der Geologischen Bundesanstalt in nächster Zeit geplant), kann auf eine Vergneisung in alpidischer Zeit geschlossen werden. Von dieser Deformation wurden allem Anschein nach auch die umgebenden Paragesteinskomplexe betroffen. Einer jüngeren Blastese müßten dann die häufigen Querglimmer zugeordnet werden, die vor allem in den Paragneisen und seltener in den Pegmatiten zu beobachten sind. Ob diese Bildung zeitlich der von W. FRANK et al. 1978 im Grazer Paläozoikum mittels K/Ar-Glimmeraltern nachgewiesenen alpinen Aufwärmung auf über 300° C entspricht, kann derzeit noch nicht entschieden werden.

In diesem Zusammenhang stellt sich die Frage, ob die Schöckeldecke nach deren Aufschiebung auf das Radegunder Kristallin vom selben Deformationsakt betroffen wurde, der das s-tektonitische Kristallin prägte und die Einschlichtung der Pegmatite in dieses bewirkte. Der heutige Bau des Grazer Paläozoikums könnte demnach hauptsächlich alpidisch sein!

In der Vergangenheit sind vor allem die Schiefergneise des Radegunder Kristallins mit dem Koralmkristallin verglichen worden (A. KUNTSCHNIG 1927, F. ANGEL et al. 1939, J. ROBITSCH 1949). Allfällige petrographische Ähnlichkeiten sollten aber nicht überbewertet werden (vgl. E. NEUWIRTH 1951).

Das Grazer Paläozoikum

Es reicht von Köflach im Westen über Mixnitz im Norden bis nahe Anger im Osten und Graz im Süden, d. h. es bedeckt obertags eine Fläche von annähernd 50 × 25 km. Weite Teile liegen außerdem unter der neogenen Bedeckung des Steirischen Bekkens. So steht es, wie Bohrungen bei Pirka und Schönberg SW Wildon, aber auch Obertagsaufschlüsse bei Tobelbad, Weitendorf und Lebring zeigen, über die „Sausalschwelle" mit dem Paläozoikum im südlich gelegenen Sausal und Remschnigg in Verbindung und setzt sich, den „Feldbacher Kristallinsporn" im Süden umhüllend, über die „Südburgenländische Schwelle" nach Nordosten in das Paläozoikum im südlichen Burgenland fort. Diese Verbindung ist durch Tiefbohrungen in der Oststeiermark (Perbersdorf 1, Übersbach 1, Walkersdorf 1, Waltersdorf 1, Binderberg 1) und die Schieferinsel St. Anna südöstlich von Gleichenberg gesichert (vgl. H. W. FLÜGEL 1963, 1975b, K. KOLLMANN 1965, F. EBNER 1978b: mit Detailinformationen zu Waltersdorf 1).

Das Grazer Paläozoikum zählt mit den Karnischen Alpen, den Karawanken und der Nördlichen Grauwackenzone zu den „klassischen" Vorkommen ostalpinen Paläozoikums. Bereits im Jahre 1843 gelang hier F. UNGER der Nachweis von Devon. Die erste Gliederung der Schichtfolgen auf biostratigraphischer Grundlage geht, nach wichtigen lithostratigraphischen und paläontologischen Vorarbeiten von E. SUESS und G. STACHE 1884, auf A. PENECKE 1894 zurück. R. HOERNES machte 1880 auf z. T. heute noch gültige fazielle Unterschiede im Altpaläozoikum aufmerksam. Einen vorläufigen Abschluß fand diese Epoche in der Bearbeitung der umfangreichen Makrofauna durch F. HERITSCH 1915/1917, der zugleich das Grazer Paläozoikum zusammenfassend darstellte. Dieses Schema ist aber heute durch Faunenrevisionen und neue tektonische Untersuchungen weitgehend überholt.

Die Vorstellung von Deckenbau im Grazer Paläozoikum basiert auf R. SCHWINNER 1925b. Sie wurde in der Folge durch Arbeiten von E. CLAR 1935, H. BOIGK 1951 und H. FLÜGEL 1958 stark ausgebaut. A. TOLLMANN 1959 gliederte schließlich das Grazer Paläozoikum als alpidisch transportierte Fernschubmasse dem oberostalpinen Deckensystems zu, das am Rücken des Mittelostalpins eine S–N-Verfrachtung von 140–165 km ausgeführt haben soll. Als Argumente für die tektonische Platznahme dienen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

u. a. an der Basis des Paläozoikums die als „Raasberg-Serie" bekannten Reste von fossilleerem, zentralalpinen Permomesozoikum bei Voitsberg, Radegund und Weiz (H. FLÜGEL & V. MAURIN 1957 u. a.).

In der üblichen lithofaziellen Gliederung des Grazer Paläozoikums wird die Rannachfazies, die Hochlantschfazies und die Schöckelkalk- bzw. Tonschieferfazies unterschieden. Nördlich von Frohnleiten und von Breitenau tritt dazu noch die Folge von Laufnitzdorf. Während die Rannach- und Hochlantschfazies klastisch beeinflußte, küstennahe Schelfablagerungen repräsentieren, soll die Tonschieferfazies nach H. W. FLÜGEL 1972b zeitweise Beckenverhältnisse anzeigen. Dieses Faziesmuster stimmt aber mit der nach Rückführung des Deckenbaues erzielten Verteilung der Fazieszonen im Grazer Paläozoikum nicht überein (vgl. H. BOIGK 1951, A. TOLLMANN 1977a).

Die Rannachfazies

Die Rannachfazies ist westlich und nördlich von Graz verbreitet (Hoch Trötsch, Plesch, Mühlbacher Kogel, Rannach, Plabutsch usw.). Die ältesten Anteile sind die über 500 m mächtigen „Schichten von Kher", die sich in einen tieferen, stark vulkanogenen Abschnitt (= Untere Schichten von Kher; Fleckengrünschiefer, Tuffite, Metadiabase) und in einen höheren, sandig-kalkigen Teil gliedern (= Obere Schichten von Kher). Daraus stammen Conodonten, die Obersilur und Unterdevon belegen. Aus den Unteren Schichten von Kher sind bisher keine Fossilien bekannt geworden. Die Zuweisung in das Ordoviz und ältere Silur beruht auf lithologischen Vergleichen und ihrer Position im Liegenden der fossilführenden Horizonte.

Die Oberen Schichten von Kher enthalten auch die bei Stiwoll in gelblichen Sandsteinen gefundene Brachiopoden-, Korallen- und Trilobitenfauna. Nach der Revision des Fossilmaterials hat diese Fauna – entgegen der früher geäußerten Ansicht von Caradoc – ein Lochkov-Alter.

Noch ältere Karbonate treten bei Eggenfeld NW Graz im Hangenden von Diabasen auf (F. EBNER 1976b). Es sind Dolomite mit tuffitischen Einschaltungen, für die nach Conodonten Ober-Ludlow, Přidoli und älteres Lochkov (*siluricus*- bis *woschmidti*-Zone) gesichert sind (Abb. 45).

Über den Schichten von Kher folgen 50–100 m mächtige Plattenkalke und Kalkschiefer. In der Umgebung von Graz sind die oberen Partien reich an Crinoiden (= Crinoidenkalke) und Korallen. Genaue Altersangaben innerhalb des Unterdevons sind daraus jedoch bisher nicht abzuleiten.

Die hangende, 500–1000 m mächtige Dolomitsandstein-Folge beginnt mit Sandsteinen und Dolomitsandsteinen mit Tufflagen. Es folgen helle und graublaue Dolomite, die vermutlich an der Basis des Mitteldevons in schwarze Amphiporendolomite (mit *A. ramosa desquamata*) übergehen. Nach A. FENNINGER 1975 und A. FENNINGER & H.-L. HOLZER 1978 zeigt dieses Schichtglied Merkmale peritidaler Ablagerungen. Das Schwermineralspektrum in den Sandsteinen deutet auf ein Liefergebiet, in dem Metamorphite gegenüber Magmatiten zurücktraten.

Die Dolomitsandstein-Folge wird von den 150–450 m mächtigen, fossilreichen (Korallen, Stromatoporen, Brachiopoden) Barrandeikalken überlagert. Stellenweise wechsellagern sie mit roten Mergeln und Schieferlagen. Die häufigste Brachiopodenart ist *Zdimir* cf. *hercynicus* HALFAR, namengebend für dieses Schichtglied ist *Heliolithes barrandei* PENECKE. Nach der Faunengemeinschaft und dem Mikrofaziestyp sind die Barrandeikalke als Bildung des Sublitorals aufzufassen.

Das Hangende bilden die etwa 100 m mächtigen fossilarmen Kanzelkalke. Die wenigen Korallen stufen sie in das Givet ein. Die obersten Partien sind gelbe und graue, geflammte Flaserkalke bis Kalkschiefer, die ohne lithologische Änderung in die oberdevonischen Steinbergkalke übergehen.

Die Steinbergkalke werden bis 150 m mächtig. Neben Goniatiten und Clymenien sind darin vor allem Conodonten wichtig, da sie den Nachweis aller Zonen des Oberdevons ermöglichen (R. SURENIAN 1978). Meist enden die Profile aber im Oberdevon III (vgl. Abb. 18, 46).

Über verschieden alten Kalken des Mittel- und Oberdevons folgen diskonform die unterkarbonischen Sanzenkogelschichten mit Mächtigkeiten von wenigen Metern bis 25 m (Abb. 46). Nach L. NÖSSING 1975 und F. EBNER 1976 a hält die Flaserkalkentwicklung während des gesamten Unterkarbons an.

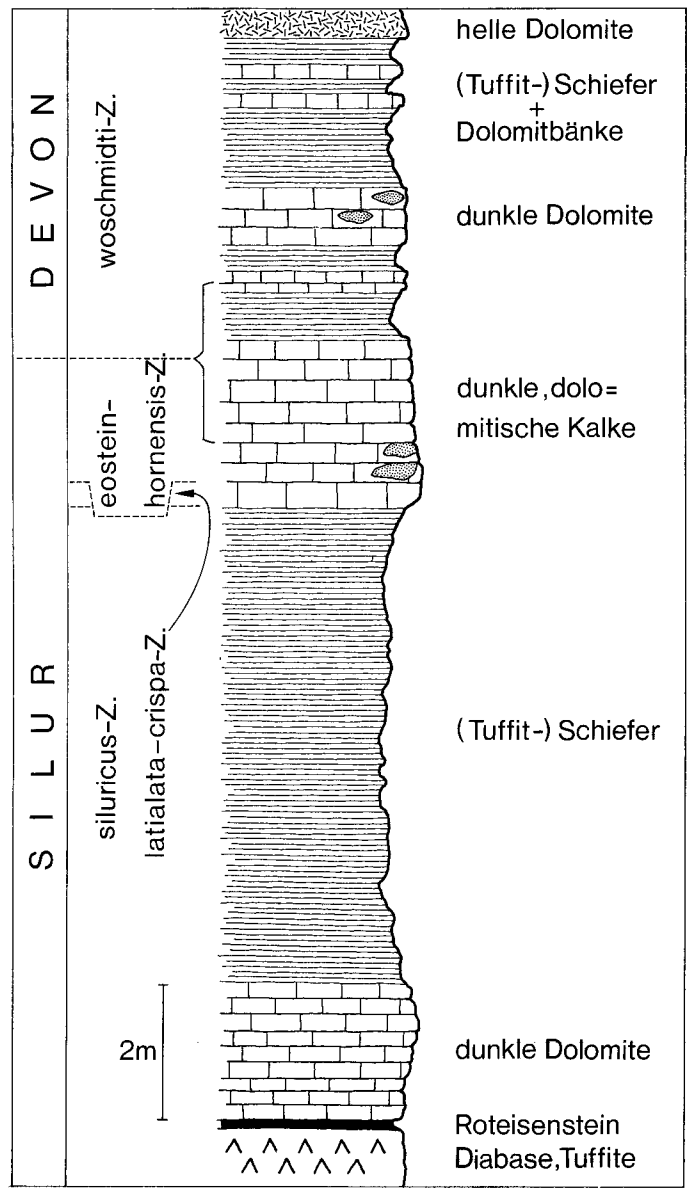


Abb. 45: Das Obersilur-Unterdevon-Profil bei Eggenfeld nördlich Graz (nach F. EBNER 1976b, umgezeichnet).

In den Sanzenkogelschichten sind im Tournai ein Schiefer-Lydit-Phosphorit-Horizont und im Visé mehrere geringmächtige Lyditlagen eingeschaltet.

Die Sanzenkogelschichten werden von den Kalken und Schiefern der Dultschichten überlagert. Nach F. EBNER 1976a gehören die Kalke ins Namur B bzw. jüngste Namur bis ältere Westfal. Diese Folge ist durch Trockenlegungs- und Erosionshorizonte charakterisiert. Eine Erosionsfläche liegt zwischen den Sanzenkogelschichten und den Basiskalken der Dultschichten, eine weitere über den Kalken des älteren Namur. Beide Ero-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

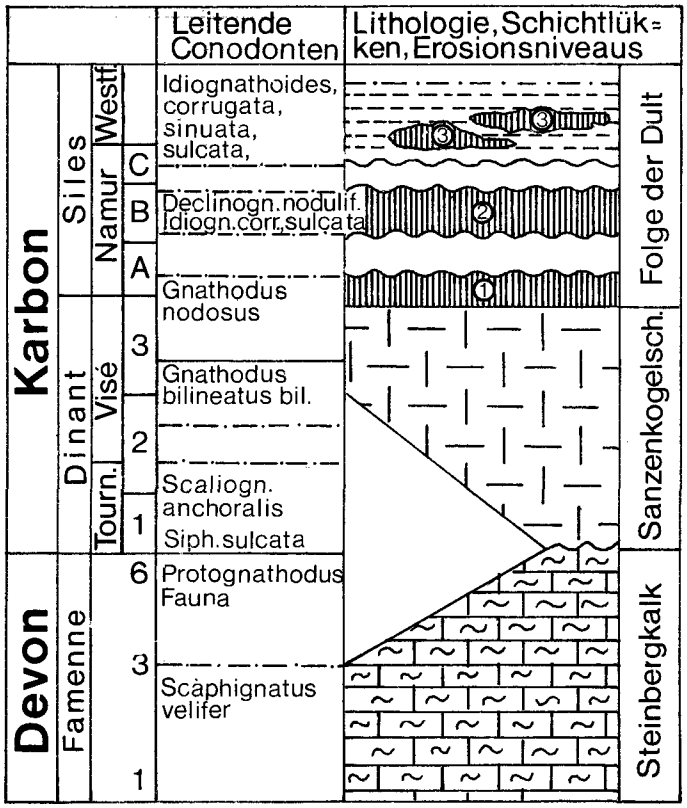


Abb. 46: Oberdevon und Karbon in der Rannachfazies des Grazer Paläozoikums (nach F. EBNER 1976a, ergänzt).

sionsflächen greifen lokal in die oberen Sanzenkogelschichten ein, in einem Fall sogar bis in die Steinbergkalke.

In den schwarzen bis grauen Schiefern der Dult kommt es zum seltenen Auftreten von Calamitenresten. Genauere Altersangaben sind daraus jedoch nicht abzuleiten.

Die Hochlantschfazies

Nach H. W. FLÜGEL 1972b schließt die Hochlantschfazies im Norden und Nordwesten an die Rannachfazies an. Beide Entwicklungen sind durch laterale Übergänge miteinander verbunden (z. B. Dolomitsandstein-Folge und Kalkschiefer der Hochlantschfazies bei Stübing). Demgegenüber vertrat A. TOLLMANN 1977b auf Grund der Deckenabfolge die Auffassung, daß die Schöckelfazies ursprünglich an die Rannachfazies angeschlossen hätte.

Die Unterlage der vorwiegend kalkigen Devonentwicklung bilden nach H. W. FLÜGEL 1972b, 1975b die Passailer Phyllite. Sie werden als Äquivalente der Schichten von Kher aufgefaßt und sind wie diese stark vulkanogen beeinflußt. Darüberhinaus kommt es zu Einschaltungen von Schwarzschiefern (Haufenreith und Umgebung), geringmächtigen Marmoren und Quarziten (Hundsbergquarzit S Passail; vgl. F. EBNER & L. WEBER 1978). Das Fehlen von Fossilien dürfte auf die Metamorphose dieser Gesteine zurückzuführen sein.

Über den Passailer Phylliten folgen Kalkschiefer, Plattenkalke, Dolomite, Sandsteine und Diabastuffe. Sie werden zur Kalkschiefer-Folge zusammengefaßt und erreichen Mächtigkeiten von mehr als 1000 m.

Die erwähnten Kalkschiefer und Plattenkalke bauen südlich Übelbach den Rücken zwischen Übelbach- und Stübinggraben auf. Im Zuge des Gleinalm-Autobahnbaues wurde ihr Kontakt zu den liegenden Phylliten, Schwarzschiefern und Grüngesteinen (= Obere Schiefergruppe bzw. Passailer Phyllite) südlich Übelbach mehrfach aufgeschlossen. Der Übergang zwischen den Schiefern und Kalken dürfte im jüngsten Unterdevon erfolgen, da die basalen Kalkschiefer auf Grund des Auftretens der Conodonten *Pandorinellina st. steinhornensis* und *Polygnathus* cf. *gronbergi* der *gronbergi*-Zone, d. h. dem Zlichov Böhmens zeitlich entsprechen (Conodonten-Untersuchungen des Autors an der Straße von Übelbach-Markt in den Guneggraben an der südlichen Autobahnflanke; Koordinaten 15°14'10", 47°13'20").

Nach Korallen entsprechen die Kalkschiefer wenigstens teilweise den Barrandeikalken. Im höheren Teil der Kalkschiefer-Folge (auch als Osserkalke bezeichnet) sind am Hochlantsch etwa 100 m mächtige, fossilreiche Kalke und Dolomite ausgebildet. Sie werden Kalke der Hubenhalt genannt und mit den Barrandeikalken gleichgesetzt. Darüber folgen die 300–400 m mächtigen Calceola-Schichten. Sie bestehen im unteren Teil aus dunklen, fossilleeren Dolomiten, Sandsteinen und Diabasen, die nach oben in blaugraue, tonreiche Kalke mit einer reichen Korallenfauna des Givet übergehen.

Auf das höhere Givet sind die folgenden Quadrigeminum-Kalke beschränkt. Es handelt sich um etwa 300 m mächtige hellgraue Kalke, die ebenfalls reich an Korallen sind. Örtlich bilden sie kleine Riffkörper.

Die Hochlantschfazies endet mit den Hochlantschkalken. Es sind über 300 m mächtige, massige bis undeutlich gebankte Kalke, aus denen nur wenige Korallen bekannt sind. Aus diesem Grund ist unklar, ob die obersten Partien vielleicht bis ins Oberdevon reichen. Jüngere Schichten sind in der Hochlantschfazies nicht bekannt.

Die Tonschieferfazies

Diese Entwicklung ist am Nord- und Nordostrand des Grazer Paläozoikums verbreitet. Zuunterst liegen etwa 500 m mächtige dunkle Schiefer, die lokal einen phyllitischen Habitus aufweisen und als Heilbrunner Phyllite bezeichnet werden. In die Schiefer sind Grünschiefer, Diabase, Spilite sowie Schwarzschiefer und dunkle Kalkschiefer eingeschaltet. Danach könnte es sich um zeitliche Äquivalente der Schichten von Kher bzw. der Passailer Phyllite handeln (vgl. E. FLÜGEL 1957, H. W. FLÜGEL 1972b, 1975b).

Die basale Schieferfolge geht nach oben allmählich in die etwa 600–800 m mächtige Hochschlag-Folge über. Sie besteht aus dunklen Plattenkalken und Kalkschiefern, in die Grünschiefer (Diabasabkömmlinge) und Tonschiefer eingeschaltet sind. Die Kalke lieferten bisher nur wenige Korallen des älteren Mitteldevons.

Nach H. W. FLÜGEL 1961, 1972b, 1975b sind in dieser Fazies die fossilleeren Schöckelkalke vermutlich das primär Hangende der Hochschlag-Folge. Die grauen, grobkristallinen Bänderkalke sind nördlich von Köflach, bei Peggau, am Schöckel und im Weizer Bergland weit verbreitet. Als Alter wird allgemein Mitteldevon angenommen.

Das lithologische Spektrum der Schöckelkalke umfaßt graue, meist grob gebänderte Kalkmarmore, einheitlich graue kristalline Typen, weiters hellgraue feinkörnige oder hell/dunkel gestreifte Kalke. Seltener sind dunkle bituminöse Stinkkalke, dünn gebankte Kalke oder limonitisch vererzte Typen. Aus letzteren konnten etwa aus dem Mittelbereich der Gösser Wände oberhalb der Raabklamm westlich Arzberg Fossilreste geborgen werden (Abb. 47, 48). Zum einen handelt es sich um mehrere cm große, gerundete Gebilde, die in einer limonitisch angewitterten Matrix schwimmen; das andere sind kreisförmige Reste, die, dicht aneinandergeordnet, erhaben über die Oberfläche hervorragen. An einigen Exemplaren sind mehrere mm breite „Anwachsstreifen" um die Fossilreste zu erkennen; Internstrukturen lassen sich hingegen nicht beobachten.

Die Fossilreste könnten Stromatoporen oder stockförmige Korallen sein. Sie ergänzen ältere Fossilfunde im Schöckelkalk (Crinoiden, *Favosites* sp.), erlauben freilich keine Angaben zum Alter der Schöckelkalke.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Aus deckentektonischen Überlegungen gliederte A. TOLLMANN 1977a die Schöckelkalke aus der Tonschieferfazies aus. Sie bilden zusammen mit den primär unterlagernden Striatoporenkalken und den Passailer Phylliten die neu eingeführte Schöckelfazies. Nach diesem Schema könnte der Beginn der Hochlantschentwicklung durch die Folge von Laufnitzdorf repräsentiert werden und nicht durch die Passailer Phyllite.

Die Folge von Laufnitzdorf (= dunkle Tonschiefer und Kalke des Ludlow), die Dornerkogel-Schichten (einige



Abb. 47: Organische Reste (Korallen?) in den Schöckelkalken östlich Arzberg (Bildausschnitt 20 × 15 cm).

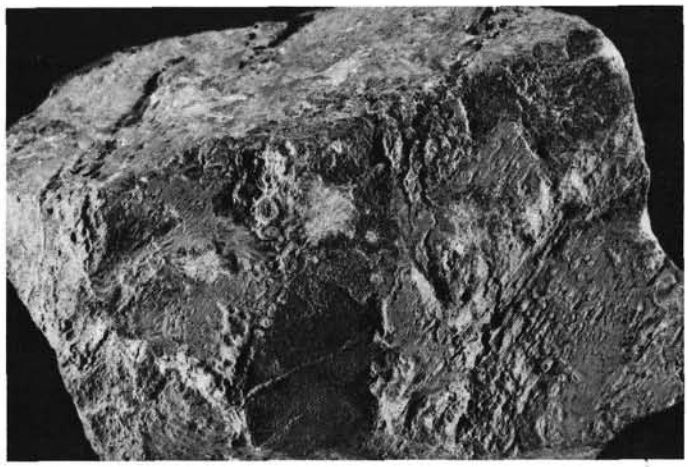


Abb. 48: Organische Reste (Stromatoporen ?) in schwach vererzten Schöckelkalken östlich Arzberg (Bildausschnitt 11 × 7 cm).

100 m mächtige Sandsteine, Grauwacken und Schiefer) und die Magnesite der Breitenau mit den damit verknüpften Kieselschiefern wurden im Raum Frohnleiten-Breitenau zur Dornerkogel-Gruppe vereinigt. Ihr stratigraphischer Gesamtumfang und ihre Beziehung zu den oben genannten Entwicklungen sind noch weitgehend ungeklärt.

Aus der Passailer Mulde wurden von O. HOMANN 1959 Grobkornaplite innerhalb einer Grünschiefer-führenden Phyllitserie (= Passailer Phyllite) beschrieben. Über weitere Pegmatitfunde berichteten H. MOHR 1923 und R. SCHWINNER 1925. Die Autoren schlossen daraus auf einen Zusammenhang mit den Pegmatiten im Radegunder Kristallin, der aber aus tektonischen und petrologischen Gründen unwahrscheinlich ist.

In der Kainacher Gosau wurde durch die ÖMV-Bohrung „Afling U 1" in einer Teufe von 718 m die Basis der Gosau und bis 1700 m Teufe die darunterliegenden Gesteine des Grazer Paläozoikums durchteuft (A. KRÖLL & R. HELLER 1978, in Druck). Sie liegen auf diaphthoritischen Granatglimmerschiefern. Für die Frage der Geröllherkunft der Gosaukonglomerate ist die Basisbrekzie der Gosau von besonderem Interesse, da sie u. a. Kalke führt, die lithologisch und conodontenstratigraphisch völlig den Sauberger Kalken der Nördlichen Grauwackenzone gleichen (Untersuchungen des Autors) und darüberhinaus Hauptdolomit und möglichen Hierlatzkalk aufgearbeitet hat. Diese Funde ergänzen ältere Berichte über Ludlow-Kalkgerölle in der Gosau (G. FLAJS & W. GRÄF 1966, G. RIEHL-HERWIRSCH 1973), Lyditgerölle mit Graptolithen (H. FLÜGEL 1952a), weiters über Fusulinenkalk des Perms (F. KAHLER 1973) und Kalke des Nor (G. RIEHL-HERWIRSCH 1973). Dazu kommen Gerölle, die aus dem Altpaläozoikum der Umrahmung des Gosaubeckens bekannt sind (W. GRÄF in H. W. FLÜGEL 1975b).

Wie erwähnt, liegt das Grazer Paläozoikum als fernverfrachtete Schubmasse tektonisch seinem Untergrund auf (H. FLÜGEL & V. MAURIN 1957, H. W. FLÜGEL 1960, 1975b, A. TOLLMANN

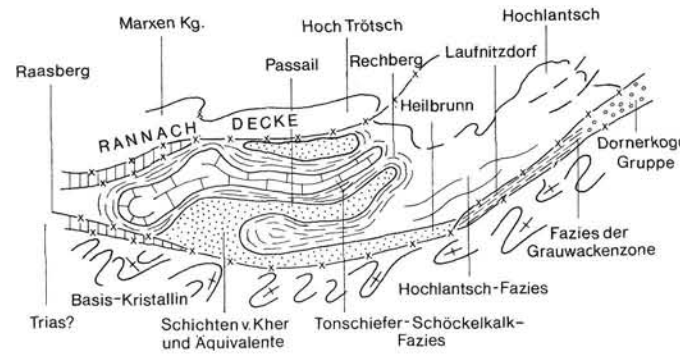


Abb. 49: Der Bau des Grazer Paläozoikums nach der Vorstellung von H. FLÜGEL 1958.

1963b, L. P. BECKER 1975 etc.). Der Internbau des Paläozoikums zeigt einen intensiven Schuppen- und Deckenbau (E. CLAR 1935, H. BOIGK 1951, H. FLÜGEL 1958, 1975b). Danach wird im Norden und Nordosten eine Schuppenzone in Grauwacken-Fazies (= Dornerkogel-Gruppe) unterschieden, an die nach Süden die höheren Einheiten in Form von Faziesdecken anschließen (Abb. 49). Es sind dies zwei liegende Faltendecken, nämlich die Hochlantschdecke als tiefere Einheit und die höhere Schöckeldecke. Der zwischen den liegenden Falten befindliche Antiklinalkern wird von den „Unteren Schiefern" (= Passailer Phyllite) eingenommen. Dazu kommen noch weitere Schiefer, nämlich die Heilbrunner Phyllite, die die Kalkschiefer der tieferen Faltendecke unterlagern sowie die „Oberen Schiefer" am Rücken der Schöckeldecke. Über den beiden liegenden Falten und der nördlichen Schuppenzone liegt als oberste Einheit die normal gelagerte, häufig aber zerscherte Rannachdecke.

Dieses Baubild wird diskordant und transgressiv im Südwesten von der Gosau von Kainach überlagert. Das Alter der Haupttektonik im Grazer Paläozoikum wurde daher als vorgosauisch angesehen (vgl. aber S. 71). In nachgosauischer Zeit sollen meridional streichende Strukturen entstanden sein, wie der Muldenbau des Plabutsch-Buchkogel-Zuges, die Synklinale des Parmaseggkogels oder das „Heilbrunner Streichen" (E. CLAR 1935, H. FLÜGEL 1952b). Bedeutende Brüche sind die Leberstörung am Ostrand der Rannachdecke gegen das Schöckelmassiv sowie SW–NE und NW–SE gerichtete Störungen im Tyrnaubachtal und im Stübmingtal.

Burgenland

Das Paläozoikum des südlichen Burgenlandes geht auf Devon-Fossilien zurück, die aus dem Raum Hannersdorf stammen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

und von F. Toula 1878 bestimmt wurden. Spätere Bearbeiter, wie L. Benda 1929, K. Korim & F. Szebenyi 1949 und W. J. Schmidt 1956 folgten dieser Gliederung, weiteten sie aber meistens auch auf die benachbarte mesozoische Rechnitzer Serie aus. So wurde beispielsweise von L. Benda 1929 eine Serpentinintrusion im Karbon angenommen.

Erst W. Pollak 1962 führte eine Detailaufnahme des Paläozoikums durch und unterschied Dolomite, Kalke und Rauhwacken in einer liegenden Position und Phyllite und Kalkschiefer im Hangenden. Sie sind zwischen Hannersdorf und Burg, weiters nordwestlich von Deutsch-Großdorf (Ungarn) und in drei Kalk- und Dolomitstöcken südlich der Linie Kirchfidisch-Csatherberg (Hohenmaisberg, Steinbruch Georgshof und Punitzer Wald) aufgeschlossen.

Im Raum Hannersdorf wird das Paläozoikum wie folgt gegliedert: Über grauen, undeutlich gebankten Dolomiten folgen Kalk- und Dolomitschiefer („Netzschiefer" nach W. J. Schmidt 1956), die nach oben in massige dunkle Dolomite mit Resten von Crinoiden und Korallen übergehen. Die Hauptmasse darüber bilden graue, brekziöse Dolomite, weiters hellgraue und dunkelgraue Dolomite, die schlecht erhaltene Korallen und Crinoiden führen. Daraus stammen *Cupressocrinus* sp., *Thamnopora reticulata* BLAINV. (?) und *Thamnophyllum caespitosum* GLDF. (det. H. W. Flügel), die für Mitteldevon sprechen.

Die Dolomite von Hannersdorf gehen in Kalk- und Dolomitschiefer über, die mit Rauhwacken verzahnen. Darüber sind 4–5 m mächtige Kalkschiefer entwickelt, die nach W. Pollak im Steinbruch Kirchfidisch auch als Bänderkalke bzw. bei Burg und nördlich Woppendorf als „Weißer Kalk" ausgebildet sein können.

Stets über der Kalk-Dolomitfolge lagern phyllitische, ± sandige bis kalkige Gesteine. Mit den liegenden Dolomiten sind sie durch eine wenige Meter mächtige Übergangszone verbunden. Ihre Mächtigkeit dürfte auf wenige Zehnermeter beschränkt sein. Fossilien sind daraus bisher nicht bekannt geworden.

Die in der Korrelationstabelle eingetragene stratigraphische Gliederung folgt der Aufnahme von W. Pollak 1962. Eine direkte Parallelisierung mit den Schichtfolgen des Grazer Paläozoikums stößt bei dem gegenwärtigen Kenntnisstand in beiden Gebieten noch auf Schwierigkeiten. Dazu kommt, daß entgegen der Reihenfolge um Hannersdorf, die karbonatische Hauptentwicklung im Grazer Paläozoikum und im oststeirischen Beckenuntergrund stets über einem älteren Schiefer-Vulkanit-Komplex liegt (vgl. F. Ebner 1978b).

Gleinalpe, Raabalpen, Wechsel

Innerhalb der genannten Kristallingebiete beruht die Zuordnung einzelner Gesteinskomplexe in das Paläozoikum auf lithostratigraphischen Vergleichen, radiometrischen Alterswerten sowie der Position unter transgressiv auflagerndem Permoskyth. Nach großtektonischen Konzepten gehören sie zum Unter- und Mittelostalpin.

In das Altpaläozoikum, vermutlich aber auch ins Jungproterozoikum, gehören in der Glein- und Stubalpe der liegende „Gneiskomplex" bzw. der „Vulkanogene Komplex". Ausführliche Beschreibungen und radiometrische Untersuchungsergebnisse finden sich bei L. P. Becker & R. Schumacher 1973, W. Frank et al. 1976 und L. P. Becker 1977 (cum lit.). In den Raabalpen entsprechen diesem Komplex altersmäßig vielleicht die Strallegger Gneise von R. Schwinner 1935b (= Biotitgneise bei H. Wieseneder 1971), während im Wechselgebiet die diaphthoritischen Wechselgneise (umgewandelte Granat-Biotit-Plagioklas-Glimmerschiefer bis -gneise, granatführende Amphibolite, Mikroklin-Granitgneise) und die Waldbacher Kristallinserie eine vergleichbare Position einnehmen (P. Faupl 1972).

Über den genannten „Kerngesteinen" folgt in der Stub- und Gleinalpe der bis 500 m mächtige Augengneis-Komplex, der von H. Heritsch & Th. Teich 1976, Th. Teich 1978 als metamorpher Quarzporphyr gedeutet wurde. Das auffallende Gestein wird hier mit sauren Vulkaniten oberkambrischen Alters parallelisiert (vgl. Kapitel II. 5).

Der darüberfolgende, bis 1500 m mächtige Amphibolitkomplex könnte dementsprechend ein Kambro-Ordoviz-Alter haben. In ihm liegt der chromitführende Kraubather Serpentinkörper.

Darüber folgen, allerdings meist mit tektonischer Liegendgrenze, Glimmerschiefer und marmorreiche Komplexe. Es sind dies

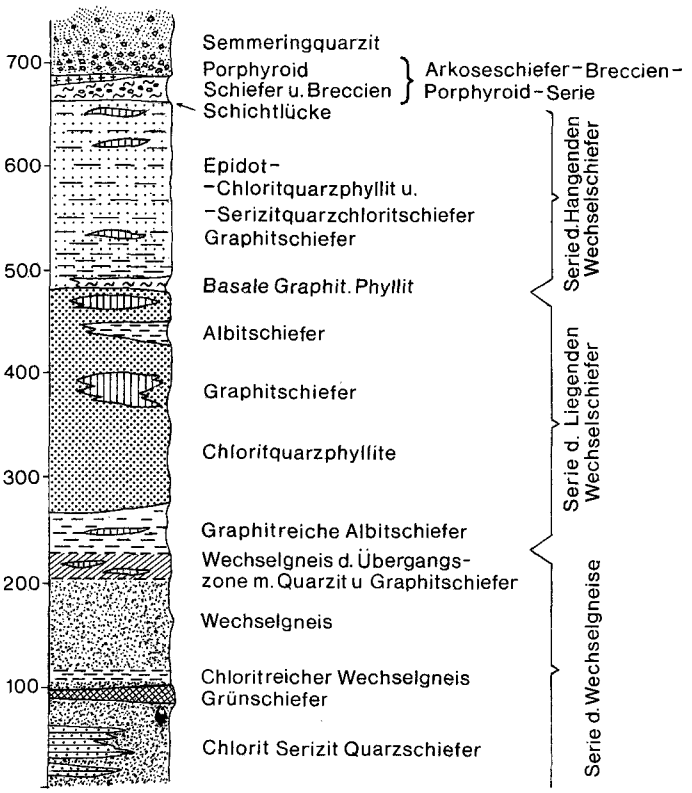


Abb. 50: Übersichtsprofil durch das Kristallin und sein Deckgebirge im Wechselgebiet (nach P. Faupl 1967).

mehrere 100 m mächtige muskowitreiche Disthen-Granat-Glimmerschiefer und Zweiglimmergneise mit geringmächtigen Einschaltungen von Amphiboliten, Pegmatiten, Quarziten und Marmoren (Ordoviz?). Letztere nehmen nach oben in auffallender Weise zu und sind außerdem in Verbindung mit dunklen Quarziten, die für Silur sprechen. Dies gilt auch für die 200–250 m mächtigen Wechselschiefer im Hangenden der Wechselgneise; sie umfassen Chlorit-Quarzphyllite, Chlorit-Serizitphyllite, Graphitschiefer, Graphitquarzite sowie epidotführende Quarzphyllite und Grauwackenphyllite (Abb. 50, vgl. P. Faupl 1967, 1972, G. Huska 1970, W. Vetters 1970, H. Wieseneder 1971).

Zum obersten Komplex, den Marmoren, gehören mächtige Marmorzüge mit verschiedenen Lokalbezeichnungen, wie z. B. die Salla-Marmore, die Almhaus-Marmore oder die Anger-Marmore (= Marmorzug von Koglhof bei R. Schwinner 1935b). Alle genannten Vorkommen sind in Begleitung von pigmentreichen Schieferfolgen (beispielsweise in den Steinbrüchen NW von Anger gut aufgeschlossen), Amphiboliten, aber auch Pegmatiten, die sie häufig durchschlagen. Diese Beobachtung kann ebenfalls als Hinweis für ein variszisches Alter der Marmore gewertet werden. Nach Vergleichen mit datierten Karbonatkörpern kommt dabei in erster Linie ein Obersilur- bis Devon-Alter in Frage.

Im Wechselgebirge sind grobkörnige Granitgneise („Grobgneisserie") ein auffallender Gesteinskörper (R. Schwinner

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

1932b, H. WIESENEDER 1962, 1966, 1971). Sie liegen in einer diaphthoritischen Glimmerschieferserie, die eine Position hangend zu den erwähnten Strallegger Gneisen und den sie überlagernden Disthenquarziten einnimmt (H. WIESENEDER, mdl. Mitt.). Die Metamorphose der Glimmerschiefer ist nach H. WIESENEDER 1971: 347 älter als die Intrusion der Grobgneise. Letztere fand nach S. SCHARBERT 1977 (vgl. Tab. 2) vor 340 ± 10 Mio. Jahren bzw. 327 ± 10 Mio. Jahren statt (Unterkarbon). Daraus kann für das polymetamorphe Kristallin im Wechselgebiet auf eine Hauptprägung in variszischer Zeit geschlossen werden.

Dem Mugel- und Rennfeldkristallin als nördlichster Kristallineinheit der Gleinalpe lagern die permoskythischen Plattlquarzite sedimentär auf. Der Transgressionsverband ist allerdings meistens tektonisch überarbeitet. Sie sind der Rannachserie im westlich gelegenen Seckauer Kristallin äquivalent und umfassen Quarzite, Arkosequarzite, Konglomerate und vereinzelt Porphyroide. Diese Folge ist epimetamorph überprägt.

Im Wechselgebiet transgrediert das Permomesozoikum über verschieden alten und verschieden metamorphen präpermischen Kristallinkomplexen. Während es im Nordabschnitt über den altpaläozoischen Wechselschiefern liegt, lagert es im Süden der offensichtlich älteren Kristallinserie von Waldbach auf, die dem Wechselgneiskomplex entspricht (P. FAUPL 1972).

Im nördlichen Wechselgebiet trennte P. FAUPL 1967 vom Semmeringquarzit eine liegende „Arkoseschiefer-Brekzien-Porphyroid-Serie" (A. B. P.-Serie) ab. Sie besteht aus Phengitschiefern, Phengitquarzschiefern, weißen Serizitschiefern, Brekzienlagen, Fanglomeraten, Arkoselagen und Porphyroiden. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen einigen Metern bis über 100 m. Auf Grund des Auftretens von sauren Vulkaniten vermutete P. FAUPL (in A. TOLLMANN & P. FAUPL 1972) ein Rotliegend-Alter. Der hangende, meist grünliche Semmeringquarzit (feinkörnige Metaquarzite, Metaarkosen, Metaquarzkonglomerate) hätte daher ein oberpermisches (?) bis skythisches Alter.

Abweichend in der Alterseinstufung von P. FAUPL, unterschied A. TOLLMANN (ab 1959) im Semmeringgebiet eine basale Folge des Perms mit hellen Serizitschiefern mit gröberklastischen Einlagerungen, Porphyroidlagen und deren Geröllen, die vom Semmeringquarzit und dem „Alpinen Röt" überlagert wird. Die beiden zuletzt genannten Schichtglieder sollen nach A. TOLLMANN zur Gänze skythischen Alters sein.

Eine weiter ins Detail gehende Aufgliederung als P. FAUPL führte E. ERKAN 1978 im Raum südlich von Feistritz durch. Nach ihm kann das Permoskyth vom Rettenegg-Typus in eine etwa 70 m mächtige liegende Phyllitserie, eine grobklastische untere Quarzitserie (über 300 m mächtig) und in eine obere feinkörnige Quarzitserie (ca. 145 m mächtig) unterteilt werden.

Die Nördliche Grauwackenzone

Als Nördliche Grauwackenzone wird ein maximal 23 km breiter Streifen von paläozoischen Gesteinen bezeichnet, der die Zentralalpen von den Nördlichen Kalkalpen trennt. Sie reicht vom Rhätikon im Westen bis nahe Ternitz im Osten (etwa 450 km), wo sie unter tertiäre Bedeckung des Wiener Beckens taucht, aber durch Tiefbohrungen im Untergrund längs der Linie Fischamend–Marchegg weiterhin nachgewiesen ist. Ähnliche Gesteinsfolgen in den Westkarpaten können daher als Fortsetzung dieser Zone angesehen werden.

Die Bezeichnung Grauwackenzone stammt vom Begriff „Grauwackenformation"; dieser schon zu Beginn des 19. Jhdts. im örtlichen Schrifttum verwendete Ausdruck weist auf die Bedeutung des Bergbaus in dieser Zone hin. Damit wurden, als noch keine Fossilien in diesem Gebiet bekannt waren, alle Schiefer zusammengefaßt und vom „Urgebirge" abgegrenzt. Nach den ersten Fossilfunden bei Dienten (F. v. HAUER 1847) wurde diese Gesteinsgruppe bereits dem Silur zugerechnet. Zugleich betrachtete man die gesamte Grauwackenzone als ein paläozoisches Element im Alpenraum (F. v. HAUER 1857).

Die Grauwackenzone liegt mit tektonischem Kontakt den Zentralalpen auf; ihr Verhältnis zu den Kalkalpen ist jedoch durch einen primären Sedimentationsverband gegeben. Der Stellung zwischen den kristallinen Schiefern der Zentralalpen und den stellenweise am Südrand epimetamorphen Kalkalpen entspricht der Grad der Umwandlung der Gesteine: Es handelt sich vorwiegend um epimetamorphe Gesteine und gelegentlich um solche, die nach den Gleichgewichtsparagenesen Granat-Biotit-Chlorit-Epidot-Klinozoisit-Albit eine Metamorphose in der höheren Grünschieferfazies anzeigen.

Im Ostteil der Grauwackenzone sind an der Basis des Altpaläozoikums wiederholt Vorkommen von altkristallinen Gesteinen festgestellt worden (Vöstenhof–Schlöglmühl, Kaintaleck, Ritting b. Bruck a. d. Mur u. a., vgl. Abb. 57). Sie sollen Relikte der primären Unterlage der Grauwackensedimente sein und zusammen mit ihrer Auflage in alpidischer Zeit von größeren Altkristallinmassiven abgeschert sein. In vergleichbarer Position treten am Südrand der Tiroler Grauwackenzone (vgl. Abb. 51) ebenfalls kristalline Gesteine auf („Kellerjochgneise" oder Gneisschollen an der Basis der „Steinkogeldecke"); ihre Beziehung zum fossilführenden Altpaläozoikum ist aber noch nicht geklärt (vgl. M. SATIR et al. 1978).

Im steirisch-niederösterreichischen Gebiet läßt sich die Nördliche Grauwackenzone in zwei tektonische Großeinheiten untergliedern. Bereits F. HERITSCH 1907 verwies hier auf eine Decke aus Altpaläozoikum, die auf Oberkarbon aufgeschoben sei, das mit dem Kristallin der Zentralalpen sedimentär verbunden ist. Dieser Ansicht schloß sich zuerst L. KOBER 1912a an und faßte Rannachkonglomerat, unterkarbone Kalke, Graphitschiefer und Phyllite (u. a. die Ennstaler Phyllite) als sedimentäres Deckgebirge des nordsteirischen Gneiszuges bzw. der Schladminger Masse auf. Dieses „Untere ostalpine Deckensystem" sei durch die „Norische Linie" vom Altpaläozoikum der „Oberen ostalpinen Decke" getrennt.

An der primären Auflage des Kristallins durch Äquivalente der Rannachserie hielt noch H. P. CORNELIUS 1950 fest und vereinigte das Basiskristallin, die transgressive Auflage und das darüber folgende Karbon zur „Veitscher Decke". Sie hätte den Charakter einer Rand- oder Innensenke des variszischen Gebirges mit Molassemerkmalen. Wie bei L. KOBER, wird sie an der nach Osten verlängerten Norischen Linie von der höheren „Norischen Decke" überschoben.

Die Schwierigkeiten, die in diesen Deutungen liegen, waren jedoch nicht zu übersehen. Einmal warf bei Annahme eines Transgressionsverbandes mit dem unterlagernden Kristallin die Basisgrenze der Veitscher Decke vor allem in den Niederen Tauern unlösbare Probleme auf, zum anderen ergaben sich grundlegende Auffassungsunterschiede über die ursprüngliche Lagebeziehung beider Einheiten zueinander sowie in der Frage des Zeitpunktes der Überschiebung. Erst mit den Neuergebnissen von K. METZ 1940, 1947, 1953, nach denen das permotriadische Alter der Rannachserie s. l. und äquivalenter klastischer Folgen im Gebiet um Kapfenberg sichergestellt werden konnte, wurde der Veitscher Decke der heute übliche, enger gefaßte Begriffsinhalt zuerkannt. Sie wird heute allgemein als wurzellose, tiefere tektonische Einheit der Grauwackenzone verstanden, die sich hauptsächlich aus Karbon zusammensetzt, in der aber auch phyllitische Schieferserien und angebliches diaphthoritisches mesozonales Altkristallin („Föttleckschuppen") vorkommen. Das häufige Neben- und Übereinander der genannten Gesteine erklärte K. METZ 1953 durch Annahme einer jüngeren Tektonik, die die ursprünglich transgressive Auflage des Unterkarbons auf älteren vordevonen Gesteinskomplexen überarbeitet hätte (vgl. K. METZ 1965).

Die Problematik im Ostteil der Grauwackenzone liegt zusammenfassend im Umstand, daß einer tektonisch höher liegenden Schuppendecke, die über die variszische Diskordanz hinweg mit den Sedimenten der Nördlichen Kalkalpen in primären Verband ist, eine tiefere Decke gegenübersteht, die sich durch ihren Gesteinsbestand deutlich von der höheren Einheit unterscheidet. Die Abweichungen betreffen zum einen die verschiedenen Kar-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

bonentwicklungen und zum anderen ältere Gesteinsglieder. Während in der Norischen Decke das Variszikum eine bunte Gesteinsgesellschaft in zum Teil gut gliederbaren Abfolgen zeigt, die im Oberkarbon, d. h. in post-Visé-Zeit gefaltet wurden, liegt in der Veitscher Decke das Variszikum wahrscheinlich in metamorpher Ausbildung vor. Die Strukturprägung ging hier den Karbonablagerungen zeitlich voran und ist daher älter als in der Norischen Decke. Diese Erkenntnisse sind vor allem für paläogeographische Fragen von großer Bedeutung (vgl. S. 102f.).

Durch den Nachweis einer tektonischen Trennfläche zwischen dem unterlagernden zentralalpinen Permomesozoikum („Alpiner Verrucano", Rannachserie etc.) und der Veitscher Decke einerseits, der Einbeziehung von Oberkarbon in der Veitscher Decke sowie der untrennbaren sedimentären Verbindung der Norischen Decke mit Teilbereichen der Nördlichen Kalkalpen andererseits, ist für diesen Großdeckenbau ein alpidisches Alter erwiesen. Weit verbreitet sind jedoch innerhalb dieser jungen Tektonik in der Norischen Decke noch ältere variszische Strukturen erhalten geblieben (S. 93–95).

Auf Grund der mehrfachen Metamorphose, der teilweise sehr intensiven tektonischen Verschuppung und der vermutlich schon primären Fossilarmut beruhten ältere stratigraphische Gliederungen in der Nördlichen Grauwackenzone vorwiegend auf lithofaziellen Vergleichen mit anderen Vorkommen von ostalpinem Paläozoikum. Ausnahmen bildeten wenige Fossilfundpunkte, wie etwa Dienten in Salzburg oder der Steirische Erzberg, die bereits in der Pionierzeit der systematischen Landesaufnahme bekannt waren. So nahm besonders der „Sauberger Kalk" in früherer Zeit eine Sonderstellung für die Klärung der Stratigraphie im Raum um Eisenerz ein, wurden doch die „Erzführenden Kalke" stets mit diesem Horizont verglichen (vgl. F. Czermak 1931). In diesem Jahrhundert bemühten sich vor allem F. Heritsch, E. Haberfelner und G. Aigner um eine Verfeinerung der Stratigraphie. Die neue Gliederung basierte auf weiteren Fossilfunden und einer Vermehrung von Fundpunkten, wie dem Nachweis von Graptolithen durch G. Aigner 1931b, F. Heritsch 1931b, E. Haberfelner 1931a, b, E. Haberfelner & F. Heritsch 1932, H. Haiden 1936, I. Peltzmann 1937, O. Friedrich & I. Peltzmann 1937 und neuen Korallen-, Stromatoporen-, Trilobiten- und Pflanzenfunden (F. Heritsch 1907, 1917, 1927b, 1928b, 1930, 1931a, 1933b, 1943, Th. Ohnesorge 1905b, R. v. Klebelsberg 1927, H. Mohr 1933, E. Haberfelner 1935, M. Glaessner 1935, K. Felser 1936b, K. Metz 1937b. Da aber fast alle Fossilien einen sehr mäßigen Erhaltungszustand aufweisen und – wie sich später zeigte – für genaue Datierungen kaum in Frage kamen und dazu relativ selten sind, basierte die Alterszuweisung weiterhin hauptsächlich auf Gesteinsvergleichen. Dies gab daher oft zu Fehleinstufungen Anlaß, wie z. B. die von E. Haberfelner 1935, 1937 getroffene Zuordnung der „Feinschichtigen Grauwackenschiefer" W. Hammer's (1925) in das Unterkarbon beweist.

Auf der anderen Seite wurden einzelne Fossilpunkte überbewertet und daraus resultierende Altersangaben auf Räume ausgedehnt, die mit der Fossillokalität in keinem Zusammenhang standen. Als Beispiel sei die Vorstellung von L. Kober 1912a angeführt, daß die Ennstaler Phyllite ein Karbon-Alter hätten, da von F. Heritsch 1907 in der Sunk bei Trieben karbonische Fossilien gefunden worden waren.

Die Entwicklung der Stratigraphie in der Nördlichen Grauwackenzone spiegelt sich auch in den verschiedenen Ansichten zum Alter des Blasseneckporphyroids wider: Dieses Gestein, das als wahrscheinlich einzeitiger Erguß über die gesamte Nördliche Grauwackenzone verbreitet ist, galt schon immer als Leithorizont in der Schichtfolge des Altpaläozoikums, sei es für Fragen der Kartierung, Tektonik oder bezüglich Vergleiche mit anderen altpaläozoischen Räumen der Ostalpen. Die Vulkanitnatur war zwar schon K. Pantz & A. Atzl 1814 bekannt, doch setzte sich diese Auffassung erst nach den Untersuchungen von Th. Ohnesorge 1905b im Kitzbühler Raum bzw. von K. A. Redlich 1907, 1908 im steirischen Raum durch. In der Zwischenzeit wurde der Porphyroid als klastische Ablagerung bzw. als Metamorphit gedeutet und als „körnige Grauwacke", „Sericitgrauwacke" oder „Blasseneckgneis" bezeichnet (A. v. Schouppé 1854, D. Stur 1865, H. v. Foullon 1886, M. Vacek 1900, F. Heritsch 1907); dementsprechend wurde dieses Gestein im Präkambrium oder innerhalb des Paläozoikums bis in die Permzeit eingeordnet (vgl. H. P. Cornelius 1952, K. Metz 1953, G. Flajs 1967, F. Thalmann 1975 u. a.).

In neuerer Zeit erbrachten umfangreiche Conodontenuntersuchungen grundlegende Fortschritte in der Stratigraphie des Altpaläozoikums der Nördlichen Grauwackenzone. Diese Arbeiten konzentrierten sich einerseits auf das Gebiet um Eisenerz mit den südlich anschließenden Räumen, zum anderen auf karbonatführende Schichtfolgen im Westabschnitt (Dienten, Hintertal, Fieberbrunn, Umgebung von Kitzbühel). Nicht unerwähnt bleiben dürfen ferner Neubearbeitungen an anderen Fossilgruppen, die zuletzt ebenfalls zu einer bedeutenden Erweiterung des Kenntnisstandes der paläozoischen Ablagerungen in der Nördlichen Grauwackenzone beigetragen haben (H. W. J. van Amerom & M. Boersma 1975, K. Felser 1976, 1977, K. Felser & H. W. Flügel 1975b, G. Hahn & R. Hahn 1977, H. Jaeger 1978).

Der Westabschnitt

Der westlichste Abschnitt der Grauwackenzone ist im Gegensatz zur breiten Entfaltung im Osten ein schmaler, mehrfach unterbrochener Streifen mit alt- und jungpaläozoischen Gesteinen, die dem Südrand der Kalkalpen vorgelagert sind. Während das Altpaläozoikum entweder fehlt oder epizonal metamorph ist, stehen die postvariszischen Sedimente an vielen Stellen noch im primären Zusammenhang mit den Kalkalpen. Vorkommen von Gesteinen der Grauwackenzone finden sich demnach im Montafon, am Kristberg, im Klostertal, längs des Steißbachs an der Nordseite des Arlbergpasses, zwischen St. Anton und Roppen („Landecker Quarzphyllitzone") und südlich Telfs (vgl. W. Heissel et al. 1965, W. Heissel 1972, H. Mostler 1972a, H. Angerer et al. 1976, U. Doert & D. Helmcke 1976). Von Schwaz bis östlich Radstadt folgt die Hauptentwicklung des Tiroler und Salzburger Grauwackensegments.

Im Montafon treten südlich Schruns (Rellstal, Bartholomäberg) zwischen der Phyllitgneisdecke im Süden und den Kalkalpen im Norden vorwiegend grobklastische Sedimente in einer E–W streichenden, kaum über 200 m breiten Zone auf. Es handelt sich um eine über 300 m mächtige Oberkarbon (?)-Perm-Abfolge, die dem Kristallin transgressiv aufliegt. Die Konglomerate an der Basis stellen nach H. Mostler eindeutige Transgressionsbildungen auf den Phyllitgneisen dar, die er dem Silvrettakristallin zurechnet, da die Komponenten völlig dem Untergrund entsprechen und wie dieser teilweise diaphthoritisiert sind. Nach oben folgen sandige Tonschiefer und glimmerführende Sandsteine, weiters dunkle Siltschiefer, laminierte Dolomite bis dolomitische Kalke sowie Kieselschiefer. Fossilien (Ostracoden, Foraminiferen) sind auf Karbonate beschränkt; sie erlauben keine genaueren Altersangaben.

Über dieser Schichtfolge treten ca. 300 m mächtige Grobklastika bzw. rötliche Sandsteine auf, deren oberer Teil vielleicht schon ins Skyth zu stellen ist. An ihrer Basis können lokal bis drei 0,4–20 m mächtige Vulkanitlagen mit Quarzporphyren bis Quarzkeratophyren und Ignimbriten entwickelt sein.

Im Arlberggebiet ist die Grauwackenzone tektonisch auf einen schmalen Streifen reduziert. Es sind Quarzite, Serizitquarzite bis Serizitschiefer, weiters Arkosen und Quarzkonglomerate. W. Heissel 1972 stellte diese Gesteine ins Oberkarbon, doch fehlen bisher Fossilbelege zur Stützung dieser Annahme. Ein Teil

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

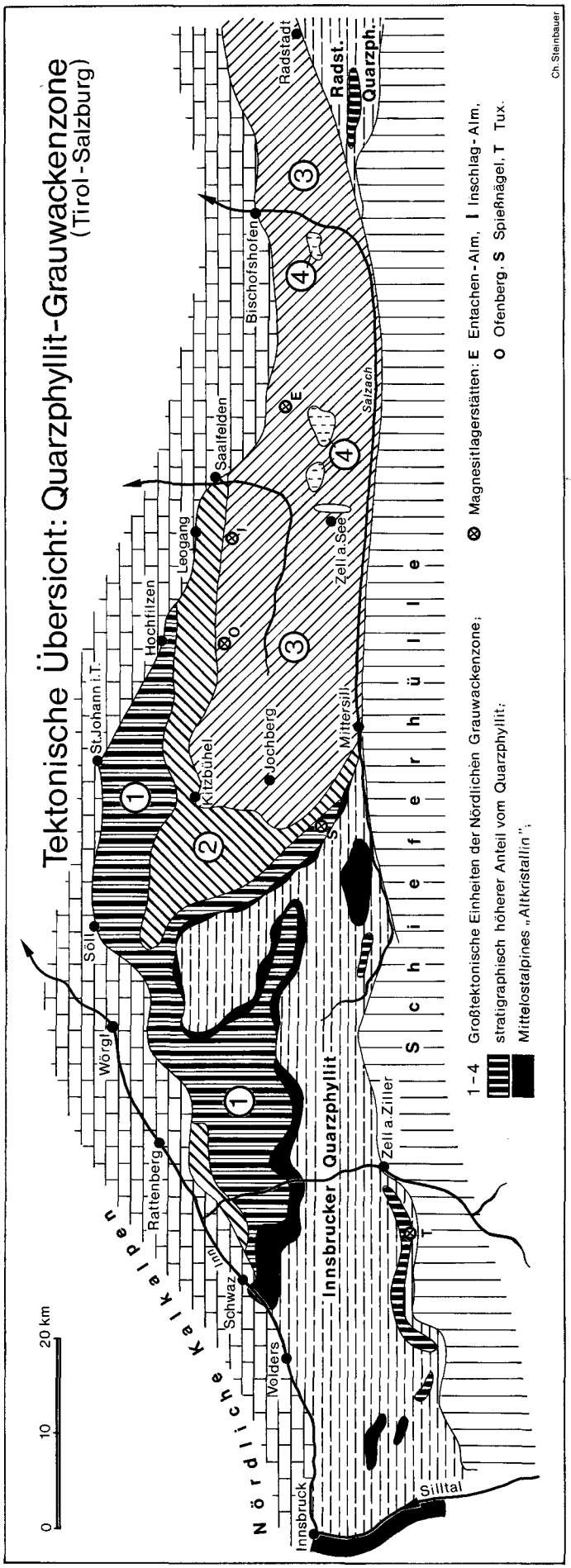


Abb. 51. Nach H. MOSTLER 1973.

der „Bunten Phyllite" O. AMPFERER's (1930) dürfte ebenfalls hierher gehören.

Über den Schichtbestand und das Alter der Grauwackenzone zwischen dem Arlberg und Telfs („Landecker Quarzphyllite", „Flaurlinger Quarzphyllite") unterrichtet das Kapitel II. 2.10. Die analoge Position dieser Zone zum südlichen Kristallin, der progressiv metamorphe Gesteinsbestand und die lithofaziellen Parallelen mit anderen Segmenten der Nördlichen Grauwackenzone macht hier trotz Fehlens von Fossilien ein altpaläozoisches Alter von großen Teilen des Quarzphyllitkomplexes wahrscheinlich. In Übereinstimmung mit A. TOLLMANN 1963b liegt es daher nahe, südlich Telfs und bei Landeck ein Bindeglied zwischen den Grauwackenabschnitten des Westens und der fossilbelegten Kitzbüheler Grauwackenzone anzunehmen.

Die Kitzbüheler Grauwackenzone

In den Kitzbüheler Alpen umfaßt die Grauwackenzone ein Gebiet, das im Osten von der Zeller Furche begrenzt wird und im Süden bis an das Salzachtal reicht. Ab Mittersill nimmt die Südgrenze einen bogenförmigen Verlauf, der um den Großen Rettenstein und Hopfgarten in die Täler südlich der Wildschönau führt. Von hier zieht sie wieder in annähernd E–W-Richtung in den Norden des Märzengrunds, übersetzt bei Fügen das Zillertal und streicht bei Pill westlich Schwaz spitzwinklig in das Inntal.

Der Nordrand der Grauwackenzone verläuft von Schwaz in nordöstlicher Richtung südlich des Inn bis nahe dem Ausgang des Zillertales; von hier zieht die Grenze an die Nordseite der Wildschönau zum Brixental und südlich des Wilden Kaiser nach St. Johann. Die östliche Fortsetzung folgt ungefähr der Linie Fieberbrunn–Hochfilzen–Leogang nach Saalfelden (Abb. 51).

Die oben skizzierte Verbreitung wird durch meist scharfe geologische Grenzen bestimmt: Während im Salzachtal die Südgrenze der Grauwackenzone durch die Tauernnordrandstörung markiert wird, bildet im Südwesten gegen die Innsbrucker Quarzphyllite ein schmales Kristallinband den weiteren Rahmen. Während diese Orthogneise – bekannt unter der Bezeichnung Kellerjochgneise (= Schwazer Augengneise, Th. OHNESORGE 1908) nach V. KNEIDL 1971 fließende Übergänge zu den Quarzphylliten haben, hielt R. v. KLEBELSBERG 1935 sie für schieferungsparallele Einlagerungen an oder nahe der Grenze von Innsbrucker Quarzphyllit zu den Wildschönauer Schiefern der Grauwackenzone, die, wie O. SCHMIDEGG 1951 hervorhob, steilachsig schlingenförmig gebogen, mit Quarzphyllit verschuppt und randlich oft stark phyllonitisiert sind. Nach A. TOLLMANN 1963b sind diese Gesteine Relikte der mittelostalpinen Einheit zwischen dem unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllit und der oberostalpinen Grauwackenzone. In jedem Fall markieren sie in perlschnurartig verteilten Vorkommen eine bedeutende Bewegungsfläche. Sie haben, wie die radiometrischen Untersuchungen von M. SATIR et al. 1978 gezeigt haben, ein Bildungsalter in kaledonischer Zeit. Ihre Metamorphose wurde demgegenüber mit 308 ± 23 Mio. Jahren datiert. Die Sedimentation des Edukts der umgebenden Paragesteine (Steinkogelschiefer) erfolgte ungefähr vor 550 Mio. Jahren.

Die geologische Nordgrenze der Grauwackenzone wird östlich von Schwaz durch den Zug der Schwazer Dolomite (Devon) gebildet, der tektonisch an Trias grenzt (vgl. H. PIRKL 1961). Am Höseljoch enden diese Dolomite und erscheinen erst wieder östlich Oberau. Im Norden schließt daran eine Schuppenzone aus Trias, Devon-Dolomiten und Grauwackenschiefer an, die die Grenze zu den Kalkalpen bildet. Von Wörgl nach Osten wird die permokarbone Basisserie der Kalkalpen (= Postvariszikum der Grauwackenzone) bis 4 km breit. Während nach Norden die hangende Mitteltrias eine scharfe lithologische Grenze aufweist, ist im Süden der Kontakt zwischen der postvariszischen Basalbrekzie und den darüberfolgenden Schichtgliedern häufig gestört. Die wenigen ungestörten Profile, der ortsgebundene Grobschutt

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

in der Basalbrekzie des postvariszischen Anteils und der regionale Zusammenhang zwischen der Grauwackenzone und den Nördlichen Kalkalpen lassen jedoch keinen Zweifel an der Feststellung, daß ursprünglich ein sedimentärer Verband zwischen beiden Zonen bestanden hat (vgl. H. MOSTLER 1972c, W. HEISSEL 1972).

Die Zeller Furche folgt einem bedeutenden meridionalen Lineament, das sich sowohl nach Süden in die Hohen Tauern fortsetzt als auch am Südrand der Kalkalpen als Bruch in Erscheinung tritt.

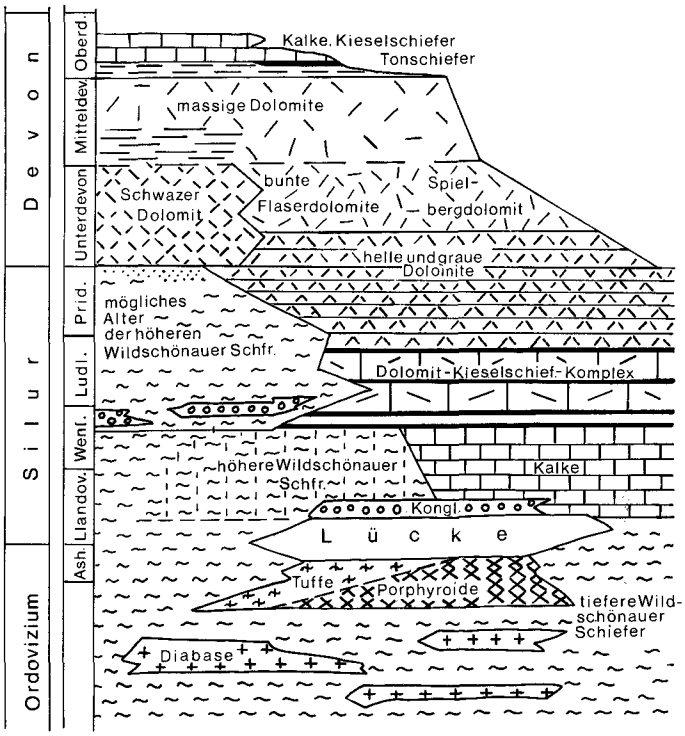


Abb. 52: Faziesschema der Tiroler Grauwackenzone (nach H. MOSTLER 1968, ergänzt und gering verändert).

Die Schichtfolge (Abb. 52)

Wildschönauer Schiefer

Das Hauptgestein in den Kitzbüheler Alpen kann altersmäßig in zwei Gruppen gegliedert werden, nämlich in einen älteren, vermutlich ordovizischen Abschnitt und in einen jüngeren, der Llandovery, Wenlock und vielleicht Ludlow vertritt (H. MOSTLER 1968, 1970).

Der tiefere Schieferkomplex, in dem bisher keine Fossilien gefunden wurden, besteht aus einer ± einheitlichen Schiefer-/Subgrauwackenfolge, die auf ein wenig differenziertes Liefergebiet hindeutet (H. MOSTLER 1970). Die Monotonie dieser Sedimente wird vielfach von vulkanischen Einschaltungen unterbrochen, deren Hauptverbreitung im Osten und Südosten des engeren Kitzbüheler Raumes vom Jochberg bis zur Zeller Furche liegt, während um Kitzbühel die Grüngesteine auf wenige Züge mit kleineren Vorkommen aufgesplittert sind. Die Effusiva zeigen ein Spektrum, das von Serpentiniten über Pyroxeniten, Gabbros, Proterobasen, Diabas-Spiliten, Spiliten, Keratophyr-Spiliten, Keratophyren bis zu Albititen reicht. Es bestehen Übergänge zu den umgebenden Schiefern; im Mittel dürften die Vulanite und ihre Abkömmlinge bis zu 30% des Schieferkomplexes aufbauen (vgl. H. MOSTLER 1968, 1970, A. MAVRIDIS & H. MOSTLER 1970, E. COLINS et al. 1977).

Die („intrusiven") Diabase, die nach ihrem Gefüge in solche mit doleritischen, ophitischen und porphyrischen Gefüge untergliedert werden können, sind in mehrfacher Wiederholung meist als Lagergänge in die Tuffe eingedrungen und werden bis 20 m, in seltenen Fällen sogar bis 60 m mächtig. Im Gegensatz zu den weit anhaltenden Tuffen haben sie nur eine geringe laterale Verbreitung. Für den Tiroler Raum ergibt sich im Verhältnis beider ein merkbares Übergewicht zugunsten der Tuffe (H. MOSTLER 1970). Laven treten im Vergleich zum Gebiet östlich der Zeller Furche in den Hintergrund. Für sie und die Lagergänge kann ein Ausgangsmagma mit schwacher Tendenz zu Alkalibasalten angenommen werden. Gelegentlich kommt es innerhalb der Tuffe zum Auftreten von Agglomeratlagen. Da diese vor allem Amphibolite und Granathornblendegneise aufgearbeitet haben, sind sie als Zeugen des Untergrundes von großer Bedeutung (H. MOSTLER 1970).

Die Äquivalente des Blasseneckporphyroids (Oberes Ordoviz)

Über den tieferen Wildschönauer Schiefern folgen bis 600 m mächtige saure Vulkanite, die sich nach ihrem einheitlichen Chemismus ausschließlich von Quarzporphyren und deren Tuffgefolge ableiten und durch die schwache Metamorphose zu Porphyroiden umgewandelt worden sind. Ihre Hauptverbreitung liegt in den Kitzbüheler Alpen am Wildseeloder, der Hohen Salve und am Hahnenkamm (H. MOSTLER 1968).

Das Verhältnis von massigen Porphyroiden zu Porphyroidtuffen bzw. Tuffiten kann stark wechseln. Während z. B. um die Hohe Salve Porphyroidtuffe über echte Laven dominieren, überwiegen am Hahnenkamm und am Wildseeloder massige Typen. Häufig zeigt der Porphyroid lateral stark schwankende Mächtigkeiten. So nimmt seine Mächtigkeit beispielsweise am Nordfuß des Hahnenkamms auf kurze Entfernungen von 200 m auf 25 m ab. Südlich Aschau konnten schließlich in einer Position, die dem Porphyroid entspricht, nur mehr dünne Lagen von Tuffiten beobachtet werden (N. AL-HASANI & H. MOSTLER 1969).

Die große flächenmäßige Verbreitung der Porphyroide (rund 300 km streichende Länge), die Verschweißung von Fremdgestein mit Porphyroidmaterial, Mineraleinsprenglinge, Obsidian bzw. Glasfetzen, Reste von eutaxitischen Gefügen und die schon primären Mächtigkeitsschwankungen werden neuerdings als Gründe angeführt, daß ihre Platznahme subaerisch im Sinne von Glutwolkenabsätzen (Ignimbrite) erfolgt sei (H. MOSTLER 1970, F. K. BAUER et al. 1969).

Über die Gleichsetzung der Porphyroide im Westabschnitt der Grauwackenzone mit dem Blasseneckporphyroid im Ostabschnitt hat niemals ein Zweifel bestanden. Obwohl im Gegensatz zur Umgebung von Eisenerz die Porphyroide des Kitzbüheler Raumes bisher nicht durch Fossilien datiert werden konnten, ist auch für sie ein Alter im höheren Caradoc oder an der Grenze zum Ashgill zu vermuten.

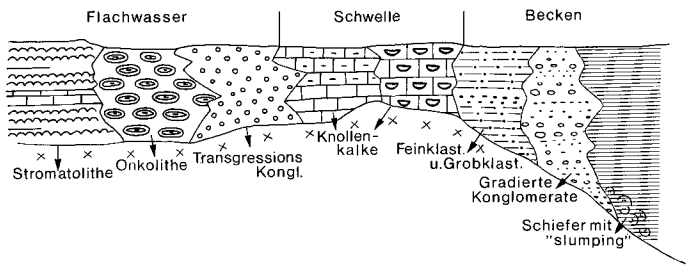


Abb. 53: Faziesverteilung im Llandovery der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). Nach H. MOSTLER 1970.

Silur – Transgressionsbildungen (Abb. 53)

Über dem Porphyroid und seinem Tuffgefolge folgt lokal (z. B. Klausenbachgraben W Kitzbühel) ein maximal 80 m mächtiger Schieferhorizont, der Gerölle von Porphyroid, Feldspat- und Quarzsandsteinen, Tonschiefern, Kieselschiefern und basischen Effusiva führt (H. MOSTLER 1968, 1970). In dieser Abfolge geht die zuunterst noch „porphyroide" Grundmasse nach oben

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

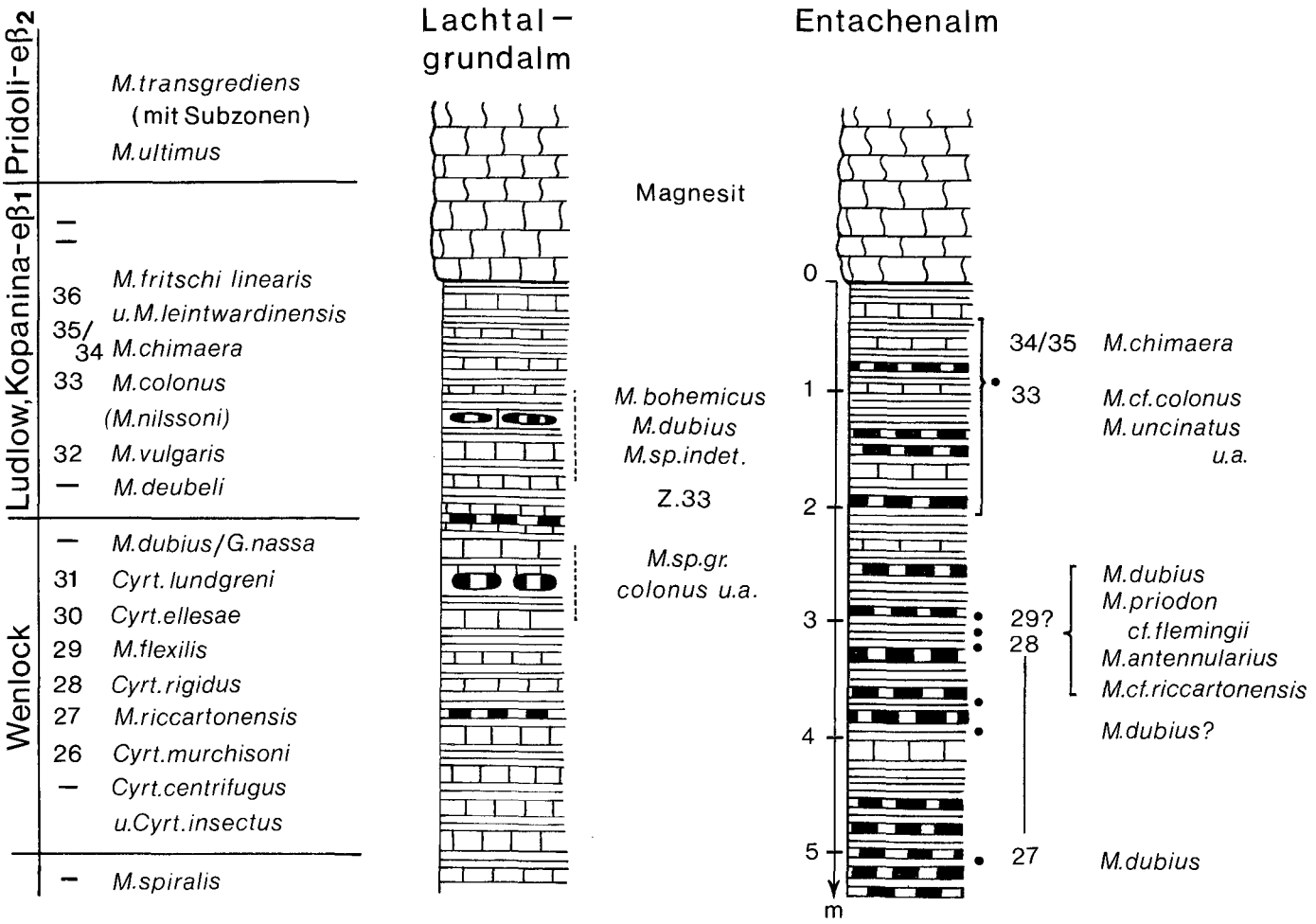


Abb. 54: Die Graptolithenvorkommen an der Lachtalgrundalm bei Fieberbrunn (Tirol) und an der Entachenalm bei Hintertal (Salzburg). Nach H. JAEGER 1978.

allmählich in eine tonig-sandige Matrix über. Die Geröllgemeinschaft bleibt jedoch gleich, sieht man von der Abnahme von Porphyroid als Komponente ab.

Als z. T. äquivalente Bildungen über den tieferen Wildschönauer Schiefern bzw. dem Porphyroid sind Arkosen, Feinkonglomerate und gradierte Sandsteine im Gebiet der Spießnägel südlich Kirchberg aufzufassen (N. AL-HASANI & H. MOSTLER 1969). Ebenso können damit die basalen Sandsteine im Profil Westendorf, etwa 7 km westlich von Kitzbühel parallelisiert werden. Beide Vorkommen sind im Hangenden mit Kalken des mittleren und höheren Llandovery sedimentär verbunden (H. MOSTLER 1968, 1970). Daraus ergibt sich analog dem Ostabschnitt der Grauwackenzone, den Karnischen Alpen und den Karawanken auch für die Kitzbüheler Alpen die Vorstellung, daß dieser klastische Horizont an den Beginn des Silurs gehört. Trifft dies zu, ist es naheliegend, auch diese Sedimente im Zusammenhang mit der weltweit zu beobachtenden Transgression des Silurmeeres zu sehen und in Übereinstimmung mit H. MOSTLER 1968, 1970 teilweise als Transgressionskonglomerate zu deuten. Gleichzeitig führen diese Überlegungen aber zur Schlußfolgerung, daß zwischen dem älteren Porphyroid und dem transgressiven Silur örtlich mit Schichtlücken zu rechnen ist.

Im Zusammenwirken von bruchtektonischer Aktivität zu Beginn des Silurs und unterschiedlicher Mächtigkeit des oberordovizischen Porphyroids erklärt sich die Vielfalt der silurischen Ablagerungen. Sie reichen von einer ± monotonen Schieferfazies („Höhere Wildschönauer Schiefer") über Schwellenbildungen mit kondensierten Abfolgen bis zu Flachwasserkalken, die vor allem das Bild im Llandovery prägten (H. MOSTLER 1970).

Die höheren Wildschönauer Schiefer (= Dientener Schiefer, partim)

Die Unterschiede zu den älteren Schiefern liegen vor allem in der Mächtigkeit, die 200 m nicht übersteigt, weiters im Fehlen von Grüngesteinen, dem Auftreten von konglomeratischen Partien und der dunklen, bisweilen schwarzen Farbe der Gesteine. Nach oben gehen sie in eine 10–30 m mächtige Wechsellagerung von Kieselschiefern und Karbonaten des mittleren bis höheren Silurs über (z. B. Lachtalgrundalm bei Fieberbrunn, Hahnenkamm, Kitzbüheler Horn-Südseite, Hohe Salve). Über diesem Dolomit-Kieselschiefer-Komplex (H. MOSTLER 1966a) folgte nach einem überregionalen Fazieswechsel in oder über der Graptolithenzone 34/35, d. h. nach dem Unter-Ludlow der Beginn der geschlossenen Karbonatentwicklung.

Im Gebiet von Schwaz vermutete allerdings H. PIRKL 1961 ein Höherreichen der Wildschönauer Schiefer bis an die Basis des Schwazer Dolomits (Unterdevon). Eine Bestätigung für diese Annahme steht aber noch aus, da im Grenzbereich zwischen den Wildschönauer Schiefern und den max. 10 m mächtigen Quarziten, die den Schwazer Dolomit unterlagern, bisher noch keine Fossilien gefunden werden konnten.

Der oben genannte Dolomit-Kieselschiefer-Komplex lieferte an der Lachtalgrundalm bei Fieberbrunn bestimmbare Graptolithen (H. JAEGER 1978, Abb. 54), nämlich

Monograptus bohemicus (BARRANDE)
Monograptus dubius cf. *frequens* (JAEKEL)
Monograptus sp. indet. ex grege *colonus* (BARRANDE)?

Nach diesen Formen und gleichzeitigen Conodonten (sagitta-Zone) ist die Fundschichte mit der Graptolithenzone 33 im Unter-Ludlow zu datieren (H. MOSTLER 1966a).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Kalke des älteren Silurs (Abb. 53)

Im Westabschnitt der Grauwackenzone sind untersilurische Karbonatgesteine bisher nur aus der Umgebung von Kitzbühel bekannt (Lachtalalm, Westendorf, Spießnägel). Es handelt sich um wenige Meter mächtige kondensierte Kieselknollenkalke, rote Kieselkalke und bis 30 m mächtige Crinoiden- und schwarze bioarenitische Kalke, die der *celloni*-Zone, d. h. dem jüngeren Llandovery angehören (H. MOSTLER 1967, 1968, N. AL-HASANI & H. MOSTLER 1969). Die unterschiedliche litho- und biofazielle Ausbildung und die Verteilung dieser Typen weist für diese Zeit auf eine Gliederung des Ablagerungsraumes vom flachen Wasser bis in Stillwasserbereiche (Abb. 53). Örtlich sind den Karbonatsedimenten Tuffite zwischengeschaltet; sie wurden einer Spätphase des älteren Quarzporphyr-Vulkanismus zugeordnet, doch scheint ein kausaler Zusammenhang mit der frühsilurischen Faziesdifferenzierung wahrscheinlicher.

Karbonate des Mittel- und Obersilurs

Noch innerhalb der *amorphognathoides*-Zone (= ältestes Wenlock) vollzog sich im Kitzbüheler Altpaläozoikum ein einheitlicher Wechsel zu laminierten Dolomiten, die dünne Kieselschieferlagen zwischenschalten (Dolomit-Kieselschiefer-Komplex nach H. MOSTLER 1966a). Das maximal 30 m mächtige Schichtglied reicht bis ins ältere Ludlow (vgl. Abb. 49). Über der *ploeckensis*-Zone (= ab Mittel-Ludlow) folgen ca. 10 m schwarze laminierte Dolomite, die lokal von grauen, bis 17 m mächtigen Orthocerenkalken vertreten sein können. Darüber kommt es zur Ausbildung meist heller, aber auch brauner Dolomite sowie rötlicher Cephalopodendolomite und Flaserdolomite mit zwischengeschalteten Kalken (Kitzbüheler Horn-Serie). Diese Entwicklung beginnt im Obersilur (*eosteinhornensis*-Zone); ihre Obergrenze liegt vermutlich im Pragium (G. EMMANUILIDIS & H. MOSTLER 1970).

Das Devon

Nach den bisherigen Ergebnissen hielt die obersilurische Karbonatentwicklung über die Silur/Devon-Grenze an (G. EMMANUILIDIS & H. MOSTLER 1970, A. MAVRIDIS & H. MOSTLER 1970, H. MOSTLER 1973). Neben der schon oben erwähnten Kitzbüheler Horn-Serie ist im Unterdevon vor allem der bis 600 m mächtige Schwazer Dolomit anzuführen (Abb. 52), der von Schwaz im Westen bis östlich des Wörgler Baches einen ± zusammenhängenden Zug bildet (H. PIRKL 1961). Es handelt sich um einen meist grauen, grobkörnig kristallinen Dolomitkörper, der die Zeitspanne vom Lochkov bis in das Prag repräsentiert. Mikrofaziell können zwei Typen unterschieden werden: Während im unteren Teil biogenarme bis biogenfreie laminierte Dolomite vorherrschen, besteht die Hauptmasse darüber aus dolomitisierten organodetritischen Kalken mit Orthoceren, Crinoiden, Korallen, Bivalven und anderem Fossilschutt. Aus den tieferen Anteilen im Schwazer Dolomit führte H. PIRKL 1961 an:

Syringaxon zimmermanni (WEISSERMEL)
Thamnopora cf. *reticulata* (DE BLAINVILLE)
Coenites (?) *volaicus* (CHARLESWORTH)

Der Spielbergdolomit (A. MAVRIDIS & H. MOSTLER 1970) baut hingegen den Karbonatgesteinszug von Kitzbühel im Westen bis Leogang im Osten auf. Lithofaziell gleichen diese Dolomite dem Schwazer Dolomit, da sie ebenfalls reichlich Biogenschutt, wie Crinoiden, Korallen, Bryozoen, Gastropoden und Stromatoporen führen. Untergeordnet kommen auch rötliche bis graue, mitunter schwarze Dolomite vor. Letztere können relativ fossilreich sein, doch ist die Erhaltung stets nur mäßig und exakte Bestimmungen sind daher kaum möglich. Immerhin erlauben Korallen die Feststellung, daß im Spielbergdolomit Unterdevon vertreten ist und die jüngsten Anteile vielleicht bis ins ältere Mitteldevon reichen könnten.

Den Spielbergdolomiten steht in einem südlichen, tektonisch getrennten Streifen eine z. T. gleich alte Fazies gegenüber (Südfazies), die in ihren basalen unterdevonischen Partien Anklänge an den Schwazer Dolomit (bis 140 m helle Dolomite) erkennen läßt. Darüber folgen – biostratigraphisch bis jetzt noch nicht genau erfaßt – rote Flaserdolomite und vorwiegend dunkle Dolomite des höheren Unterdevons und Mitteldevons. Den Abschluß bilden maximal 10 m mächtige Tonschiefer, Kieselschiefer, tonreiche Kalke und Flaserkalke, die nach Conodonten in die Cheiloceras-Stufe zu stellen sind. Im älteren Famenne endete damit das bis heute bekannte Altpaläozoikum des Westabschnitts der Grauwackenzone (Abb. 52).

Das Post-Variszikum (Hochfilzener Schichten pt.)

In den nördlichen Kitzbüheler Alpen ist ein ca. 4 km breiter Streifen von örtlich karbonen, vorwiegend aber permoskythischen Ablagerungen den Kalkalpen z. T. weit vorgelagert und mit der altpaläozoischen Grauwackenzone verschuppt oder noch in einem Transgressionsverband (W. DEL NEGRO 1970). Häufig ist am Kontakt eine Basalbrekzie ausgebildet, die als Komponenten die meisten der in der Grauwackenzone vorkommenden Gesteine oder nur Untergrund-bezogene Gesteine führt. Darüber folgen rote Schiefer, Sandsteine und Magnesiteinschaltungen; Quarzporphyrtuffe schließen diesen Zyklus nach oben ab (W. HEISSEL 1972, J.-M. SCHRAMM 1973, 1977, A. TOLLMANN 1976).

Recht unvermittelt setzen anschließend polymikte Konglomerathorizonte ein, die durch sandige Schieferlagen getrennt werden. Erst im Oberrotliegend und im Zechstein treten die Grobschüttungen wieder in den Hintergrund. An ihre Stelle treten sandige Schiefer und rote Sandsteine als ein Zwischenglied des insgesamt etwa 250 m mächtigen Permoskythsandsteins.

Im klastischen Perm der Grauwackenzone fehlt bisher jeder Fossilnachweis. Regionale Vergleiche zeigten aber überzeugend die Niveaugebundenheit der Quarzporphyre zwischen dem Unter- und Oberrotliegend. Daher ist versucht worden, diese Zeitmarke auch für die Gliederung des Postvariszikums in den Kitzbüheler Alpen anzuwenden, zumal die Lithologie die Annahme einer deutlichen Zäsur der Sedimentationsbedingungen gut stützen kann. Die tektonische Umgestaltung, die einen Umschlag in der Sedimentation zur Folge hatte, ist nach diesen Überlegungen als Ausdruck der Saalischen Phase zu werten.

Im Schwarzleotal westlich Leogang soll seit langem ein Vorkommen von pflanzenführendem Karbon bekannt sein. W. J. JONGMANNS bestimmte daraus Visé- und Westfal-Floren. Dieses Vorkommen konnte aber bisher nicht wiedergefunden werden (mdl. Mitt. J.-M. SCHRAMM). Daher ist auch die Beziehung von Karbon zu den oben genannten Permoskythablagerungen ungeklärt.

Bemerkungen zur Tektonik

In älteren Arbeiten wurde wiederholt die Ansicht vertreten, daß die Kitzbüheler Alpen durch einen nordvergenten, großräumigen Falten- und Schuppenbau charakterisiert sind, aber die Frage des Anteils von variszischer und alpidischer Tektonik an diesem Bau nur schwierig zu beantworten sei. Das gleiche Problem stellt sich auch heute: Da aus tektonischen, paläogeographischen und faziellen Gründen ein gemeinsamer Ferntransport der Nördlichen Grauwackenzone und der Kalkalpen aus einem weit im Süden gelegenen Bereich in alpidischer Zeit heute mehr denn je wahrscheinlich ist, ergibt sich die Frage, in welchem Maße variszische Strukturelemente dabei unversehrt mittransportiert worden sind. Eine Antwort kann nur die gleichzeitige Analyse des Flächen- und Achsengefüges von Grauwackenzone und Kalkalpensüdrand geben. Sollte der Strukturplan in beiden Ein-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

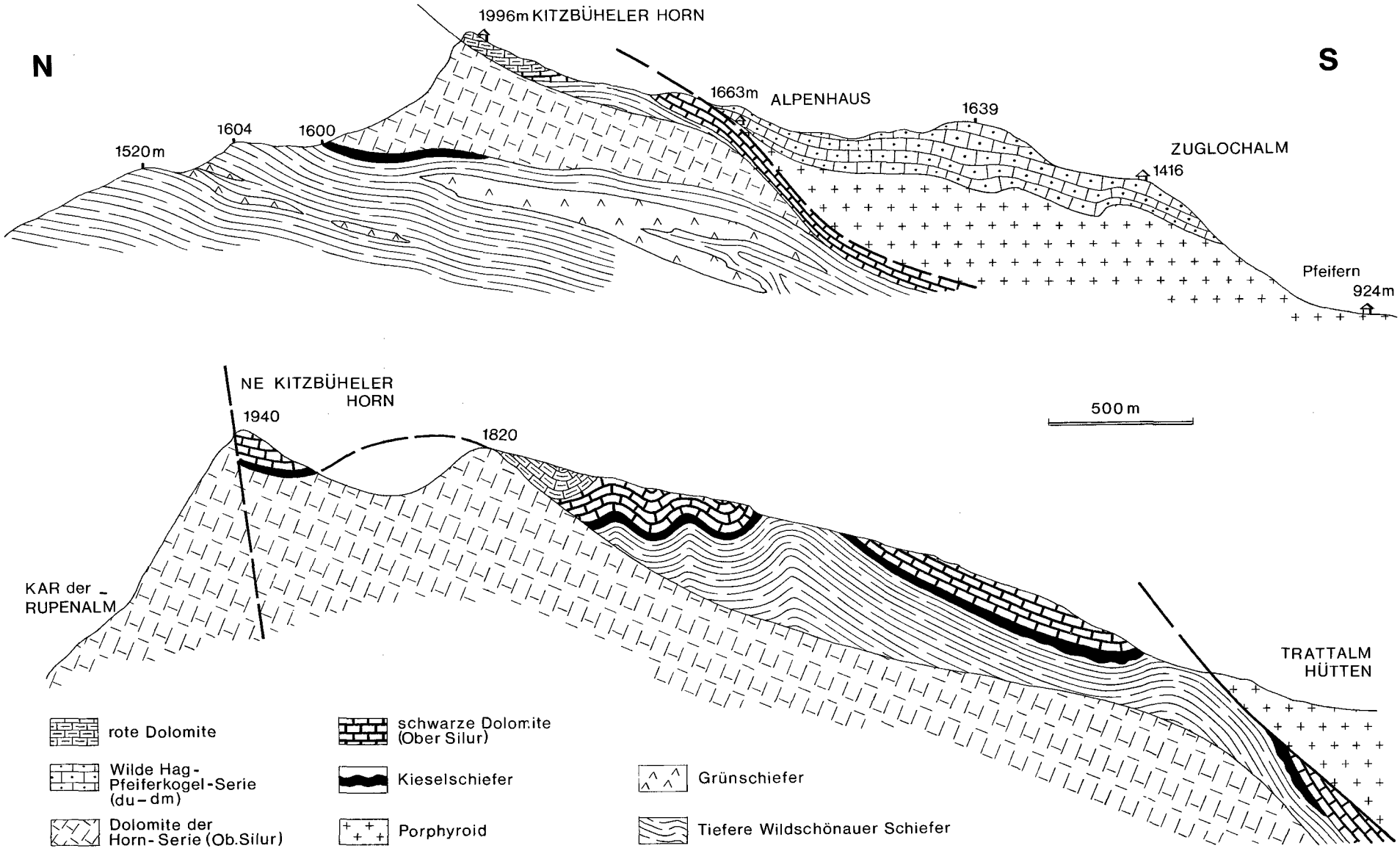


Abb. 55: Der Bau des Kitzbüheler Horns (nach G. EMMANUILIDIS & H. MÖSTLER 1970, umgezeichnet).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

heiten gleich oder ähnlich sein (dies scheint der Fall zu sein), sind voralpidische Strukturen von alpidischen im Altpaläozoikum wohl kaum mehr zu unterscheiden.

Der hier behandelte Abschnitt der Grauwackenzone gliedert sich in vier, E–W streichende, von der Fazies bestimmte tektonische Einheiten (= Faziesdecken, Abb. 51). Sie grenzen längs nordvergenter Überschiebungs- und Aufschiebungslinien aneinander oder sind durch steilstehende Brüche getrennt. An diesen Störungen sind Steilstellungen zu beobachten, die bis zur Überkippung gehen können oder es kommt an den Deckenstirnen zur Hochschleppung von Schürflingen und zur Abscherung einzelner Stirnschuppen (Abb. 55). Zum reichhaltigen tektonischen Inventar gehören ferner Stauchungen, nordvergente Faltungen und Ausquetschungen einzelner Schichtglieder, so daß z. B. Devon auf dem Oberordoviz-Porphyroid bzw. direkt auf den Wildschönauer Schiefern liegen kann (A. MAVRIDIS & H. MOSTLER 1970, G. EMMANUILIDIS & H. MOSTLER 1970).

Im Norden der Grauwackenzone herrscht allgemein steiles Südfallen, im Süden hingegen Nordfallen. Die Achsen aller Einheiten haben vorwiegend E–W Richtung und fallen flach nach Osten und gelegentlich auch nach Westen. Diese E–W streichenden Großstrukturen werden von N–S und NE–SW Brüchen nur gering gestört.

Das Prinzip von Faziesdecken tritt im Zug des Spielbergdolomits besonders deutlich hervor (G. EMMANUILIDIS & H. MOSTLER 1970). Hier dürfte eine weiträumige Überschiebung über eine im Süden und Norden faziell ähnliche Einheit („Südfazies") mit nachträglicher Einmuldung und erneuter Anpressung erfolgt sein. Überdies zeigt sich, daß zwischen der größten Porphyroidmächtigkeit und der Mächtigkeit der devonischen Karbonate (organodetritische Spielbergdolomite) eine gute Korrelation herrscht. Diese nicht nur auf das Kitzbüheler Altpaläozoikum beschränkte Erscheinung läßt somit den Schluß zu, daß in Hochzonen, d. h. in Gebieten mit maximaler ursprünglicher Porphyroidakkumulation, bevorzugt organogene Karbonatproduktion stattfand.

Von der Zeller Furche bis Radstadt

Das Kitzbüheler Altpaläozoikum setzt östlich der Zeller Furche in einen nach E schmäler werdenden Streifen fort. Die Nordgrenze folgt der Linie Saalfelden–Alm–Bischofshofen–Fritzbach–Filzmoos zum Südfuß des Dachstein. Während hier örtlich noch der normale Transgressionsverband der Grauwackenzone mit den Kalkalpen erhalten ist (es überwiegt intensive Schuppenbildung zwischen Altpaläozoikum und Kalkalpen-Basis, zum Beispiel im „Werfener Schuppenland"), ist der Südrand eine bedeutende Störungszone, die im Westen als Salzachtalstörung (Tauernnordrandstörung) sehr markant in Erscheinung tritt; sie setzt sich nach Osten in die Grenze zwischen Ennstaler Phylliten und dem südlich anschließenden Kristallin der Niederen Tauern fort (W. DEL NEGRO 1970). An ihr keilt im Forstautal das Schladminger Kristallin tektonisch nach Westen aus, doch markieren vereinzelt Kristallinlamellen und Reste zentralalpinen Mesozoikums den weiteren Verlauf der Grenzfuge. Bei Fehlen dieser trennenden Elemente ist die Grenzziehung wegen der Ähnlichkeit der Gesteine der Quarzphyllitdecke im Süden (= Radstädter Deckensystem) mit den Phylliten der Grauwackenzone im Norden bedeutend erschwert (R. ROSSNER 1974). Mitunter wird daher die Annahme einer mehrere 100 m breiten Schuppenzone (z. B. zwischen Forstau- und Preuneggtal) den Grenzverhältnissen am Südrand der Grauwackenzone am besten gerecht (G. VOLL 1977).

Der Gesteinsbestand in diesem Segment unterscheidet sich nur unwesentlich vom Kitzbüheler Altpaläozoikum. So nehmen auch hier die früher unter der Bezeichnung Pinzgauer Phyllit bekannten Schiefer im Liegenden des oberordovizischen Porphyroids die größte Verbreitung ein. Sie entsprechen in lithologischer Hinsicht völlig den oben genannten Wildschönauer Schiefern; etwa zwei Drittel des Gesamtumfangs besteht aus pelitischen Folgen, der Rest wird von Subgrauwacken gebildet. In diesen Schieferkomplex schalten sich z. T. mächtige basische Laven und Tuffe ein. Erstere sind hier weit häufiger als im Kitzbüheler Raum. Von den Diabasen sind solche mit ophitischer Struktur mengenmäßig am stärksten verbreitet. Mit porphyrischen Diabasen sind Kristalltuffe bis lapilliführende Tuffe verbunden, die durch ihre rotviolette bis intensiv grüne Färbung im Gelände auffallen (vgl. F. K. BAUER et al. 1969).

Die Porphyroide treten in diesem Abschnitt in zwei Typen auf. Neben massigen Porphyroiden sind häufig Serizitschiefer entwickelt, die als stark verschieferte Porphyroide gedeutet werden. Sie treten im Vergleich zu den Tuffen und Tuffiten jedoch stark zurück.

Auffallend sind auch in diesem Gebiet die stark schwankenden primären Mächtigkeiten des Porphyroids, die ähnlich dem Kitzbüheler Raum im Hangenden in feinkonglomeratische Partien übergehen, in denen der Gesteinsbestand der Unterlage aufgearbeitet ist.

Dientner Schiefer

Unter dieser Bezeichnung wird in der Salzburger Grauwakkenzone eine feinklastische Folge des jüngeren Llandovery bis mittleren Wenlock verstanden, die von den älteren Grauwackenschiefern stets gut abtrennbar ist. Es handelt sich um schwarze Tonschiefer, Alaunschiefer, Kieselschiefer und Lydite, die im höheren Teil bituminöse Kalkbänke einschalten. Daraus entwickelt sich im Hangenden die „Kalk-Kieselschiefer-Serie" = „Dolomit-Kieselschiefer-Komplex" um Kitzbühel.

Während aus dem Niveau mit den dunklen Kalklagen am Nagelschmiedpalfen bei Dienten eine reiche Muschel- und Orthocerenfauna stammt, die zuerst von F. v. HAUER 1847 und später von G. STACHE 1879–1890 sowie F. HERITSCH 1929b ausführlich beschrieben wurde, sind aus charakteristischen Dientner Schiefern Graptolithen nur von der Entachenalm bei Hintertal bekannt geworden (H. HAIDEN 1936, O. FRIEDRICH & I. PELTZMANN 1937, H. JAEGER 1978). Nach der Revision dieser Fauna und Neuaufsammlungen unterschied H. JAEGER eine Ludlow- und eine Wenlockfauna. Für das Ludlow (Zone 33 und 34/35) werden genannt (vgl. Abb. 54):

Monograptus uncinatus TULLBERG
Monograptus nilssoni LAPWORTH
Monograptus cf. *roemeri* (BARRANDE)
Monograptus bohemicus (BARRANDE)?
Monograptus dubius (SUESS)
Monograptus chimaera (BARRANDE)
Monograptus cf. *colonus* (BARRANDE)

Da die Fundschicht der Graptolithen höchstens 2 m unter den hangenden Karbonaten (Magnesit) liegt, ergibt sich in Übereinstimmung mit graptolithen- und conodontenstratigraphischen Ergebnissen (H. MOSTLER 1966) in den Kitzbüheler Alpen auch in der Salzburger Grauwackenzone der Beginn der geschlossenen Karbonatfazies in der Graptolithenzone 34/35 oder wenig später, d. h. zu Beginn des Mittel-Ludlows (H. MOSTLER 1966b).

Nach H. JAEGER 1978 treten in den Dientner Schiefern in einem Niveau, das 3–5 m unter den Karbonaten liegt, auch Wenlock-Graptolithen auf und zwar konnten Formen, die für den höheren Teil des unteren bis mittleren Wenlock kennzeichnend sind (Zone 27–29), erstmals nachgewiesen werden (vgl. Abb. 54).

Obersilurische Karbonatbildungen

Über den Dientner Schiefern folgen nach einer geringmächtigen Übergangszone zwei unterschiedliche Karbonatentwicklungen, nämlich zum einen mindestens 40 m mächtige gebankte graue Crinoidenkalke, die nach Osten bis St. Johann einen mächtigen Zug aufbauen, zum anderen dunkelbraune bis ockrige

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

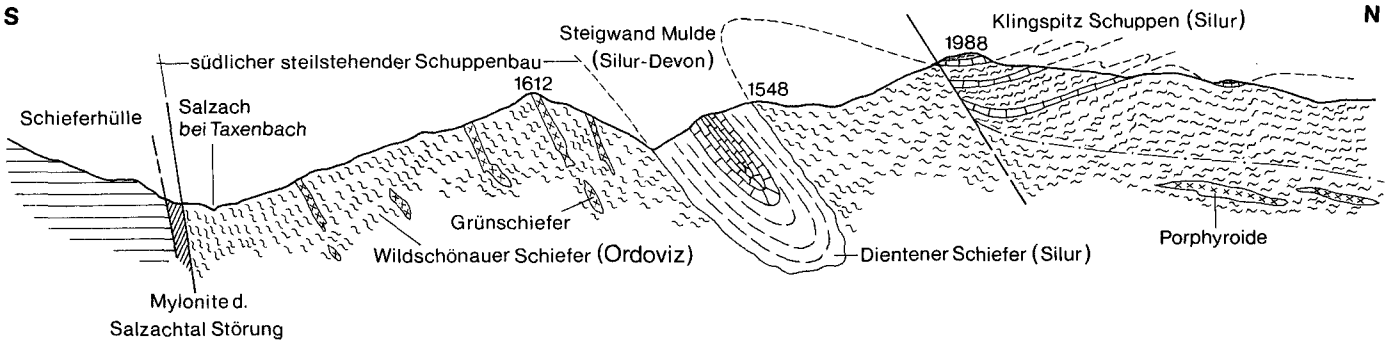


Abb. 56: Ein N–S-Profil durch die Salzburger Grauwackenzone im Gebiet südlich von Dienten (nach F. K. BAUER et. al. 1969).

ostracodenführende Kalkmergel mit Mächtigkeiten bis 120 m. Bisher fehlen Beweise, daß eine der beiden Fazies die Silur/Devon-Grenze überschreitet. Als weiterer auffallender Unterschied gegenüber dem Kitzbüheler Altpaläozoikum ist das fast völlige Fehlen von Dolomiten besonders bemerkenswert (H. MOSTLER 1968, F. K. BAUER et al. 1969).

Das Postvariszikum

Im Mitterberger Gebiet folgt über dem Altpaläozoikum der Grauwackenzone das mit Hilfe von Sporen ins Oberkarbon eingestufte Gainfeldkonglomerat, das vielleicht mit ähnlichen Bildungen bei Filzmoos parallelisiert werden kann. Über diesen nur lokal auftretenden groben Basishorizont schließt eine etwa 900 m mächtige, vorwiegend feinklastische Permoskyth-Folge an (H. MOSTLER 1972c).

Der tiefere, etwa 200 m mächtige Anteil besteht aus rotviolett gefärbten Quarziten und sandigen Schiefern, in denen lokal Dolomit und Magnesitkonkretionen eine leicht salinare Fazies andeuten („violette Serie", Fellersbachschichten). Etwa im Mittelteil schalten sich örtlich Quarzporphyrtuffe ein, die auch hier als lithostratigraphischer Bezugspunkt für die Grenze Unter/Oberrotliegend gewertet werden. Darüber folgen 600–700 m mächtige „grüne Schichten" (Mitterberger Schichten), die aus grünen und grauen Schiefern, Sandsteinen und Geröllschiefern bestehen. Wie im Liegenden, geben auch hier Einschaltungen von Haselgebirge („Grüne Brekzie"), Gips und Anhydrit Hinweise auf Salinarbedingungen. Es dürfte sich demnach um Ablagerungen des extremen Flachwasserbereichs handeln (vgl. L. WEBER et al. 1973, A. TOLLMANN 1976).

Metamorphose und Tektonik

Postkinematische Chloritoidsprossung findet sich als Durchläufermineral in der ganzen Breite der Grauwackenzone. Daneben konnte im Nordbereich Pyrophyllit, Paragonit und mixedlayer Paragonit/Muskowit nachgewiesen werden, während Stilpnomelan erst weiter im Süden auftritt. Nach J.-M. SCHRAMM 1977 war in diesem Segment eine Metamorphose wirksam, die der niedrig temperierten Grünschieferfazies („low grade" nach H. G. F. WINKLER 1976) entspricht.

Nach der Illitkristallinität gehört die gesamte Salzburger Grauwackenzone mit dem Südrand der Kalkalpen in die Epizone.

Die Intensität der variszischen Metamorphose der Grauwakkenzone kann bisher noch nicht in befriedigender Weise angegeben werden.

Zwischen Zeller Furche und dem Salzach-Quertal gliedert sich die Grauwackenzone in zwei tektonische Abschnitte (Abb. 56): Längs des Salzachtals wird der südlichste Bereich der Grauwakkenzone von einer 1–3 km breiten Schuppentektonik beherrscht, die nach Norden in einen steilen Faltenbau übergeht. Daran schließen flach liegende Schuppendecken an, die lokal von kleinräumigen inversen Deckschollen überlagert werden (F. K. BAUER et al. 1969).

Beiderseits der markanten Salzachstörung wird das tektonische Bild von einer deutlichen B-Achsendivergenz bestimmt: Konstant E–W streichenden Achsen im Süden steht im Norden eine Achsenrichtung um 110° mit merkbar steilerem Abtauchen nach Osten gegenüber. Jüngere N–S Störungen und Parallelbrüche der Salzachstörung bewirken eine weitere Zerlegung älterer tektonischer Strukturen in diesem Gebiet.

Über die Grauwackenzone im Ennstal („Ennstaler Quarzphyllite") als verbindendes Element zwischen dem Salzburger Abschnitt und der Hauptentwicklung in der Steiermark wird im Kapitel II. 2.12 ausführlich berichtet.

Eisenerzer Alpen und Palten-Liesingtal

Im Raum zwischen Bruck a. d. Mur, Eisenerz und dem Palten-Liesingtal zeigt die Nördliche Grauwackenzone ihre breiteste Entwicklung (20–25 km Breite) und den vollständigsten Schichtbestand (Abb. 57). Die Vielfalt der hier angetroffenen Gesteine reicht von tonig-sandigen Sedimenten und Kalken über basische und saure Eruptiva bis zu angeblich „altkristallinen" Schollen. Während im Ordoviz und teilweise im Silur klastische Sedimente vorherrschten, setzte im Obersilur und Unterdevon eine mehrere 100 m mächtige Karbonatentwicklung ein. Ihr wird ein Großteil der Kalke am Polster und am Erzberg zugerechnet, weiters der Zug von der Vordernberger Mauer über Eisenerzer Reichenstein, Hohe Lins zum Wildfeld, das Reitingmassiv, die Rauchkoppe, der Zeiritzkampel und die Kalke des Hochspitz wie der Hohen Trott (E. HABERFELNER 1935, K. METZ 1953 u. a.).

Neben der mechanischen Beanspruchung aller Gesteine, hervorgerufen durch die intensive alpidische Einengungstektonik, wurden die polymetamorphen Gesteine der Grauwackenzone und der Südrand der Kalkalpen noch von der alpidischen Metamorphose und Durchbewegung erfaßt, so daß Fossilien nur mehr an wenigen Stellen erhalten sind und nur ungefähre Altershinweise ermöglichen. Wenn trotzdem heute eine sehr ins Detail gehende Gliederung der Schichtfolgen vorgelegt werden kann, so ist dies das Ergebnis bereits erwähnter umfangreicher conodontenstratigraphischer Untersuchungen, die in vielen Fällen auch in schwach metamorphen Komplexen noch zu verläßlichen Daten führten (Abb. 69).

Die Norische Decke

Ordoviz

Wie erwähnt, datieren die ältesten Fossilien der Grauwackenzone die Basis des Porphyroids in der Umgebung von Eisenerz im oberen Caradoc oder an der Grenze zum Ashgill (G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB 1976). Darunter ist eine ± klastische Abfolge entwickelt, die an den Südhängen des Polster 300 m nicht überschreitet, im Südbereich der Grauwackenzone (z. B. Lange Teichen nördliche Kalwang) aber an die 1000 m mächtig werden kann (Abb. 58). Sie besteht aus Serizitschiefern, sandigen Schiefern, Quarziten sowie nahe der Basis geringmächtigen Grün-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

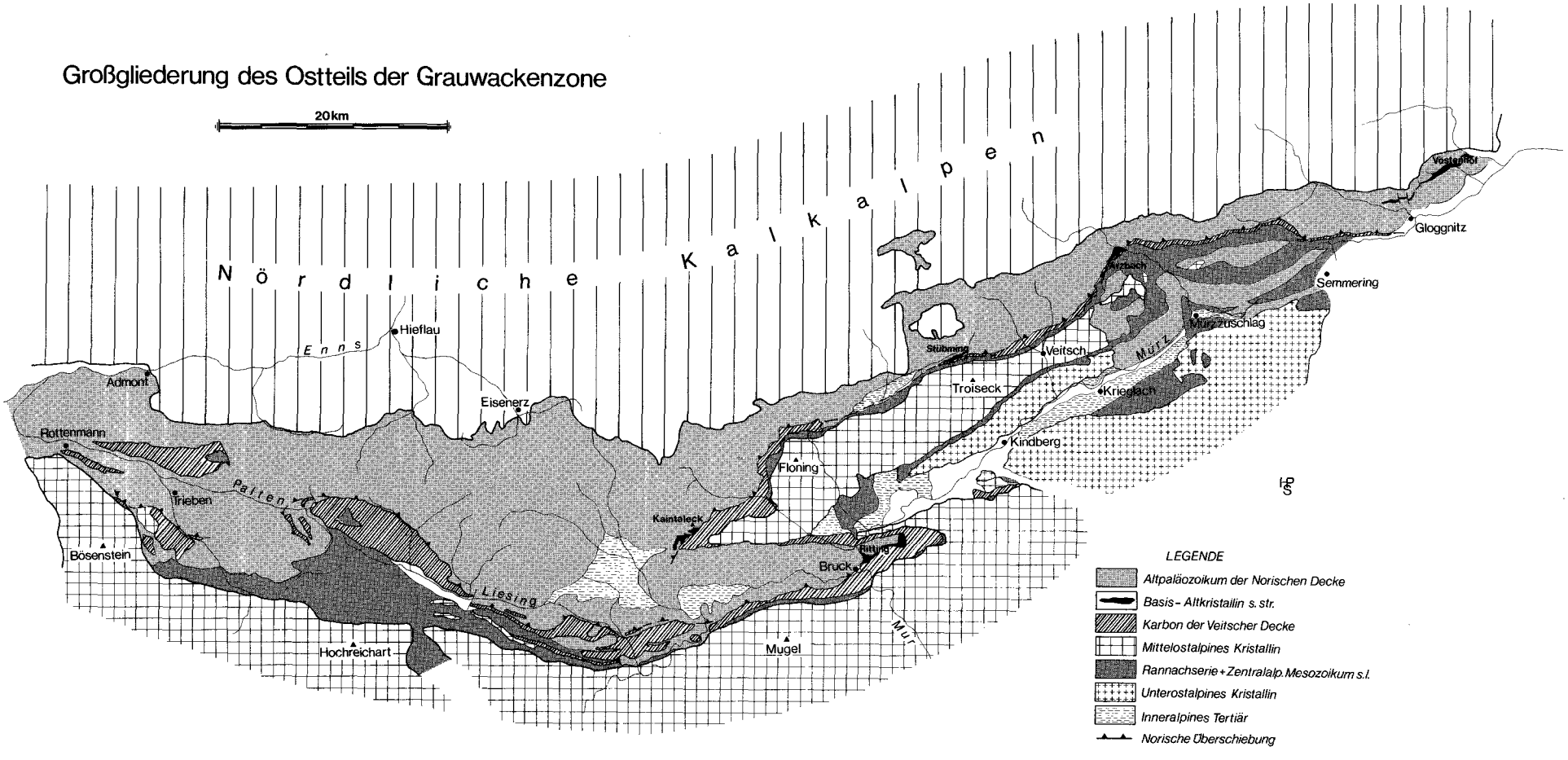


Abb. 57

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

schiefern und einem Marmorband (K. METZ 1940, A. DAURER & H. P. SCHÖNLAUB 1978).

An der unmittelbaren Basis dieses Altpaläozoikums treten nördlich des Liesingtales über mehr als 10 km Längserstreckung konglomeratische Partien auf (Abb. 59). Als Gerölle fanden sich darin Restquarze und auffallend viele helle Orthogneiskomponenten. Letztere weisen auf ein voroberordovizisches Granitmassiv, in dessen Nahbereich der Sedimentationstrog der östlichen Grauwackenzone lag (A. DAURER & H. P. SCHÖNLAUB 1978).

Die nach unten zu progressiv metamorphe Abfolge mit Biotit- und Granatsprossung grenzt tektonisch an die sichtlich geringer metamorphen Schiefer und Kalke der Veitscher Decke (Abb. 59).

In der Umgebung von Eisenerz sind der oben genannten basalen Schichtfolge wenige Meter unter dem Porphyroid bis 30 m mächtige Kalklinsen eingelagert. Sie führen ebenso wie die lokal im Hangenden des Porphyroids über den Polsterquarziten entwickelten Cystoideenkalke Conodonten. Da die Fauna in beiden Niveaus nur geringe Unterschiede zeigt, liegt der Schluß nahe, daß der saure Vulkanismus einen relativ kurzen Zeitraum repräsentiert (G. FLAJS 1964, 1967a, G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB 1976).

Für die Porphyroide im Mittelabschnitt der Grauwackenzone gelten in bezug auf die Lithologie, den Chemismus und die Mächtigkeitsverhältnisse die gleichen Feststellungen wie im Westabschnitt. So zeigt sich etwa am Südrand der Grauwackenzone auf wenige km ein primäres Ausdünnen der noch am Blas-

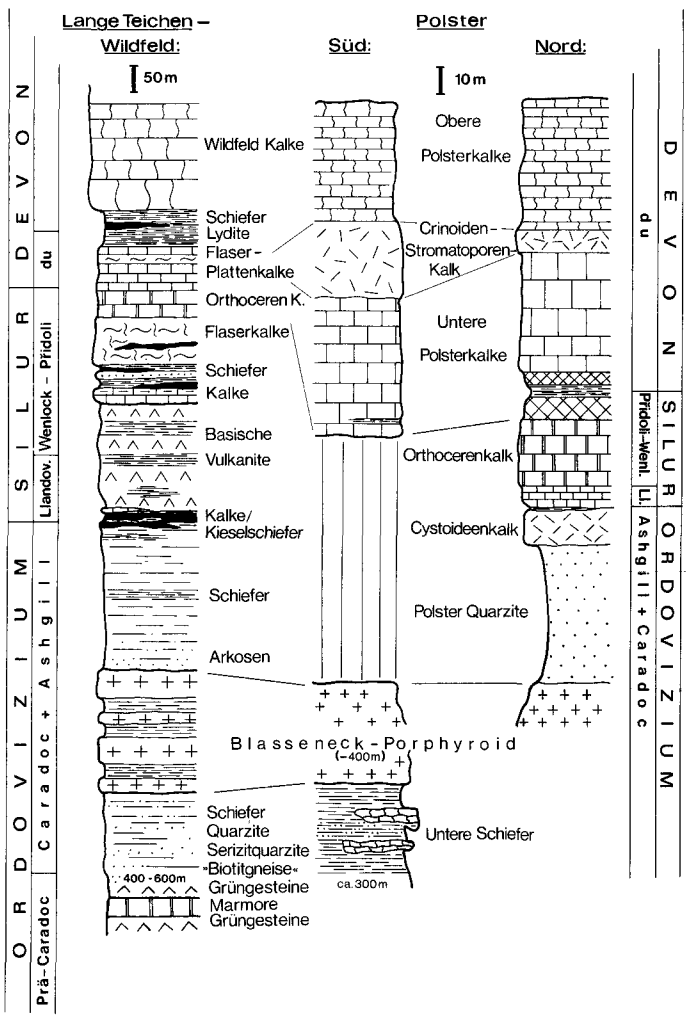


Abb. 58: Die Schichtfolge des Altpaläozoikums der Norischen Decke im Raum Eisenerz–Polster und am Südrand der Eisenerzer Alpen.

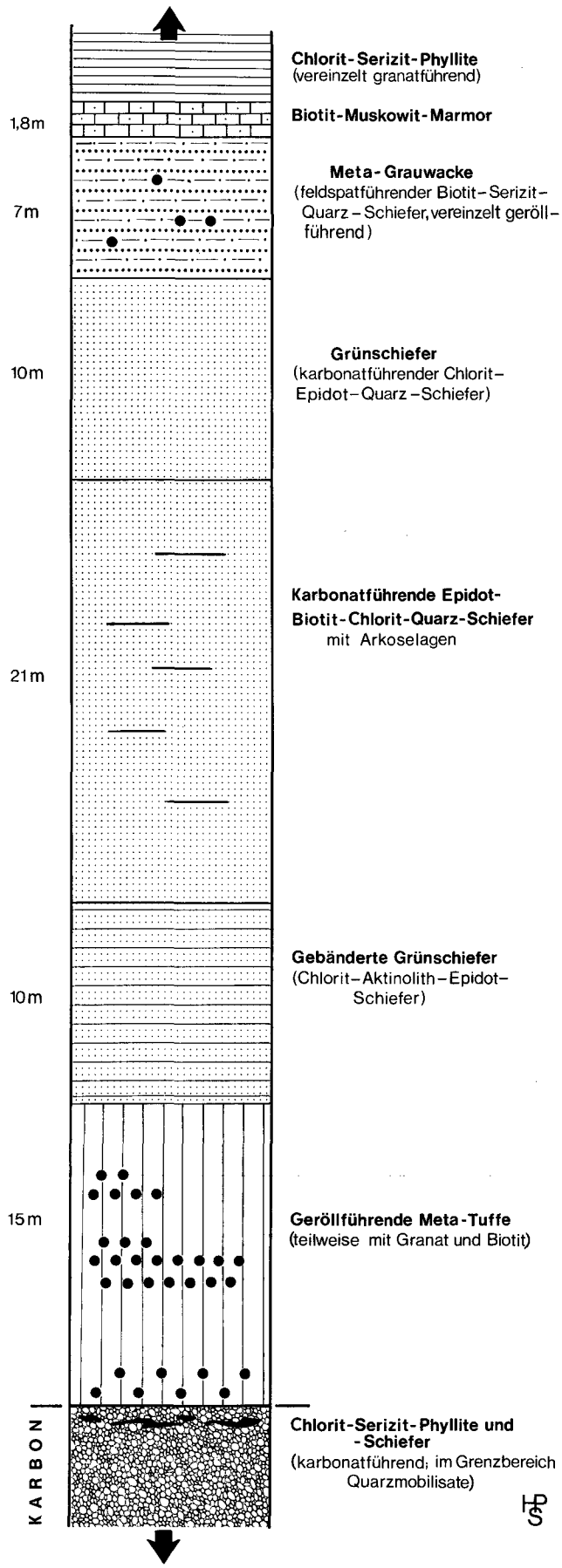


Abb. 59: Basisprofil der Norischen Decke südwestlich des Hohen Gemeindekogels (nach A. DAURER & H. P. SCHÖNLAUB 1978).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

seneck und am Leobner (hier mit ignimbritischen Typen) mehrere 100 m mächtigen Porphyroide in östliche Richtung. Zugleich nimmt nördlich des Liesingtales der Sedimentanteil erheblich zu und es stellen sich örtlich Porphyroidtuffite ein, bis schließlich Vulkanite gänzlich fehlen und durch helle Quarzite vertreten werden (z. B. Reitingau, Magdwiesengraben).

Der Chemismus des Blasseneckporphyroids ist, wie erste Analysen von der neuen Präbichlstraße und vom Polster zeigen (dankenswerterweise von Dipl.-Geol. H. HEINISCH, Univ. München zur Verfügung gestellt), stark sekundär beeinflußt. Die errechneten Mittelwerte zeigen folgende Verteilung (Tab. 4):

Tab. 4

	Gerichtsgraben (N = 9)	σ	Präbichl (N = 13)	σ	ANGEL (1918) (N = 11)	σ
SiO_2	66,71	0,71	67,75	3,70	68,63	4,6
Al_2O_3	16,24	0,39	16,01	1,60	14,69	1,0
Fe_2O_3	4,89	0,28	4,43	1,10	7,03	2,9
MnO	0,05	0,03	0,03	0,009	–	–
MgO	1,38	0,20	1,82	0,70	0,63	0,3
CaO	2,08	0,41	2,17	0,65	1,64	1,0
Na_2O	3,31	0,73	2,82	0,83	3,76	1,5
K_2O	4,05	0,61	3,21	1,07	2,74	0,7
TiO_2	0,66	0,04	0,60	0,16	0,64	0,2
P_2O_5	0,20	0,02	0,17	0,06	0,25	0,1
Summe (wasserfrei)	99,57		99,01		100,00	
H_2O (110°)	0,24	0,04	0,35	0,41		
Glühverlust	3,38	0,46	3,46	0,99		

sammenhang stehen. Bisherige Versuche von Altersbestimmungen am Blasseneckporphyroid (S. SCHARBERT 1977) deuten in die gleiche Richtung.

Die Polsterquarzite als Auflage des Porphyroids sind nur an wenigen Stellen ausgebildet. Sie werden bis 60 m mächtig, sind meist hell und sehr kompakt. In stark verwitterten Zonen führen sie gelegentlich Abdrücke von Bryozoen, Brachiopoden und Echinodermaten, die auf Grund ihrer schlechten Erhaltung aber keine Bestimmung zulassen (G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB 1976). Im Faziesbild des Ordoviziums werden diese Bildungen als Abtragungsschutt der örtlich über den Meeresspiegel aufragenden Porphyroidplatte gedeutet. Dafür spricht, daß sie im Eisenerzer Raum stets an die maximalen Mächtigkeiten des Porphyroids gebunden sind und mit dünnen Kalklagen von Art der Cystoideenkalke in einer geringmächtigen Wechselfolge stehen können („Übergangsporphyroid"). Am Ende des Ordoviz schließen die bis 17 m mächtigen, ebenfalls nur lokal verbreiteten Cystoideenkalke diese Entwicklung ab (z. B. Polster, Rotschütt).

Silur

Das Silur ist im Mittelabschnitt der Grauwackenzone durch eine mannigfaltige Gesteinsgesellschaft gekennzeichnet, die von Karbonaten über Graptolithenschiefer bis zu Vulkaniten reicht. Als Ursachen der mit Beginn des Silurs einsetzenden Faziesdifferenzierung können einerseits die verschieden hoch aufragende oberordovizische Porphyroidplatte, zum anderen Bruchtektonik im Zusammenhang mit basischem Vulkanismus verantwortlich gemacht werden. Beide Erscheinungen erklären die vielenorts beobachteten Schichtlücken zwischen Ordoviz und Silur, die im Extremfall den Zeitraum von Ashgill bis Ludlow umfassen.



Abb. 60: „Löchrige" Kalke am Forstweg Hoheneck-Donnersalm westlich Eisenerz. Die charakteristischen bunten Kalke des Obersilurs führen, unregelmäßig verteilt, zahlreiche cm-große Löcher, die auf die Verwitterung von Eisensulfid-Anreicherungen zurückgehen.

Im Vergleich zu den Porphyroiden der Südalpen (Comelico-Porphyroid) bzw. dem Finstergraben-Porphyroid in der Radmer fallen im Eisenerzer Gebiet deutlich geringere SiO_2-Gehalte und höhere Al_2O_3- und CaO-Werte auf (schrftl. Mitt. H. HEINISCH, 28. 4. 1978). Der darin zum Ausdruck kommende Rhyodacit-Chemismus könnte seine Ursache in einer sekundären Stoffzufuhr haben, d. h. mit der Metasomatose des Erzberges in Zu-

Dennoch herrscht im Schichtverband über den Grenzbereich hinweg überall Konkordanz.

Die Basis des Silurs ist bisher erst am Polster und am östlich folgenden Kamm der Rotschütt bekannt geworden (G. FLAJS 1964, G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB 1976). Es handelt sich am Polster um 0,60 m mächtige Kalksandsteine, die über den erwähnten Cystoideenkalken folgen und hangend von Kalken des

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

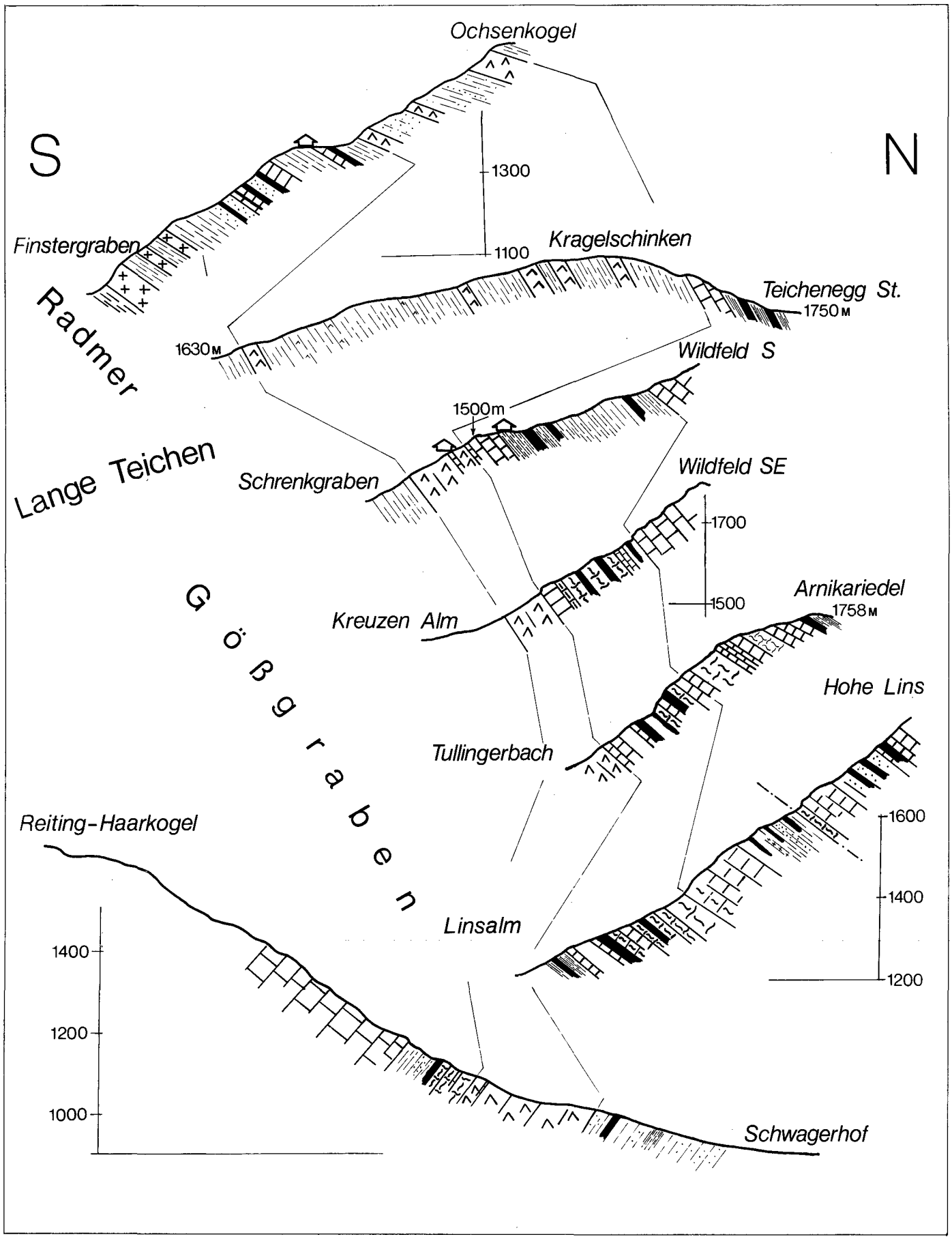


Abb. 61: Profilserie durch die Oberordoviz- bis Devon-Schichtfolge im östlichen Finstergraben, im Talschluß der Langen Teichen und im Gößgraben (Signatur: Kreuze = Blasseneckporphyroid, Häckchen = Grüngesteine des Silurs, Linien = Schiefer i. A., schwarz = Kieselschiefer und Lydite, Mauersignatur = Kalke). Beachte Überlagerung der Wildfeld-Decke durch die Reiting-Decke im Profil Linsalm–Hohe Lins.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Llandovery bzw. auf der Rotschütt von obersilurischen Kalken überlagert werden. Für das mittlere Silur (Wenlock bis Mittel/Ober-Ludlow) ist in den Eisenerzer Alpen in auffallender Übereinstimmung mit dem Kitzbüheler Raum eine von Kieselschiefern dominierte Fazies kennzeichnend. Sie wird in der Umgebung von Eisenerz über 100 m mächtig und besteht hier aus einer Wechselfolge von schwarzen Alaunschiefern, Kieselschiefern und dünnplattigen dunklen Kalken, die nach der *plockensis*-Zone, d. h. im Oberludlow von einer reinen Kalkent-

1931: Diabasschiefer, Chloritschiefer, Amphibol-Plagioklasgesteine), Flaserkalke, Tonschiefer, Eisenkalke, plattige Kalke, Orthocerenkalke und „löchrige" Kalke des Obersilurs (Abb. 60). Die genannte Entwicklung baut die Nordhänge des Finstergrabens auf und zieht nach Osten in den Talschluß des Langen Teichengrabens (Abb. 61); hier spaltet sie sich in zwei Zonen, die in den Gößgraben bzw. nach Südosten in die Reitingau streichen. Im Reitingmassiv unterlagert die gleiche Folge muldenförmig die unterdevonischen Kalke.

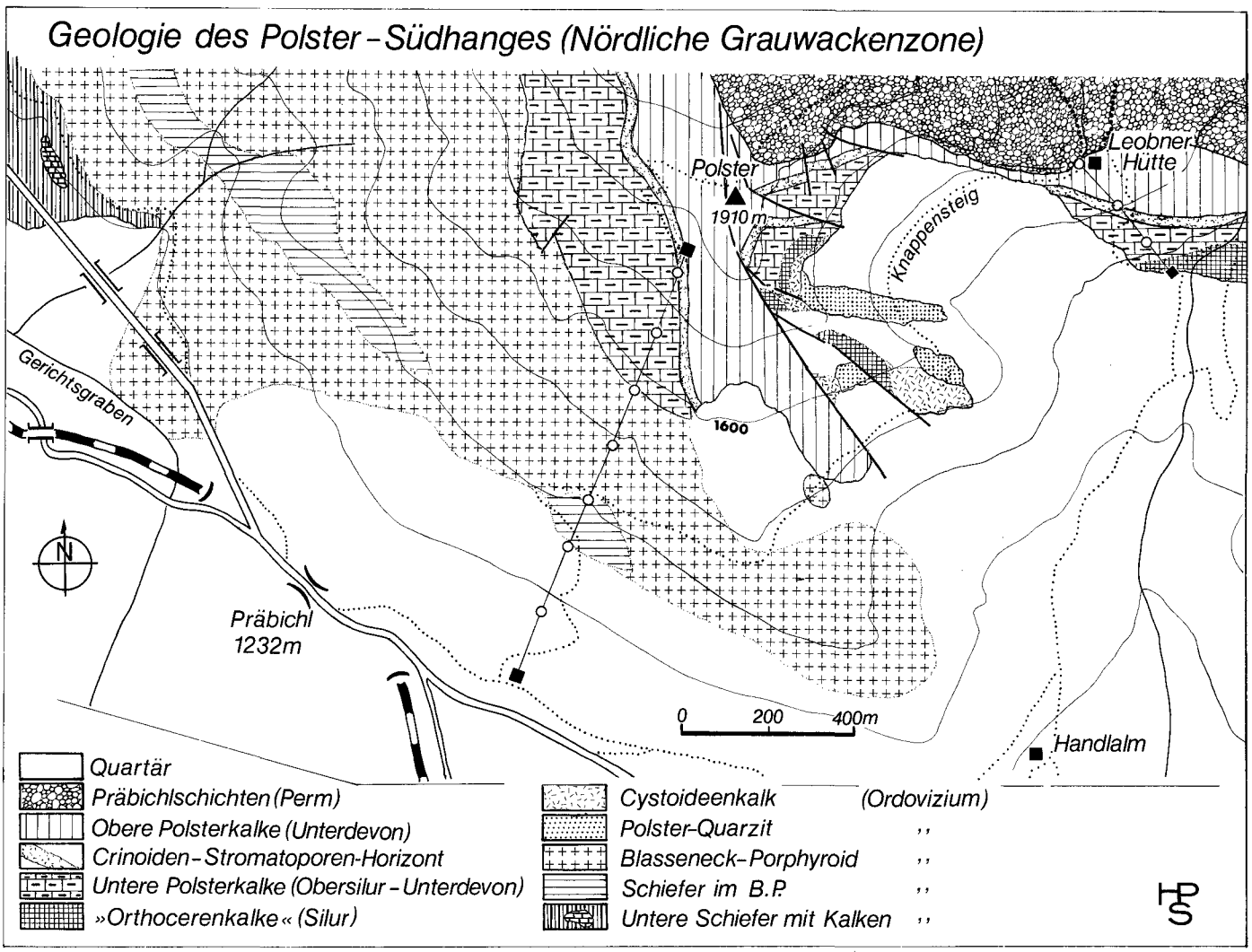


Abb. 62

wicklung verdrängt werden, die auch im Devon fortdauert (G. FLAJS 1967b).

Von den früher in diesem Abschnitt der Grauwackenzone häufig genannten Graptolithenvorkommen ist nur der Sauerbrunngraben bei Eisenerz als solcher anzuerkennen (H. JAEGER 1969, 1978). Die nicht näher bestimmbaren Monograpten weisen in Übereinstimmung mit Conodonten in zwischengeschalteten Kalkbänken auf Silur (Grenzbereich Llandovery/Wenlock). Ordovizische Graptolithen konnten hier ebensowenig bestätigt werden wie angebliche Funde im nahegelegenen Weiritzgraben, am Salberg bei Liezen oder nördlich von Gaishorn (F. HERITSCH 1931b, E. HABERFELNER 1931a, b, E. HABERFELNER & F. HERITSCH 1932).

In den südlichen Eisenerzer Alpen sind die Silurablagerungen viel bunter als im Norden. Hier finden sich im Llandovery schwarze und phyllitische Schiefer, die an der Wende zum Wenlock ebenfalls dunkle Kalkbänke einschalten (G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB 1973). Darüber folgen im Wechsel mit Schwarzschiefern bis 300 m mächtige basische Vulkanite (G. HIESSLEITNER

Nach der bisherigen Kenntnis dieses Raumes hat es den Anschein, daß die erwähnten Kalke ohne merkbaren lithologischen Wechsel die Grenze zum Devon übersteigen. Allerdings ist die Silur/Devon-Grenze in diesem Segment der Grauwackenzone bisher noch nirgends befriedigend erfaßt. Dies hat seinen Grund in den schlecht erhaltenen und wenig charakteristischen Conodonten im vermuteten Grenzbereich, die vorläufig nicht gestatten, die Grenze zwischen Silur und Devon exakt anzugeben.

Devon

Das auffallendste Merkmal des Devons ist im Vergleich zu anderen ostalpinen Paläozoikumsvorkommen die Einheitlichkeit der Karbonatfazies. Es muß allerdings einschränkend bemerkt werden, daß zum gegenwärtigen Zeitpunkt das Devon der Eisenerzer Alpen erst in wenigen Profilen untersucht ist und eine Abgrenzung und Typisierung von Unter-, Mittel- und Oberdevon

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

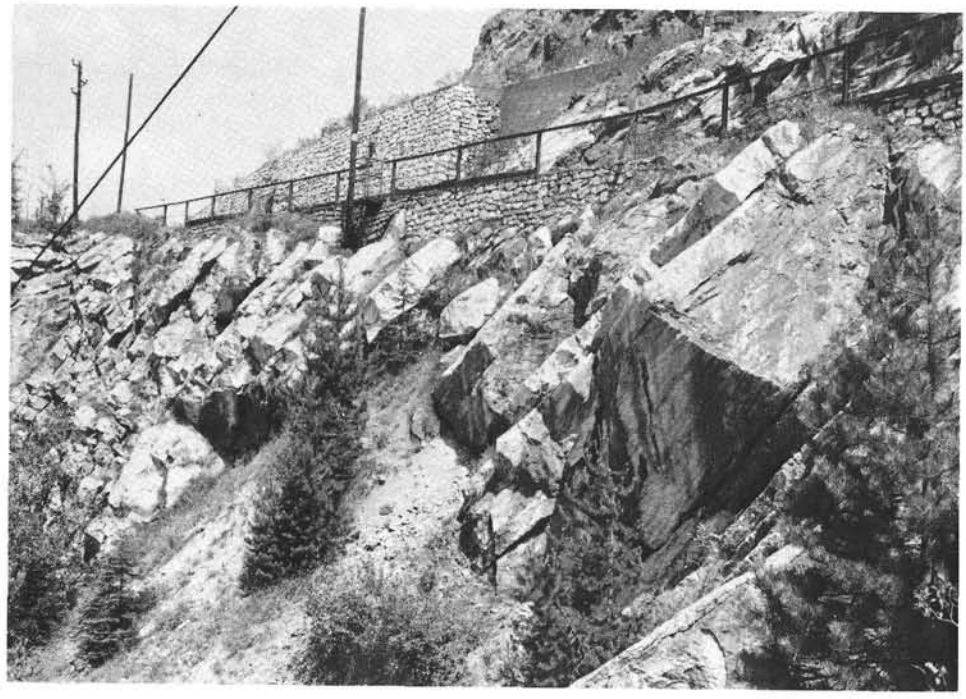


Abb. 63: Die gebankten Sauberger Kalke (oberes Prag-Zlichov) auf der Etage Liedemann am Steirischen Erzberg.

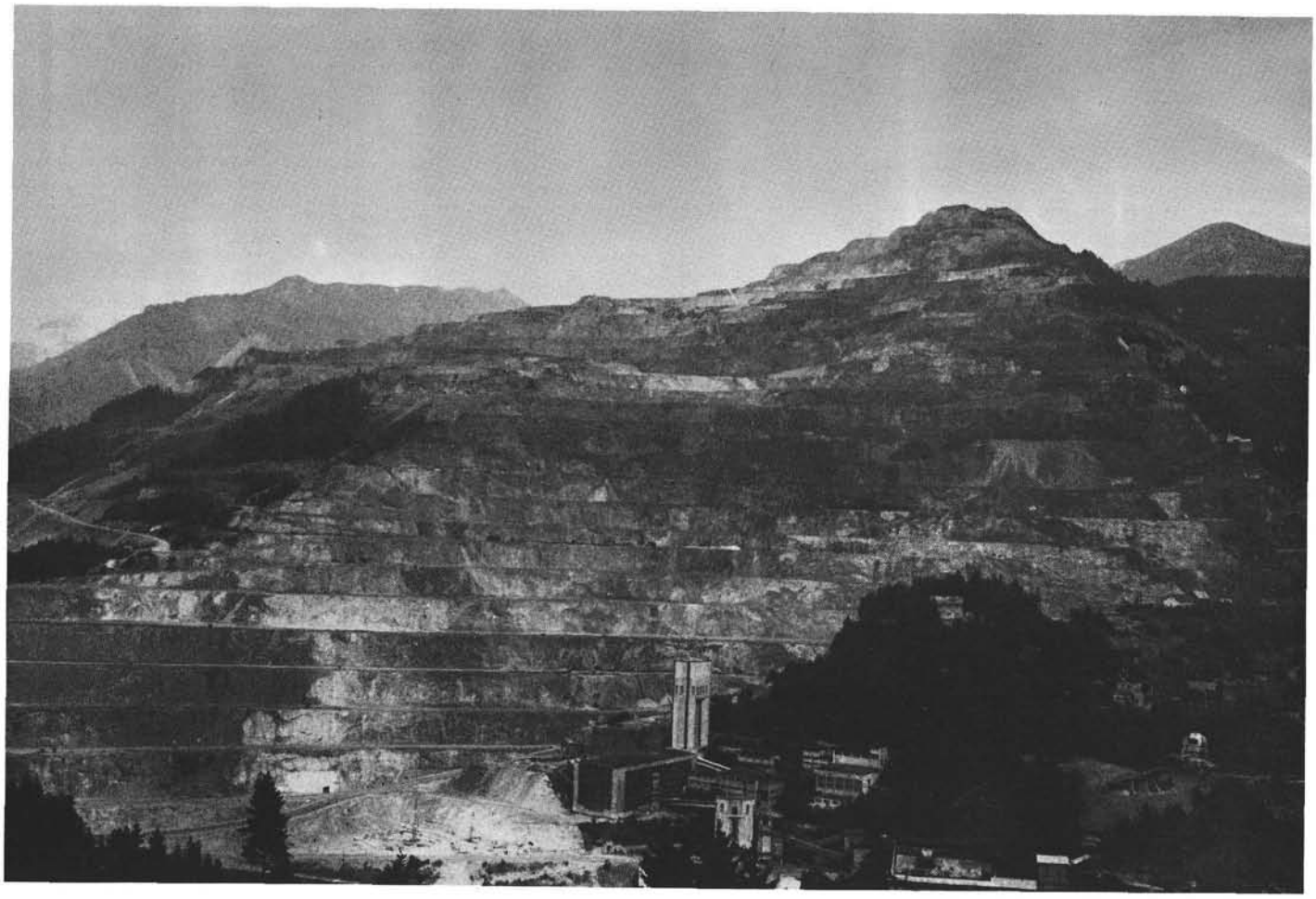


Abb. 64: Blick von Westen (Hoheneck) auf den Steirischen Erzberg.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

in der insgesamt nicht über 400 m mächtigen Entwicklung noch nicht möglich ist.

Im allgemeinen sind die 200–300 m mächtigen Kalke des Unterdevons durch das Vorherrschen von verschiedenfarbigen Flaserkalken und in ihren hangenden Anteilen durch das Auftreten von grob gebankten hellen und rosa geflammten Kalken charakterisiert. Die Flaserkalke können je nach Tongehalt als Kalkknollenschiefer entwickelt sein; sie führen wie die kompakteren Flaserkalke häufig Tentakuliten (z. B. Erzberg, Abb. 64).

Mitunter schalten sich in diese bunte Kalkfolge organodetritische Horizonte mit Mächtigkeiten bis 40 m ein. Es handelt sich um graue, grob gebankte Stromatoporen-Crinoidenkalke des flachen Wassers (z. B. Polster, vgl. Abb. 58, 62), die durch Schuttströme in den Sedimentationsraum der Tentakulitenkalke gelangten (G. Flajs & H. P. Schönlaub 1976).

Als stratigraphische Fixpunkte im Unterdevon gelten Funde der *I. postwoschmidti-* und der *Ancyrodelloides*-Fauna in den bunten „Unteren Polsterkalken" bzw. der liegenden Kalkplatte der Donnersalpe westlich Eisenerz, die damit als sicheres Äquivalent des Lochkovs anzusehen sind. Die höheren, grob gebankten hellen und rosa gefleckten Kalke wurden auch als Sauberger Kalke bezeichnet (Abb. 63, D. Stur 1866). In ihnen fand sich früher (vgl. S. 77) eine bezeichnende Fauna des jüngeren Unterdevons mit Favositiden, Brachiopoden, Cephalopoden und Trilobiten (Scutelliden). Neuerdings bestätigten Conodontenfunde die Einstufung dieser Kalke in das jüngere Unterdevon (oberes Prag–Zlichov; vgl. Exk. Führer Nördl. Grauwackenzone, Hrsg. Geol. B.-A., 1977, Abb. 65).

Das Mitteldevon konnte auf Grund des mäßigen Erhaltungszustandes und der Individuenarmut der Faunen bisher conodonten-

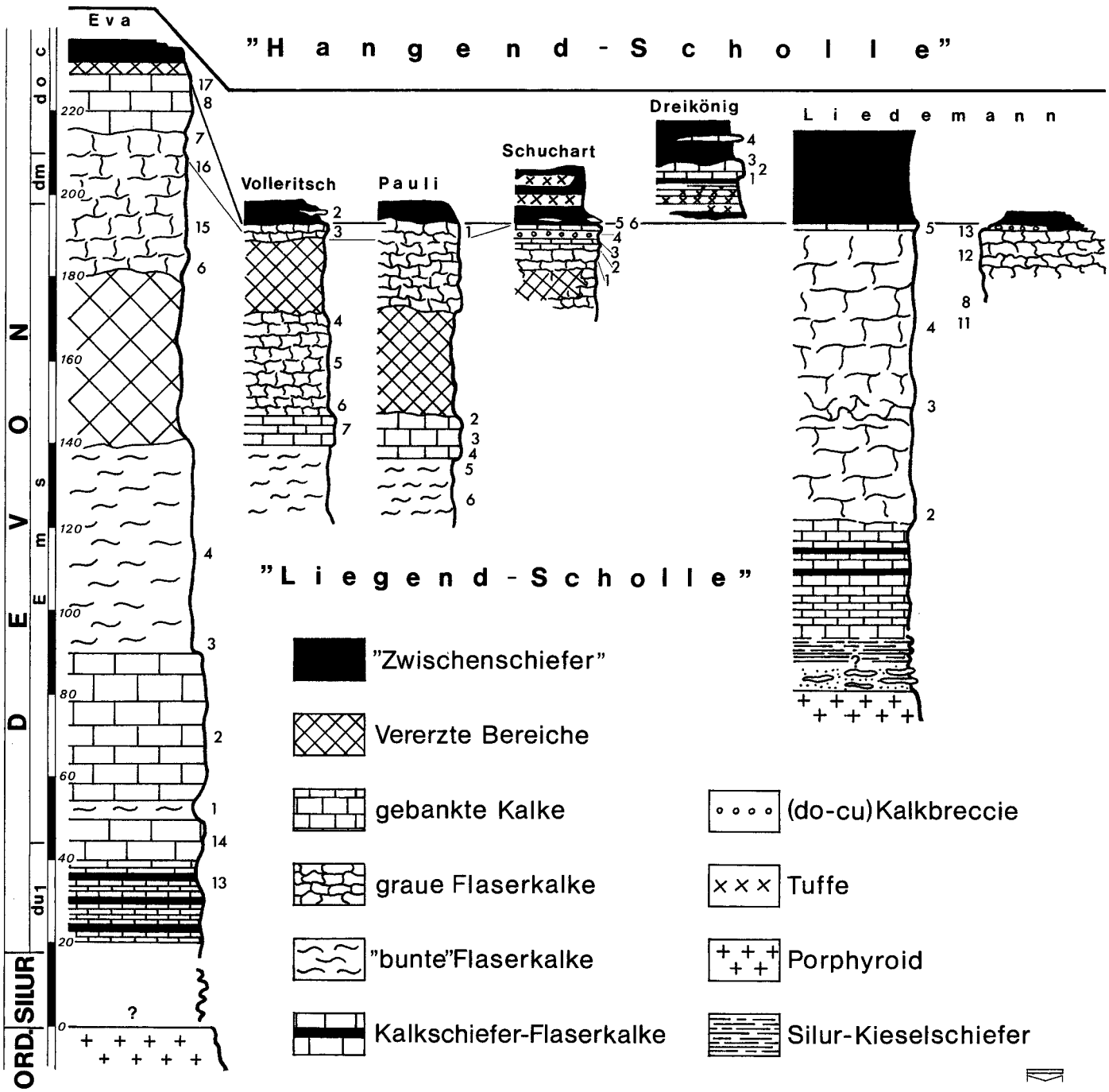


Abb. 65: Die Ordoviz- bis Karbon-Schichtfolge am Steirischen Erzberg („bunte" Flaserkalke = Sauberger Kalke).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

stratigraphisch nicht sicher belegt werden. Diesem Zeitabschnitt werden daher – nach ihrer Position zwischen conodontenführendem Unterdevon und Oberdevon – graue splittrig-harte und z. T. gut gebankte Kalke zugewiesen. Die Mächtigkeit dieses Paketes dürfte 50 m nicht übersteigen.

In älteren Berichten wurden häufig helle massige Kalke als mitteldevonische Riffazies gedeutet (z. B. Linseck, Rauchkoppe, Stadelstein, Schwarzenstein, Hochstein, Gösseck-Gipfel, Polster, Vordernberger Mauer) und als Beweis Korallen wie *Heliolites* und *Syringopora* sowie Stromatoporen angeführt (F. Heritsch 1927b, E. Haberfelner 1935). Soweit diese Angaben conodontenstratigraphisch überprüfbar sind, handelt es sich immer um unterdevonische Kalke, die in den Eisenerzer Alpen ganz offensichtlich den Hauptanteil der Karbonatsedimente repräsentieren. Diese Feststellungen können aber jüngere, bisher nicht datierte oder noch nicht gefundene organodetritische Kalke keinesfalls ausschließen.

Hellgraue bis weißliche und rötliche, undeutlich- bis gut gebankte Kalke lieferten in der Umgebung von Eisenerz Conodonten des Oberdevons (G. Flajs 1967b). Indirekt belegt ist dieser Zeitabschnitt außerdem durch Kalkgerölle in der unterkarbonen Kalkbrekzie am Erzberg (Abb. 65, 66). Auch hier können aber auf Grund des Erhaltungszustandes keine genauen Aussagen über den zeitlichen Umfang und daher auch keine Mächtigkeitsangaben (10–40 m?) gemacht werden.

Karbon

Mit scharfer Grenze folgt lokal am Erzberg (vgl. Abb. 65, 67) und im Gebiet S der Ramsau bei Eisenerz über hellen devonischen Flaserkalken eine bis 2 m mächtige Kalkbrekzie bzw. der „Zwischenschiefer" (F. Thalmann 1975). Die Brekzie besteht vorwiegend aus einer grauen Crinoidenschuttmatrix, in der bis dm-große helle und dunkle Lithoklaste meist dicht eingestreut sind, die Visé- und Devonconodonten führen. Eine Abtrennung dieses Horizontes war bisher mangels biostratigraphischer Daten nicht möglich. Dazu kommt, daß dieses Gestein durch die starke Metamorphose fast vollständig an das Nebengestein angeglichen wurde. Die Kontaktverhältnisse zur Umgebung ließen sich aus diesem Grund erst nach Detailuntersuchungen befriedigend klären. Danach ist die Grenzfläche entweder ebenflächig und parallel zur Schichtung des Devons oder das Unterkarbon greift reliefartig in den Untergrund ein, der im Extremfall der Sauberger Kalk des jüngeren Unterdevons sein kann (vgl. Abb. 67, 68).

Nach der Komponentenanalyse sind in der Brekzie Unterdevon-, Oberdevon- und Visé-Kalke aufgearbeitet. Auf Grund der schlechten Erhaltung der gesamten Fauna ist es aber derzeit nicht möglich, den genauen stratigraphischen Umfang der Conodonten-Mischfauna anzugeben.

In den Eisenerzer Alpen ist ein bis 100 m mächtiger dunkler Schieferhorizont das jüngste Schichtglied des Variszikums. Sie werden als Eisenerzer Schichten bezeichnet. Bisher erst am Steirischen Erzberg und in der südlichen Ramsau stratigraphisch untersucht (vgl. Abb. 65, 66), leitet sich das hauptsächlich unterkarbonische Alter aus der hangenden Position und sedimentären Übergängen mit der erwähnten Kalkbrekzie bzw. mit den Devonkalken ab, ebenso aber auch durch eingelagerte Kalklinsen mit Karbon-Conodonten. Die Schiefer wurden früher, sieht man von den Auffassungen E. Haberfelner's ab, entweder als sedimentäre Einschaltung innerhalb der Kalkfolge oder als tektonische Schichtwiederholung der Porphyroid-Unterlage gedeutet, da sie mit einzelnen dünnen „Porphyroid"-Linsen und grünen Tuffen im Verband stehen (H. Hajek 1966).

Das Postvariszikum

Die permischen Präbichlschichten (R. Schwinner 1929) bilden am Südrand der östlichen Kalkalpen mit stark schwankenden Mächtigkeiten die transgressive Auflage auf dem Altpaläozoikum der Grauwackenzone (E. Spengler & J. Stiny 1926, D. Sommer 1972). Über einer basalen Kalkbrekzie mit Lokalschutt folgen Quarzkonglomerate und rötlich-violette Sandsteine und Tonschiefer. Letztere gehen nach oben allmählich in die Werfener Schichten über. Nach Untersuchungen im Ostteil der Grauwackenzone sind terrestrische Bildungen auf den tieferen Teil beschränkt, während der Oberabschnitt durch ein aquatisches Milieu gekennzeichnet wird (A. Tollmann 1976, W. Baumgartner 1976).

Die Veitscher Decke

Die untere Grauwackendecke wird von Karbon und höher metamorphen Gesteinen aufgebaut. Zum Unterkarbon gehören – in wechselnder Mächtigkeit, aber in gleicher Fazies vom Semmering bis ins Ennstal – dunkelgraue, tonig-sandige, bisweilen graphitführende Schiefer, in die selten Konglomeratlagen, dünne plattige Kalke und Grünschiefer eingeschaltet sein können. Darüber fol-

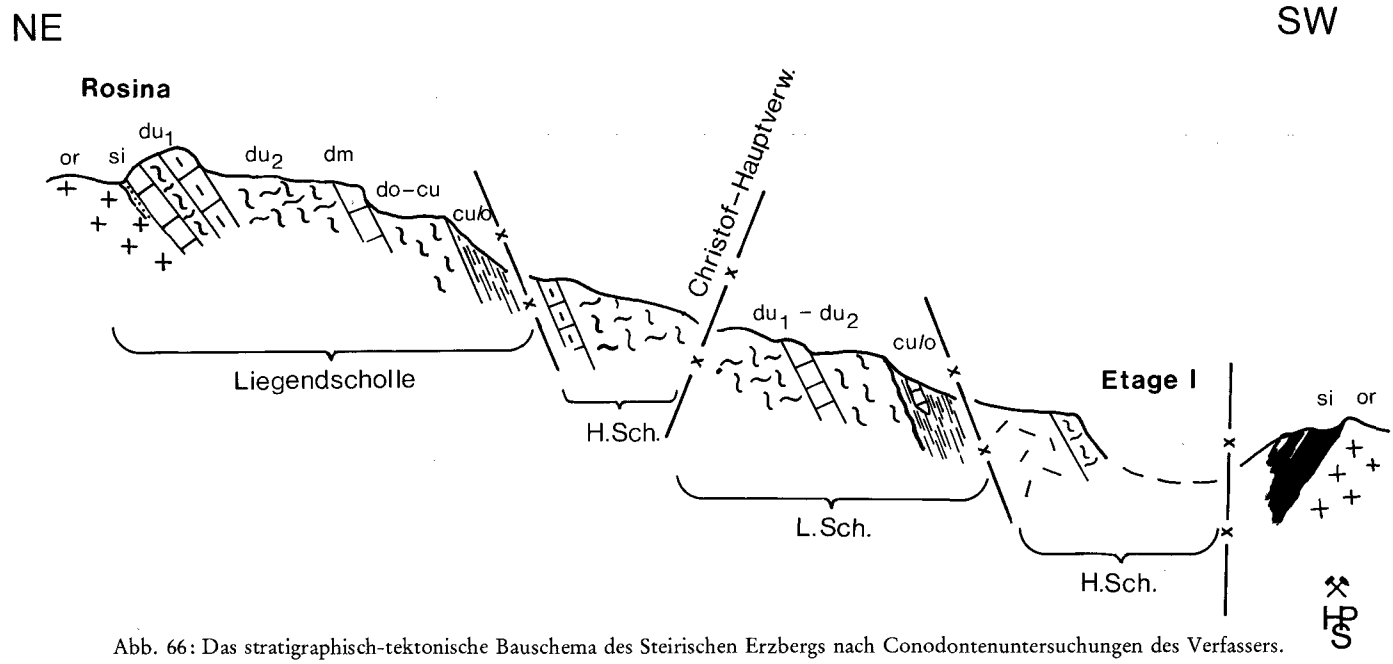


Abb. 66: Das stratigraphisch-tektonische Bauschema des Steirischen Erzbergs nach Conodontenuntersuchungen des Verfassers.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

gen oft mächtige Kalkzüge, wie z. B. die Triebensteinkalke (H. MEIXNER & E. CLAR 1953, K. METZ 1940, 1953). Örtlich sind diese horizontweise zu Dolomit und Magnesit umgewandelt (D. BRIEGLEB 1971). In diesen Schichten konnte an verschiedenen Fundpunkten (Veitsch, Oberdorf, Hohentauern, Häuselberg b. Leoben, Teichengraben) durch Trilobiten, Korallen und Brachiopoden Unter- bis Obervisé nachgewiesen werden (vgl. S. 42).



Abb. 67: Erosionsdiskordanz zwischen Devon und Unterkarbon am Steirischen Erzberg (Etage Liedemann).
Das Relief trennt conodontenführende Sauberger Kalke mit Prag- und Zlichov-Faunen im Liegenden von einer Crinoidenkalkbrekzie im Hangenden. Sie enthält Mischfaunen mit Elementen des Unter- und Oberdevons sowie aus dem Unterkarbon.



Abb. 68: Polierter Anschliff der Kalkbrekzie des Unterkarbons an der Basis der Eisenerzer Schichten (mittlere Forststraße Galleiten–Ramsau W Eisenerz). Das Gestein ist intensiv metamorph überprägt. Etwa 1/3 verkleinert.

Stratigraphisch jünger folgen teilweise mächtige Grauwackenbänke, Sandsteine, graphitische Schiefer, Graphitflöze und durch Graphitbeimengung dunkel gefärbte Quarzkonglomerate (z. B. Sunk bei Trieben). Wesentliches Merkmal dieser Abfolge ist das Fehlen von Kalken. Nach vereinzelten Pflanzenfunden (Klamm bei Schottwien, Eselbachgraben östlich Prein, Wurmalpe bei Leoben, Kaisersberg, Leimsgraben bei Kammern) ist für dieses „Graphitkarbon" zwar das Oberkarbon-Alter mit Westfal A–C gesichert (vgl. S. 96), doch reicht die viel zu geringe Zahl von Fundpunkten und Fossilien nicht aus, um die Grenze zum Unterkarbon genau angeben zu können. Die starke Schuppenbildung in den Karbonprofilen (z. B. sind die Graphitflöze in der Sunk von intensiver Schuppung betroffen), die herrschende starke Metamorphose (Graphit!), die oft keine genaue Altersbestimmung von Fossilien mehr zuläßt und die lithologische Gleichartigkeit altersverschiedener Schichten sind weitere Gründe, daß die Stratigraphie des Karbons bisher noch nicht befriedigend geklärt werden konnte.

Die höher metamorphe Gesteinsgruppe wird hauptsächlich von Grüngesteinen mit Marmoren, geröllführenden Quarziten, verschiedenen Phylliten und angeblichen Schollen altkristalliner Gesteine gebildet (= Fötteleckschuppe). Nach den in den Teichentälern als progressiv metamorph erkannten Gesteinen der Porphyroidunterlage erscheint es nicht ausgeschlossen, daß im Gebiet des Walder Schobers höher metamorphe, voroberordovizische bis kambrische (?) Gesteine der Nördlichen Grauwackenzone die intensiv verschuppte Basis des Karbons bilden könnten (vgl. K. METZ 1940, 1965).

Tektonik

Die lange Zeit umstrittene Frage nach dem Alter der Großtektonik und dem Verformungsstil dieses Abschnitts der Nördlichen Grauwackenzone ist durch die Fortschritte der Stratigraphie heute einer Lösung näher gekommen. Die Erkenntnis des permischen Alters der Rannachserie erfordert für das Karbon der auflagernden Veitscher Decke auch bei Festhalten an der Vorstellung eines ± autochthonen Baustils der Ostalpen die Annahme eines tektonischen Transports und eine Platznahme in alpidischer Zeit. Dies vor allem deshalb, da beispielsweise hochmetamorphe Kristallinschollen wie der Leims-Frauengraben-Gneiszug in einer ortsfremden Umgebung aus Karbon und Perm liegen oder Permotrias-verdächtige Gesteine in den Fenstern der Flitzenschlucht und im Sulzbach zum Vorschein kommen (K. METZ 1947, 1953; vgl. Abb. 57). Darüberhinaus ist im Paltental das Karbon selbst in große isolierte Schollen zerlegt (vgl. Abb. 54). Diese Schuppung könnte ihre Ursache in einem differenzierten Nordschub der südlichen Kristallinmassen in alpidischer Zeit haben.

Wie oben ausgeführt wurde, ist aus stratigraphisch-faziellen Gründen eine Einordnung des Karbons der Veitscher Decke im Hangenden des Altpaläozoikums der Norischen Decke nicht möglich (H. FLÜGEL 1963, 1964). Aus paläogeographischen Überlegungen, die den primären Ablagerungsraum des Karbons in einer zur Heimat der Norischen Decke benachbarten, festlandsnäheren nördlichen Position wahrscheinlich machen, kann vermutet werden, daß während des gemeinsamen Deckentransports von Altpaläozoikum und Karbon letzteres als „Stirnplatte" nach Norden bewegt wurde. Um der heutigen Stellung als tiefere tektonische Großeinheit der Grauwackenzone gerecht zu werden, muß das Karbon in der Schlußphase der Überschiebung jedoch vom Altpaläozoikum überfahren worden sein.

Ein sicheres Indiz für die Wirksamkeit der variszischen Tektonik ist die klassische Winkeldiskordanz zwischen dem Altpaläozoikum und den permischen Präbichlschichten, die am Polster, auf der Rotschütt, im Rötzgraben und westlich Eisenerz hervorragend aufgeschlossen ist. Dabei stellt sich die Frage, ob diese Punkte für den Beweis einer intensiven variszischen Tektonik im Gesamtraum der Steirischen Grauwackenzone ausreichend sind. Am Steirischen Erzberg konnte durch Gefügeuntersuchungen nämlich gezeigt werden, daß anscheinend nur ein alpidischer Bauplan vorliegt bzw. vortriadische Strukturen nicht nachzuweisen sind (W. FRITSCH 1960). Demgegenüber unterschied E. HABERFELNER 1935 in den Eisenerzer Alpen insgesamt vier tektonische Einheiten, die er einem präwestfälischen Deckenbau zuordnete; im Perm folgte die Aufschiebung des Altpaläozoikums auf das Unterkarbon. Die alpidischen Strukturen sind seiner Meinung nach als gering anzusehen und äußerten sich nur in Brüchen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Weist daher die variszische Diskordanz auf einzelne ältere Reliktstrukturen hin und hat die alpidische Hauptprägung alle älteren Strukturen vollständig ausgelöscht oder folgte sie den gleichen Bahnen und hat nur eine weitere Ausgestaltung bewirkt?

Die Annahme eines variszischen Deckenbaus mit alpidischer Bruchtektonik wird nach Erkennen der wichtigsten stratigraphischen Leitlinien heute voll unterstützt (G. FLAJS 1967b). Dabei zeigt sich in den Eisenerzer Alpen eine Reduzierung des ursprünglich angenommenen Deckenschemas auf meist drei flach liegende Einheiten (Zeiritzkampl-Decke, Wildfeld-Decke, Reiting-Decke), die bedingt durch Kompetenzunterschiede zwischen

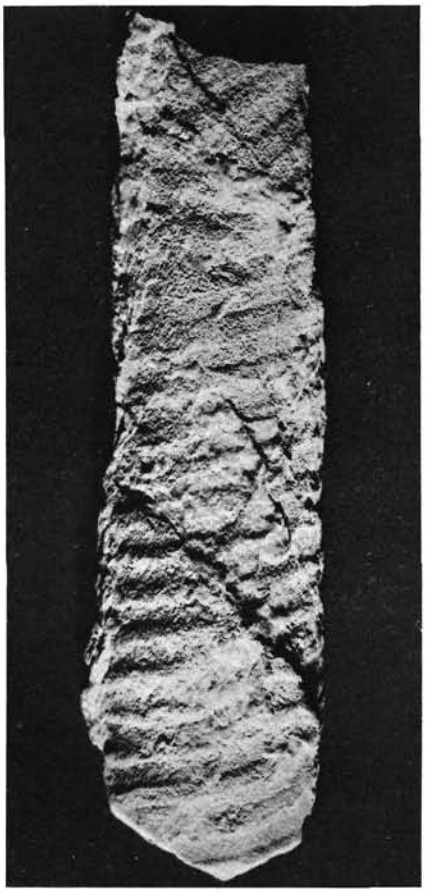


Abb. 69: Nautiloideen-Steinkern aus den silurischen Orthocerenkalken südwestlich Eisenerz (mittlere Forststraße am Lackenriedel, südlich der Ramsau); Vergr. 1 : 1.

Schiefern (Kieselschiefer), Porphyroidkörper und der Oberludlow-Devon-Kalkplatte freilich lokal eine recht komplizierte Interntektonik aufweisen können (z. B. Raum Donnersalpe–Hoheneck, Erzberg, Kressenberg, Vordernberger Mauer, Reiting-Unterlage, Zeiritzkampl u. a.). Die Einbeziehung von Präbichlschichten in diesen Bau ist bisher nirgends festgestellt worden. Dies und die Beobachtung, daß die Präbichlschichten in einem Niveau gleichzeitig auf verschiedenen Baublöcken transgredieren und die gleiche Überschiebungstektonik wie am Nordrand der Grauwackenzone sich nach Süden fortsetzt, läßt den Schluß auf ein variszisches Alter dieses Deckenbaus zu, der offensichtlich während des Ferntransports in diesem Segment der Grauwackenzone in großem Maße erhalten blieb.

Daneben ist innerhalb des Altpaläozoikums, besonders aber im Grenzbereich der Grauwackenzone eine jüngere Bruch- und Schuppentektonik zu beobachten. Von ihr sind einerseits die Grenzen zwischen Karbon und Altpaläozoikum betroffen, die meist eine 10–50 m breite Gesteinszone darstellt, an der hochteilbewegliche Karbonschiefer in die höher metamorphen Basis-

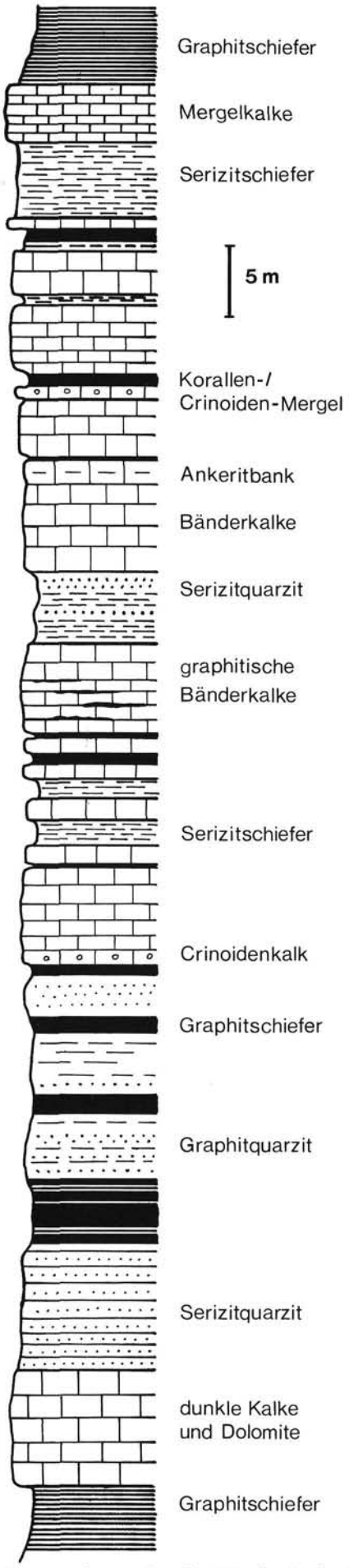


Abb. 70: Ausschnitt aus dem Karbon der Veitscher Decke: Die Schichtfolge im Steinbruch Gloriette bei Bruck an der Mur, Bahnhofsnähe; vgl. O. HOMANN 1955.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

gesteine der höheren Decken einspießen, andererseits das Karbon als Ganzes, in dem Schuppung im Gegensatz zur Faltung das auffallendste tektonische Erscheinungsbild ist (A. DAURER & H. P. SCHÖNLAUB 1978). Dadurch bedingt, sind überkippte Profilausschnitte, tektonische Einschaltungen und Schichtwiederholungen recht häufig. Störungsbahnen sind entweder an Schiefer/Karbonat-Grenzen gebunden oder an graphitische Zwischenlagen, die im Karbon besonders häufig Schwächezonen für die Tektonik abgeben. Sie werden von Mylonit- und Quetschzonen begleitet, in denen der Graphit lagerförmig angeschoppt sein kann(K. FELSER 1977).

Zum jüngsten tektonischen Akt gehören schließlich das Aufreißen von Spalten, Absetzung und Kammbrüche, die vor allem im Reitinggipfelbereich deutlich in Erscheinung treten.

lichen Literaturangaben). Während der oberordovizische Porphyroid bei St. Kathrein auskeilt und im Gebiet um Veitsch erneut in großer Mächtigkeit erscheint und geschlossen bis Neuberg reicht, tritt die Kalkentwicklung generell nach Osten stark zurück (H. P. CORNELIUS 1936a, 1952).

Zwischen der Hochschwabgruppe und der Veitschalpe wird in der Gollrader Bucht das Altpaläozoikum mit Porphyroiden, Kalken, Quarziten und Schiefern infolge einer Queraufwölbung (NE-SW und N–S streichende Falten) weit im Inneren der Kalkalpen unter Präbichl- und Werfener Schichten freigelegt. Nach Osten hingegen wird die Grauwackenzone deutlich schmäler und ist in Niederösterreich nur mehr wenige km breit (Abb. 71). Hier formen ihre Gesteine eine sanftwellige Hügel- und Berglandschaft mit Höhen zwischen 600 und 800 m, während in der

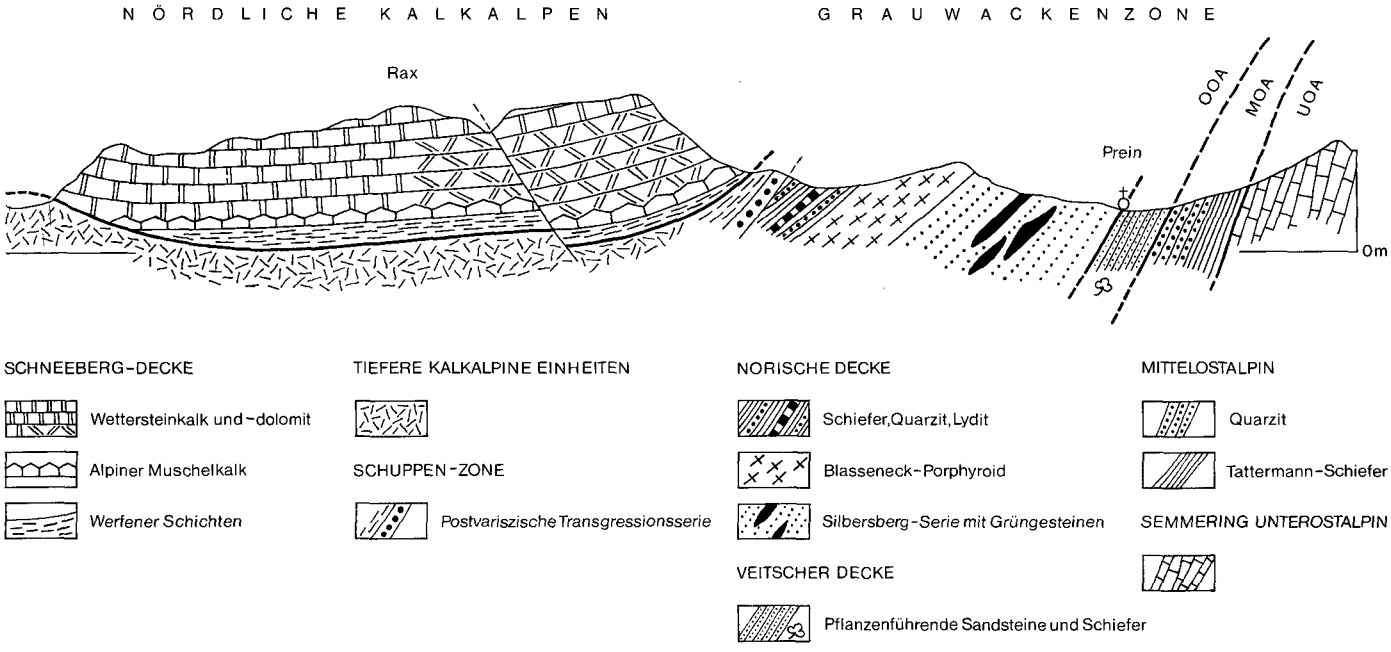


Abb. 71: Ein Querprofil durch die ostalpinen Einheiten im Raum Semmering (nach A. TOLLMANN).

Das Ostsegment (Leoben-Ternitz; vgl. Abb. 57)

Der Karbonzug des Liesingtales setzt von Leoben an der Südseite des Murtales über Bruck bis zum Ausgang des Stanztales fort (J. STINY 1932, O. HOMANN 1955; Abb. 70). Über der Norischen Überschiebung folgen Altkristallinschollen (z. B. Ritting bei Bruck) an der Basis von phyllitischen Gesteinen der oberen Grauwackendecke. Die Unterlage des Karbons bildet die Rannachserie, die als schmales mehrfach unterbrochenes Band das Karbon vom südlichen Mugel-Rennfeldkristallin abgrenzt (O. HOMANN 1955 u. a.).

Dieser Zug wird im Norden durch die E–W verlaufende Trofaiach-Linie begrenzt (F. HERITSCH 1911). Nördlich dieser Längsstörung findet sich östlich von Trofaiach wiederum Karbon, das über Oberdorf–Hohenburg, St. Kathrein a. d. Laming nach Aflenz und weiter über Turnau–Veitsch–Kapellen–Prein bis Schottwien streicht (H. P. CORNELIUS 1936a, b, 1952). Von dem unterlagernden Hochkristallin wird es durch einen verschieden breiten Streifen aus zentralalpinem Permomesozoikum tektonisch getrennt (K. METZ 1947, A. TOLLMANN 1959).

Über der Norischen Linie folgt die aus den Eisenerzer Alpen bekannte, jedoch faziell etwas abweichende altpaläozoische Schichtfolge, die am Kaintaleck, bei Stübming, im Arzbachgraben und bei Schlöglmühl-Vöstenhof schmalen altkristallinen Schollen aufruht bzw. diese nahe ihrer Basis einschuppt (Abb. 57; vgl. A. DAURER & H. P. SCHÖNLAUB 1978 mit ausführ-

nordöstlichen Steiermark noch Höhen bis 1600 m erreicht werden.

Die unter dem Porphyroid liegende Gesteinsgruppe wird von Aflenz bis Ternitz nach dem Silbersberg NW Gloggnitz als Silbersbergserie bezeichnet (F. TOULA 1885, H. P. CORNELIUS 1936b). Nach ihrer Stellung im Profil entspricht sie den tieferen Wildschönauer Schiefern in Tirol. Dieser Komplex besteht hauptsächlich aus dünnblättrigen, phyllitisch-serizitischen Schiefern (Silbersberggrauwacken), die oft mächtige Quarzkonglomerate mit stark ausgewalzten, nahezu monomikten Geröllbestand, Quarzite und z. T. mächtige Grünschieferzüge (Epidot-Chloritschiefer) einlagert. Kalke fehlen dagegen fast vollständig. Innerhalb dieser im Osten mindestens 500 m mächtigen Folge liegt im östlichsten Abschnitt der Grauwackenzone (südlich der Heukuppe, Prein, Gloggnitz, Payerbach, Reichenau) ein Orthogestein, das als Riebeckitgneis (Forellenstein von Gloggnitz) bekannt ist (J. ZEMANN 1950). Nach Neuuntersuchungen von A. V. PHADKE 1967 soll es sich um einen metamorphen Alkalirhyolith (Quarzkeratophyr) handeln, dessen Alter ungeklärt ist.

Über den Äquivalenten des oberordovizischen Blasseneckporphyroids (massige und verschieferte Porphyroide, Porphyroidtuffe) folgt an wenigen Stellen ein 5–30 m mächtiger grauer Quarzit im Liegenden der Radschiefer (H. P. CORNELIUS 1952). Während die Quarzite stratigraphisch den Polsterquarziten bei Eisenerz entsprechen könnten, handelt es sich bei den Radschiefern

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

nach dem derzeitigen Kenntnisstand um einen altersmäßig und lithologisch heterogenen Komplex von einförmigen dunklen serizitischen Schiefern mit gelegentlicher Feinschichtung, hellen Quarziten, lichtgrauen Chloritoidschiefern und Feinkonglomeraten mit Porphyroidkomponenten. Im Veitscher Gebiet schalten sich zudem in die höheren Bereiche der Radschiefer maximal 3 m mächtige schwarze Lydite und „Erzführende Kalke" ein. Die nichtvererzten Partien sind grau oder bunt, gebankt, massig oder geflasert und führen Tentakuliten und Echinodermaten. Durch Conodonten ist ein älterer Horizont an der Wende Silur/Unterdevon und ein jüngerer im Mitteldevon nachgewiesen (F. EBNER 1974). Mit letzterem sind vor allem im Eisner- und Preißgraben häufig Lydite verknüpft.

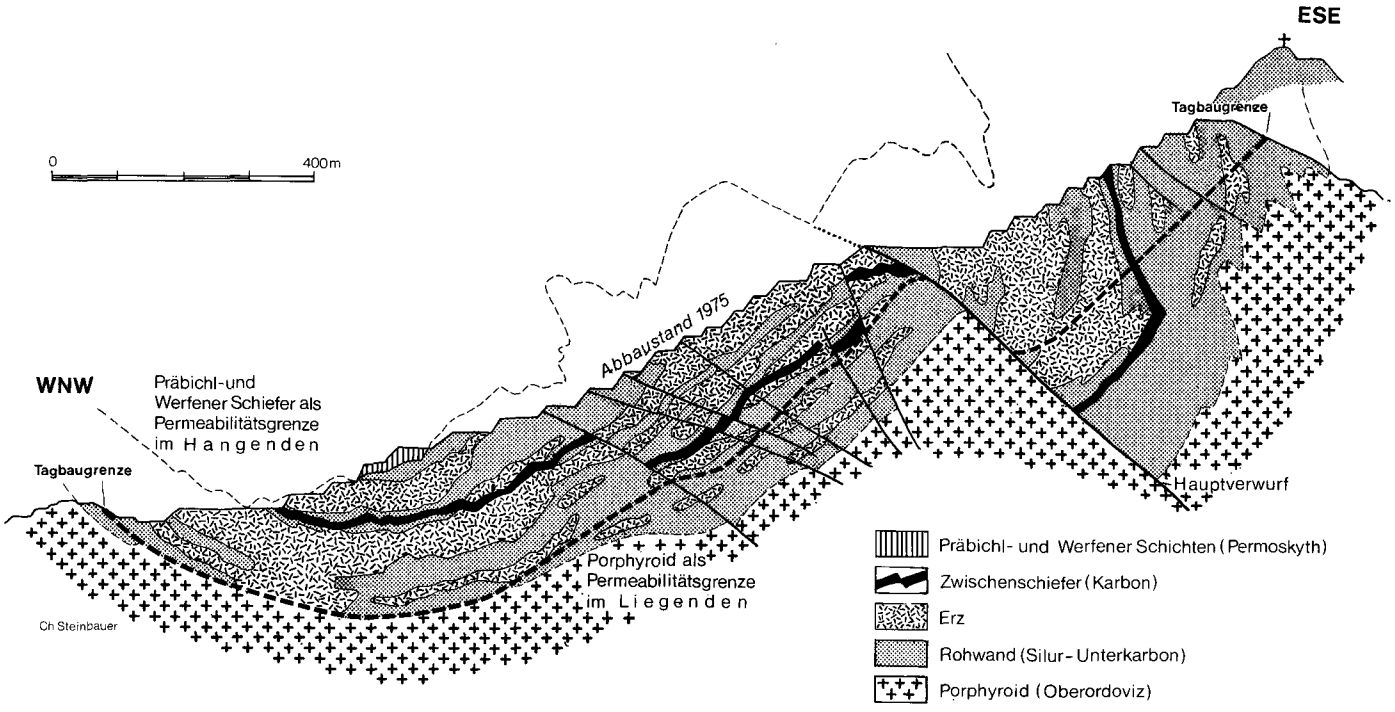


Abb. 72: Geologisches Profil durch den Steirischen Erzberg (nach Aufnahmen der VÖEST-ALPINE, ergänzt von F. THALMANN).

Radiolarite, Kieselgesteine, Tonschiefer und Sandsteine (= Florianischichten) treten in auffallender Übereinstimmung mit dieser Beobachtung ebenfalls in Niederösterreich als Begleiter von erzführenden Kalken auf. Sporenfunde gaben hier gleichfalls Hinweise auf ein Devonalter (vgl. B. PLÖCHINGER 1967).

Das marine Unterkarbon ist im Gebiet Oberdorf–Hohenburg und Veitsch durch Fossilfunde schon lange bekannt. Neben Tonschiefern, glimmerreichen Sandsteinen und Quarziten treten hier Dolomite und Magnesite auf, die mit klastischen Gesteinen verzahnen können. Die von M. KOCH 1893, R. v. KLEBELSBERG 1926, F. HERITSCH 1928b, 1930, K. METZ 1937b, K. FELSER & H. W. FLÜGEL 1975 und G. HAHN & R. HAHN 1977 aus der Veitsch beschriebene Trilobiten-, Korallen- und Brachiopodenfauna stammt aus Schichten unter und Schiefern im Magnesit (D. BRIEGLEB 1971). Soweit die Fossilien bestimmbar sind, weisen alle auf Visé.

Im Lagerstättenbereich folgt hangend limnisches Oberkarbon mit dunklen Graphitschichten, Grauwacken und Quarzkonglomeraten. Besser bekannt ist das pflanzenführende Oberkarbon auf niederösterreichischem Gebiet. So geht die Entdeckung von Florenresten bei Klamm (Wagner- und Gamperlgraben) bereits auf das Jahr 1877 zurück (F. TOULA), während der Fundpunkt Möselgraben bei Prein seit 1935 (M. GLAESSNER) bekannt ist. Es handelt sich beide Male um Reste von Lepidophyten, Neuropteriden und Calamiten, die nach W. BERGER 1950 dem Westfal A–B angehören.

Während die Großtektonik im östlichsten Abschnitt nach der Abgliederung von Kristallin und zentralalpinen Mesozoikum von der Basis der Grauwackenzone heute weitgehend geklärt erscheint (vgl. Abb. 71) und auch hinsichtlich des Alters der Deckenbildung alle Argumente (z. B. Einpressung von Magnesitschollen in die Norische Decke, altpaläozoische Deckschollen auf Karbon, Trias-Rauhwacken im Massinggraben an der Norischen Linie) für ein alpidisches Alter der Überschiebung der Norischen Decke über die Veitscher Decke sprechen, wirft der Internbau des Altpaläozoikums noch viele Probleme auf. Dies hat seinen Grund vor allem darin, daß im Osten die für eine detaillierte tektonische Analyse erforderliche Dichte von stratigraphischen Fixpunkten bisher fehlt. Die Vorstellung, daß der tektonische Baustil in diesem Segment den kurz geschilderten Verhältnissen im Eisenerzer Raum gleichen könnte, konnte daher bis jetzt noch nicht bestätigt werden. Wohl finden sich z. B. in der Gollrader Bucht oder S der Hohen Veitsch durch das Übergreifen von relativ ungestörten Präbichlschichten und Werfener Schichten auf verschiedene Einheiten der Norischen Decke Hinweise für eine variszische Tektonik; auch der Umstand, daß Wechselfolgen von Kalken und Schiefern offenbar sedimentär bedingt sind und nicht immer durch komplizierte Verfaltung erklärt werden müssen, weist in die gleiche Richtung und vereinfacht die Komplexheit des Baustils, den die Karte vermuten läßt. Dennoch dürfte Schuppentektonik hier das wesentliche Element des tektonischen Stils sein und stärker als im Eisenerzer Gebiet in Erscheinung treten (H. P. CORNELIUS 1952). Sie äußert sich beispielsweise in Diskordanzen zwischen Silbersbergserie und Porphyroid, in Porphyroidschuppen innerhalb von Schiefern, Ausquetschungen von Radschiefern zwischen Porphyroid und erzführenden Kalken, Überfaltungen von Porphyroid auf Radschiefern, Aufschiebungen oder lateralen Vertretungen einzelner Gesteinsglieder, die kaum fazielle Ursachen haben dürften. Da jedoch ein gefügekundlicher Vergleich zwischen den beiden Grauwackendecken noch aussteht, können zum Alter dieser Tektonik

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

keine Aussagen gemacht werden. Sichere alpidische Strukturen sind hingegen verschieden Längs- und Querstörungen (z. B. Trofaiachlinie, Störung am Aflenzer Beckenrand), die z. T. dem Strukturmuster der Böhmischen Masse folgen und nach A. TOLLMANN 1977b als durchgepauste Untergrundstrukturen dieses Kristallins aufgefaßt werden können.

Lagerstätten

Die Nördliche Grauwackenzone ist reich an Lagerstätten. Neben zahlreichen wirtschaftlich unbedeutenden Nickel-, Kobalt-, Blei- und Zinklagerstätten sind heute vor allem Kupfer-, Magnesit- und Eisenspat-Lagerstätten von großem Interesse. In Tirol tritt Kupferkies im Kitzbüheler Raum in den tieferen Wildschönauer Schiefern auf; ein Zusammenhang mit dem altersgleichen basischen Vulkanismus liegt dabei auf der Hand. Des weiteren liegen in ähnlicher Position schichtgebundene Pyrit-Kupferkies-Lagerstätten zwischen Rettenbach und Zell am See sowie bei Öblarn im Ennstal. Im Schwazer Dolomit (Unterdevon) wurde im Mittelalter bei Schwaz und Brixlegg Silberfahlerz aus über 1000 m Teufe gefördert.

In der Gegenwart sind in devonischen Kalken nur mehr die Eisenspatvorkommen des Steirischen Erzbergs (Abb. 72) und der Radmer von größerer Bedeutung (früher wurden zahlreiche weitere Vorkommen abgebaut, wie z. B. bei Vordernberg, in der Gollrader Bucht, im Raum Hohe Veitsch, bei Neuberg usw.). Die Vererzung tritt hauptsächlich in unterdevonischen Flaserkalken auf; als Erzbringer kommt vielleicht der Vulkanismus im karbonischen Zwischenschiefer in Frage. Die Lagerstätte birgt noch rund 216 Mio. t sichere und wahrscheinlich gewinnbare Siderit- und Ankeritvorräte (F. THALMANN 1975).

Die Spatmagnesite des Altpaläozoikums im Westteil der Grauwackenzone finden sich in altersverschiedenen Horizonten vom Obersilur bis ins Oberdevon (Entachenalm westlich Dienten, Inschlagalm bei Leogang, Ofenberg südlich Hochfilzen, Spießnägel südlich Kirchberg). Ihre Entstehung wurde durch Stoffmobilisation (Metasomatose) aus dem Nebengestein im Verlauf der variszischen Metamorphose erklärt (H. MOSTLER 1973).

Die jüngeren Magnesitvorkommen von Hohentauern bei Trieben, Wald am Schoberpaß, Häuselberg bei Leoben, Oberdorf–Hohenburg, Veitsch, Arzbachgraben, Gloggnitz usw. liegen im Unterkarbon (Visé) der Veitscher Decke. Ihre Genese soll synsedimentär bzw. frühdiagenetisch-metasomatisch sein und von einem „speziellen Magnesitmilieu" (W. SIEGL 1969) abhängen, das im flachen Unterkarbonmeer ein Ausfällen von Magnesiumkarbonat bewirkt hat. Von hier stammen die schönen Pinolith-Magnesite und der Kugelmagnesit (Hohentauern).

Oberkarbones Alter haben die bekannten Graphitlagerstätten von Kaisersberg und in der Sunk bei Trieben. Der Graphit tritt hier in mehreren, bis zu 3 m mächtigen Flözen innerhalb dunkler Karbonschiefer auf.

In Mitterberg am Hochkönig wurde Kupferkies bereits in der Bronzezeit gewonnen. Der Hauptgang liegt diskordant in einer vermutlich altpaläozoischen Serie und endet in der Violetten Serie des Perms. Die Genese dürfte mehrphasig abgelaufen sein. Gleichfalls im Perm tritt eine Pb-, Zn-, Fe-, Cu-Vererzung und Baryt- wie Fluoritmineralisation auf. Sie soll auf den intrapermischen Vulkanismus und damit in Zusammenhang stehenden Milieuänderungen zurückgehen (z. B. Montafon, Präbichlschichten). Daneben gibt es aber auch diskordante Siderit- und Ankeritanreicherungen in den Präbichlschichten.

Uranvererzungen sind in der Nördlichen Grauwackenzone im Gebiet Fieberbrunn–Hochfilzen, Mitterberg, im Forstautal bei Schladming u. a. Vorkommen bekannt geworden. Die meist punktförmige Mineralisation liegt im permischen Sandstein bzw. in der Violetten Serie. Ihr Auftreten ist in Abhängigkeit vom variszischen Relief bzw. vom permischen Quarzporphyr auf ursprünglich lagunäre Bereiche beschränkt (E. ERKAN 1977, W. E. PETRASCHEK et al. 1977, J. G. HADITSCH & H. MOSTLER 1975).

V. Die Entwicklungsgeschichte des Grundgebirges

Der Versuch einer baugeschichtlichen Synthese des vormesozoischen Grundgebirges, in dem Entwicklungsschritte zum heutigen Bild des Grundgebirges geführt haben, stützt sich auf gesicherte Grundlagen, enthält daneben aber auch noch immer viele hypothetische Elemente. Sie spiegeln in ihrer Gesamtheit eine Ereignisfolge wider, in der die in den späteren Abschnitten genannten Kriterien untereinander kompatibel sind, d. h. nicht nur eine Erscheinungsform erklären und – trotz aller noch offenen Probleme – schon jetzt recht gut der „geologischen Konfrontation" (HUNZIKER) standhalten können.

In den Ostalpen sind weder präkambrische Gesteine bekannt, die radiometrisch datiert sind, noch gibt es biostratigraphisch belegtes Kambrium (vgl. S. 39). Hinweise für eine präkambrische Petrogenese finden sich aber in der Silvretta, in den Westalpen und in der Böhmischen Masse in detritischen, ererbten Zirkonen, die ein primäres Kristallisationsalter von 1500 Mio. J. und mehr (meist 2000–2300 Mio. J.) anzeigen. Diese Werte deuten ein altes Terrain an; die Größe dieses Gebietes sowie die Art der an seinem Aufbau beteiligten Gesteine sind unbekannt. Auch bleibt die Frage offen, ob in dieser Zeit ältere Metamorphosen stattfanden (vgl. B. GRAUERT & A. ARNOLD 1968, R. PIDGEON et al. 1968, E. JÄGER 1969, B. GRAUERT et al. 1973, P. D. NUNES & R. H. STEIGER 1974, J. F. v. RAUMER 1976, K. SCHMIDT 1976, 1977, P. J. PATCHETT & B. GRAUERT 1978).

Im Intervall von 1500 bis 600 Mio. J. ist es unwahrscheinlich, daß in Mittel- und Südeuropa eine Regionalmetamorphose wirksam war (E. JÄGER 1969, B. GRAUERT et al. 1973, P. J. PATCHETT & B. GRAUERT 1978). Vielmehr dürfte es sich um eine länger andauernde Periode relativer Ruhe gehandelt haben, in der ältere Hochgebiete abgetragen und große Mengen Schutt in eine proterozoisch-altpaläozoische Geosynklinale abgelagert wurden. Dazu dürften die monotonen pelitisch-psammitischen Edukte der Paraserie in der Silvretta und im Ötztalkristallin gehören, weiters Teile der „Südlichen Gneiszone", der nördlichste Bereich der Kreuzeckgruppe und Teile der Muralpen (z. B. Schladminger Tauern, Seckauer Tauern, Gleinalpe).

An der Füllung dieser Geosynklinale beteiligten sich neben Sedimenten auch Abkömmlinge von vulkanischem Material (basische Magmatite und Tuffe) als Edukte der späteren Amphibolite und Eklogite. Belegbar ist eine weitverbreitete Förderung saurer Magmen im Zeitintervall von 430–500 Mio. J., analog den Vorgängen in außeralpinen Sedimentationsräumen (z. B. Barrandium). Als Beispiele für dieses Ereignis ließen sich u. E. die Muskowitgranit- und Augengneise im Ötz- und Silvrettakristallin anführen (vgl. O. SCHMIDEGG 1964, W. HARRE et al. 1968, B. GRAUERT 1969. F. PURTSCHELLER 1971, M. SATIR 1976), weiters die hellen Augengneise in der Schobergruppe (G. TROLL et al. 1976, W. BRACK et al. 1977a, b), die hellen Plagioklasgneise in der Gleinalpe (W. FRANK et al. 1976), die hellen Gneisbänder aus dem Seckauer Kristallin (S. SCHARBERT) und vielleicht auch Orthogneistypen im südlichen Schladminger Kristallin, in dem beispielsweise im Profil des Preber (F. HERITSCH & R. SCHWINNER 1924) am ehesten vergleichbare Verhältnisse vorliegen. Auf Grund verschiedener Überlegungen können diese Gneise von vulkanischem bis subvulkanischem Ausgangsmaterial abgeleitet werden (S. SCHARBERT, Kap. II. 4.).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die geodynamischen Vorgänge zwischen dem zuletzt genannten, vermutlich mehrphasigen magmatischen Geschehen im ? älteren Ordoviz und dem Zeitpunkt des ersten Nachweises von Fossilien im Caradoc (Beroun) entziehen sich weitgehend unserer Kenntnis. Wir wissen nicht, wann die Sedimentation der Phyllitkomplexe eingesetzt hat, auch nicht das Alter der Basis der tiefementieren die Ausweitung des Sedimentationsraumes im Evolutionsablauf einer mobilen Zone (vgl. A. DAURER & H. P. SCHÖNLAUB 1978). In diesem transgressiven Geschehen kündigen sich nach unserer Meinung bereits die anschließenden tiefenmagmatisch-tektonischen Vorgänge in der tieferen Kruste an, die nach übereinstimmender Ansicht aller bisherigen Arbeiten im höheren

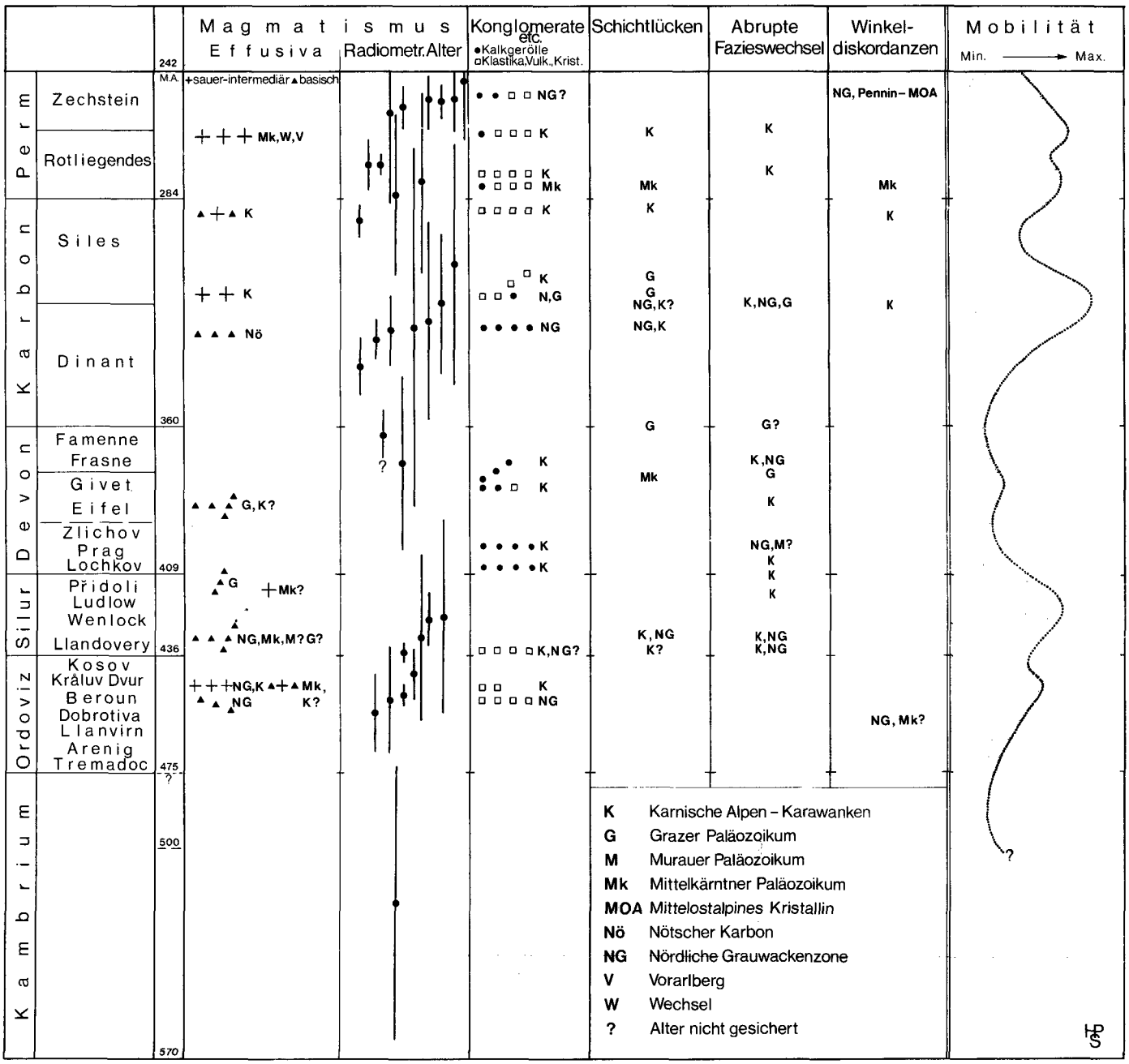


Abb. 73: Geodynamische Faktoren im Paläozoikum der Ost- und Südalpen (Zusammenstellung nach Literaturdaten und unpubl. Daten des Verfassers).

ren, bis 1000 m mächtigen Wildschönauer Schiefer im Westteil der Grauwackenzone. Doch sind Anzeichen für eine Transgression und spätere Erweiterung des Sedimentationsraumes vorhanden:

Die Sedimentation auf Kristallinarealen (z. B. Vöstenhof in der Grauwackenzone), die Einschüttung von Granitgneis- und Quarzgeröllen (Kalwanger Gneiskonglomerat, Silbersbergkonglomerat der Grauwackenzone) sowie die Beteiligung von klastischem Detritus, der nach Schwermineralbefunden aus einem von sauren Gesteinen dominierten Hinterland kommen muß, dokuStockwerk von keiner stärkeren Tektogenese begleitet waren (Abb. 73).

Unter der Annahme, daß die Füllung der altpaläozoischen Geosynklinale zumindest im zentralen, im stärksten abgesenkten Trogbereich durch das gesamte Ordoviz andauerte, folgte nach einer Periode mit Sedimentation und Magmatismus der intensive und weitverbreitete Quarzporphyr-Vulkanismus im Oberordoviz (Caradoc/Ashgill) als nächstes markantes Ereignis um 440 Mio. Jahre.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Nach den bisherigen Altersdatierungen findet sich inner- und außerhalb der Ostalpen im Zeitintervall von 440–410 Mio. J. der deutlichste Hinweis für ein „kaledonisches Ereignis" (vgl. B. GRAUERT 1969, K. SCHMIDT 1976, 1977, H. J. ZWART 1976, J. F. v. RAUMER 1976, R. A. CLIFF 1978 u. a.). Wie im Abschnitt über radiometrische Datierungen begründet wird (S. 36, 38), interpretieren wir diese Werte in den Ostalpen als Neueinstellung des Strontiumisotopen-Gleichgewichts während einer vorvariszischen Metamorphose. In welchem Umfang dieses Ereignis von plutonischen Vorgängen begleitet war, ist derzeit noch ungeklärt und bedarf weiterer radiometrischer Datierungen von Granitgneisen in den oben genannten Kristallingebieten.

Zum Enigma dieser Alterswerte lassen sich vor allem in der Südlichen Gneiszone (= südlich des Tauernfensters) einige Feststellungen machen. Betrachtet man nämlich die Verteilung der bisher ausgeführten Messungen, so fällt das bisher nicht beachtete räumliche Verhältnis des radiometrisch datierten „Altkristallins" zu dem altpaläozoischen Schichtbestand bzw. seiner metamorphen Äquivalente im Süden auf (Goldeck, Kreuzeck, Thurntaler Quarzphyllite, Gailtalkristallin). Es drängt sich die Frage auf, ob hier eine ursprünglich horizontal gelagerte Abfolge nach Süden gekippt sein könnte. Nach dieser Vorstellung wären im Norden die unteren magmatischen („plutonischen"), höher metamorphen Stockwerke aufgeschlossen, während nach Süden zu die oberen Stockwerke im Sinne von H. CLOOS 1935, 1936 folgen. In Fortführung dieser Gedanken ließe sich zum tiefsten Stockwerk das gesamte „Altkristallin s. str." der Schobergruppe rechnen (verschiedene Augengneise, Amphibolite, Eklogite und Glimmerschiefer, vgl. G. TROLL et al. 1976), das sich einerseits nach Westen in die Deffregger Alpen fortsetzt (R. A. CLIFF 1978), andererseits aber auch als schmaler Streifen nach Osten in die Sadniggruppe, in den Nordfuß der Kreuzeck-, den Nordwestsporn der Goldeckgruppe und weiter in die Liesergneise des Millstätter Seenkristallins streicht (R. SCHWINNER 1927, F. ANGEL 1930, F. ANGEL & E. KRAJICEK 1939, Ch. EXNER 1955, 1967b). Während an der „Seenlinie" R. SCHWINNERS dieses Kristallin im Norden von den Radentheiner Glimmerschiefern (tektonisch?) überlagert wird, folgen darüber im Süden durch Zurücktreten der Paragneise und „Injektionsgneise" örtlich mächtige Granatglimmerschiefer mit Einlagerungen von Amphiboliten, Grünschiefern und verschiedenmächtigen Marmoren. Nach den Ergebnissen von L. LAHUSEN 1969, 1972 und A. DEUTSCH 1977, 1978 ist zumindest für ihre obersten Anteile ein Silur- bis Devonalter sehr wahrscheinlich (vgl. S. 25ff); jedoch ist keinesfalls auszuschließen, daß in der Goldeck-Kreuzeckgruppe innerhalb des Glimmerschieferkomplexes die ursprünglichen Mächtigkeitsverhältnisse infolge tektonischer Wiederholungen verfälscht sein können (vgl. auch R. SCHWINNER 1943).

In den Grundzügen ergibt sich somit für diesen Raum die Vorstellung einer ursprünglich horizontal gelagerten Abfolge, die vom jüngsten Präkambrium (?) bis ins Altpaläozoikum reicht. Durch die hier postulierte Kippung nach Süden sieht man im planaren Anschnitt eine Verteilung von „alt" nach „jung" von N nach S und ein Abklingen der Metamorphose in derselben Richtung. Was immer die Ursache der vorvariszischen Metamorphose gewesen sein mag (erhöhter Wärmefluß? Überlagerungsdruck der aufliegenden Sedimentserien?), sie ist im tiefsten Stockwerk mehrphasig unter Durchbewegung (vgl. R. A. CLIFF 1978) und erhöhten Drucken vor sich gegangen (G. TROLL et al. 1976 nahmen hierfür pt-Bedingungen zwischen Glaukophanschiefer- und Amphibolitfazies an, d. h. zwischen 350 und 550° bzw. 4.5–8 kb), während sie sich im oberen Sockelstockwerk zur gleichen Zeit in einem Geschehen äußerte, das alle Bedingungen der „vertikalen Synchronisation" (E. WEGMANN 1953, 1956) zu erfüllen scheint (vgl. Abb. 73, 74). So sind damit kompatibel die Faziesdifferenzierung des Silurs gegenüber der ± einheitlichen Ausbildung im Ordoviz, mächtige Schwarzschieferbildungen und ein starker basischer Vulkanismus, damit in Zusammenhang stehende Erzzufuhr und Lagerstättenbildungen (vgl. R. HÖLL 1970a, 1971, 1975, R. HÖLL & A. MAUCHER 1976, L. LAHUSEN 1972 u. a.), weiters stratigraphische Lücken unterschiedlicher Zeitdauer, die „Buntheit" der Silurablagerungen als Ausdruck sehr wechselnder Subsidenzverhältnisse etc. (Abb. 74). Diese Kriterien charakterisieren wohl eine äußerst mobile Zone, auf eine stärkere Tektogenese kann daraus aber nicht geschlossen werden.

Die Frage, ob die petrologisch geforderten Drucke dieser Metamorphose durch die Auflast des Deckgebirges erklärt werden können (z. B. verlegten J. C. HUNZIKER 1970 in den Westalpen zeitgleiche Vorgänge an die Kruste/Mantel-Grenze und K. SCHMIDT 1976 in Tiefen zwischen 10 und 30 km), ist durch die Fortschritte in der Stratigraphie des ostalpinen Paläozoikums heute mit ziemlicher Sicherheit zu bejahen. Danach sollten Schlußfolgerungen nämlich nicht, wie bisher, von extrem redu-

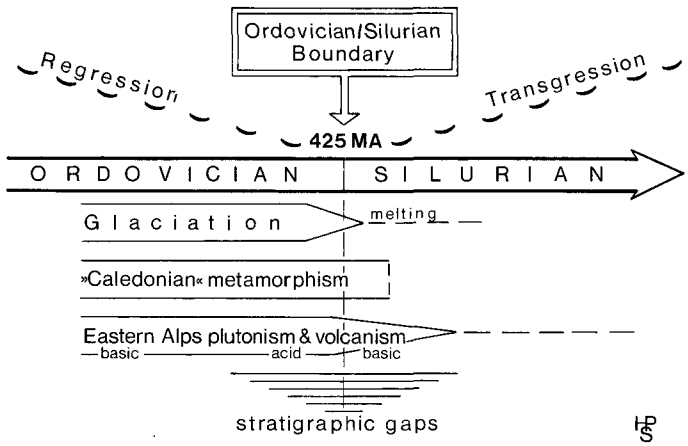


Abb. 74: Das Zusammenwirken von globalen und regionalen (ostalpinen) endogen-exogenen Ereignissen an der Ordoviz/Silur-Grenze (nach A. FENNINGER & H. P. SCHÖNLAUB 1972; verändert).

zierten Mächtigkeiten des klassischen ostalpinen Paläozoikums ausgehen, wie etwa dem nur ca. 60 m mächtigen Silur der Plökkener Fazies in den Karnischen Alpen oder coevalen Bildungen mit ähnlichen Mächtigkeiten um Eisenerz, sondern von Vorkommen, die im selben Meridian nur 10 km weiter südlich (Eisenerzer Alpen–Wildfeld–Lange Teichen) bereits mindestens einen 5–7mal größeren Betrag aufweisen und in dieser Größenordnung wohl auch für das Ordoviz und Devon zutreffen sollten (vgl. Abb. 58). So können in den bisher datierten Phyllitgebieten ungleich größere Mächtigkeiten mit klastischen Sedimenten vermutet werden. Wir schließen daraus, daß mit Annäherung an die altpaläozoische Trogachse generell zunehmend mächtigere Schichtfolgen auftreten und dafür vor allem größere Subsidenz, Beteiligung von Vulkaniten und stärkere Schüttungen klastischen Materials aus dem Hinterland verantwortlich gemacht werden können.

Wenn wir dieses Modell auf die E–W streichende Zone der Schober–Sadnig–Kreuzeck–Goldeckgruppe übertragen (in abgewandelter Form kann es übrigens auch für Teile der Muralpen angewendet werden), so scheinen kaum gewichtige geologische Argumente gegen die Annahme eines viele km mächtigen Deckgebirges zu sprechen, das noch im ursprünglichen und relativ ungestörten Verband mit den älteren, metamorph umgewandelten Ortho- (basische und saure Eruptiva) und Paragesteinen steht. Allerdings darf dabei nicht übersehen werden, daß die Kreuzeckgruppe bisher lediglich übersichtsmäßig bearbeitet wurde und es daher wahrscheinlich ist, daß die Detailaufnahme durchaus neue Aspekte zu strukturellen Fragen, aber auch zur Verteilung fazieskritischer Minerale (vgl. H. MEIXNER 1971, 1974) liefern wird.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Der altpaläozoische („kaledonische") und der variszische Zyklus scheinen nach Daten aus den Sedimentationsräumen in den Ostalpen durch eine kurze Phase relativer Ruhe getrennt. Lediglich im Mitteldevon deuten Umlagerungen, Vulkanismus und Schichtlücken auf Bodenunruhen, die aber mit Annäherung an die Devon/Karbon-Grenze zunahmen und sich auffallend verstärkten (Abb. 73). Im Gegensatz zu den Ergebnissen in den klassischen Gebieten, in denen die Karbonatsedimentation im höheren Unterdevon eine maximale Verbreitung erreichte und dabei lokal zu einer starken Gliederung des Sedimentationsraumes führte, können für die gleiche Zeit über die Verhältnisse in den Phyllitgebieten mangels stratigraphischer Informationen noch keine klaren Angaben gemacht werden.

Im Karbon trat im Evolutionsablauf des ostalpinen Krustensegments jedoch eine entscheidende Wende ein (Abb. 73). Als orogenes Vorstadium kam es in den randlichen Schelfarealen zu immer häufigeren Instabilitäten und Unstetigkeiten; sie bewirkten örtliche Heraushebungen mit lokalem längerzeitigen Trokkenfallen, Deformationen, Aufreißen von Spalten und Umlagerungen, während in benachbarten Räumen die Sedimentation zur gleichen Zeit offenbar ungestört bis ins jüngste Unterkarbon fortdauerte. Radiometrische Neuergebnisse im Kristallin, neue stratigraphische Daten in beiden Grauwackendecken, die bekannte Ereignisfolge in den Südalpen und im Karbon von Nötsch ermöglichen unter Einbeziehung des postvariszischen Deckgebirges eine weit ins Detail reichende, geotektonische Gliederung des variszischen Orogengeschehens der Ostalpen, die folgende Hauptmerkmale erkennen läßt:

In den Karnischen Alpen und Karawanken endete die Karbonatsedimentation spätestens an der Grenze Unter-/Oberkarbon (H. P. Schönlaub 1971b, A. Fenninger & H. P. Schönlaub 1972, G. B. Vai 1975, F. Tessensohn 1975 u. a.). Diese Feststellung trifft auch auf die Norische Decke in der Nördlichen Grauwackenzone zu, wenngleich hier kalkiges Unterkarbon bisher nur am Erzberg und in der südlichen Ramsau mit Fossilien belegt ist (F. Thalmann 1974, H. P. Schönlaub 1977c, vgl. S. 92). In beiden Gebieten folgten lokal mit geringer Winkeldiskordanz (z. B. Zentrale Karnische Alpen) nach einer vermutlich sehr kurzen Lücke klastische Schichtglieder, die in der Nördlichen Grauwackenzone – wo noch vorhanden – feinklastisch waren (mit vulkanogener Beteiligung), während sie in den Südalpen mit allen Kennzeichen von Flyschablagerungen Mächtigkeiten bis 600 m bilden können. In seinen höheren Profilabschnitten belegt die Dominanz von Granat im Schwermineralspektrum (W. Schnabel 1976) die Schüttung aus einem metamorphen Hinterland, dessen Einfluß gegen das Ende des Jungpaläozoikums stark in den Hintergrund trat (A. Fenninger & K. Stattegger 1977, W. Buggisch 1975, 1978, G. F. Tietz 1975; vgl. Abb. 16).

Die Granatvormacht im südlichen Sedimentbereich (und im Karbon von Nötsch), die zeitlich der Bildung und starken Absenkung des Flyschtrogs folgte, läßt insoferne einen Zusammenhang mit der zentralen Kristallinzone weiter nördlich vermuten, als hier Gesamtgesteins- und Mineralalter (= Abkühlalter) etwa zur gleichen Zeit gesteinsbildende Prozesse anzeigen, die ihren Abschluß in einem isostatischen Hebungsvorgang gefunden haben könnten. Danach verteilen sich alle bisherigen variszischen Alterswerte auf ein Gebiet, das grosso modo zu den Muralpen gehört (Seckauer Tauern, Bundschuhmasse, Grobgneisserie). Südlich davon schließt ein Gebirge an, das hauptsächlich aus paläozoischen Sedimenten und Vulkaniten besteht, denen in variszischer Zeit im Zuge eines decken- und schuppenerzeugenden Deformationsaktes eine Metamorphose aufgeprägt wurde, deren Intensität aber nicht ausreichte, um im Karbon von Nötsch, dem Grazer Paläozoikum (??) und in der Veitscher Decke merkbare Spuren zu hinterlassen (Abb. 75). Mit einiger Sicherheit kann sie als vorpermisch aufgefaßt werden (E. Clar 1975, 1976), da ihre Produkte einerseits im Perm von einer von Süden eindringenden Flachsee bzw. von terrestrischen Ablagerungen überwältigt wurden, die örtlich Komponenten aus dem Untergrund enthalten (vgl. u. a. E. Erkan 1976, 1977, 1978); sie bilden die Basis der zentralalpinen Mesozoikumsentwicklung.

Dem unterkarbonen Anteil des Karbons von Nötsch kann in diesem Modell ebenso wie dem Karbon der „Veitscher Decke" der Nördlichen Grauwackenzone eine landnahe Position zum südlichen Flyschbecken eingeräumt werden (H. P. Schönlaub et al. 1977). Wir glauben ferner, daß diese Karbonentwicklung bereits primär in enger Nachbarschaft zum teils gleich alten Karbon der „Norischen Decke" stand (vgl. H. W. Flügel 1964, 1977, K. Metz 1965, R. Schönenberg 1970) und die Fazies dieser Decke auf Grund vieler Analogien eine nahe Verbindung mit dem Grazer Paläozoikum sehr wahrscheinlich macht. Mit dieser Vorstellung der N–S Anordnung, die folglich auch Konsequenzen für die Heimat der Nördlichen Kalkalpen hat, ist scheinbar nicht zu vereinen, daß bisher weder im Karbon der Norischen Decke noch im Grazer Paläozoikum eindeutige Hinweise auf eine gröberklastische Sedimentation an der Unter-/Oberkarbon-Grenze bzw. im Oberkarbon gefunden werden konnten. F. Tessensohn 1971 vertrat jedoch die Meinung, daß im Hochwipfelflysch der Karawanken entgegen der Ansicht von R. Schönenberg 1970 keine Beziehung zu einem im Norden angenommenen kristallinen Liefergebiet zu sehen sei, sondern nach Sedimentstrukturen die Schüttungsrichtungen wie in den Karnischen Alpen (W. Schnabel 1976) auf einen E–W gerichteten Trog deuten, in den von Süden her Turbidite fächerförmig einflossen und sich anschließend longitudinal einpendelten. Das Material soll vorwiegend aus dem Untergrund stammen und in viel geringerem Maß aus schwach metamorphen Gebieten, die im Nordbereich des Troges aufgearbeitet sind.

Eine weitere Schwierigkeit, die die baugeschichtlichen Zusammenhänge zwischen den Zentral- und Südalpen verschleiert, liegt in der nach wie vor nicht bekannten Bedeutung der Gailtallinie in variszischer Zeit (vgl. Kapitel VII). Eine Klärung dieses Problems scheint erst dann möglich, wenn das Intrusionsalter der Magmatite im österreichischem Anteil bekannt sein wird. Nach Ch. Exner 1976 treten sie in dieser Grenzzone mit Unterbrechungen über nahezu 400 km Länge mit maximal 2,5 km Breite auf. Es kann vermutet werden, daß die einzelnen Lamellen Reste eines ehemals ausgedehnten Plutons darstellen.

VI. Paläogeographie des Grundgebirges (Abb. 75)

In älteren Darstellungen des vormesozoischen Grundgebirges wurde von der Annahme ausgegangen, daß das Altpaläozoikum zwischen und am Rande von vorpaläozoischen kristallinen Schwellenregionen abgelagert worden sei (R. Schwinner). Diese autochthonistische Vorstellung vertrat noch H. P. Cornelius 1950. Danach hätten die variszischen Ketten der Grauwackenzone und des Murauer Paläozoikums ein Gebiet mit Vorlandsmerkmalen (= Karbon) sigmoidal umschlossen, das in variszischer Zeit von den nach außen drängenden kristallinen Kernen überwältigt wurde. Auch Fossilien wurden als Stütze für ehemalige Zusammenhänge bzw. als Indiz für Barrieren zwischen den einzelnen Sedimentationströgen herangezogen, so z. B. von

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

»MINI-CARTOON« DER PALÄOGEOGRAPHIE DES OSTALPINEN ALTPALÄOZOIKUMS

(nach E. CLAR 1971, stark verändert)

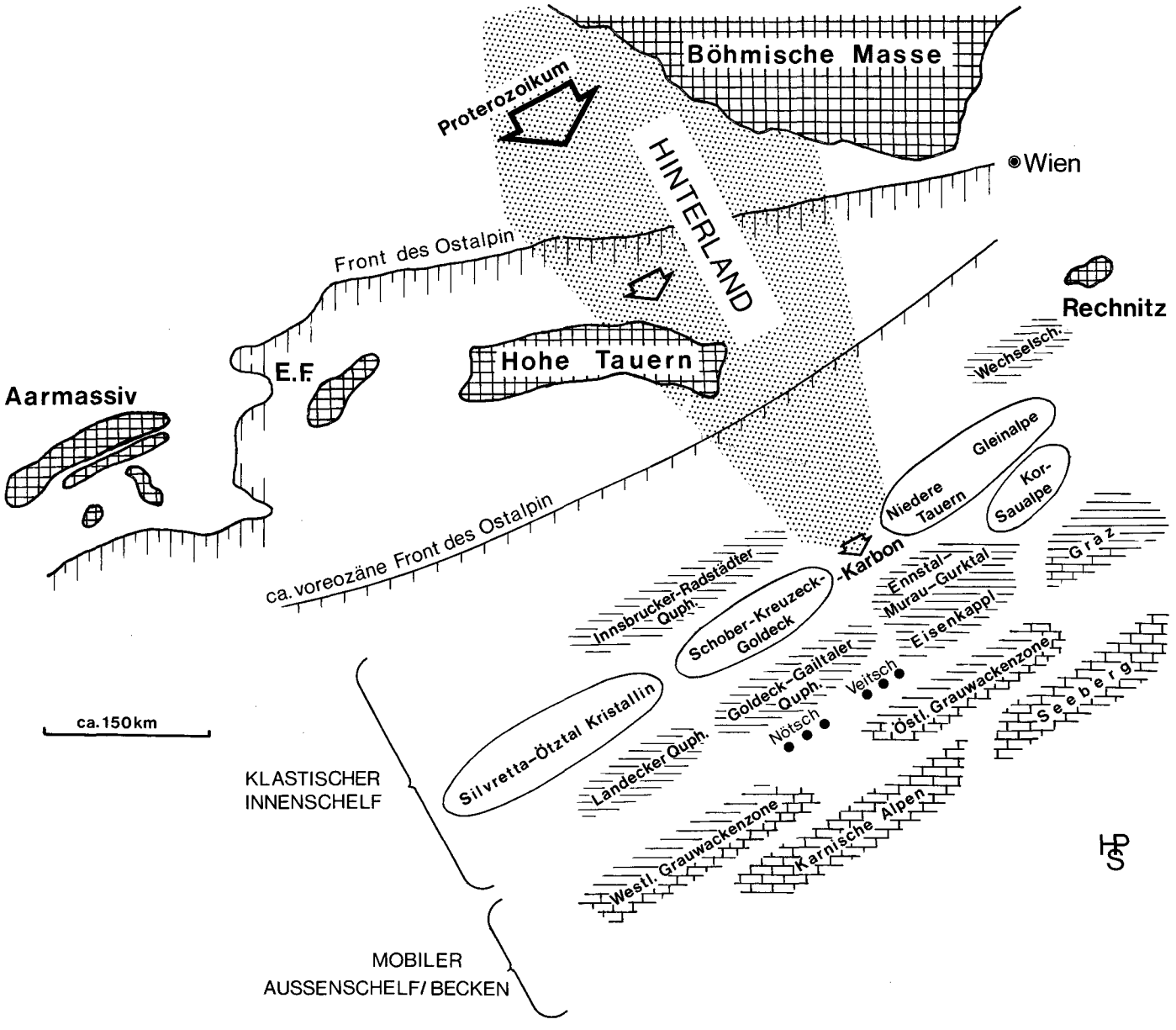


Abb. 75

K. METZ 1952, der in der angeblichen Verschiedenheit der Faunen des Nötscher und Veitscher Karbons auf eine paläontologische Scheide schloß; dieser Ansicht hielt jedoch H. FLÜGEL 1964 entgegen, daß zumindest aus paläontologischer Sicht keine trennende Schwelle zwischen beiden Vorkommen zu begründen sei (vgl. auch G. HAHN & R. HAHN 1977).

In der Gegenwart hat sich wohl endgültig die Meinung durchgesetzt, daß jeder Versuch einer paläogeographischen Rekonstruktion des ostalpinen Grundgebirges in vormesozoischer Zeit die alpine Tektonik mit zu berücksichtigen hat, da durch sie ursprünglich zusammenhängende Bereiche auseinandergerissen wurden. Als Grundgebirgsrelikte mosaikartig verteilt, nehmen sie verschiedene Positionen im alpinen Bauplan ein. Durch die nach Norden gerichteten jüngeren Bewegungen entstand vor allem meridional ein kompliziertes Decken- und Schuppengebilde einzelner abgescherter Teilbereiche, während in Ost–West-Richtung die laterale Kontinuität unter Umständen auf längere Strecken gewahrt blieb (z. B. Nördliche Grauwackenzone). Die hierbei entstandenen Zonen müssen jedoch nicht den Trogachsen primärer Senkungsräume parallel laufen.

Um ein Bild über die variszische Anordnung und Verteilung der einzelnen Teilbereiche zu gewinnen, ist es deshalb notwendig, den nord- und zentralalpinen nordvergenten Überschiebungsbau in seine voralpidische Ausgangslage zurückzuführen. Dabei ist nach Prinzipien vorzugehen, wie sie ausführlich von A. TOLLMANN 1963b, 1965, 1975b bzw. E. CLAIR 1965, 1971, 1973, 1975, 1976 dargelegt wurden. Beide Autoren verlangen einmal eine Rücknahme der ostalpinen Überschiebungsmassen des Kristallins und der Grauwackenzone + Nördliche Kalkalpen in einen Bereich südlich der Hohen Tauern, zum zweiten – abgeleitet aus der stärkeren Einengung im Westen – eine Drehung des Westteils gegen den Uhrzeigersinn und drittens eine Ausglättung des vorgosauischen Deckenbaus (E. CLAR).

Aus dem Nachweis penninischer Anteile am Ostsporn der Zentralalpen und der damit verbundenen Erkenntnis der Fensternatur des Rechnitzer Raumes ergibt sich, daß die unterostalpinen Einheiten des Wechselgebietes (Wechselserie, Grobgneisserie, Permomesozoikum) vor der alpidischen Einengung einen entsprechenden Raum weiter im Süden eingenommen haben; man wird nicht fehlgehen, dafür einen Betrag zwischen 30 und 40 km zu fordern. Aus petrogenetisch-faziellen Überlegungen ist wahrscheinlich, daß die in variszischer Zeit gebildeten Edukte

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

der Grobgneise (vgl. S. 76) und die vorvariszischen Parageneite (Strallegger Gneise) der gleichen Einheit ihre südwestliche Fortsetzung in den Mürztaler Grobgneisen gehabt haben. Zu diesem Komplex dürften im weiteren Rahmen auch das Mugel-Rennfeldkristallin, die Gleinalpe, das Seckauer-, Bösenstein- und Schladminger Kristallin gehören, die nach Serienvergleichen (K. METZ et al. 1964, K. METZ 1976a, b), nach radiometrischen Daten und der gleichen postvariszischen Auflage (die örtlich freilich nur mehr reliktisch erhalten ist) eine enge, primäre Nachbarschaft, d. h. eine einheitliche kristalline Masse nahelegen.

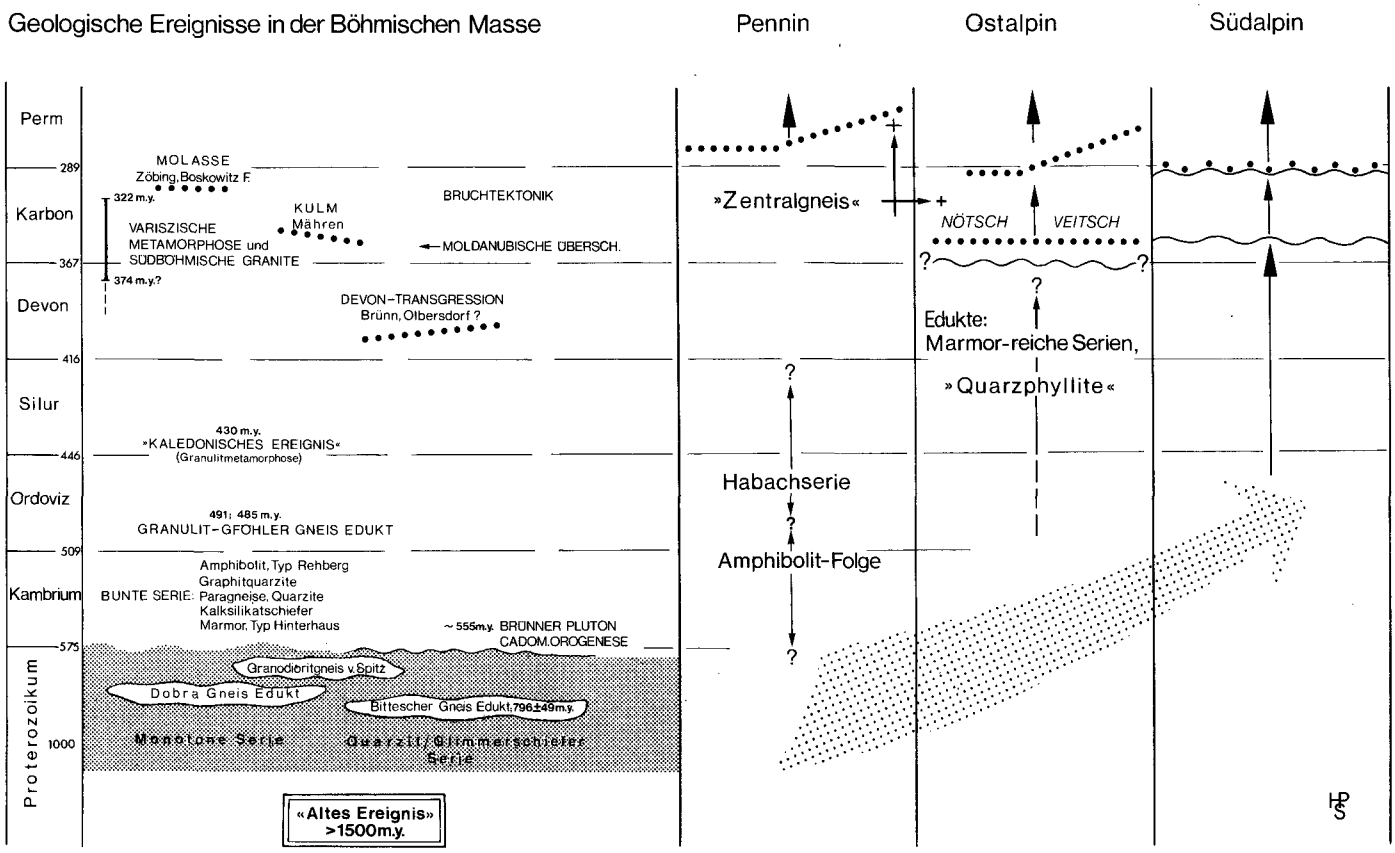


Abb. 76

Die westliche Fortsetzung dieser auffallenden Kristallinachse, im Osten des Tauernfensters weit nach Norden vorgeschoben, ist nach unserer Meinung im Süden des Tauernfensters ebenfalls noch reliktisch erhalten und zwar nehmen wir sie in den Liesergneisen, weiters in der Paragneisserie der Goldeckgruppe, der Kreuzeck-, Sadnig- und in der Schobergruppe an. Ferner können dieser Zone die „alten Gneise" zugeordnet werden und vielleicht auch das Ötz- und Silvrettakristallin, die in ihrer Baugeschichte, im Stoffbestand und in der Metamorphose auffallende Parallelen mit den genannten Räumen im Süden und Osten des Tauernfensters zeigen (vgl. Abb. 75).

Südlich dieses alten Kristallins, das vermutlich auch jungproterozoische Anteile enthält und in altpaläozoischer Zeit metamorphosiert wurde (vgl. S. 99), bildete sich in altpaläozoischer Zeit ein Senkungsraum, der aus inselartig aufragenden Abtragsgebieten klastischen Schutt erhielt, in dem aber auch vulkanische Erscheinungen weit verbreitet waren und temporär Karbonatsedimentation stattfand. Dieses weiträumige Gebiet wurde in variszischer Zeit synmetamorph in einen Decken- und Schuppenbau einbezogen. Während die Metamorphose nach Süden ausklang, überlagerte sie nach unten das ältere „kaledonische Ereignis". Die Bereiche, die im Zuge der variszischen Orogenese im pt-Feld der älteren Metamorphose lagen, sind daher kaum abzugrenzen. Durch die transgressive Auflage von Permoskyth (teilweise auch Oberkarbon) ist andererseits die vorpermische Metamorphose erwiesen.

Zu diesen Räumen sind die auf der paläogeographischen Skizze angedeuteten Gebiete zu zählen. Am weitesten im Süden lagen die Turntaler Quarzphyllite, die Quarzphyllite des Gail- und Lesachtales und Teile der Eisenkappler Grünschieferzone. Es ist hier belanglos (und kaum mehr rekonstruierbar), in welcher Beziehung das Mittelkärntner-, Gurktaler- und Murauer Paläozoikum zum gleich alten Gailtaler Paläozoikum standen – feststeht, daß alle einer hochmobilen Zone mit Vulkanismus, Schwarzschieferbildung und pelitischer Sedimentation angehörten und für eine Kennzeichnung variszischer Ablagerungsräume die heutige tektonische Gliederung Verwirrung schaffen würde.

Nach den neuen Ergebnissen in der Grauwackenzone muß zumindest ihr Südteil im Meridian von Eisenerz in enger räumlicher Beziehung zur vorhin genannten mobilen Zone gestanden haben. Dies trifft ebenso auf das Eisenkappler Paläozoikum und vielleicht auch auf Teilbereiche im Grazer Paläozoikum zu. Mit der Grebenze, Aich?, der karbonatbetonten Hauptmasse des Grazer Paläozoikums und der Norischen Decke (vgl. H. FLÜGEL 1964, H. SCHÖNENBERG 1970) folgte anschließend eine Art Übergangsentwicklung zur „Karbonatplattform" der Karnischen Alpen und des Seeberger Aufbruchs, die im Silur und Devon der klastischen Sedimentation vom Norden weitgehend entzogen waren (hingegen ist für das Grazer Paläozoikum nach Untersuchungen von A. FENNINGER & H.-L. HOLZER 1978 in der Dolomitsandstein-Folge die Nähe eines kristallinen Liefergebietes zu vermuten).

Diese Konfiguration änderte sich allerdings im Unterkarbon: Es bildete sich im Übergang zwischen den ab Beginn des Karbons im Norden aufsteigenden Hochzonen und den synchron einsinkenden Flyschtrögen im Süden (Karawanken, Karnische

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Alpen) in Landnähe ein Gürtel mit Molassemerkmalen (Typus: Veitscher Karbon). Nötsch nahm paläogeographisch eine etwas südlichere Position ein, lag jedoch nördlich eines Bereiches, in dem zu gleicher Zeit das Karbon der späteren Norischen Decke, das Grazer Karbon und das Karbon der Südalpen abgelagert wurden.

Aus dieser nach heutiger Kenntnis der Fazies und Entwicklung der einzelnen Kristallinkörper und Sedimentgebiete abgeleiteten Anordnung des Grundgebirges schließen wir in Übereinstimmung mit R. SCHÖNENBERG 1970: 15 auf ein ± kontinuierliches Wandern der variszischen Orogenese von Norden nach Süden (vgl. H. P. SCHÖNLAUB et al. 1977).

Die Tatsache, daß in der Böhmischen Masse vom Edukt und von den Mineralparagenesen von den Ostalpen abweichende Gesteinsfolgen auftreten (vgl. Kap. VIII), die nach bisherigen radiometrischen Ergebnissen außerdem älter als die Hauptmasse des ostalpinen Kristallins mit seinem Deckgebirge sind (vgl. Abb. 76), legt die Frage nach dem ursprünglichen Verhältnis beider Räume zueinander nahe.

Bekanntlich gelten seit F. KOSSMAT 1927, 1936, L. KOBER ab 1927 und H. STILLE 1951 die paläozoischen Reste im Süden der Böhmischen Masse (Alpines Paläozoikum) als analoge Bildungen des Rhenohercynikums. Vom Blickpunkt des ostalpinen Kristallins wie seines weniger metamorphen Deckgebirges scheinen heute zusätzliche Argumente dieses Bild in modifizierter Form zu bestätigen.

Auf der Grundlage der hier mitgeteilten Daten kommen wir zur Vorstellung einer Polarität der Orogenfront, die von der Böhmischen Masse nach Südosten auf das Vorland hin gerichtet war (Abb. 75, 76). Die Nördliche Grauwackenzone und die Karnischen Alpen repräsentieren in diesem Modell jenen Bereich des Südvariszikums, der von den orogenen Ereignissen erst spät und in abgeschwächter Form betroffen wurde. Der vorläufige Abschluß des Orogengeschehens war die Auffaltung des Karbonflysch in den Südalpen. Danach drang das postvariszische Karbon- und Permmeer erneut von Südosten in den Alpenraum ein.

Das von H. W. FLÜGEL 1977 zur Diskussion gestellte Verteilungsbild des ostalpinen Paläozoikums weicht von der von H. P. SCHÖNLAUB et al. 1977 entworfenen paläogeographischen Rekonstruktion erheblich ab, obwohl beiden Modellen die gleiche Grundidee zugrunde liegt, nämlich eine von Nord nach Süd gerichtete variszische Wandertektonik. Während jedoch H. W. FLÜGEL die Norische Decke der Nördlichen Grauwackenzone mit dem Murauer Paläozoikum als Bindeglied nördlich des Mittelkärntner Paläozoikums einordnete und einen durch Schwellen gegliederten altpaläozoischen Ablagerungsraum annahm, wurden von H. P. SCHÖNLAUB et al. 1977 die alpidische Tektonik und fazielle Analogien zwischen den einzelnen Sedimentationsräumen stärker berücksichtigt. Die in den vorangegangenen Kapiteln mitgeteilte, in viele Einzelheiten gehende stratigraphische Aufgliederung nichtmetamorpher – und soweit dies gegenwärtig möglich ist – metamorpher Abfolgen gab dafür die notwendigen Grundlagen, ohne deren Kenntnis jeder Rekonstruktionsversuch im Paläozoikum scheitern muß.

Der Hauptgrund für die Ablehnung des Entwurfs von H. W. FLÜGEL 1977 liegt im u. E. mißglückten Versuch, die Norische Decke der Nördlichen Grauwackenzone mit Murau und Mittelkärnten einem einheitlichen Sedimentationsraum zuzuordnen. Diesen Zusammenhang halten wir aus tektonischen und faziellen Gründen für unwahrscheinlich. Wie im Kapitel II. 2.1 ausführlich dargelegt wird, gliedert sich der sehr kompliziert aufgebaute Murauer Raum in einen von einer Schiefer- und Vulkanitentwicklung beherrschten älteren Abschnitt und Karbonaten im Hangenden. Die gleichen Feststellungen gelten für das Silur im Südteil der Grauwackenzone im Meridian von Eisenerz (Details wurden anläßlich der Exkursion der ÖGG 1977 vorgeführt; vgl. Exk. Führer, Hrsg. Geol. B.-A., 1977). Es existierten daher nur zeitweise (= im Devon) Bedingungen, die die Annahme einer Schwelle im Murau–Eisenerzer Gebiet rechtfertigen würden. Die Entwicklung im Silur ist hingegen in allen in Frage kommenden Räumen (Mittelkärnten, Murau, Eisenerz) weitgehend ähnlich ausgebildet.

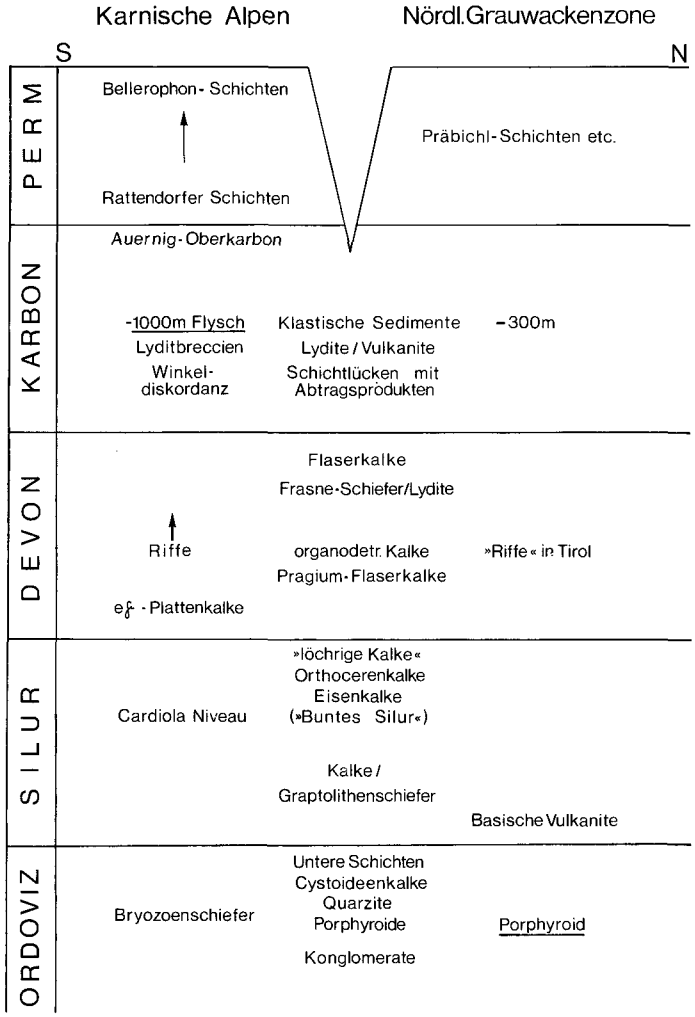


Abb. 77: Der fazielle Zusammenhang zwischen Karnischen Alpen und Nördlicher Grauwackenzone im Variszikum. Die mittlere Kolonne gibt die Gemeinsamkeiten zwischen beiden Räumen an; die rechte und linke Kolonne charakterisieren die jeweiligen Eigenentwicklungen. Beachte Unterschiede im Postvariszikum!

Die laterale westliche Fortsetzung der Norischen Decke sind bekanntlich die Ennstaler Phyllite (Kap. II. 2.12) und der Salzburger Abschnitt der Nördlichen Grauwackenzone. In diesem Segment fehlt bisher, sieht man von der Inschlagalm bei Leogang mit den nach Osten auskeilenden Spielbergdolomiten ab, ein Nachweis von Devon. Die ordovizischen Anteile lassen hingegen, ebensowenig wie die Kieselschiefer und Kalke des Silurs, keinen Schluß auf eine Trogentwicklung („Pinzgauer Trog") im Sinne H. W. FLÜGEL's zu. Sie zeigen vielmehr eine auffallende Parallelität zu den Verhältnissen um Eisenerz! So konnte beispielsweise in jüngster Zeit H. JAEGER 1978 nach Graptolithenuntersuchungen auf der Entachenalm bei Hintertal nachweisen, daß im Silur dieses Gebietes dieselben Trends wie im Kitzbüheler Altpaläozoikum und bei Eisenerz herrschten, d. h. überregional in oder über der Zone 34/35 mit dem Ende des Unter-Ludlows die Graptolithenfazies zurücktrat und Karbonaten wich (vgl. Abb. 54). Es ist daher sehr wahrscheinlich, daß die erwähnte mächtige Karbonatentwicklung des Spielberghorns (A. MAVRIDIS

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

& H. MOSTLER 1970, H. MOSTLER 1973) das normale Hangende der im Obersilur einsetzenden Entwicklung ist!

Für den Salzburger Abschnitt, wie für den Raum um Kitzbühel, fehlen also begründete Argumente, über einen in sich gegliederten Ablagerungsraum hinaus (der häufig in Abhängigkeit von der vorgegebenen Mächtigkeit des Porphyroids steht) großregional Schwellen-Trog-Verhältnisse zu postulieren.

Nach der Deckenlehre muß die Norische Decke der Nördlichen Grauwackenzone zusammen mit Teilen der transgressiv auflagernden Kalkalpen in einen Nahbereich zum Drauzug rückverlegt werden. Sie wurzelt daher primär südlich des Mittelkärntner Paläozoikums. Diese Position leitet sich u. a. auch aus Vergenzrichtungen in diesem Gebiet ab. Daraus ergibt sich, daß das Karbon von Nötsch – auch bei Annahme der Fensternatur – nicht, wie H. W. FLÜGEL 1977 (Abb. 1) zeichnete, im Norden des Mittelkärntner Paläozoikums beheimatet gewesen sein kann, sondern nur im Süden (andernfalls ist für dieses Karbon ein alpidischer N–S Transport zu fordern).

Problematisch sind Schlüsse zum Alter der Deformation, die von postorogenen Transgressionsbildungen abgeleitet werden. Solche datieren lediglich das Mindestalter der vorangegangenen Tektonik. Im ostalpinen Paläozoikum können durch Transgressionen drei Bereiche charakterisiert und unterschieden werden:

1. Postorogene Sedimente vom Typus Veitsch und Nötsch mit Ober-Visé-Alter;
2. Phyllitgebiete, wie z. B. Turrach mit einer Transgressionsbasis im Westfal D oder Stefan A (V. TENCHOV 1978), andere, wie z. B. Mittelkärnten (Christofberg, St. Pauler Berge, Basis des Drauzugs) mit Beginn des Autun (ältestes Perm) und
3. Südalpen, z. B. Naßfeld, mit dem Transgressionsbeginn an der Basis des Stefan (Gshel-Stufe nach G. HAHN et al. 1977).

Will man durch die erneute Sedimentbedeckung auf das Alter der vorangegangenen Tektonik rückschließen, so bieten sich dafür nur die unter (1) und (3) genannten Räume an. Während in den Südalpen der Zeitpunkt der Deformation exakt im oberen Westfal feststeht und die postorogenen Sedimente vom Typus Veitsch und Nötsch eine Tektonik und Metamorphose eines älteren Basement-Komplexes im vor-Ober-Visé anzeigen (über die Natur der Unterlagen sind die Vorstellungen freilich umstritten), sind modellhafte Schlüsse zum tektonischen Geschehen in den Phyllitgebieten mit großen Unsicherheiten behaftet. Die Autun-Transgression im Gailtal und in Mittelkärnten muß also keineswegs bedeuten, daß das unterlagernde Kristallin erst später geprägt wurde als z. B. die Gurktaler Quarzphyllite mit dem auflagernden Westfal D/Stefan A!

Das hier präsentierte Modell folgt und ergänzt die paläogeographische Rekonstruktion von R. SCHÖNENBERG 1970 und bezieht die Böhmische Masse mit ein (vgl. Kapitel VIII). Wie bei R. SCHÖNENBERG, nehmen auch wir auf Grund der nun festgestellten auffallenden Analogien, die in der orogenen Entwicklung und im Sedimentationsbild zwischen dem Paläozoikum der Südalpen und dem der Nördlichen Grauwackenzone bestehen (vgl. Abb. 77), eine enge primäre Nachbarschaft zwischen beiden an.

VII. Die Grenze Zentralalpen/Südalpen (Das Periadriatische Lineament)

Die Gailtallinie ist ein Ost–West verlaufendes Teilstück des Periadriatischen Lineaments, das die Alpen von der Sesia Zone bis zur Pannonischen Tiefebene auf rund 600 km Länge durchzieht und die Nordalpen von den Südalpen trennt. Sie spaltet sich im Westen von der Pusterer Linie ab, verläuft an der Südseite des Lesachtals nach Osten unter die Talalluvionen des Gailtals und setzt sich in einem weiteren Teilstück, das auch als Karawankenlinie bezeichnet wird, in den Ostkarawanken fort (vgl. S. 44).

Die Bedeutung dieser Störung im Rahmen des gesamten Lineaments ist seit E. SUESS 1885 umstritten: Je nach regionalgeologischen oder tektonischen Lösungsversuchen wurde einmal das Trennende, ein anderes Mal das Verbindende der an die Gailtallinie bzw. ihrer west–östlichen Verlängerung angrenzenden Gebiete betont. Erstere Auffassung vertraten u. a. L. KOBER ab 1912b, N. ANDERLE 1950, E. KRAUS 1957, R. van BEMMELEN 1961, A. TOLLMANN 1959, 1963b, G. B. VAI 1975, H. W. FLÜGEL 1975a (für das Jungpaläozoikum), 1977 und Ch. EXNER 1972, 1976. Gegen eine scharfe Trennung zwischen den Nord- und Südalpen sprachen sich hingegen R. SCHWINNER 1915, F. HERITSCH 1915, R. STAUB 1924, H. P. CORNELIUS 1949 und P. FALLOT 1955 aus. Eine vermittelnde Stellung nahmen u. a. F. KOSSMAT 1913, R. SCHWINNER 1947, F. HERITSCH 1936, R. STAUB 1950, F. KAHLER 1955b, F. KAHLER & S. PREY 1963, H. W. FLÜGEL 1964, 1975a (für das Altpaläozoikum), R. SCHÖNENBERG 1970, E. CLAR 1973 und H. BÖGEL 1975 ein, die im Bereich des Gailtals einen ehemals großräumigen Zusammenhang zwischen den Nord- und Südalpen vermuteten, der aber während des alpidischen tektonischen Geschehens gestört und verloren gegangen sei.

In Verbindung mit plattentektonischen Überlegungen zum Bau der Alpen stellte sich erneut die Frage nach einer möglichen Krustenverkürzung und/oder Bewegungen an der Gailtallinie. So nahmen für die variszische Zeit z. B. R. LAURENT 1972, A. NICOLAS 1972, P. A. FLOYD 1972 und R. RIDING 1974 an der Nordgrenze der Südalpen („Proto-Mediterranean") nordgerichtete Subduktionszonen an. Zu einem ähnlichen Ergebnis gelangten R. HÖLL & A. MAUCHER 1976, allerdings aus der Verteilung der altpaläozoischen schichtgebundenen Lagerstätten und nach Rückführung der alpidischen Horizontalbewegungen. Auf Grund von paläomagnetischen Daten (vgl. Abb. 78) und Faunenvergleichen kamen schließlich W. S. MCKERROW & A. M. ZIEGLER 1972, H. B. WHITTINGTON & C. P. HUGHES 1972, M. R. HOUSE 1973, L. R. M. COCKS & W. S. MCKERROW 1973, C. K. SEYFERT & L. A. SIRKIN 1973 und eingeschränkt G. B. VAI 1975 zur Vorstellung, daß die Zentralalpen (und Mitteleuropa) im Altpaläozoikum von den Südalpen über 1000e km entfernt und außerdem verdreht lagen (vgl. dazu auch E. A. HAILWOOD & D. H. TARLING 1975 und E. IRVING 1977: 306).

Für die alpidische Orogenese wurde das Periadriatische Lineament und damit auch die Gailtallinie bisher von H. P. LAUBSCHER 1970–1973, J. F. DEWEY & J. M. BIRD 1970, J. F. DEWEY et al. 1973, M. R. W. JOHNSON 1973, E. SEMENZA 1974, J. CHOROWICZ & J. GEYSSANT 1977 und W. FRISCH 1978 in plattentektonische Konzepte einbezogen. Sieht man von J. CHOROWICZ & J. GEYSSANT ab, die diese Störungszone als Subduktionszone deuteten (vgl. auch R. TRÜMPY 1972, H. BÖGEL 1975), hielten sie die übrigen Autoren für eine Plattengrenze, an der im Sinne von Transform-Störungen mit Lateralverschiebungen zu rechnen sei (nach G. B. VAI 1975, 1976 sollen diese Bewegungen im Karbon stattgefunden haben).

In diesem Zusammenhang verdienen geophysikalische Untersuchungsmethoden große Beachtung, nach denen die größte Krustendicke in den Ostalpen etwa unter dem Periadriatischen Lineament liegt und hier 40–45 km beträgt (P. GIESE et al. 1970, G. ANGENHEISTER et al. 1972). P. GIESE leitete daraus die Vorstellung ab, daß die Südalpen bis zu 70 km weit nach Norden über die Ostalpen überschoben sind. Die Störungszone des Periadriatischen Lineaments selbst konnte hingegen bisher geophysikalisch noch nicht erfaßt werden.

Für die Beantwortung der Frage nach der tektonischen Wertigkeit der Gailtallinie und ihrer Verlängerung nach Westen und Osten bietet sich ein reiches Beobachtungsmaterial zu beiden Sei-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

ten der Störung an. Es sind dies: (1) Fazieskundliche Vergleiche im Paläo- und Mesozoikum, die besagen, daß die Gailtallinie erstmals im Perm als paläogeographische Grenze in Erscheinung trat und Faziesunterschiede in der Trias nicht feststellbar sind (vgl. u. a. H. P. CORNELIUS & M. FURLANI-CORNELIUS 1943, H. FLÜGEL 1964, H. W. FLÜGEL & H. P. SCHÖNLAUB 1972, H. W. FLÜGEL 1975b, H. P. SCHÖNLAUB et al. 1977, H. BÖGEL 1975, E. SCHERIAU-NIEDERMAYR 1977, TH. BECHSTÄDT et al. 1976, A. TOLLMANN 1977a); (2) Strukturelemente, wie der „Zentralkarnische Bogen" (vgl. S. 55), die Lamellentektonik der Magmatite an der Grenzlinie (CH. EXNER 1972, 1976) oder paläogeographische Leitlinien in den Südalpen, die schräg zum Verlauf des Periadriatischen Lineaments streichen (A. BOSELLINI 1965); (3) Unterschiede im Baustil (F. KAHLER & S. PREY 1963, A. TOLLMANN 1963b); (4) Fehlen einer alpidischen Metamorphose in den Südalpen im Gegensatz zum Raum nördlich des Lineaments (E. JÄGER 1973, H. BÖGEL 1975) und endlich (5) Unterschiede im Ablauf der alpidischen Orogenese zwischen den Nord- und Südalpen, die besonders klar in den verschiedenen Oberkreide-Entwicklungen zum Ausdruck kommen (H. BÖGEL 1975).

Die beobachteten Gegensätze finden am ehesten eine Erklärung, wenn man eine entsprechende Einengung und Raumverkürzung in Nord–Süd–Richtung annimmt, die den Verlust eines ursprünglich die Nord- und Südalpen verbindenden Krustensegments bewirkt hat (F. KAHLER & S. PREY 1963, W. H. FLÜGEL 1964, 1977, H. BÖGEL 1975, A. TOLLMANN 1977a).

Die im Lesachtal und in den Ostkarawanken senkrechte oder steil nach Süden einfallende Störungsfläche ist in der Regel von einer mehrere 10 m breiten Mylonitzone begleitet (vgl. CH. EXNER 1972, 1976, F. P. SASSI & A. ZANFERRARI 1973, H. P. SCHÖNLAUB 1973d). Einerseits kommen darin vertikale Bewegungen wie Auf- oder Abschiebungen zum Ausdruck, andererseits aber auch Horizontalbewegungen, die zuerst von H. P. CORNELIUS & M. FURLANI-CORNELIUS 1931 und E. KRAUS 1936 erkannt worden sind. In neuerer Zeit mehren sich die Beobachtungen, die längs der Gailtallinie bzw. des Periadriatischen Lineaments auf Lateralverschiebungen im Ausmaß von 100–150 km schließen lassen:

1. Die Schwermineralführung permoskythischer Sedimente des Drauzugs weist nach G. NIEDERMAYR 1975 auf einen primären Zusammenhang mit altersgleichen Schichten in der Lombardischen Senke südlich des Periadriatischen Lineaments und damit zu einem Versatz von Räumen gleicher Fazies. Ähnliche Hinweise erbrachten Faziesvergleiche zwischen dem Drauzug und den Dolomiten, wo besonders anisische Schichtglieder, aber auch

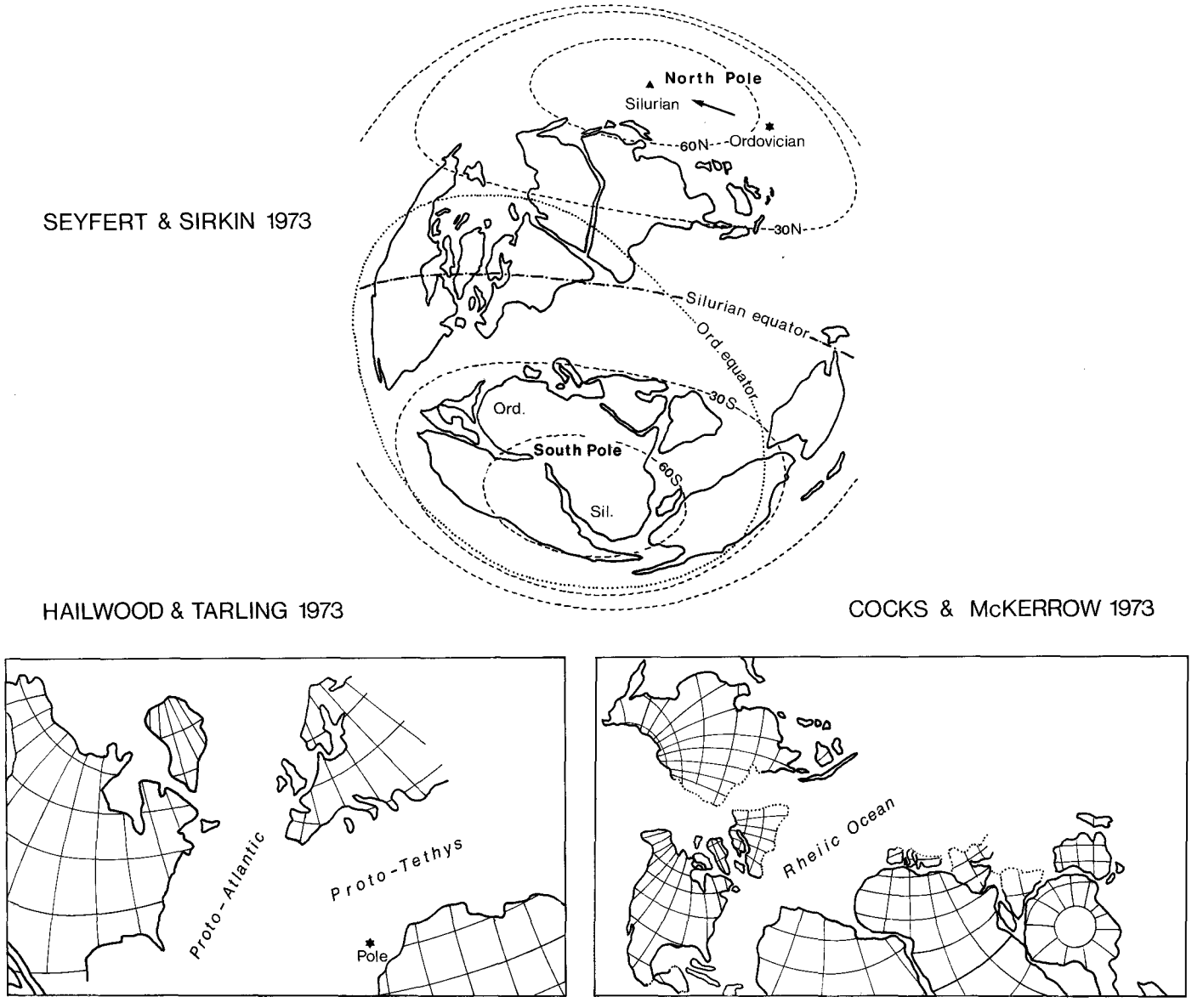


Abb. 78: Unterschiedliche paläomagnetische Rekonstruktionen für das Variszikum (beachte unterschiedliche Bewertung des Periadriatischen Lineaments).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

die ladinischen Plattenkalke und der Hauptdolomit die einstige enge Verbindung mit den heute südwestlich gelegenen Räumen andeuten. Dies gilt auch für charakteristische Fossilgemeinschaften und anscheinend auch für Lagerstätten (TH. BECHSTÄDT & R. BRANDNER 1970, R. BRANDNER 1972, G. TICHY 1975, G. NIEDERMAYR 1975, H. BÖGEL 1975, E. SCHERIAU-NIEDERMAYR 1977, A. TOLLMANN 1977a).

Zu ähnlichen Schlüssen kamen L. SCUDELER BACCELE & E. SEMENZA 1974, die den Flysch aus den Lienzer Dolomiten mit jenem von Cortina d'Ampezzo (La Stua) und den Bergamasker Alpen verglichen. Nach ihrer Meinung ist der Flysch der Lienzer Dolomiten westlich des Meridians von Cortina, nahe den Bergamasker Alpen sedimentiert worden (vgl. dagegen P. FAUPL 1977).

2. Auf Lateralbewegungen kann in Einzelfällen auch aus der Form von Intrusivgesteinen längs des Periadriatischen Lineaments geschlossen werden, die meist zu tropfenförmigen Lamellen ausgedünnt sind. Wie das Beispiel des Bergeller Granits zeigt, könnten Schleppungsstrukturen ihre Ursache in einer Rechtsseitenverschiebung haben (A. TOLLMANN 1977a).

3. Im Altpaläozoikum der Zentralen Karnischen Alpen wird die Anlage des „Zentralkarnischen Bogens" mit seinem Schleppungsmuster ebenfalls durch junge Lateralbewegungen längs der Gailtallinie erklärt (vgl. S. 55). Der Block nördlich des Lesachtals muß demzufolge rechtsseitenverschoben sein.

In diesem Zusammenhang verdienen erste paläomagnetische Ergebnisse Beachtung, die im Raum des „Zentralkarnischen Bogens" stark abweichende Werte gegenüber den östlichen Karnischen Alpen zeigen (H. HEINZ, Vortrag Wien 21. 4. 1978).

4. Direkte Hinweise auf Seitenverschiebungen beobachteten F. P. SASSI et al. 1974 an der Gailtal- und Pusterer Linie. Danach deuten der subvertikale Achsenplan und horizontale Lineationen eine relative Westverschiebung der Südalpen gegenüber dem im Norden der Störungszone gelegenen Raum an.

5. Beiderseits der Tonale-Linie ist der Versatz von Bereichen mit Schlingentektonik auffallend (H. BÖGEL 1975). Wenn angenommen wird, daß die altkristallinen Ötztal-Penser-Schlingen dem gleichen Verformungsakt zuzordnen sind wie die präalpinen Schlingen der Ceneri-Zone, zeichnet sich der gleiche rechtsseitige Bewegungssinn auch an diesem Teilstück des Periadriatischen Lineaments ab.

Solche faziellen, regionalgeologischen und strukturellen Beobachtungen sprechen übereinstimmend dafür, daß sich die Südalpen längs des Periadriatischen Lineaments relativ nach Westen bewegt haben.

Die Gesamttektonik der Grenzzone zwischen den Nord- und Südalpen wird durch das gleichzeitige Wirken einer Einengung Nord–Süd und einer dextralen Seitenverschiebung bestimmt. Ordnet man dieses Geschehen plattentektonischen Modellen zu (E. SEMENZA 1974, W. FRISCH 1978), könnte es mit dem Zerfall der Adriatischen Platte und gegenläufigen Bewegungen der südalpinen Region (J. HOSPERS & S. VAN ANDEL 1969, H. SOFFEL 1972, J. D. A. ZIJDERVELD & R. V. D. VOO 1973) gegenüber der Rotation des Ostalpins in der Oberkreide (E. SEMENZA: Oberes Eozän-Oligozän) erklärt werden (vgl. E. CLAR 1971, 1973).

In der Frage nach dem Alter des Periadriatischen Lineaments stehen sich zur Zeit zwei Auffassungen gegenüber: Für ein junges Alter sprechen die alpidisch geformten und deformierten Tonalitlamellen, die vielenorts die Störungszone markieren, die Einbeziehung von Permotrias in den Störungsbereich sowie paläomagnetische und geotektonische Überlegungen.

Nach der anderen Meinung stellt das Periadriatische Lineament ein altes, voralpidisches Element dar, das alpidisch reaktiviert wurde (CH. EXNER 1972, 1976, H. BÖGEL 1975). Sie stützt sich auf die Tatsache, daß im Störungsverlauf eine Reihe spätvariszisch gebildeter saurer Magmatite mit großer lateraler Ausdehnung auftreten (z. B. Eisenkappler Granit, Brixener Granodiorit, Cima d'Asta etc.), die vielfach noch mit ihren altkristallinen Hüllgesteinen erhalten sind. Daher muß in variszischer Zeit eine wesentlich breitere kristalline Zone zwischen den Süd- und Nordalpen vorhanden gewesen sein. Die heute erkennbaren scharfen Faziesgegensätze im Jungpaläozoikum zu beiden Seiten der Grenze würden damit ebenfalls erheblich abgeschwächt werden.

VIII. Vergleich mit dem außeralpinen Grundgebirge

In der Vergangenheit ist wiederholt versucht worden, das ostalpine Grundgebirge mit außeralpinen Gebieten der Umgebung zu vergleichen. Insbesondere im klassischen ostalpinen Paläozoikum sind schon früh bio- und lithofazielle Gemeinsamkeiten mit benachbarten Gebieten erkannt worden, wie etwa mit Böhmen, Thüringen oder mit Sardinien (J. V. ŽELÍZKO 1909, H. P. CORNELIUS 1925, M. GORTANI 1927, F. HERITSCH 1928a, 1929b, 1934, H. R. v. GAERTNER 1931, 1934, R. HUNDT 1941 u. a.). In jüngerer Zeit mehrten sich solche Beobachtungen. Beispiele brachten u. a. N. SPJELDNAES 1967, 1976 und V. HAVLÍČEK 1976 für das Ordoviz, H. JAEGER 1976 und H. JAEGER et al. 1975 im Silur sowie H. K. ERBEN 1966 und I. CHLUPÁČ 1965, 1971 im Devon. Auf die engen lithofaziellen Beziehungen zwischen dem Altpaläozoikum Sardiniens und der Karnischen Alpen bzw. der Nördlichen Grauwackenzone haben jüngst H. P. SCHÖNLAUB & A. DAURER 1977 hingewiesen (vgl. Abb. 79). Während im Oberkarbon und Perm in der Brachiopoden- und Fusulinenfauna süd- und osteuropäisch-asiatische Einflüsse vorhanden sind (F. HERITSCH 1939, F. KAHLER 1974), weist die alpine Florenentwicklung von Westeuropa bis nach Rußland (W. RAICHARDT 1937, W. REMY 1969).

Diese Ergebnisse haben – unter Bedachtnahme lokaler Sonderentwicklungen – letztlich zur Auffassung geführt, daß Europa und Nordafrika während des Altpaläozoikums zu einem Block verbunden waren und daher Extremvorstellungen (vgl. Abb. 78), die längs der Alpen eine alte Suturlinie sehen wollten, die Südeuropa vom übrigen Europa um 1000e km trennte, durch keinerlei Anzeichen in den Sedimentfolgen der Paläotethys zu begründen waren (vgl. L. R. M. COCKS & W. S. MCKERROW 1973, W. B. N. BERRY & A. J. BOUCOT 1967, A. J. BOUCOT et al. 1968, K. LAURENT 1972, H. JAEGER 1976).

Für die Rekonstruktion der regionalen orogenen Zusammenhänge zwischen dem Alpenraum und seinen Nachbargebieten reichen diese Erkenntnisse jedoch nicht aus. Aus der Fülle neuer Daten seien beispielsweise der Umstand erwähnt, daß weit verbreitet Paläozoikum im metamorphen Grundgebirge eingebaut ist, weiters die vielen neuen radiometrischen Alterswerte (vgl. u. a. K. SCHMIDT 1976, H. J. ZWART 1976) oder die heute allgemein anerkannten, gewaltigen tektonischen Horizontaltransporte in alpidischer Zeit, die nicht nur zu einem völlig neuen Bild der Entwicklungsgeschichte des ostalpinen Grundgebirges geführt haben, sondern zugleich deutlich die Problematik paläogeographischer Karten aufzeigen. Es wird daher besonders zu prüfen sein, ob Kristallinschwellen, die oft als Barrieren zwischen Ablagerungsräumen in Mitteleuropa für das Variszikum konstruiert werden mußten, tatsächlich auf ältere geotektonische Strukturen zurückgehen oder nur „synorogene" Elemente im Werdegang einer Geosynklinale darstellen. Ein großartiges Beispiel für diese Überlegungen bietet u. E. die Böhmische Masse:

In den Grundzügen übereinstimmend, vermuteten F. KOSS-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

MAT 1927, 1936, L. KOBER 1927, 1928, 1938 und H. STILLE 1951 im Moldanubikum der Böhmischen Masse die kristalline Kernzone des variszischen Gebirges in Mitteleuropa („Rhenidisches Orogen"), dem im Süden eine breite Sedimentärzone vorgelagert sei (F. KOSSMAT: „Paläodinarischer Gürtel", L. KOBER: „Antivariszisden", H. STILLE: „Antirheniden"). Diese ist im Alpenraum nur mehr in Resten erhalten, da sie großteils in die jungen alpinen Falten miteinbezogen wurde. Die Zentralzone in der Böhmischen Masse ist hingegen von diesem jüngeren Geschehen nicht betroffen worden und ist in einen ± konsolidierten Zustand übergeführt worden.

Seit den genannten Arbeiten haben, wie erwähnt, die Grundauffassungen über Vorgänge in voralpidischer Zeit eine erhebliche Wandlung erfahren. Dies trifft auch auf das Grundgebirge in der Böhmischen Masse zu, in dem neuerdings ältere Vorstellungen von F. E. SUESS 1903, 1912, K. HINTERLECHNER 1911, B. SANDER 1914b, R. KETTNER 1913, 1917, 1955 und H. R. v. GAERTNER 1939 bestätigt scheinen, daß in den Metamorphiten neben Präkambrium auch metamorphes Altpaläozoikum in der Fazies des Barrandiums bzw. des Mährischen Devons verborgen sein könnte (G. FRASL 1968, 1974, A. MATURA 1976, O. THIELE 1976a, b). Diesen Ansichten folgten aber nicht alle Bearbeiter

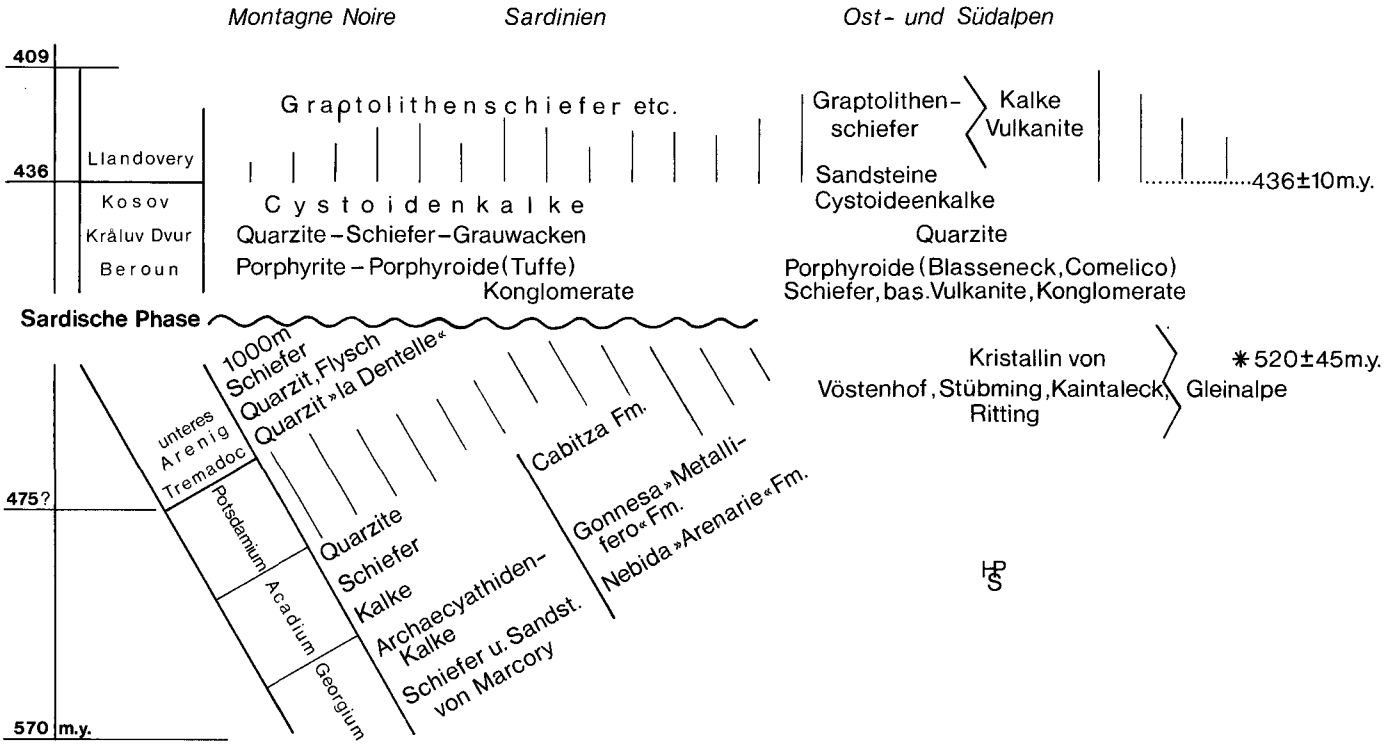


Abb. 79: Korrelation zwischen mediterranem und alpinem Prä-Variszikum.

Die Frage, wo der eigentliche Südrand dieses konsolidierten Variszikums bzw. der Böhmischen Masse überhaupt sei, ist verschieden beantwortet worden. Während L. KOBER aus tektonischen Erwägungen meinte, daß die Zone Mont Blanc – Hohe Tatra am ehesten dem Moravikum angeschlossen werden könnte und dessen Südgrenze unter der Molasse und vielleicht den Alpen zu ziehen sei, glaubten diejenigen Autoren, die dem ostalpinen Deckenkonzept nicht in vollem Umfang zustimmten, innerhalb der Zentralalpen strukturelle und lithofazielle Analogien mit der Böhmischen Masse feststellen zu können, so z. B. B. SANDER 1914b, J. STINY 1917, 1918, H. MOHR 1919, R. SCHWINNER 1923a, b, 1930, 1933, 1951, F. HERITSCH 1923, 1925, 1927c und H. R. v. GAERTNER 1934. Danach unterschieden sich beide Gebiete vor allem dadurch, daß alpine Schiefer nochmals durchbewegt wurden, d. h. die rückschreitende Metamorphose das typische Merkmal alpiner Gesteine sei (H. MOHR 1923, F. HERITSCH 1925), oder, wie L. WALDMANN schon 1929 annahm, im Moldanubikum tiefere Stockwerke als in den Alpen entblößt sind (vgl. dazu H. WIESENEDER 1966).

Gegen diese Vorstellungen wendete sich F. E. SUESS 1932 und verwies auf den Umstand, daß das ostalpine Kristallin nicht die Kennzeichen eines bodenständigen Grundgebirges zeige; in den Ostalpen kommen auch nicht solche Gesteine vor, die bei Wiederauftauchen des Moldanubikums zu erwarten wären (geschlossene Granitmassen, Granulite, Marmore und Kalksilikatschiefer, Linsen und Lager von Graphit etc.).

(vgl. u. a. E. BEDERKE 1956, Z. VEJNAR 1965, J. SVOBODA et al. 1966, O. KODYM 1976, V. ZOUBEK 1976, J. CHALOUPSKÝ 1978).

In Abb. 76 sind nach Literaturangaben und nach Analogieschlüssen sedimentäre, magmatogene und metamorphe Ereignisse in der Böhmischen Masse zusammengefaßt. In dieser Darstellung, die auf der lithostratigraphischen Einordnung von Teilen der „Bunten Serie" in das Kambrium und Ordoviz basiert, lassen sich scheinbar keine Parallelen mit dem ostalpinen Grundgebirge erkennen. Daß jedoch ein Zusammenhang mit den Alpen bestanden haben muß, geht aus anderen Beobachtungen klar hervor:

(1) Tiefbohrungen zeigen, daß die Böhmische Masse unter die Molasse und die Nordalpen zieht (H. J. DRONG 1975, H. WIESENEDER et al. 1976, F. BRIX et al. 1977). So wurden in der Urmannsau südlich Scheibbs unter den Kalkalpen moldanubische Gesteine in 3015 m Teufe erbohrt.

(2) Auf Satellitenbildern reicht das charakteristische Störungsmuster der Böhmischen Masse nach Süden bis zu einer Linie, die im Osten von der Buckligen Welt zum Paltental im Süden der Grauwackenzone zieht. A. TOLLMANN 1977b interpretierte diese Beobachtung als durchgepauste Strukturen des Untergrundes, also der Böhmischen Masse.

(3) W. FRISCH 1974, 1975, 1976 glaubt, im Tauernfenster eine Fortsetzung der Böhmischen Masse mit einer permo-mesozoischen Auflage zu finden (vgl. dazu J. F. v. RAUMER 1976).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

(4) Nach O. THIELE 1974 zeigt die Intrusionsabfolge penninischer Orthogneise Ähnlichkeiten mit südböhmischen Granitreihen.

(5) Schließlich sei auf das postvariszische Deckgebirge hingewiesen, das nach V. HAVLENA 1976 im Anschluß an die sudetische Phase ein mit dem Zentralraum der Böhmischen Masse verschweißtes – ab Jura allerdings getrenntes – „Ostalpin-Slowakisches Variszikum" mit postorogenen Molassesedimenten lokal überlagert.

Auf österreichischem Gebiet gehören diesen Deckgebirgsresten das „Perm von Zöbing" und Oberkarbon/Unterperm-Vorkommen in der südlichen Fortsetzung der Boskowitzer Furche an. Letztere wurden durch die ÖMV-Bohrung Hollabrunn 1 bis zum Kristallin durchteuft (F. BRIX et al. 1977). Dabei wurde eine 400–500 m mächtige flyschartige Wechselfolge von meist dunklen Tonsteinen und grauen Quarzareniten erbohrt (723 m Mächtigkeit in Hollabrunn bei einer Schichtneigung von 30–40° nach CDM und Kernen). In der Bohrung Mailberg K 1 kommen dazu Grauwacken bzw. Brekzien mit Kristallinkomponenten, kieselige Grauwacken, Quarzite, Quarzporphyrite, Metadiabase und Tuffe (Roggendorf 1). Die Einstufung ins Oberkarbon bis Rotliegend erfolgte mit Sporen und Pflanzenresten.

Das „Perm von Zöbing" wurde zuletzt von W. VASICEK 1977 beschrieben. Die Sedimentscholle bedeckt eine ca. 6 × 2 km große Fläche und ist längs Bruchlinien in das Kristallin eingesenkt. Der Schichtbestand gleicht dem in der Boskowitzer- und Blanitzer Furche. Er zeigt eine Gliederung in eine liegende 200 m mächtige Graufazies (Tonschiefer, Sandsteine, Kohlenflöze, Kalklinsen und Kalkknollen), eine mittlere etwa 1100 m mächtige klastische Fazies mit Konglomeraten, die Quarzporphyre als Gerölle führen können, Fanglomeraten, Sandsteinen und Arkosen sowie zuoberst eine etwa 300 m mächtige Rotfazies mit roten Tonschiefern, in die sich Arkoselagen und Kalklinsen einschalten.

Nach neuen Pflanzenfunden nahe der Basis (*Odontopteris subcrenulata* ROST 1939 var. *subcrenulata* DOUBINGER & REMY 1958) wurde von W. VASICEK eine Revision der bisherigen Alterseinstufung in Erwägung gezogen. Danach könnte der tiefste Teil des Zöbinger Profils ein Karbon-Alter haben bzw. eine sehr tiefe Lage im Unterrotliegend vertreten (vgl. W. VASICEK 1977: 17). Aus höheren Niveaus stammen hauptsächlich Koniferen, aber auch Pteridospermenreste, u. a. *Callipteris conferta* (STBG.) BRONGNIART, die als charakteristische Leitform des Autun gilt. Zur liegenden Graufazies gehört schließlich noch der bekannte Fundpunkt „Kampbrücke", der eine reiche Pteridospermenflora mit typischen Elementen des Unterrotliegenden geliefert hat. Aus höheren Partien fehlen bisher Fossilbelege, die zu Altersaussagen beitragen könnten.

Zusammenfassend meinen wir, daß für Teile der Böhmischen Masse und für die Hauptmasse des ostalpinen Kristallins, was das Edukt und die orogene Ausgestaltung betrifft, hauptsächlich paläozoische Entwicklungsschritte verantwortlich sind. Proterozoische kristalline Barrieren sind dagegen in dem Ausmaß, wie früher oft angenommen, auszuschließen. Der erwiesene Faunenaustausch zwischen Böhmen, Mähren und den Alpen wird damit viel leichter erklärbar als über enge winkelige Meeresstraßen.

Für paläogeographische Rekonstruktionen ist weiters auch zu überlegen, wie die räumlichen Zusammenhänge altpaläozoischer Gesteinskomplexe vor der Intrusion der ausgedehnten variszischen Plutone in der Böhmischen Masse, dem Molasse- und Nordalpenuntergrund, dem Helvetikum, Pennin und Ostalpin gewesen sind.

Bekanntlich schwenkt die Hauptmasse der ostalpinen Einheiten am Ostsporn der Alpen in die nordöstliche karpatische Richtung. Das Grundgebirge taucht hier vollständig unter neogene Bedeckung. Folgt man D. ANDRUSOV 1960, 1968, A. TOLLMANN 1960, 1963b, 1975c, H. W. FLÜGEL 1975a und V. HAVLENA 1976, so ist das Paläozoikum der Gemeriden in den Westkarpaten die Fortsetzung des oberostalpinen Grundgebirges. Nach wenigen Fossilfunden und lithostratigraphischer Parallelisierung bietet sich vor allem die Rakovecer Serie in der Gelnicka-Gruppe der Spis-Gemer Berge für einen Vergleich mit dem oberostalpinen Paläozoikum an, das auf österreichischem Gebiet durch Bohrungen entlang der Linie von Fischamend nach Marchegg nachgewiesen ist (A. KRÖLL & G. WESSELY 1973). Transgressiv wird die silurisch-devonische Rakovecer Serie von Oberkarbon überlagert, das durch das Auftreten von Magnesit Analogien zur Veitscher Decke zeigt (A. ABÓNYI 1974, V. HAVLENA 1976). H. KOZUR et al. 1976 lehnten diese Parallelisierung ab und argumentierten, daß die Karbonate der „unteren Schichtenfolge" des Karbons von Ochtiná mit den darin eingelagerten Magnesiten ein Namur A-Alter haben (vgl. auch A. KOZUR & R. MOCK 1977), das aber in der Veitscher Decke nicht durch Kalke vertreten wird. Tatsächlich sind in der Grauwackenzone in Kalken bisher keine Fossilien bekannt, die jünger als Visé sind. (Dabei muß allerdings berücksichtigt werden, daß bisher auf Grund der starken Metamorphose und Tektonik der tieferen Grauwackendecke die stratigraphischen Verhältnisse noch nicht befriedigend geklärt werden konnten und das Fehlen jüngerer Kalke vielleicht eher auf Kenntnislücken beruht.)

Altpaläozoikum tritt weiters im Untergrund des Pannonischen Beckens im Norden des Bakony-Gebirges mit Mächtigkeiten um 2000 m auf (E. SZÁDECKY-KARDOSS et al. 1967, E. NAGY 1972, G. WEIN 1971). Es handelt sich um epimetamorphe Schiefer, Vulkanite und gelegentlich Kalkeinschaltungen, die nach H. W. FLÜGEL 1975a eine Verbindung mit dem Paläozoikum des Steirischen Beckens denkbar erscheinen lassen. Allerdings paßt in dieses Bild weniger das transgressive marine Unterkarbon und das klastische Oberkarbon, das an Verhältnisse im Nötscher Karbon erinnert (S. MIHALY 1973, H. W. FLÜGEL 1975a).

Diesem Paläozoikum steht östlich der Balatonlinie (T. SZALAI 1957) eine faziell abweichende Oberkarbon- und Permentwicklung gegenüber (Bükk-Gebirge, Südbalaton). Sie wurde von G. WEIN 1968, 1971, 1973 als Sedimentfolge des „Igaler Troges" bzw. der „Igal-Bükker Eugeosynklinale" bezeichnet und ist nach der bretonischen Phase entstanden (vgl. dagegen V. HAVLENA 1976). Wie T. SZALAI 1969, 1973, F. KAHLER 1963, 1974 und H. W. FLÜGEL 1975a meinten, stellt der Igaler Trog die Verbindung zu den Südalpen her und grenzt im Südosten längs der Zagreblinie an das polymetamorphe Kristallin der Pannonischen Masse („Tisia"), an dessen Aufbau neben Präkambrium auch Paläozoikum beteiligt sein soll (G. WEIN 1968, B. JANTSKY 1976 u. a.).

Nach H. BÖGEL 1975, H. W. FLÜGEL 1975a, E. SZÁDECKY-KARDOSS 1975 und V. HAVLENA 1976 kann die Balatonlinie als nordöstliche Fortsetzung des Periadriatischen Lineaments angesehen werden. Ihr weiterer Verlauf nach Nordosten ist umstritten (vgl. A. TOLLMANN 1969, H. KOZUR & R. MOCK 1973, H. W. FLÜGEL 1975a, V. HAVLENA 1976). Die genannten Autoren vertraten aber die Meinung, daß dieser Linie eine vergleichbare Funktion wie der Gailtallinie zukommt, die bereits im Altpaläozoikum Unterschiede zwischen Nord und Süd erkennen läßt, besonders aber während des Jungpaläozoikums als Faziesscheide wirksam war.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Literatur

ABÓNYI A.: Main tectonic elements of the West Gemerides and their relation to Sub-Tactric nappes. – Sbor. geol. ved., R. G., **26**, 83–94, Prag 1974.

AIGNER G.: Die Brachiopoden des Karbons von Nötsch im Gailtal. 1. Teil. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **66**, 9–42, Graz 1930.

AIGNER G.: Die Brachiopoden des Karbons von Nötsch im Gailtal; 2. Teil. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **68**, 3–15, Graz 1931a.

AIGNER G.: Eine Graptolithenfauna aus der Grauwackenzone von Fieberbrunn in Tirol nebst Bemerkungen über die Grauwackenzone von Dienten. – Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I. **140**, 23–55, Wien 1931b.

AIGNER G. & HERITSCH F.: Das Genus *Isogramma* im Karbon der Südalpen. – Denkschr. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **102**, 303–316, Wien 1931.

ALBERTI G. K.: Neue obersilurische sowie unter- und mitteldevonische Trilobiten aus Marokko, Deutschland und einigen anderen europäischen Gebieten. – Senckenbergiana lethaea, **48**, 481–509, Frankfurt 1967.

AL-HASANI N. & MOSTLER H.: Zur Geologie der Spießnägel südlich Kirchberg (Nördliche Grauwackenzone, Tirol). – Veröff. Univ. Innsbruck, **9**, Alpenkdl. Stud. 5, 5–26, Innsbruck 1969.

AMEROM H. W. J. VAN & BOERSMA M.: Vorläufige Untersuchungsergebnisse an älteren und neu aufgesammelten jungpaläozoischen Pflanzenfunden der Ostalpen (Österreich). – Carinthia II, **164/84**, 9–15, Klagenfurt 1975.

AMEROM H. W. J. VAN, BOERSMA M., NIEDERMAYR G. & SCHERIAU-NIEDERMAYR E.: Das permische Alter der „Karbon"-Flora von Kötschach (Kärnten, Österreich). – Carinthia II, **166/86**, 93–101, Klagenfurt 1976a.

AMEROM H. W. J. VAN, BOERSMA M. & NIEDERMAYR G.: Bericht über erste Pflanzenfunde aus der Trias-Basis der westlichen Gailtaler Alpen bei Kötschach (Kärnten, Österreich). – Carinthia II, **166/86**, 103–112, Klagenfurt 1976b.

AMEROM H. W. J. VAN, BOERSMA M. & RIEHL-HERWIRSCH G.: Zum Alter des „Karbons vom Christophberg", Kärnten, Österreich. – Geologie en Mijnbouw, **55**, 211–212, Leiden 1976c.

AMPFERER O.: Über den Südrand der Lechtaler Alpen zwischen Arlberg und Ötztal. – Jb. Geol. B.-A., **80**, 407–451, Wien 1930.

ANDERLE N.: Zur Schichtfolge und Tektonik des Dobratsch und seine Beziehungen zur alpin-dinarischen Grenzzone. – Jb. Geol. B.–A., **94**, 195–236, Wien 1950.

ANDERLE N.: Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt 200 Arnoldstein, 1 : 50.000. – Geol. B.-A., Wien 1977.

ANDRUSOV D.: Neues über die Epirogenese und Orogenese in den Westkarpaten. – Geol. Rundsch., **50**, 404–415, Stuttgart 1960.

ANDRUSOV D.: Grundriß der Tektonik der Nördlichen Karpaten. – 188 S., Vydavat. Slov. akad. vied., Bratislava 1968.

ANGEL F.: Gesteine der Kreuzeckgruppe (Kärnten). – Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, **67**, 7–35, Graz 1930.

ANGEL F.: Gesteine der Umgebung von Leutschach und Arnfels in Steiermark. – Jb. Geol. B. – A., **83**, 5–18, Wien 1933.

ANGEL F.: Der Kraubather Olivinfels- bis Serpentinkörper als Glied der metamorphen Einheit der Gleinalpe. – Fortschr. Miner., Geol., Paläont., **23**, XC–CIV, Berlin 1939a.

ANGEL F.: Lehrfahrt auf den steirischen Erzberg. – Fortschr. Miner., Geol., Paläont., **23**, LIV–LXXVI, Berlin 1939b.

ANGEL F. & KRAJICEK E.: Gesteine und Bau der Goldeckgruppe. – Carinthia II, **129/49**, 26–57, Klagenfurt 1939.

ANGEL F., MEIXNER H. & WALTER L.: Über den Lehrausflug zur Kristallininsel von Radegund bei Graz, 26. August 1938. – Fortschr. Miner., Geol., Paläont., **23**, XLVII–LIV, Berlin 1939.

ANGENHEISTER G., BÖGEL H., GEBRANDE H., GIESE P., SCHMIDT-THOMÉ P. & ZEIL W.: Recent investigations of surficial and deeper crustal structures of the Eastern and Southern Alps. – Geol. Rundsch., **61/2**, 349–395, Stuttgart 1972.

ANGERER H., HADITSCH J. G., LEICHTFRIED W. & MOSTLER H.: Disseminierte Kupfererze im Perm des Montafon (Vorarlberg). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **6**, 1–57, Innsbruck 1976.

ARMSTRONG R. L. & MCDOWALL W. G.: Proposed refinement of the Phanerozoic time scale. – Intern. Meeting Geochron., Cosmochron. and Isotope Geology, Abstracts, Paris 1974.

ARNOLD A. & SCHARBERT H. G.: Rb/Sr-Altersbestimmungen an Granuliten der südlichen Böhmischen Masse in Österreich. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **53**, 61–78, Zürich 1973.

AUFERBAUER H.: Zur Kenntnis der Silur-Devon-Folge von Pessendellach (Kärnten). – Verh. Geol. B.-A., **1972**, 214–224, Wien 1972.

AUFERBAUER H.: Fazielle und stratigraphische Untersuchungen im Devon des Osternig (Karnische Alpen), 1. Zur Kenntnis der Silur-Devon-Folge von Pessendellach (Kärnten), 2. – Unveröff. Diss. Geol.-Paläontol. Inst., Univ. Graz, 152 S., Graz 1971.

BACHMANN H.: Die Geologie des Raumes Oppenberg bei Rottenmann, Steiermark. – Verh. Geol. B.–A., **1964**, 67–82, Wien 1964.

BANDEL K.: Feinstratigraphische und biofazielle Untersuchungen unterdevonischer Kalke am Fuß der Seewarte (Wolayer See, zentrale Karnische Alpen). – Jb. Geol. B.–A., **112**, 197–234, Wien 1969.

BANDEL K.: Palökologie und Paläogeographie im Devon und Unterkarbon der Zentralen Karnischen Alpen. – Palaeontographica, **141**, Abt. A, 1–117, Stuttgart 1972.

BANDEL K.: Deep-water limestones from the Devonian-Carboniferous of the Carnic Alps, Austria. – Spec. Publs. Int. Ass. Sediment., **1974**, **1**, 93–115, Oxford 1974.

BANDEL K. & BECKER G.: Ostracoden aus paläozoischen pelagischen Kalken der Karnischen Alpen (Silurium bis Unterkarbon). – Senckenbergiana lethaea, **56**, 1–83, Frankfurt 1975.

BAUER F. K.: Ein Beitrag zur Geologie der Ostkarawanken. – Veröff. Univ. Innsbruck, **86**, 1–23, Innsbruck 1973.

BAUER F. K., LOACKER H. & MOSTLER H.: Geologisch-tektonische Übersicht des Unterpinzgaues, Salzburg. – Veröff. Univ. Innsbruck, **13**, Alpenkdl. Stud. 6, 30 S., Innsbruck 1969.

BAUMGARTNER W.: Zur Genese der Erzlagerstätten der östlichen Grauwackenzone und der Kalkalpenbasis (Transgressionsserie) zwischen Hirschwang/Rax und Neuberg/Mürz. – Berg- und Hüttenmänn. Mh., **121**, 51–54, Wien 1976.

BECHSTÄDT Th. & BRANDNER R.: Das Anis zwischen St. Vigil und dem Höhlensteintal (Pragser und Olanger Dolomiten, Südtirol). – Festbd. Geol. Inst., 300-Jahr Feier Univ. Innsbruck, 9–103, Innsbruck 1970.

BECHSTÄDT Th., BRANDNER R. & MOSTLER H.: Das Frühstadium der alpinen Geosynklinalentwicklung im westlichen Drauzug. – Geol. Rundsch., **65**, 616–648, Stuttgart 1976.

BECK H.: Aufnahmsberichte über Blatt Mölltal. – Verh. Geol. B.–A., **1930**, S. 31–33; **1931**, S. 26–29; **1932**, S. 26–30; **1933**, S. 25–28; **1934**, S. 24–26; **1935**, S. 22–25; **1936**, S. 43–45; **1937**, S. 43–48; **1938**, S. 39–42; **1939**, S. 31–33, Wien 1930–1939.

BECKE F.: Bericht über die Aufnahmen am Nord- und Ostrand des Hochalmmassivs. – Sber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **117**, 371–404, Wien 1908.

BECKER L. P.: Weitere Ergebnisse zur Geologie des nordöstlichen Stubalpenrandes. – Mitt. Abt. Geol. Landesmus. Joanneum, **35**, 83–90, Graz 1975.

BECKER L. P.: Zum geologischen und tektonischen Aufbau des Stubalpenzuges (Stmk.) mit einem Vergleich seiner Position zur NE-Saualpe (Kärnten). – Carinthia II, **167/87**, 113–125, Klagenfurt 1977.

BECKER L. P. & SCHUMACHER R.: Metamorphose und Tektonik in dem Gebiet zwischen Stub- und Gleinalpe, Stmk. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **65** (1972), 1–32, Wien 1973.

BECK-MANNAGETTA P.: Aufnahmen 1954, 1955, 1956, 1957 im Bezirk St. Veit/Glan. – Verh. Geol. B.–A., **1955**, S. 21–27, **1956**, S. 14–18, **1957**, S. 12–15, **1958**, S. 202–205, Wien 1955–1958.

BECK-MANNAGETTA P.: Übersicht über die östlichen Gurktaler Alpen. – Jb. Geol. B.-A., **102**, 313–352, Wien 1959.

BECK-MANNAGETTA P.: Die Stellung der Gurktaler Alpen im Kärntner Kristallin. – Int. Geol. Kongr., **XXI** Sess. Norden, Pt. XIII, 418–430, Kopenhagen 1960.

BECK-MANNAGETTA P.: Zur Kenntnis der Trias der Griffener Berge. In: Skizzen zum Antlitz der Erde, Kober Festschrift (H. KÜPPER Hrsg.). – Verl. Hollinek, 131–147, Wien 1953.

BECK-MANNAGETTA P.: Die geologischen Verhältnisse des Salzburger Waldes SW St. Andrä i. L. (Kärnten). – Verh. Geol. B.-A., **1963**, 109–127, Wien 1963.

BECK-MANNAGETTA P.: Geol. Übersichtskarte der Republik Österreich 1 : 1,000.000, Österreich-Atlas. – Geol. B.-A., Wien 1964.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

BEDERKE E.: Das Alter des moldanubischen Grundgebirges. – Geol. Rundsch., **45**, 167–175, Stuttgart 1956.

BEMMELEN R. van: Beitrag zur Geologie der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). Zweiter Teil. – Jb. Geol. B.-A., **104**, 213–237, Wien 1961.

BENDA L.: Geologie der Eisenberggruppe. – Acta Sabariensia, **1929**, Szombathely 1929.

BERGER W.: Lebensbilder aus der Vorzeit Österreichs. I. Der Steinkohlenwald der Semmering-Grauwacke. – Natur und Land, **36**, 94–101, Wien 1950.

BERRY W. B. N. & BOUCOT A. J.: Continental Stability – a Silurian point of view. – J. Geophys. Res., **72**, 2254–2256, Washington 1967.

BERRY W. B. N. & BOUCOT A. J.: Correlation of the Silurian rocks of North America. – Geol. Soc. Amer., Spec. Pap. **102**, 289 S., Boulder 1971.

BIANCONI F.: Resti fossili in rocce mesometamorfiche della regione del Campolongo. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **45**, 571–596, Basel 1965.

BÖGEL H.: Zur Literatur über die ,,Periadriatische Naht". – Verh. Geol. B.-A., **1975**, 163–199, Wien 1975.

BOIGK H.: Zum Bau der Grazer Decken. – Z. dt. geol. Ges., **102** (1950), 247–271, Hannover 1951.

BOSELLINI A.: Lineamenti strutturali delle Alpi Meridionali durante il Permo-Trias e alcune considerazioni sui possibili rapporti con la tettonica alpidica. – Mem. Mus. Storia nat. Venezie trident., **15**, 1–68, Trento 1965.

BOUCOT A. J., JOHNSON J. G. & TALENT A. J.: Lower and Middle Devonian Faunal Provinces based on Brachiopoda. – Intern. Symp. Devonian Syst., **2**, 1239–1254, Calgary 1967.

BOUCOT A. J., BERRY W. B. N. & JOHNSON J. B.: The crust of the earth from a lower Paleozoic point of view. In: PHINNEY R. A. (Hrsg.): *The history of the earth's crust*, 208–228. – Princeton Univ. Press, New York 1968.

BRACK W., TROLL G., KÖHLER H. & MÜLLER-SOHNIUS D.: Geochronological investigations in the ,,Altkristallin" of Eastern Tyrol.-Vervielf. Abstract: Workshop ,,The pre-Hercynian development of the Eastern and Southern Alps", S. 32, München 1977a.

BRACK W., TROLL G., KÖHLER H. & MÜLLER-SOHNIUS D.: Geochronological investigations in the ,,Altkristallin" of Eastern Tyrol. In: Geodynamics and geotraverses around the Alps (H. BÖGEL Hrsg.). – Vervielf. Abstract, S. 6, Salzburg–München 1977b.

BRANDNER R.: ,,Südalpines" Anis in den Lienzer Dolomiten (Drauzug). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21**, 143–162, Innsbruck 1972.

BRAUSE H.: Ur-Europa und das gefaltete sächsische Paläozoikum. – Ber. Deutsch. Ges. Geol. Wiss., A, Geol. Paläont., **15**, 327–367, Berlin 1970.

BRIDEN J. C.: Palaeomagnetism and Proterozoic Tectonics. – Tectonophysics, **38** (1977), 167–168, Amsterdam 1977.

BRIEGELEB D.: Geologie der Magnesitlagerstätte am Sattlerkogel in der Veitsch (Steiermark). – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **116**, 359–375, Wien 1971.

BRINKMANN R.: Die Mitteldeutsche Schwelle. – Geol. Rundsch., **35**, 56–66, Stuttgart 1948.

BRIX F., KRÖLL A. & WESSELY G.: Die Molassezone und deren Untergrund in Niederösterreich. – Erdoel-Erdgas-Zeitschrift, **93**. Jg., Sonderausgabe 1977, 12–35, Hamburg 1977.

BROOKFIELD M.: Location of Ancient Mid-Oceanic Rises. – Nature Phys. Sc., **229**, 204–205, London 1971.

BUCH L. v.: Über die Karnischen Alpen. – Leonhards Miner. Taschenb., **18**, 2. Abt., 396–437, Frankfurt/Main 1824.

BUCHROITHNER M. F.: Biostratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum der Steiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **108**, 77–94, Graz 1978.

BUGGISCH W.: Die Bellerophonschichten der Reppwand (Gartnerkofel), Oberperm, Karnische Alpen. Untersuchungen zur Fazies und Geochemie. – Carinthia II, **164/84**, 17–26, Klagenfurt 1975.

BUGGISCH W.: Die Grödener Schichten (Perm, Südalpen). Sedimentologische und geochemische Untersuchungen zur Unterscheidung mariner und kontinentaler Sedimente. – Geol. Rundsch., **67**/1, 149–180, Stuttgart 1978.

BUGGISCH W., KLEINSCHMIDT G. & LÜTKE F.: Die Einstufung von altpaläozoischen Kalken im Sausal und Remschnigg (Steiermark, Österreich) aufgrund von Conodonten. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1975**, 263–278, Stuttgart 1975.

BUGGISCH W., FLÜGEL E., LEITZ F. & G.-F. TIETZ: Die fazielle und paläogeographische Entwicklung im Perm der Karnischen Alpen und in den Randgebieten. – Geol. Rundsch., **65**, 649–690, Stuttgart 1976.

BULTYNCK P.: Révision stratigraphique et paléontologique de la coupe type du Couvinien. – Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain, **26**, 1–152, Louvain 1970.

BURKE K. & DEWEY J. F.: *Plume generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics to older rocks.* – J. Geol., **81**, 406–433, Chicago 1973.

BURRETT C. F.: Plate tectonics and the Hercynian orogeny. – Nature, **239**, No. 5368, 155–157, London 1972.

CANTELLI C., MANZONI M. & VAI G. B.: Ricerche geologiche preliminari sui terreni paleozoici attraversati dalla galleria del Passo di M. Croce Carnico (Plöcken). Nota I – Dalla progressiva O alla progressiva 1000 del tratto italiano. – Boll. Soc. It., **84**, n. 4, 27–36, Roma 1965.

CANTELLI C., MANZONI M. & VAI G. B.: Ricerche geologiche preliminari sui terreni paleozoici attraversati dalla galleria del Passo di M. Croce Carnico (Plöcken). Nota II – Dalla progressiva 1000 alla progressiva 2920 del tratto italiano. – Boll. Soc. It., **87**, 183–193, Roma 1968.

CARLONI G. C.: Formazione del basamento. In: Note illustrative della Carta Geologica D'Italia, Fogli 4c–13 Monte Cavallino-Ampezzo, S. 16–18. – Servizio Geologico D'Italia, 108 S., Roma 1971.

CHALOUPSKÝ J.: The Precambrian tectogenesis in the Bohemian Massiv. – Geol. Rundsch., **67**, 72–90, Stuttgart 1978.

CHLUPÁČ I.: Fortschritte in der Stratigraphie des Mährischen (Ostsudetischen) Devons. – Geol. Rundsch., **54**, 1003–1025, Stuttgart 1965.

CHLUPÁČ I.: Einige Erkenntnisse aus Vergleichsstudien des Paläozoikums der Ostalpen. – Cas. mineral. geol., **16**, 175–185, Prag 1971.

CHLUPÁČ I. (mit Beiträgen von H. JAEGER und J. ZIKMUNDOVA): The Silurian-Devonian Boundary in the Barrandian. – Bull. Canad. Petrol. Geol., **20**, 104–174, Calgary 1972.

CHLUPÁČ I.: New finds of fauna in the metamorphic Devonian of the Hrubý Jesenik Mts. (Moravia, Czechoslovakia). – Cas. mineral. geol., **20**, 259–271, Prag 1975.

CHLUPÁČ I.: Barrandian. In: The Silurian-Devonian Boundary. – IUGS Series A, No. **5**, 84–95, Stuttgart 1977.

CHOROWICZ J. & GEYSSANT J.: La paléofaille transformante Split-Karlovac-Vienne introduction a un modèle d'évolution des chaines Alpines de l'Europe moyenne. – Revue Géographie Phys. et de Géologie Dynamique, **18**, 127–142, Paris 1976.

CLAR C.: Kurze Übersicht der geotektonischen Verhältnisse der Grazer Devonformation. – Verh. Geol. R.-A., **1874**, 62–65, Wien 1874.

CLAR E.: Zur Geologie des Schöcklgebietes bei Graz. – Jb. Geol. B.-A., **83**, 113–136, Wien 1933.

CLAR E.: Vom Bau des Grazer Paläozoicums östlich der Mur. – N. Jb. Miner., Beil.-Bd. **74**, Abt. B, 1–39, Stuttgart 1935.

CLAR E.: Metamorphes Paläozoikum im Raume von Hüttenberg. – Der Karinthin, **22**, 225–230, Knappenberg 1953.

CLAR E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., Sdh. G, 11–35, Wien 1965.

CLAR E.: Bemerkungen für eine Rekonstruktion des variszischen Gebirges in den Ostalpen. – Z. dt. geol. Ges., **122** (1970), 161–167, Hannover 1971.

CLAR E.: Review of the Structure of the Eastern Alps. In: JONG K. de & SCHOLTEN E. (Hrsg.): Gravity and Tectonics, 253–270. – Verl. J. Wiley, New York 1973.

CLAR E.: Die Stellung der Saualpe im Rahmen der Ostalpen. – Clausth. Geol. Abh., Sdb. **1**, 187–198, Clausthal 1975.

CLAR E.: Vom Variscischen Gebirge im Raume der Ostalpen. – Nova Acta Leopoldina, N. F., **45**, No. 224, 111–134, Halle 1976.

CLAR E., FRITSCH W., MEIXNER H., PILGER A. & SCHÖNENBERG R.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten), VI. – Carinthia II, **153/73**, 23–51, Klagenfurt 1963.

CLIFF R. A.: Zircon U/Pb isotopic evidence for early Palaeozoic tectonic activity in the austroalpine nappe, the Eastern Alps. In: Short Papers of the 4th Intern. Conference, Geochron., Cosmochron., Isotope Geology 1978 (Hrsg. R. E. ZARTMAN), 71–72. – U. S. Geol. Survey Open-File Rept. 78–701, Washington 1978.

CLIFF R. A., HOLZER H. F. & REX D.: The Age of the Eisenkappel Granite, Carinthia and the History of the Periadriatic Lineament. – Verh. Geol. B.-A., **1974**, 347–350, Wien 1975.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

CLIFF R. A., NORRIS R. J., OXBURGH E. R. & WRIGHT R. C.: Structural, Metamorphic and Geochronological Studies in the Reisseck and Southern Ankogel Groups, the Eastern Alps. – Jb. Geol. B.-A., **114**, 121–272, Wien 1971.

CLOOS H.: Die Kartierung des Grundgebirges in Südwestafrika. Mit Beobachtungen zur Tiefentektonik von Faltengebirgen. – Geol. Rundsch., **26**, 241–247, Berlin 1935.

CLOOS H.: Einführung in die Geologie. Ein Lehrbuch der Inneren Dynamik. – Verl. Gebr. Borntraeger, 503 S., Berlin 1936.

COCKS L. R. M. & MCKERROW W. S.: Brachiopod distribution and faunal provinces in the Silurian and Lower Devonian. In: HUGHES N. F. (Hrsg.): Organism and continents through time, a symposium. – Spec. Pap. in Palaeontology, **12**, 291–304, London 1973.

COLINS E., HOSCHEK G. & MOSTLER H.: Arbeitsbericht über das Jahr 1976. – Geologischer Tiefbau der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt N 25), Jahresbericht 1976, 23–27, Wien 1977.

CORNELIUS H. P.: Zur Vorgeschichte der Alpenfaltung. – Geol. Rundsch., **16**, 350–377, 417–434, Berlin 1925.

CORNELIUS H. P.: Zur Seriengliederung der vorsilurischen Schichten der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., **1935**, 74–80, Wien 1935.

CORNELIUS H. P.: Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich 1 : 75.000, Blatt Mürzzuschlag. – Geol. B.-A., Wien 1936a.

CORNELIUS H. P.: Erläuterungen zur geologischen Karte des Raxgebietes. – 54 S., Geol. B.-A., Wien, 1936b.

CORNELIUS H. P.: Das Vorkommen altkristalliner Gesteine im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone. – Mitt. Reichsst. Bodenforsch., Zweigst. Wien, **2**, 19–52, Wien 1941.

CORNELIUS H. P.: Gibt es eine „alpin-dinarische Grenze?" – Mitt. Geol. Ges. Wien, **36–38** (1943–1945), 231–244, Wien 1949.

CORNELIUS H. P.: Zur Paläogeographie und Tektonik des alpinen Paläozoikums. – Sber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, **159**, 281–290, Wien 1950.

CORNELIUS H. P.: Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone, vom Alpen-Ostrand bis zum Aflenzer Becken. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **42–43** (1949–1950), 1–234, Wien 1952.

CORNELIUS H. P. & CLAR E.: Geologie des Großglocknergebietes (I. Teil). – Abh. Reichst. Bodenforsch., Zweigst. Wien, **25**, H. 1, 305 S., Wien 1939.

CORNELIUS H. P. & FURLANI-CORNELIUS M.: Die Insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepaß. – Denkschr. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **102**, Jg. 1930, 207–301, Wien 1931.

CORNELIUS H. P. & FURLANI-CORNELIUS M.: Zur Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten. – Ber. Reichsamt Bodenforsch., Zweigst. Wien, **1943**, 1–6, Wien 1943.

CREER K. M.: Arrangement of the Continents during the Paleozoic Era. – Nature, **219**, 41–44, London 1968.

CZERMAK F.: Zur Kenntnis der ersten Fossilfunde vom steirischen Erzberge nebst einigen neuen Beobachtungen über petrographische Verhältnisse und Fossilführung des Sauberger Kalkes. – Jb. Geol. B.-A., **81**, 97–110, Wien 1931.

DAURER A. & SCHÖNLAUB H. P.: Anmerkungen zur Basis der Nördlichen Grauwackenzone. – Mitt. österr. geol. Ges., **69** (1976), 77–88, Wien 1978.

DEL-NEGRO W.: Salzburg. – Verh. Geol. B.-A., Bundesländerserie Heft Salzburg, 1. Aufl., 66 S., Wien 1960; 2. Aufl., 101 S., Wien 1970.

DEUTSCH A.: Geologie der mittleren Goldeckgruppe zwischen Oberamlach und Baldramsdorf/Kärnten. – Unveröff. Diss. Geol. Inst. Univ. Wien, 194 S., Wien 1976.

DEUTSCH A.: Geologisch-petrographische Untersuchung des W-Teiles der Goldeckgruppe (ÖK 1 : 50.000; Blatt 182). In: Geologischer Tiefbau der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt N 25), Jahresbericht 1976, 28–30. – Zentralanst. f. Met. & Geodyn., Nr. 221, Wien 1977.

DEUTSCH A.: Geologie und Petrographie der mittleren Goldeckgruppe (Kärnten/Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **120**, 1977, 231–294, Wien 1978.

DEWEY J. F. & BIRD J. M.: Mountain Belts and the New Global Tectonics. – J. Geophys. Res., **75**, 2625–2647, Washington 1970.

DEWEY J. F., PITMAN III W. C., RYAN W. B. F. & BONNIN J.: Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System. – Geol. Soc. America Bull., **84**, 3137–3180, Boulder 1973.

DIENER C.: Der Gebirgsbau der Ostalpen. – Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alpenvereins, **32**, 1901, 1–20, München 1901.

DIENER C.: Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. S. 327–646. In: E. SUESS (Hrsg.): Bau und Bild Österreichs. – 1110 S., Verl. Tempsky-Freytag, Wien–Leipzig 1903.

DOERT U. & HELMCKE D.: Geologie des Flexen-Passes (Vorarlberg/Österreich). Erläuterungen zur geologischen Karte des Flexen-Passes 1 : 25.000. – Geologica et Palaeontologica, **10**, 181–200, Marburg 1976.

DRONG H. J.: Das kristalline Grundgebirge im bayrischen Alpenvorland. – Kurzfassung Intern. Symp. „Geodynamik der Ostalpen", München/Salzburg 1975 (als Ms. vervielf.).

DÜNNER H.: Zur Geologie des Tauernwestendes am Brenner. – Diss. Phil. Fak. Univ. Zürich, 134 S., Winterthur 1934.

EBNER F.: Das Paläozoikum des Elferspitz (Ashgill bis Unterkarbon; Karnische Alpen, Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1973**, 155–193, Wien 1973a.

EBNER F.: Die Conodontenfauna des Devon/Karbon-Grenzbereichs am Elferspitz (Karnische Alpen, Österreich). – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **33**, 36–49, Graz 1973b.

EBNER F.: Foraminiferen aus dem Paläozoikum der Karnischen Alpen. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **34**, 3–24, Graz 1973c.

EBNER F.: Bericht über stratigraphische Untersuchungen in der Steirischen Grauwackenzone. – Verh. Geol. B.-A., **1973**, A 86–87; **1974**, A 117–118; Wien 1973–1974.

EBNER F.: Die Geologie der Grebenzen. – Touristenver. „Die Naturfreunde" Steiermark. **1975/1**, 6 S., Graz 1975a.

EBNER F.: Ein Beitrag zum Altpaläozoikum des Remschnigg (Steiermark). – Verh. Geol. B. – A., **1974**, 281–287, Wien 1975b.

EBNER F.: Die Schichtfolge an der Wende Unterkarbon/Oberkarbon in der Rannachfazies des Grazer Paläozoikums. – Verh. Geol. B.-A., **1976**, 65–93, Wien 1976a.

EBNER F.: Das Silur/Devon-Vorkommen von Eggenfeld – ein Beitrag zur Biostratigraphie des Grazer Paläozoikums. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **37**, 276–305, Graz 1976b.

EBNER F.: Die Transgression der Folge der Dult (Oberkarbon, Paläozoikum von Graz). – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **107**, 35–53, Graz 1977.

EBNER F.: Die Gliederung des Karbons von Graz mit Conodonten. – Jb. Geol. B.-A., **120**, 1977, 449–493, Wien 1978a.

EBNER F.: Der paläozoische Untergrund in der Bohrung Waltersdorf 1 (S Hartberg, Oststeiermark). – Mitt. österr. geol. Ges., **68**, 1975, 5–11, Wien 1978b.

EBNER F., NEUBAUER F. & PISTOTNIK J.: Vorbericht über stratigraphische Untersuchungen im Altpaläozoikum südlich und westlich von Murau. – Sber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **1977**, 21–25, Wien 1977.

EBNER F. & WEBER L.: Die geologisch-tektonischen Verhältnisse zwischen Tannebenstock und Rötschgraben (Grazer Paläozoikum). – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **108**, 95–113, Graz 1978.

EICHER H.: Die Entwässerung des Grebenzenkalkstockes und seine Neukartierung im Kärntner Bereich. – Carinthia II, **166/86**, 151–161, Klagenfurt 1976.

ELLENBERGER F.: Etude géologique du pays de Vanoise. – Mém. Servir Carte géol. det. France, 560 S., Paris 1958.

EL SHINNAWI M. A.: Tektonische Studien an der Nord- und Nordwestseite des Bösenstein/Stmk. – Verh. Geol. B.-A., **1964**, 98–108, Wien 1964.

EMMANUILIDIS G. & MOSTLER H.: Zur Geologie des Kitzbühler Horns und seiner Umgebung mit einem Beitrag über die Barytvererzung des Spielberg-Dolomites (Nördliche Grauwackenzone, Tirol). – Festbd. Geol. Inst. 300 J.-Feier Univ. Innsbruck, 547–569, Innsbruck 1970.

ENZENBERG-PRAEHAUSER M.: Zur Geologie der Tarntaler Breccie und ihrer Umgebung im Kamm Hippold-Kalkwand (Tuxer Voralpen, Tirol). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **23**, 163–180, Wien 1976.

EPSTEIN A. G., EPSTEIN J. B. & HARRIS L. D.: Conodont Color Alteration – an Index to Organic Metamorphism. – Geol. Surv. Prof. Pap. **995**, 27 S., Washington 1977.

ERBEN H. K.: Über die Tropidocoryphinae (Tril.). Liefg. I. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **125**, 170–211, Stuttgart 1966.

ERBEN H. K., FLÜGEL H. & WALLISER O. H.: Zum Alter der Hercynellen führenden Gastropoden-Kalke der Zentralen Karnischen Alpen. – 2. Intern. Symp. Silur/Devon Brüssel, 71–79, Stuttgart 1962.

ERKAN E.: Facies Zones of the Permian in the Eastern Alps. – Nato Advanced Study Inst. Series, Serie C 22, The Continental Permian in

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Central, West and South Europe (Hrsg. H. Falke), 137–147, Dordrecht 1976.

ERKAN E.: Uran- und gipsführendes Perm in den östlichen Ostalpen. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., Jg. **122**, 9–17, Wien 1977.

ERKAN E.: Uran- und gipsführendes Permoskyth der östlichen Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., **120**, 1977, 343–400, Wien 1978.

EXNER Ch.: Geologische Beobachtungen in der Katschbergzone (Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal, III. Teil). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **35** (1942), Wien 1944.

EXNER Ch.: Vom Katschbergpaß zum Kareckhaus. – Carinthia II, **143/63**, 124–128, Klagenfurt 1953.

EXNER Ch.: Die Südost-Ecke des Tauernfensters bei Spittal an der Drau. – Jb. Geol. B.-A., **97**, 17–37, Wien 1954.

EXNER Ch.: Aufnahmen 1954 in den östlichen Hohen Tauern und im südlichen Randgebiet (Blätter 154, 155, 180, 181). – Verh. Geol. B.-A., **1955**, 17–22, Wien 1955.

EXNER Ch.: Sedimentkeile und Mylonite im altkristallinen Glimmerschiefer der Kreuzeckgruppe (Kärnten). – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, Sdb. **1956** (Angel-Festschr.), 32–39, Graz 1956a.

EXNER Ch.: Geologische Beobachtungen (1955) in der Kreuzeck-, Sadnig-, Rieserferner- und Reißeckgruppe. – Verh. Geol. B.-A., **1956**, 24–27, Wien 1956b.

EXNER Ch.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Gastein 1:50.000. – Geol. B.-A., 168 S., Wien 1957.

EXNER Ch.: Die Perm-Trias-Mulde des Gödnachgrabens an der Störungslinie von Zwischenbergen (Kreuzeckgruppe, östlich Lienz). – Verh. Geol. B.-A., **1962**, 76–80, Wien 1962.

EXNER Ch.: Staurolith und Polymetamorphose im Umkreis der östlichen Hohen Tauern. – Verh. Geol. B.-A., **1967**, 98–108, Wien 1967.

EXNER Ch.: Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern). – Jb. Geol. B.-A., **114**, 1–119, Wien 1971.

EXNER Ch.: Geologie der Karawankenplutone östlich Eisenkappel, Kärnten. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **64** (1971), 1–108, Wien 1972.

EXNER Ch.: Granitgerölle im Permo-Skyth-Sandstein des Drauzuges bei Stockenboi (Kärnten). – Verh. Geol. B.-A., **1974**, 131–137, Wien 1974.

EXNER Ch.: Die geologische Position der Magmatite des periadriatischen Lineamentes. – Verh. Geol. B.-A., **1976**, 3–64, Wien 1976.

EXNER Ch. & SCHÖNLAUB H. P.: Neue Beobachtungen an der Periadriatischen Narbe im Gailtal und im Karbon von Nötsch. – Verh. Geol. B.-A., **1973**, 357–365, Wien 1973.

EXNER Ch., DEUTSCH A. & HEINZ H.: Geologisch-petrographische Untersuchung der Goldeckgruppe. In: Geologischer Tiefbau der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt N 25), 3. Bericht 1975, 8–9. – Zentralanst. f. Met. & Geodyn., Nr. 212, Wien 1976.

FALLOT P.: Les dilemmes tectoniques des Alpes Orientales. – Ann. Soc. Géol. Belgique, **78**, Jg. 1954/55, 147–170, Liège 1955.

FAUPL P.: Zur Geologie des Gebietes Trattenbach und Fröschnitz, Niederösterreich–Steiermark (Wechselgebiet). – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **104**, 412–418, Wien 1967.

FAUPL P.: Zur Geologie des NW-Abschnittes des Wechselgebietes zwischen Trattenbach (NÖ.) und Fröschnitz (Stmk.) – Österreich. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **19**, 27–70, Wien 1970.

FAUPL P.: Zur Geologie und Petrographie des südlichen Wechselgebietes. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **63** (1970), 22–51, Wien 1972.

FAUPL P.: Sedimentologische Studien im Kreideflysch der Lienzer Dolomiten. – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **113** (1976), 131–134, Wien 1977.

FELSER K.: Der Granit von Nötsch im Gailtal und seine Begleitgesteine. – Verh. Geol. B.-A., **1936**, 182–187, Wien 1936a.

FELSER K.: *Caninia Nikitini* STUCKENBERG aus dem schiefrigen Kalk des Häuselberges bei Leoben. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **73**, 5–6, Graz 1936b.

FELSER K.: Die NO-Verwerfer der Karbonscholle von Nötsch (Gailtal). – Carinthia II, **128/48**, 54–61, Klagenfurt 1938.

FELSER K.: *Dibunophyllum* cf. *bipartitum* (MCCOY) aus dem schiefrigen Kalk des Häuselberges bei Leoben (östliche Grauwackenzone). – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **112** (1975), 189–192, Wien 1976.

FELSER K.: Die stratigraphische Stellung der Magnesitvorkommen in der östlichen Grauwackenzone (Steiermark, Österreich). – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., Jg. **122**, 17–23, Wien 1977.

FELSER K. O. & FLÜGEL H. W.: Nachweis von *Hexaphyllia* sp. in den Visé-Kalken der Magnesitlagerstätte Veitsch (Steirische Grauwackenzone). – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **1975**, 125–127, Wien 1975.

FENNINGER A.: Die Fazies der Dolomit-Sandstein-Folge des Grazer Paläozoikums – ein Vorbericht. – Min. Mitt. Bl. Joanneum, **42**, 29–30, Graz 1975.

FENNINGER A., FLÜGEL H. W., HOLZER H.-L. & SCHÖNLAUB H. P.: Bericht über detailstratigraphische Aufnahmen im Oberkarbon des Waschbüchel-Profiles (Karnische Alpen). – Verh. Geol. B.-A., **1971**, 637–642, Wien 1971.

FENNINGER A. & SCHÖNLAUB H. P.: Das Paläozoikum der Karnischen Alpen. – Exk. Führer Tagung Paläont. Ges. **1972**, 18–60, Graz 1972.

FENNINGER A., FLÜGEL E., FLÜGEL H. W., HOLZER H.-L. & SCHÖNLAUB H. P.: Zur variszischen Orogenese in den Karnischen Alpen – eine Stellungnahme. – Verh. Geol. B.-A., **1974**, A149–A153, Wien 1974.

FENNINGER A. & STATTEGGER K.: Schwereminerallluntersuchungen in den oberkarbonen Auernig-Schichten des Garnitzenprofiles (Naßfeld, Karnische Alpen). – Verh. Geol. B.-A., **1977**, 367–374, Wien 1977.

FENNINGER A., SCHÖNLAUB H. P., HOLZER H.-L. & FLAJS G.: Zu den Basisbildungen der Auernigschichten in den Karnischen Alpen (Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1976**, 243–255, Wien 1976.

FENNINGER A. & HOLZER H.-L.: Die Genese der Dolomitsandstein-Folge des Grazer Paläozoikums. – Mitt. österr. geol. Ges., **69** (1976), 109–162, Wien 1978.

FERRARI A. & VAI G. B.: Ricerche stratigrafiche e paleoecologiche al M. Zermula. – Giorn. Geol., **33–1965**, 389–416, Bologna 1966.

FLAJS G.: Zum Alter des Blasseneck-Porphyroids bei Eisenerz (Steiermark, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1964**, 368–378, Stuttgart 1964.

FLAJS G.: Die Mitteldevon/Oberdevon-Grenze im Paläozoikum von Graz. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **124**, 221–240, Stuttgart 1966.

FLAJS G.: Ergänzende Bemerkungen zur Alterseinstufung des Blasseneck-Porphyroids bei Eisenerz. – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **104**, 127–132, Wien 1967a.

FLAJS G.: Conodontenstratigraphische Untersuchungen im Raum von Eisenerz, Nördliche Grauwackenzone. – Mitt. Geol. Ges. Wien., **59**, (1966), 157–212, Wien 1967b.

FLAJS G. & GRÄF W.: Ludlow-Conodonten aus einem Kalkgeröll der Kainacher Gosau. – Verh. Geol. B.-A., **1966**, 170–172, Wien 1966.

FLAJS G. & SCHÖNLAUB H. P.: Bemerkungen zur Geologie um Radmer (Nördliche Grauwackenzone, Steiermark). – Verh. Geol. B.-A., **1973**, 245–254, Wien 1973.

FLAJS G. & SCHÖNLAUB H. P.: Die biostratigraphische Gliederung des Altpaläozoikums am Polster bei Eisenerz (Nördliche Grauwackenzone, Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1976**, 257–303, Wien 1976.

FLOYD P. A.: Geochemistry, origin and tectonic environment of the basic and acidic rocks of Cornubia, England. – Geol. Assoc. Proc., **83**, London 1972.

FLÜGEL E.: Neuaufnahmen im Grazer Paläozoikum 1955/56: 1. Der Hochschlagstock östlich von St. Erhard (Breitenau). – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **94**, 113–115, Wien 1957.

FLÜGEL E. & GRÄF W.: Ein neuer Fund von *Asterocalamites scrobiculatus* (SCHLOTH.) ZEILLER im Hochwipfelkarbon der Karnischen Alpen. – Carinthia II, **69**, 41–42, Klagenfurt 1959.

FLÜGEL H.: Graptolithenfund in einem Lyditgeröll der Kainacher Gosau. – Verh. Geol. B.-A., **1952**, 153–155, Wien 1952a.

FLÜGEL H.: Neuere Untersuchungen im Grazer Paläozoikum. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **81/82**, 112–116, Graz 1952b.

FLÜGEL H.: Revision der ostalpinen Heliolitina. – Mitt. Mus. Bergb., Geol. u. Technik, Landesmus. Joanneum, **17**, 55–102, Graz 1956.

FLÜGEL H.: 140 Jahre geologische Forschung im Grazer Paläozoikum. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **88**, 51–78, Graz 1958.

FLÜGEL H.: Die tektonische Stellung des „Altkristallins" östlich der Hohen Tauern. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1960**, 202–220, Stuttgart 1960.

FLÜGEL H.: Die Geologie des Grazer Berglandes. Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes 1:100.000. – Mitt. Mus. Bergbau, Geol. u. Technik, Landesmus. Joanneum, **23**, 1961, 212 S., Graz 1961.

FLÜGEL H.: Das steirische Randgebirge. – Samml. Geol. Führer, **42**, 153 S., Verl. Gebr. Borntraeger, Berlin 1963.

FLÜGEL H.: Das Paläozoikum in Österreich. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **56** (1963), 401–443, Wien 1964.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

FLÜGEL H.: Neue Beobachtungen im Unterkarbon von Nötsch (Kärnten). – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **1965**, 35–37, Wien 1965a.

FLÜGEL H.: Vorbericht über mikrofazielle Untersuchung des Silurs des Cellon-Lawinenrisses (Karnische Alpen). – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **1965**, 289–297, Wien 1965b.

FLÜGEL H.: Das Karbon von Nötsch. – Exk. Führer Tagung. Paläont. Ges., (Hrsg. H. W. FLÜGEL), 9–17, Graz 1972a.

FLÜGEL H.: Das Paläozoikum von Graz. – Exk. Führer Tagung. Paläont. Ges. (Hrsg. H. W. FLÜGEL), 117–140, Graz 1972b.

FLÜGEL H.: Einige Probleme des Variszikums von Neo-Europa. – Geol. Rundsch., **64**, 1–62, Stuttgart 1975a.

FLÜGEL H. W.: Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes 1 : 100.000. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, 2. Aufl., 288 S., Graz–Wien 1975b.

FLÜGEL H.: Fortschritte in der Stratigraphie des alpinen Paläozoikums (1970 bis 1975). – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1975**, 656–684, Stuttgart 1976.

FLÜGEL H. W.: Paläogeographie und Tektonik des alpinen Variszikums. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1977**, 659–674, Stuttgart 1977.

FLÜGEL H. & KODSI M.: Lithofazielle Untersuchungen im Karbon von Nötsch (Kärnten). – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **105** (1968), 1–5, Wien 1968.

FLÜGEL H., GRÄF W. & ZIEGLER W.: Bemerkungen zum Alter der „Hochwipfelschichten" (Karnische Alpen). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1959**, 153–167, Stuttgart 1959.

FLÜGEL H. W., JAEGER H., SCHÖNLAUB H. P. & VAI G. B.: Carnic Alps. In: The Silurian-Devonian Boundary. – IUGS Series A, No. **5**, 126–142, Stuttgart 1977.

FLÜGEL H. & MAURIN V.: Triasverdächtige Gesteine am Südostrand des Grazer Paläozoikums. – Der Karinthin, **34–35**, 198–206, Klagenfurt 1957.

FLÜGEL H. W. & SCHÖNLAUB H. P.: Geleitworte zur stratigraphischen Tabelle des Paläozoikums von Österreich. – Verh. Geol. B.-A., **1972**, 187–198, Wien 1972.

FLÜGEL H. & ZIEGLER W.: Die Gliederung des Oberdevons und Unterkarbons am Steinberg westlich von Graz mit Conodonten. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **87**, 25–60, Graz 1957.

FOULLON H. v.: Über die Grauwacke von Eisenerz. Der „Blasseneck-Gneiss". – Verh. Geol. B.-A., **1886**, 83–88, Wien 1886.

FRANCAVILLA F.: Spore nel Flysch Hochwipfel. – Giorn. Geol., (2), **33**–1965, 493–526, Bologna 1966.

FRANCAVILLA F.: Stratigraphie de quelques paléoflores des Alpes Carniques. – C. R. 7e Congr. Int. Str. Géol. Carbonif., **3**, 89–110, Krefeld 1974.

FRANK W.: Zur Geologie des Guggernbachtales (= Lützelstubachtal, mittlere Hohe Tauern). – Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 188 S., Wien 1965.

FRANK W.: Permoskyth im Pennin der Hohen Tauern. – Verh. Geol. B.-A., **1972**, 151–153, Wien 1972.

FRANK W.: An amphibolite series, which may represent a pre-Variscan Crystalline in the Eastern Alps. – Vervielf. Abstract: Workshop „The pre-Hercynian development of the Eastern and Southern Alps", München 1977.

FRANK W. & RIEHL-HERWIRSCH G.: Der Metamorphosehiatus zwischen Magdalensbergserie und Oberkarbon in Mittelkärnten (Umgebung des Christophberges). – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **108** (1971), 139–140, Wien 1972.

FRANK W., KLEIN P., NOWY W. & SCHARBERT S.: Die Datierung geologischer Ereignisse im Altkristallin der Gleinalpe (Steiermark) mit der Rb/Sr-Methode. – Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt., (3) **23**, 191–203, Wien 1976.

FRANK W., ALBER J., SATIR M. & THÖNI M.: Jahresbericht 1977. Geochronologisches Labor. In: Geologischer Tiefbau der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt N 25), H. Nr. 7. – Zentralanst. f. Met. & Geodyn., Wien 1978.

FRASL G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. – Jb. Geol. B.-A., **101**, 323–472, Wien 1958.

FRASL G.: The Bohemian Massif in Austria – The Moravian Zone. – 23. Intern. Geol. Congr. Prague 1968, Exc. Guide 32C, 13–24. – Geol. B.-A., Wien 1968.

FRASL G.: Aufnahmen 1973 auf Blatt 21 (Horn), Moravischer Anteil. – Verh. Geol. B.-A., **1974**, A 37–A 42, Wien 1974.

FRASL G. & FRANK W.: Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster. – Der Aufschluß, Sdh. **15**, 30–58, Heidelberg 1966.

FRECH F.: Die Karnischen Alpen. – 514 S., Verl. Max Niemeyer, Halle 1894.

FRIEDRICH O.: Die Lagerstätten der Kreuzeckgruppe. – Archiv Lagerstättenforsch. Ostalpen, **1**, 3–220, Leoben 1963.

FRIEDRICH O. & KRAJICEK E.: Die Kärntner Erzlagerstätten, 1. Teil: Kärntner Quecksilberlagerstätten. I. – Carinthia II, **142/62**, 133–149, Klagenfurt 1952.

FRIEDRICH O. & PELTZMANN I.: Magnesitvorkommen und Paläozoikum der Entachen-Alm im Pinzgau. – Verh. Geol. B.-A., **1937**, 245–253, Wien 1937.

FRISCH W.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxbach und Tuxer Hauptkamm bei Lanersbach (Zillertal, Tirol). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **18**, 287–336, Wien 1968.

FRISCH W.: Die stratigraphisch-tektonische Gliederung der Schieferhülle und die Entwicklung des penninischen Raumes im westlichen Tauernfenster (Gebiet Brenner-Gerlospaß). – Mitt. Geol. Ges. Wien (E. Clar-Festschr.), **66/67** (1973/74), 9–20, Wien 1974.

FRISCH W.: Ein Typ-Profil durch die Schieferhülle des Tauernfensters: Das Profil am Wolfendorn (westlicher Tuxer Hauptkamm, Tirol). – Verh. Geol. B.-A., **1974**, 201–221, Wien 1975.

FRISCH W.: Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. – Geol. Rundsch., **65**, 375–393, Stuttgart 1976.

FRISCH W.: Der alpidische Internbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster (Ostalpen). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1977**, 675–696, Stuttgart 1977.

FRISCH W.: Die Alpen im westmediterranen Orogen – eine plattentektonische Rekonstruktion. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **24**, (1977), Wien 1978.

FRITSCH W.: Die Gumpeneckmarmore (1–12). Die Grenze zwischen den Ennstaler Phylliten und den Wölzer Glimmerschiefern (13–19). – Mitt. Mus. Bergb. Geol. u. Technik, Landesmus. Joanneum, **10**, 1–19, Graz 1953.

FRITSCH W.: Eine tektonische Analyse des steirischen Erzberges. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **105**, 225–231, Wien 1960.

FRITSCH W.: Saure Eruptivgesteine aus dem Raume nordwestlich von St. Veit an der Glan in Kärnten. – Geologie, Jg. **10**, H. 1, 67–80, Berlin 1961a.

FRITSCH W.: Eine Transgression von Grödener Schichten in der Latschurgruppe Kärntens. – Carinthia II, **151/71**, 52–57, Klagenfurt 1961b.

FRITSCH W.: Von der „Anchi –" zur Katazone im kristallinen Grundgebirge Ostkärntens. – Geol. Rundsch., **52**, 202–210, Stuttgart 1962a.

FRITSCH W.: Erläuterungen zu einer neuen geologischen Übersichtskarte von Kärnten (1 : 500.000). – Carinthia II, **152/72**, 14–20, Klagenfurt 1962b.

FRITSCH W.: Das Kristallin von Mittelkärnten und die Gurktaler Decke. – Veröff. Haus d. Natur Salzburg, N. F. **16/3**, Abt. II, 1–36, Salzburg 1965.

FRITSCH W., MEIXNER H., PILGER A. & SCHÖNENBERG R.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten) I. – Carinthia II, **150/70**, H. 1, 7–28, Klagenfurt 1960.

FUCHS H., KRÖNER A. & SCHMIDT K.: Faltung und Kristallisation im Vernagt-Marzell-Gebiet der Ötztaler Alpen. – Jb. Geol. B.-A., **112**, 31–80, Wien 1969.

GAERTNER H. R. von: Geologie der Zentralkarnischen Alpen. – Denkschr. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **102**, 113–199, Wien 1931.

GAERTNER H. R. von: Die Eingliederung des ostalpinen Paläozoikums. – Z. dt. geol. Ges., **86**, 241–265, Berlin 1934.

GAERTNER H. R. von: Bemerkungen zum Vortrag von A. WINKLER-HERMADEN: Über die Graphitlagerstätten Großdeutschlands. – Z. dt. geol. Ges., **91**, 255–256, Berlin 1939.

GALE N. H., WADGE A. J., BECKINSALE R. & CHAMBERLAIN V. E.: Age of the Stockdale Rhyolite and the Shap Granite, English Lake District, and the Ordovician time scale. – Abstracts, Intern. Meeting Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology, Pisa 1977.

GAMERITH H.: Die Geologie des Berglandes westlich und südwestlich von Oppenberg, Steiermark. – Verh. Geol. B.-A., **1964**, 82–98, Wien 1964.

GASTALDI B.: Studii geologici sulle Alpi Occidentali. Con Appendice mineralogica di G. STRÜVER. – Mem. del R. Com. Geologico d'Italia, **I**, 1–48, Florenz 1871.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

GAURI K. L.: Uralian stratigraphy, Trilobites and Brachiopods of the Western Carnic Alps (Austria). – Jb. Geol. B.-A., SB **11**, 94 S., Wien 1965.

GEDIK I.: Conodonten aus dem Unterkarbon der Karnischen Alpen. – Abh. Geol. B.-A., **31**, 43 S., Wien 1974.

GEYER G.: Reisebericht über die geologischen Aufnahmen im Lungau (Salzburg). – Verh. Geol. R.-A., **1892**, 319–327, Wien 1892.

GEYER G.: Über die Stellung der altpaläozoischen Kalke der Grebenze zu den Grünschiefern und Quarzphylliten von Neumarkt und St. Lambrecht. – Verh. Geol. R.-A., **1893**, 406–415, Wien 1893 a.

GEYER G.: Vorlage des Blattes „St. Michael". – Verh. Geol. R.-A., **1893**, 49–60, Wien 1893 b.

GEYER G.: Geologische Specialkarte der Österr.-Ungar. Monarchie 1 : 75.000, Blatt Ob. Drauburg und Mauthen mit Erläuterungen. – 85 S., Geol. R.-A., Wien 1901 a.

GEYER G.: Geologische Aufnahmen im Weissenbachthale, Kreuzengraben und in der Spitzegelkette (Oberkärnten). – Verh. Geol. R.-A., **1901**, 113–139, Wien 1901 b.

GEYSSANT J.: Stratigraphische und tektonische Studien in der Kalkkögelgruppe bei Innsbruck in Tirol. – Verh. Geol. B.-A., **1973**, 377–396, Wien 1973.

GIESE P., GÜNTHER K. & REUTTER K.-J.: Vergleichende geologische und geophysikalische Betrachtungen der Westalpen und des Nordappenins. – Z. dt. geol. Ges., **120**, 151–195, Hannover 1970.

GLAESSNER M.: Augensteinschotter im Bereich des Semmeringkalkes und die geologischen Verhältnisse des Fundgebietes. – Verh. Geol. B.-A., **1935**, 167–171, Wien 1935.

GÖD R.: Petrologische Untersuchungen an einem alpinotypen Granitgneis und seinen Hüllgesteinen („Villacher Granitgneis", Kärnten, Österreich). – Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt., (3) **23**, 251–273, Wien 1976.

GORTANI M.: La serie paleozoica delle Alpi Carniche. – Atti della R. Academia Naz. dei Lincei, Rendiconti, **1921**, Serie 5, 30, 100–103, Rom 1921 a.

GORTANI M.: Le linee orotettoniche delle Alpi Carniche. – Atti VIII. Congr. Geogr. Ital., 1–6, Florenz 1922.

GORTANI M.: Nuove ricerche geologiche nelle Alpi Carniche. – Boll. della Soc. geol. Italiana, **43**, 101–111, Rom 1924.

GORTANI M.: Le linee orotettoniche delle Alpi Carniche II. – Atti IX. Congr. Geogr. Ital., 56–59, Genua 1926.

GORTANI M.: La serie paleozoica nella Alpi Carniche e nella Sardinia. – Compte Rendu Congr. geol. intern., XIV^{e} Sess., Espagne **1926**, 2. Bd., 713–717, Madrid 1927.

GORTANI M.: Alpi Carniche e stili tettonici. – Atti Acc. Sc. Bologna, 112–135, Bologna 1957.

GRÄF W.: Catalogus Fossilium Austriae. Graptolithina. – Österr. Akad. Wiss. Wien, 78 S., Wien 1966.

GRÄF W.: Ablagerungen der Gosau von Kainach. In: H. W. FLÜGEL: Die Geologie des Grazer Berglandes. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, Sh. **1**, 83–99, Graz–Wien 1975.

GRAUERT B.: Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins auf Grund radiometrischer Altersbestimmung. – Diss. phil.-naturw. Fak. Univ. Bern, 166 S., (Photodruck) München 1969.

GRAUERT B. & ARNOLD A.: Deutung diskordanter Zirkonalter der Silvrettadecke und des Gotthardmassivs. – Contrib. Mineral. Petrol., **20**, 34–56, Berlin 1968.

GRAUERT B., HÄNNY R. & SOPTRAJANOVA G.: Age and Origin of Detrital Zircons from the Pre-Permian Basements of the Bohemian Massif and the Alps. – Contrib. Mineral. Petrol., **40**, 105–130, Berlin 1973.

HABERFELNER E.: Graptolithen aus dem unteren Ordovicium von Gaishorn im Paltental. – Verh. Geol. B.-A., **1931**, 235–238, Wien 1931 a.

HABERFELNER E.: Graptolithen aus dem Untersilur des Salberges bei Liezen im Ennstal. – Verh. Geol. B.-A., **1931**, 242–246, Wien 1931 b.

HABERFELNER E.: Die Geologie des Eisenerzer Reichenstein und des Polster. – Mitt. Abt. Bergb., Geol. u. Technik, Landesmus. Joanneum, **1935**, H. 2, 32 S., Graz 1935.

HABERFELNER E.: Die Geologie der österreichischen Eisenerzlagerstätten. – Zeitschr. Berg-, Hütten- und Salinenwesen, **1937**, 225–240, Berlin 1937.

HABERFELNER E. & HERITSCH F.: Graptolithen aus dem Weiritzgraben bei Eisenerz. – Verh. Geol. B.-A., **1932**, 81–89, Wien 1932.

HACQUET B.: Mineralogisch-botanische Lustreise von dem Berge Terglou in Krain zu dem Berge Glokner in Tyrol, im Jahr 1779 und 81. – 2. Aufl., 149 S., (Verl. J. P. Kraus) Wien 1784.

HADITSCH J. G. & MOSTLER H.: Mineralisationen im Perm der Ostalpen. – Carinthia II, **164/84**, 1974, 63–71, Klagenfurt 1975.

HAHN G. & HAHN R.: Trilobiten aus dem Unter-Karbon (Dinantium) von Nötsch/Österreich. – Geologica et Palaeontologica, **7**, 135–146, Marburg 1973.

HAHN G. & HAHN R.: Trilobiten aus dem Unter-Karbon der Veitsch (Steiermark, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1977**, 137–143, Stuttgart 1977.

HAHN G., HAHN R. & RAMOVS A.: Trilobiten aus dem Oberkarbon (Gshelium) der Karawanken/Slowenien. – Geologica et Palaeontologica, **11**, 135–160, Marburg 1977.

HAIDEN H.: Über neue Silurversteinerungen in der nördlichen Grauwackenzone auf der Entachenalm bei Alm im Pinzgau. – Verh. Geol. B.-A., **1936**, 133–138, Wien 1936.

HAILWOOD E. A. & TARLING D. H.: Palaeomagnetic evidence for a proto-Atlantic Ocean. In: Implications of Continental Drift to the Earth Sciences (Hrsg. TARLING D. H. & RUNCORN S. K.), Vol. 1, 37–46. – Academic Press, London & New York 1973.

HAJEK H.: Die geologischen Verhältnisse des Gebietes N Feistritz-Pulst im Glantal, Kärnten. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **55** (1962), 1–40, Wien 1963.

HAJEK H.: Die phyllitischen Serien der Gerlitzen. In: FRITSCH W. & HAJEK H.: Zur Geologie des Gerlitzenstockes in Kärnten. – Carinthia II, **155/75**, 7–15, Klagenfurt 1965.

HAJEK H.: Über das Auftreten roteisensteinführender Porphyroidhorizonte im Steirischen Erzberg. – Archiv Lagerstättenforsch. Ostalpen, **4**, 3–35, Leoben 1966.

HALLAM A.: A revolution in the Earth Sciences. – 127 S., Clarendon Press, Oxford 1973.

HAMMER W.: Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal. – Jb. Geol. R.-A., **64** (1914), 443–566, Wien 1915.

HAMMER W.: Die Phyllitzone von Landeck (Tirol). – Jb. Geol. R.-A., **68** (1918), 205–258, Wien 1919.

HAMMER W.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Nauders (5242) 1 : 75.000. Mit Erläuterungen. – Geol. B.-A., 62 S., Wien 1924.

HAMMER W.: Beiträge zur Kenntnis der steirischen Grauwackenzone. – Jb. Geol. B.-A., **74** (1924), 1–34, Wien 1925.

HANSELMAYER J.: Porphyroidische Serizitschiefer vom Mandelkogel im Sausal, Steiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **91**, 37–48, Graz 1961.

HANSELMAYER J.: Neue Funde von Kalksilikatschiefern im Radegunder Kristallin. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **95**, 84–88, Graz 1965.

HARRE W., KREUZER H., LENZ H., MÜLLER B., WENDT I. & SCHMIDT K.: Rb/Sr- und K/Ar-Altersbestimmungen an Gesteinen des Ötztalkristallins (Ostalpen). – Geol. Jb., **86**, 797–826, Hannover 1968.

HAUER F. von: Versteinerungen von Dienten in Salzburg. – Haidingers Ber., **1**, S. X, Wien 1847.

HAUER F. von: Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino. – Sber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **25**, 253–348, Wien 1857.

HAUSER L.: Die geologischen und petrographischen Verhältnisse im Gebiete der Kaintaleckschollen. – Jb. Geol. B.-A., **88**, 217–259, Wien 1938.

HAVLENA V.: Late Palaeozoic Palaeogeography of Czechoslovakia and the Plzen Basin. – Folia Mus. Rer. Natur. Bohemiae Occ. Plzen, **7**, 31 S., Plzen 1976.

HAVLÍČEK V.: Stratigraphy of the Cambrian of Central Bohemia. – Sborn. Geol. Ved., **20**, 1971, 7–52, Prag 1971.

HAVLÍČEK V.: Evolution of Ordovician Brachiopod Communities in the Mediterranean Province. In: The Ordovician System: proceedings of a Palaeont. Ass. Symp. (Hrsg. M. G. BASSETT, **349–358**. – Univ. of Wales Press and National Mus., Cardiff 1976.

HAVLÍČEK V. & MAREK L.: Bohemian Ordovician and its international correlation. – Casopis pro Mineral. a Geol., **18**, 1973, 225–232, Prag 1973.

HAWKESWORTH C. J.: Rb/Sr Geochronology in the Eastern Alps. – Contrib. Mineral. Petrol., **54**, 225–244, Berlin 1976.

HEDBERG H. D. (Hrsg.): International stratigraphic Guide. A Guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. – 200 S., Verl. J. Wiley, New York 1976.

HEINRICH M.: Zur Geologie des Jungtertiärbeckens von Tamsweg mit kristalliner Umrahmung. – Jb. Geol. B.-A., **120**, 1977, 295–341, Wien 1978.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

HEISSEL W.: Verrucano in Westösterreich. – Verh. Geol. B.-A., **1972**, 79–81, Wien 1972.

HEISSEL W., OBERHAUSER R., REITHOFER O. & SCHMIDEGG O.: Geologische Karte des Rätikon 1 : 25.000. – Geol. B.-A., Wien 1965.

HERITSCH F.: Geologische Studien in der „Grauwackenzone" der nordöstlichen Alpen. I. Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Hohentauern. – Sber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **116**, Abt. I, 1717–1738, Wien 1907.

HERITSCH F.: Geologische Studien in der „Grauwackenzone" der nordöstlichen Alpen. II. Versuch einer stratigraphischen Gliederung der Grauwackenzone im Paltental nebst Bemerkungen über einige Gesteine (Blasseneckgneis, Serpentine) und über die Lagerungsverhältnisse. – Sber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, **118**, 115–135, Wien 1909.

HERITSCH F.: Die „Trofaiachlinie". – Verh. Geol. R.-A., **1911**, 274–278, Wien 1911.

HERITSCH F.: Die österreichischen und deutschen Alpen bis zur alpinodinarischen Grenze (Ostalpen). – Handb. der reg. Geologie, H. **18**, Bd. II/5, 153 S., Heidelberg 1915.

HERITSCH F.: Untersuchungen zur Geologie des Paläozoikums von Graz. I. Die Fauna und Stratigraphie der Schichten mit *Heliolites Barrandei*. II. Die geologische Stellung der Schichten mit *Heliolites Barrandei* in der Umgebung von Graz (mit Ausschluß des Hochlantschgebietes). – Denkschr. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **92**, 551–614, **94**, 53–112, Wien 1915/1917.

HERITSCH F.: Korallen aus dem Kalk des Triebenstein-Sunk bei Hohentauern. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **9** (1916), 151–158, Wien 1917.

HERITSCH F.: Fossilien aus dem Unterkarbon von Nötsch. – Carinthia II, **108/28**, 39–49, Klagenfurt 1918.

HERITSCH F.: Geologie von Steiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, B, **57**, 224 S., Graz 1921.

HERITSCH F.: Die Grundlagen der alpinen Tektonik. – 259 S., Verl. Gebr. Borntraeger, Berlin 1923.

HERITSCH F.: Gesteine aus dem oberen Murgebiet. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **60**, 12–24, Graz 1924.

HERITSCH F.: Zur Geologie der östlichen Zentralalpen. – Geol. Rundsch., **16**, 328–336, Berlin 1925.

HERITSCH F.: Aus dem Paläozoikum des Vellachtales. – Jb. Geol. B.-A., **77**, 165–195, Wien 1927a.

HERITSCH F.: Eine Koralle von der Vordernberger Mauer in Obersteiermark. – Verh. Geol. B.-A., **1927**, 68–69, Wien 1927b.

HERITSCH F.: Die Deckentheorie in den Alpen (Alpine Tektonik 1905–1925). – Fortschr. Geol. Paläont., **VI**, H. 17, 210 S., Verl. Gebr. Borntraeger, Berlin 1927c.

HERITSCH F.: Faunistische Beziehungen des $e\beta$ von Böhmen zum $e\alpha$ der Alpen. – Vest. Stat. Geol. Ustavu Československ. Rep., **4**, 1–6, Prag 1928a.

HERITSCH F.: Korallen aus dem Karbon der Veitsch in Obersteier. – Sber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, **137**, 767–771, Wien 1928b.

HERITSCH F.: Trilobitenreste aus dem Unterkarbon von Nötsch. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **66**, 51–54, Graz 1929a.

HERITSCH F.: Faunen aus dem Silur der Ostalpen. – Abh. Geol. B.-A., **23**, H. 2, 183 S., Wien 1929b.

HERITSCH F.: Eine Koralle aus der Grauwackenzone der Veitsch in Obersteiermark. – Sber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, **139**, 155–160, Wien 1930.

HERITSCH F.: Versteinerungen vom Erzberg bei Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., **81**, 111–142, Wien 1931a.

HERITSCH F.: Graptolithen aus dem Sauerbrunngraben bei Eisenerz. – Verh. Geol. B.-A., **1931**, 230–235, Wien 1931b.

HERITSCH F.: Paläozoikum im Poßruck. – Jb. Geol. B.-A., **83**, 1–4, Wien 1933a.

HERITSCH F.: Unterkarbonische Korallen aus dem Sunk bei Trieben (Grauwackenzone von Obersteiermark). – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **70**, 76–82, Graz 1933b.

HERITSCH F.: Rugose Korallen aus dem Unterkarbon von Nötsch im Gailtal (Kärnten). – N. Jb. Miner., Geol., Paläont., Beil.-Bd. **71**, Abt. B, 139–164, Stuttgart 1934a.

HERITSCH F.: The Graptolitic Faunas of the Gotlandian in the Eastern Alps and their Relationships. – Geol. Mag., **71**, 268–275, London 1934.

HERITSCH F.: Die Karnischen Alpen. Monographie einer Gebirgsgruppe der Ostalpen mit variszischem und alpidischem Bau. – 205 S., Geol. Inst. Univ. Graz, Graz 1936 (mit ausführlichen Literaturangaben).

HERITSCH F.: Karbon und Perm in den Südalpen und in Südosteuropa. – Geol. Rundsch., **30**, 529–588, Stuttgart 1939.

HERITSCH F.: Obersilur bei Tiffen zwischen Ossiacher See und Feldkirchen. – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **1940**, 103–106, Wien 1940.

HERITSCH F.: Das Paläozoikum. In: Die Stratigraphie der geologischen Formationen der Ostalpen, Bd. I. – 681 S., Verl. Gebr. Borntraeger, Berlin 1943.

HERITSCH F., KAHLER F. & METZ K.: Die Schichtfolge von Oberkarbon und Unterperm. In: HERITSCH F.: Die Stratigraphie von Oberkarbon und Perm in den Karnischen Alpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **26** (1933), 163–180, Wien 1934.

HERITSCH F. & SCHWINNER R.: Beiträge zur geologischen Kenntnis der Steiermark XV. Das geologische Profil des Prebers. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **60**, 25–34, Graz 1924.

HERITSCH F. & THURNER A.: Graptolithenfunde in der Murauer Kalk-Phyllitserie. – Verh. Geol. B.-A., **1932**, 92–93, Wien 1932.

HERITSCH H.: Die Gesteine des Gailtaler Kristallinzuges zwischen Birnbaum und Dellach im Gailtal. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **77/78**, 61–92, Graz 1949.

HERITSCH H. & PAULITSCH B.: Erläuterungen zur Karte des Kristallins zwischen Birnbaum und Pressegger See, Gailtal. – Jb. Geol. B.-A., **101**, 191–200, Wien 1958.

HERITSCH H. & TEICH T.: Zur Genese des Augengneiszuges von der östlichen Gleinalpe in die westliche Stubalpe. – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **112** (1975), 115–119, Wien 1976.

HIESSLEITNER G.: Zur Geologie der Erz führenden Grauwackenzone von Radmer bei Hieflau. – Jb. Geol. B.-A., **81**, 49–80, Wien 1931.

HIGGINS A. K.: Fossil remains in staurolite-kyanite schists of the Bedretto-Mulde Bündnerschiefer. – Eclogae Geol. Helv., **57**, 151–156, Basel 1964.

HINTERLECHNER K.: Geologische Mitteilungen über ostböhmische Graphite und ihre stratigraphische Bedeutung für einen Teil des kristallinen Territoriums der böhmischen Masse. – Verh. Geol. R.-A., **1911**, 365–380, Wien 1911.

HOERNES R.: Vorlage einer geologischen (Manuskript-)Karte der Umgebung von Graz. – Verh. Geol. R.-A., **1880**, 326–330, Wien 1880.

HOERNES S.: Petrographische Untersuchungen an Paragneisen des polymetamorphen Silvrettakristallins. – Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt., **15**, 56–70, Wien 1971.

HOERNES S. & PURTSCHELLER F.: Petrographische Neueinstufung des Landecker Quarzphyllites. – Ber. Med.-Naturw. Ver. Innsbruck, **58**, 483–488, Innsbruck 1970.

HOINKES G., PURTSCHELLER F. & SCHANTL J.: Zur Petrographie und Genese des Winnebachgranites (Ötztaler Alpen, Tirol). – Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt., **18**, 292–311, Wien 1972.

HOLDHAUS K.: Neue Untersuchungen über den geologischen Bau des Königstuhlgebietes in Kärnten. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **25** (1932), 177–194, Wien 1933.

HOLLAND C. H. & STURT B. A.: On the occurrence of archaeocyathids in the Caledonian metamorphic rocks of Sørøy and their stratigraphical significance. – Norsk Geol. Tidsskr., **50**, 1970, 341–355, Oslo 1970.

HÖLL R.: Die Zinnober-Vorkommen im Gebiet der Turracher Höhe (Nock-Gebiet/Österreich) und das Alter der Eisenhut-Schieferserie. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1970**, 201–224, Stuttgart 1970a.

HÖLL R.: Scheelitprospektion und Scheelitvorkommen im Bundesland Salzburg/Österreich. – Chemie der Erde, **28**, 185–203, Jena 1970b.

HÖLL R.: Scheelitvorkommen in Österreich. – Z. Erzbergb. Metallhüttenwesen, **24**, 273–282, Stuttgart 1971.

HÖLL R.: Die Scheelitlagerstätte Felbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitvorkommen in den Ostalpen. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., N. F., **157** A–B, 114 S., München 1975.

HÖLL R. & MAUCHER A.: Genese und Alter der Scheelit-Magnesit-Lagerstätte Tux. – Sber. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **1967**, 1–11, München 1968.

HÖLL R. & MAUCHER A.: The strata-bound ore deposits in the Eastern Alps. In: Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits (Hrsg. K. H. WOLF), 1–36. – Elsevier Sc. Publ. Comp., Amsterdam 1976.

HÖLL R., MAUCHER A. & WESTENBERGER H.: Synsedimentary-Diagenetic Ore Fabrics in the Strata- and Time-Bound Scheelite Deposits of

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Kleinarltal and Felbertal in the Eastern Alps. – Mineral. Deposita, **7**, 217–226, Berlin 1972.

HOMANN O.: Der geologische Bau des Gebietes Bruck a. d. Mur–Stanz. – Mitt. Mus. Bergb., Geol. u. Technik, Landesmus. Joanneum, **14**, 47 S., Graz 1955.

HOMANN O.: Apatitführender Grobkornaplit (Pegmatit) im Grazer Paläozoikum. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **104**, 193–195, Wien 1959.

HOSPERS J. & ANDEL S. van: Palaeomagnetism and tectonics, a review. – Earth Sci. Rev., **5**, 5–44, Amsterdam 1969.

HOTH K. & HIRSCHMANN G. unter Mitarbeit von LORENZ W.: Das Jungpräkambrium im Bereich der Varisziden und Kaledoniden West- und Nordeuropas und seine Beziehungen zu den paläozoischen Entwicklungsetappen. – Ber. Deutsch. Ges. Geol. Wiss., A, Geol. Paläont., **15**, 379–424, Berlin 1970.

HOUSE M. R.: An analysis of Devonian goniatite distributions. In: Organisms and continents through time (Hrsg. N. F. HUGHES), 305–318. – Spec. Pap. Palaeont., **12**, London 1973.

HUNDT R.: Das Silur der Ostalpen im Vergleich mit dem ostthüringisch-frankenwäldisch-vogtländischen Silur. – Centralbl. Min. Geol. Paläont., Abt. B, 223–230, Stuttgart 1941.

HUNZIKER J. C.: Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western Alps. – Eclogae Geol. Helv., **63/1**, 151–161, Basel 1970.

HUSKA G.: Zur Geologie der Umgebung von Waldbach, südwestliches Wechselgebiet, Steiermark. – Verh. Geol. B-A., **1970**, 61–65, Wien 1970.

IRVING E.: Drift of the major continental blocks since the Devonian. – Nature, **270**, No. 5635, 304–309, London 1977.

JÄGER E.: Gesteinsbildende und orogene Phasen in der Entwicklungsgeschichte der Alpen. – Beih. Geol. Jb., **80** (Geowiss. Tagung Berlin 1967), 185–195, Hannover 1969.

JÄGER E.: The History of Central and Western Europe. – Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., **27**, 241–247, Milano 1971 a.

JÄGER E.: Die Geschichte des alpinen Raumes, erarbeitet mit radiometrischen Altersbestimmungen. – Verh. Geol. B.-A., **1971**, 250–254, Wien 1971 b.

JÄGER E.: Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. – Eclogae Geol. Helv., **66**, 11–21, Basel 1973.

JÄGER E. & METZ K.: Das Alter der Pegmatite des Raumes Bretstein-Pusterwald (Wölzer Tauern, Steiermark). – Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **51**, 411–414, Zürich 1971.

JAEGER H.: Vorbericht über graptolithenstratigraphische Untersuchungen in den Karnischen Alpen, insbesondere an der Bischofalm. – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **1968**, 155–159, Wien 1968.

JAEGER H.: Kritische Bemerkungen zu einigen Angaben über Graptolithenfunde in den Ostalpen. – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **1969**, 173–177, Wien 1969.

JAEGER H.: Die Graptolithenführung im Silur/Devon des Cellon-Profils (Karnische Alpen). – Carinthia II, **165/85**, 111–126, Klagenfurt 1975.

JAEGER H.: Das Silur und Unterdevon vom thüringischen Typ in Sardinien und seine regionalgeologische Bedeutung. – Nova Acta Leopoldina, N. F. **45**, Nr. 224, 263–299, Halle 1976.

JAEGER H.: Graptolithen aus dem Silur der Nördlichen Grauwackenzone (Ostalpen). – Mitt. österr. geol. Ges., **69** (1976), 89–107, Wien 1978.

JAEGER H., HAVLÍČEK V. & SCHÖNLAUB H. P.: Biostratigraphie der Ordovizium/Silur-Grenze in den Südalpen. – Ein Beitrag zur Diskussion um die Hirnantia-Fauna. – Verh. Geol. B.-A., **1975**, 271–289, Wien 1975.

JAEGER H. & SCHÖNLAUB H. P.: Ein Beitrag zum Verhältnis Conodonten-Parachronologie/Graptolithen-Orthochronologie im älteren Silur. – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **1970**, 85–90, Wien 1970.

JAEGER H. & SCHÖNLAUB H. P.: Das Ordoviz/Silur-Profil im Nölblinggraben (Karnische Alpen, Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1977**, 349–359, Wien 1977.

JANTSKY B.: Geologische Entwicklungsgeschichte des präkambrischen und paläozoischen Untergrundes im pannonischen Becken. – Nova Acta Leopoldina, N. F. **45**, No. 224, 303–334, Halle 1976.

JHAVERI R. B.: Unterdevonische Gastropoden aus den Karnischen Alpen. – Palaeontographica Abt. A, **133**, 146–176, Stuttgart 1969.

JOHNSON M. R. W.: Displacement on the Insubric Line. – Nature, Phys. Sc., **241**, 116–117, London 1973.

KAHLER F.: Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. – Carinthia II, Sh. **16**, 78 S., Klagenfurt 1953.

KAHLER F.: Urwelt Kärntens. I. Die Gesteinsfolgen mit Versteinerungen. – Carinthia II, Sh. **18**, 107 S., Klagenfurt 1955 a.

KAHLER F.: Spuren auffallend junger Gebirgsbewegungen in den Karawanken. – Geol. Rundsch., **43**, 169–174, Stuttgart 1955 b.

KAHLER F.: Die jungpaläozoischen Ablagerungen auf dem variszischen Sockel der Südalpen, des Balkans und Ungarns. – Giorn. Geol., **31**, 245–254, Bologna 1963.

KAHLER F.: Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen: Ein Kalkgeröll mit permischen Fusuliniden aus der Oberkreide der Weststeiermark. Mit einer geologischen Einleitung von GRÄF , W. – Palaeontographica, (A), **141**, 143–153, Stuttgart 1973.

KAHLER F.: Fusuliniden aus T'ien-schan und Tibet. Mit Gedanken zur Geschichte der Fusuliniden-Meere im Perm. Rep. Sci. Exped. North-Western Prov. of China – The Sino-Swedish Expedition (Sven Hedin). – Publ. **52** V: Intervertebrate Palaeontology 4, X + 147 S., Stockholm 1974.

KAHLER F. & METZ K.: Die Hochwipfelschichten der Karnischen Alpen. – Verh. Geol. B.-A., **1955**, 253–260, Wien 1955.

KAHLER F. & PREY S.: Geologische Karte des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen 1 : 25.000. – Geol. B.-A., Wien 1959.

KAHLER F. & PREY S.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Naßfeld-Gartnerkofelgebietes in den Karnischen Alpen. – Geol. B.-A., 116 S., Wien 1963.

KARL F.: Bericht 1956 über Aufnahmen auf Blatt Dreiherrenspitze und Blatt Rötspitze. – Verh. Geol. B.-A., **1957**, 35–38, Wien 1957.

KAY M.: Stratigraphy of the Trenton group. – Bull. Geol. Soc. Amer., **48**, 233–302, Boulder 1937.

KERNER F. von: Die Quarzphyllite in den Rhätschichten des mittleren Gschnitztales. – Jb. Geol. R.-A., **61**, 385–452, Wien 1911.

KETTNER R.: Über die Beziehungen der Glimmerschiefer zu den Phylliten und Gneisen in der Umgebung von Luditz in Westböhmen. – Bull. intern. de l'Academie des Sciences de Boheme, **18**, Prag 1913.

KETTNER R.: Versuch einer stratigraphischen Einteilung des böhmischen Algonkiums. – Geol. Rundsch., **8**, 169–188, Stuttgart 1917.

KETTNER R.: Über einige Probleme des böhmischen Algonkiums und Kambriums. – Freib. Forsch. H., C **17**, 55–66, Freiberg 1955.

KLAPPER G.: Sequence within the conodont genus *Polygnathus* in the New York lower Middle Devonian. – Geologica et Palaeontologica, **5**, 59–79, Marburg 1971.

KLAPPER G.: Lower-Middle Devonian boundary conodont sequence in the Barrandian area of Czechoslovakia. – Casopis pro mineral. a geologii, **22**, 1977, 401–406, Prag 1977.

KLAPPER G. & ZIEGLER W.: Distribution of Conodonts in Lower/Middle Devonian Boundary Beds of the Barrandian. – Vorl. Mitt. anl. Field Conf. IUGS-Subcomm. Dev. Stratigr., Prague 1977, 4 S., Prag 1977.

KLAPPER G., ZIEGLER W. & MASHKOVA, T. V.: Conodonts and correlation of Lower-Middle Devonian boundary beds in the Barrandian area of Czechoslovakia. – Geologica et Palaeontologica, **12**, 103–116, Marburg 1978.

KLEBELSBERG R. von: Eine paläozoische Fauna aus der Veitsch. – Verh. Geol. B.-A., **1926**, 95–100, Wien 1927.

KLEBELSBERG R. von: Geologie von Tirol. – 872 S., Verl. Borntraeger, Berlin 1935.

KLEINSCHMIDT G.: Krinoiden aus dem epizonalen Kristallin der Saualpe/Kärnten. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1966**, 707–716, Stuttgart 1966.

KLEINSCHMIDT G.: Metamorphose und Stratigraphie im Kristallin der südlichen Saualpe (Ostalpen). – Abh. Verh. naturwiss. Ver. Hamburg, N. F. **14**, 81–144, Hamburg 1970.

KLEINSCHMIDT G.: Leithorizonte im Kärntner Kristallin. – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **40**, 131–150, Hamburg 1971.

KLEINSCHMIDT G.: Die „Plankogelserie" in der südlichen Koralpe unter besonderer Berücksichtigung von Manganquarziten. – Verh. Geol. B.-A., **1974**, 351–362, Wien 1975.

KLEINSCHMIDT G. & NEUGEBAUER J.: Die variszische Überschiebungstektonik in der Phyllitgruppe der Saualpe (Ostalpen). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1975**, 541–552, Stuttgart 1975.

KLEINSCHMIDT G. & RITTER U.: Geologisch-petrographischer Aufbau des Koralpenkristallins südlich von Soboth/Steiermark – Kärnten (Raum Hühnerkogel–Laaken). – Carinthia II, **166/86**, 57–91, Klagenfurt 1976.

KLEINSCHMIDT G. & SEEGER M.: Nachweis der Diskordanzfläche Jungpaläozoikum / leicht-metamorphes Altpaläozoikum am Griffener Berg (Ostkärnten). – Carinthia II, **165/85**, 97–102, Klagenfurt 1975.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

KLEINSCHMIDT G. & WURM F.: Paläozoikum und epizonale Serien zwischen St. Andrä im Lavanttal und Griffen. – Carinthia II, **156/76**, 108–140, Klagenfurt 1966.

KLEINSCHMIDT G., NEUGEBAUER J. & SCHÖNENBERG R.: Gesteinsinhalt und Stratigraphie der Phyllitgruppe in der Saualpe. – Clausthaler Geol. Abh., Sdb. **1**, 11–44, Clausthal 1975.

KLEINSCHMIDT G., SASSI F. P. & ZANFERRARI A.: A new interpretation of the metamorphic history in the Saualpe basement (Eastern Alps). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1976**, 653–670, Stuttgart 1976.

KNEIDL V.: Geologische Untersuchungen am NW-Rand der Hohen Tauern im Gebiet zwischen Gerlos und Hintertux (Tirol, Salzburg). – Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Erlangen–Nürnberg, 75 S., Erlangen 1971.

KOBER L.: Bericht über die geotektonischen Untersuchungen im östlichen Tauernfenster und seiner weiteren Umrahmung. – Sber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **71**, Abt. I, 425–458, Wien 1912.

KOBER L.: Über Bau und Entstehung der Ostalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **5**, 367–480, Wien 1912b.

KOBER L.: Das östliche Tauernfenster. – Denkschr. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, **98**, 201–242, Wien 1922.

KOBER L.: Bau und Entstehung der Alpen. 1. Aufl. – 283 S., Berlin (Verl. Gebr. Borntraeger) 1923.

KOBER L.: Das alpin-varistische Orogen. – Centralbl. Miner., Geol., Paläont., **1927**, B, 153–159, Stuttgart 1927.

KOBER L.: Versuch einer Auflösung des varistisch-alpinen Baues. – Centralbl. Miner., Geol., Paläont., **1928**, 76–82, Stuttgart 1928.

KOBER L.: Der geologische Aufbau Österreichs. – 204 S., Wien (Verl. Springer) 1938.

KOBER L.: Bau und Entstehung der Alpen. 2. Aufl. – 379 S., Wien (Verl. F. Deuticke) 1955.

KOCH M.: Mittheilung über einen Fundpunkt von Untercarbon-Fauna in der Grauwackenzone der Nordalpen. – Z. dt. geol. Ges., **45**, 294–298, Berlin 1893.

KODSI M. G.: Zur Kenntnis der Devon-Karbon-Grenze im Paläozoikum von Graz. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1967**, 415–427, Stuttgart 1967.

KODSI M. G.: Korallen aus dem Unterdevon der Karnischen Alpen. – Verh. Geol. B.-A., **1971**, 576–607, Wien 1971.

KODSI M. G. & FLÜGEL H.: Lithofazies und Gliederung des Karbons von Nötsch – Carinthia II, **160/80**, 7–17, Klagenfurt 1970.

KODYM O.: Neue Forschungsergebnisse im Moldanubikum Böhmens. – Nova Acta Leopoldina, N. F., Bd. **45**, No. 224, 11–22, Halle 1976.

KOLLMANN K.: Jungtertiär im Steirischen Becken. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **57**, 479–632, Wien 1965.

KORIM K. & SZEBENYI F.: A Vashegy magyarosagi reszenek földtani viszonyai. – A Jöv. Melykutatas, **1949**, 45–50, Budapest 1949.

KOSSMAT F.: Die adriatische Umrandung der alpinen Faltenregion. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **6**, 61–165, Wien 1913.

KOSSMAT F.: Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. – Abh. Sächs. Geol. L.-A., **1**, 1–39, Leipzig 1927.

KOSSMAT F.: Paläogeographie und Tektonik. – 413 S., Verl. Gebr. Borntraeger, Berlin 1936.

KOZUR H. & MOCK R.: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des slowakischen Karstes. – Geol. Zborn. Geol. Carp., **24**, 365–374, Bratislava 1973.

KOZUR H., MOCK R. & MOSTLER H.: Stratigraphische Neueinstufung der Karbonatgesteine der „unteren Schichtenfolge" von Ochtiná (Slowakei) in das oberste Visé und Serpukhovian (Namur A). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **6**, 1–29, Innsbruck 1976.

KOZUR H. & MOCK R.: Erster Nachweis von Conodonten im Paläozoikum (Karbon) der Westkarpaten. – Casopis pro mineral. a geologii, **22**, 299–305, Prag 1977.

KRAUS E.: Der Abbau der Gebirge. Bd. 1, Der alpine Bauplan. – 352 S., Verl. Gebr. Borntraeger, Berlin 1936.

KRAUS E.: Die Baugeschichte der Alpen. – 1. Teil: 552 S.; 2. Teil: 489 S., Akademie-Verl., Berlin 1951.

KRAUS E.: Über die Strukturen der orokinetischen Narbenzone. – Mitt. Geol. Ges. Wien (Klebelsberg Festschr.), **48**, 1955, 113–128, Wien 1956.

KRAUSE P. G.: Über das Vorkommen von Kulm in der Karnischen Hauptkette. – Verh. Geol. R.-A., **1906**, 64–68, Wien 1906.

KRAUSE P. G.: Über *Asterocalamites scrobiculatus* (SCHOLTH.) ZEILLER im Kulm der Karnischen Hauptkette. – Jb. Preuß. Geol. Landesanst., **49**, 634–640, Wien 1928.

KREBS W. & WACHENDORF H.: Proterozoic-Paleozoic Geosynclinal and Orogenic Evolution of Central Europe. – Bull. Geol. Soc. Amer., **84**, A, 2611–2630, Boulder 1973.

KRISTAN-TOLLMANN E.: Revision der altpaläozoischen Sorosphaeren (Foram.). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1971**, 171–180, Stuttgart 1971.

KRÖLL A. & HELLER R.: Die Tiefbohrung AFLING U 1 in der Kainacher Gosau. – Verh. Geol. B.-A., **1978**, Wien (in Druck).

KRÖLL A. & WESSELY G.: Neue Ergebnisse beim Tiefenaufschluß im Wiener Becken. – Erdoel-Erdgas-Zeitschrift, Jg. **89**, 1973, 400–413, Hamburg 1973.

KÜBLER H. & MÜLLER W.-E.: Die Geologie des Brenner-Mesozoikums zwischen Stubai- und Pflerschtal (Tirol). – Jb. Geol. B-A., **105**, 173–242, Wien 1962.

KUNTSCHNIG A.: Neuer Korallenfund aus dem Unterkarbon von Nötsch in Kärnten. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **62**, 3–9, Graz 1926.

KUNTSCHNIG A.: Das Bergland von Weiz. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **63**, 91–110, Graz 1927.

KUPSCH F., ROLSER J. & SCHÖNENBERG R.: Das Altpaläozoikum der Ostkarawanken. – Z. dt. geol. Ges., **122**, 1970, 89–96, Hannover 1971.

KURAT G., NIEDERMAYR G., KORKISCH J. & SEEMANN R.: Zur Geochemie der postvariszischen Basis-Serien im westlichen Drauzug, Kärnten-Osttirol. – Carinthia II, **164/84**, 87–98, Klagenfurt 1975.

LAGALLY U. & MILLER H.: Der Nordrand des Tauernfensters bei Vorderlanersbach/Tirol. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1974**, 374–384, Stuttgart 1974.

LAHUSEN L.: Die schicht- und zeitgebundenen Antimonit-Scheelit-Vorkommen und Zinnobervererzungen der Kreuzeck- und Goldeckgruppe in Kärnten und Osttirol, Österreich. – Diss. naturwiss. Fak. Univ. München, 139 S., (Photodruck) München 1969.

LAHUSEN L.: Schicht- und zeitgebundene Antimonit-Scheelit-Vorkommen und Zinnober-Vererzungen in Kärnten und Osttirol/Österreich. – Mineral. Deposita, **7**, 31–60, Berlin 1972.

LAMMERER B., FRUTH I., KLEMM D. D., PROSSER E. & WEBER-DIEFENBACH K.: Geologische und geochemische Untersuchungen im Zentralgneis und in der Greiner Schiefer Serie (Zillertaler Alpen, Tirol). – Geol. Rundsch., **65**, 436–459, Stuttgart 1976.

LANGER W.: Foraminiferen aus dem Alt-Paläozoikum der Karnischen Alpen. – Carinthia II, **79**, 34–60, Klagenfurt 1969.

LAUBSCHER H. P.: Bewegung und Wärme in der alpinen Orogenese. – Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **50**, 3, 565–596, Zürich 1970.

LAUBSCHER H. P.: The large-scale kinematics of the western Alps and the northern Apennines and it's palinspastic implications. – Amer. J. Sc., **271**, 3, 193–226, New Haven 1971a.

LAUBSCHER H. P.: Das Alpen-Dinariden-Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys. – Geol. Rundsch., **60**, 813–833, Stuttgart 1971b.

LAUBSCHER H. P.: Alpen und Plattentektonik. Das Problem der Bewegungsdiffusion an kompressiven Plattengrenzen. – Z. dt. geol. Ges., **124**, 295–308, Hannover 1973.

LAURENT R.: The Hercynides of South Europe, a Model. – 24. Intern. Geol. Congr., **1972**, Section 3 (Tectonics), 363–370, Montreal 1972.

LEDITZKY H. P.: Die stratigraphische Gliederung des Gebietes zwischen Zollnerhöhe und Zollnersee in den Karnischen Alpen (Österreich). – Carinthia II, **163/83**, 169–177, Klagenfurt 1974.

LEGGEWIE R. & THIEDIG F.: Oberkreide-Sedimente am Ostrand des Krappfeldes (Kärnten, Österreich). – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **47**, 229–246, Hamburg 1977.

LIEGLER K.: Das Oberkarbon-Vorkommen der Brunnachhöhe NW Bad Kleinkirchheim/Kärnten. – Carinthia II, **160/80**, 27–44, Klagenfurt 1970.

LIPPOLT H. J. & PIDGEON R.: Isotopic Mineral Ages of a Diorite from the Eisenkappel Intrusion, Austria. – Z. Natforsch., **29a**, 966–968, Tübingen 1974.

LOESCHKE J.: Zur Geologie und Petrographie des Diabaszuges westlich Eisenkappel (Ebriachtal/Karawanken/Österreich). – Oberrhein. Geol. Abh., **19**, 73–100, Karlsruhe 1970.

LOESCHKE J.: Zur Petrogenese paläozoischer Spilite aus den Ostalpen. – N. Jb. Miner., Abh., **119**, 20–56, Stuttgart 1973.

LOESCHKE J.: Nature and origin of Palaeozoic volcanic rocks of the Seeberg area (Karawanken/Austria). – Geol. Rundsch., **63**, 581–596, Stuttgart 1974.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

LOESCHKE J.: Spurenelement-Daten von paläozoischen Spiliten aus den Ostalpen und ihre Bedeutung für geotektonische Interpretationen. – Geol. Rundsch., **64**, 62–74, Stuttgart 1975.

LOESCHKE J.: Kaledonischer eugeosynklinaler Vulkanismus Norwegens und der Ostalpen im Vergleich mit rezentem Vulkanismus unterschiedlicher geotektonischer Positionen: Eine Arbeitshypothese. – Z. dt. geol. Ges., **128**, 185–207, Hannover 1977.

LOESCHKE J. & ROLSER J.: Der altpaläozoische Vulkanismus in den Karawanken (Österreich). – Z. dt. geol. Ges., **122**, 1970, 145–156, Hannover 1971.

LOESCHKE J. & WEBER K.: Geochemie und Metamorphose paläozoischer Tuffe und Tonschiefer aus den Karawanken (Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **142**, 115–138, Stuttgart 1973.

MANZONI M.: Fauna a Conodonti del Siluriano e Devoniano delle Alpi Carniche. – Giorn. Geol., (2), **33**–1965, (1), 179–206, Bologna 1965.

MANZONI M.: Conodonti neodevonici e eocarboniferi al Monte Zermula (Alpi Carniche). – Giorn. Geol., **33**–1965, 461–488, Bologna 1966.

MANZONI M.: Il Devoniano superiore e il Carbonifero inferiore nelle serie pelagiche di Val Uqua. – Giorn. Geol., **34**–1966, 641–684, Bologna 1968.

MARTIN F.: Sur quelques Acritarches Llandoveriens de Cellon (Alpes Carniques Centrales, Autriche). – Verh. Geol. B.-A., **1978**, Wien (in Druck).

MATURA A.: Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel. – Jb. Geol. B.-A., **119**, 63–74, Wien 1976.

MAUCHER A.: Die Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation und ihre Beziehungen zu Magmatismus und Geotektonik. – Freiberger Forschungsh., C **186**, 173–188, Leipzig 1965.

MAUCHER A. & HÖLL R.: Die Bedeutung geochemisch-stratigraphischer Bezugshorizonte für die Altersstellung der Antimonitlagerstätte von Schlaining im Burgenland, Österreich. – Mineral. Deposita, **3**, 272–285, Berlin 1968.

MAVRIDIS A. & MOSTLER H.: Zur Geologie der Umgebung des Spielberghorns mit einem Beitrag über die Magnesitvererzung. – Festband Geol. Inst. 300 J.-Feier Univ. Innsbruck, 523–546, Innsbruck 1970.

MCKERROW W. S. & ZIEGLER A. M.: Palaeozoic Oceans. – Nature, Phys. Sc., **240**, 92–94, London 1972.

MEDWENITSCH W.: Beitrag zur Geologie des Unterengadiner Fensters (Tirol). – Kober-Festschrift (Hrsg. H. KÜPPER), 168–192, Verl. Hollinek, Wien 1953.

MEIXNER H.: Ein Vorkommen von Andalusit-Kristallen und von Paramorphosen von Disthen nach solchen sowie Cordierit und Apatit aus der Kreuzeckgruppe, Kärnten. – Carinthia II, Sh. **28**, (Festschr. F. Kahler), 239–243, Klagenfurt 1971.

MEIXNER H.: Neue Mineralfunde in den österreichischen Ostalpen, XXIV. – Carinthia II, **163/83**, 101–139, Klagenfurt 1974.

MEIXNER H. & CLAR E.: Die Magnesitlagerstätte im Sunk bei Trieben (Obersteiermark). – Miner. Mittbl. Landesmus. Joanneum, **1953**/1, 1–6, Graz 1953.

METZ K.: Die tektonische Stellung diaphthoritischen Altkristallins in der steirischen Grauwackenzone. – Zbl. Miner. Geol., **1937**, Abt. B, 315–328, Stuttgart 1937a.

METZ K.: Die stratigraphische Stellung der Veitsch auf Grund neuer Fossilfunde. – Berg- u. Hüttenmänn. Jb., **85**, 27–31, Wien 1937b.

METZ K.: Die Geologie der Grauwackenzone von Leoben bis Mautern. – Jb. Geol. B.-A., **87**, 1938, 165–193, Wien 1938.

METZ K.: Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben. – Mitt. Reichsst. Bodenforsch., Zweigst. Wien, **1**, 161–220, Wien 1940.

METZ K.: Ein Beitrag zur Frage der Fortsetzung des Semmeringmesozoikums nach Westen. – Verh. Geol. B.-A., **1945**, 91–103, Wien 1947.

METZ K.: Zur Frage der voralpidischen Bauelemente in den Alpen. – Geol. Rundsch., **40**, 261–275, Stuttgart 1952.

METZ K.: Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **44** (1961), 1–84, Wien 1953.

METZ K.: Gedanken zu baugeschichtlichen Fragen der steirisch-kärntnerischen Zentralalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **50** (1957), 201–250, Wien 1958.

METZ K.: Neue Ergebnisse zur Geologie der Niederen Tauern. – Der Karinthin, **48**, 20–29, Knappenberg 1963.

METZ K.: Die Tektonik der Umgebung des Bösenstein und ihr Erkenntniswert für das Kristallin der nördlichen Steiermark. – Verh. Geol. B.-A., **1964**, 149–164, Wien 1964a.

METZ K.: Die Nordgrenze des Bösensteinkristallins nach neuen Wegaufschlüssen zwischen Trieben und Rottenmann/Steiermark. – Verh. Geol. B.-A., **1964**, 140–149, Wien 1964b.

METZ K.: Das ostalpine Kristallin im Bauplan der östlichen Zentralalpen. – Sber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, **174**, 229–278, Wien 1965.

METZ K.: Die Grundzüge des geologischen Baues der Steiermark. In: Die Steiermark, Land, Leute, Leistung, 25–73. – 2. Aufl.; Verl. Styria, Graz 1966.

METZ K.: Zum Problem einer Seriengliederung der Wölzer Glimmerschiefer. – Miner. Mittbl. Joanneum, **1967**, H. 1–2, 66–69, Graz 1967.

METZ K.: Das Problem der Grenzzone zwischen Wölzer Glimmerschiefern und Ennstaler Phylliten. – Carinthia II, Sdh. **28**, 159–166, Klagenfurt 1971.

METZ K.: Der geologische Bau der Wölzer Tauern. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **106**, 51–75, Graz 1976a.

METZ K.: Der geologische Bau der Seckauer und Rottenmanner Tauern. – Jb. Geol. B.-A., **119**, 151–205, Wien 1976b.

METZ K., BACHMANN H., GAMERITH H., EL SHINNAWI M. A., SKALA W. & VOGELTANZ R.: Beiträge zur Geologie der Rottenmanner und östlichen Wölzer Tauern. – Verh. Geol. B.-A., **1964**, 65–164, Wien 1964.

MIHALY S.: Revision der unterkarbonen Korallen des Köszar-Hegy von Szabadbattyan. – Evi Jelent. Magyar All. Föld. Int., **1971**, 249–276, Budapest 1973.

MILLER Ch.: Petrology of some eclogites and metagabbros of the Ötztal Alps, Tyrol, Austria. – Contrib. Mineral. Petrol., **28**, 42–56, Berlin 1970.

MILLER Ch.: Reaction rims between olivine and plagioclase in metaperidotites, Ötztal Alps, Austria. – Contrib. Mineral. Petrol., **43**, 333–342, Berlin 1974.

MILLER D., JÄGER E. & SCHMIDT K.: Rb-Sr-Altersbestimmungen an Biotiten der Raibler Schichten des Brenner-Mesozoikums und am Muskovitgranitgneis von Vent (Ötztaler Alpen). – Eclogae Geol. Helv., **60**, 537–541, Basel 1967.

MILLER H.: Die Nordrand-Zone des Tauernfensters zwischen Zillertal und Hippold-Spitz (Tuxer Voralpen, Tirol). In: Geodynamics and geotraverses around the Alps (H. BÖGEL Hrsg.). – Abstracts, 30–32, Salzburg–München 1977.

MIYASHIRO A.: Metamorphism and related magmatism in plate tectonics. – Amer. J. Sci., **272**, 629–656, New Haven 1972.

MOHR H.: Ist das Wechselfenster ostalpin? – 12 S., (Verl. Leuschner & Lubensky), Graz 1919.

MOHR H.: Über einige Beziehungen zwischen Bau und Metamorphose in den Ostalpen. – Z. dt. geol. Ges., **75**, 114–133, Berlin 1923.

MOHR H.: Ein neuer Pflanzenfund im metamorphen Carbon der Ostalpen und seine Stellung im alpinen Bauplan. – Cbl. Miner. Geol., Abt. B, **1933**, 98–107, Stuttgart 1933.

MOHS F.: Die Villacher Alpe, und die dieselbe zunächst umgebenden Gegenden. – Molls Efemeriden Berg-Hüttenkd., **3**, 161–228, Nürnberg 1807.

MOJSISOVICS E. von: Zur Altersbestimmung der krystallinischen Formationen der Alpen. – Verh. Geol. R.-A., **1872**, 46–47, Wien 1872.

MORAUF W.: The Influence of Alpine Metamorphism on Basement Rocks of the Kor- and Saualpe (SE-Austria). – Abstracts, Fourth Europ. Coll. Geochron., Cosmochron. and Isotope Geology (ECOG IV), Amsterdam 1976.

MOSTLER H.: Geologie der Berge des Vorderen Großarl- und des Kleinarl-Tales (Salzburg). – Verh. Geol. B.-A., **1963**, 132–135, Wien 1963.

MOSTLER H.: Zur Einstufung der „Kieselschiefer" von der Lachtal-Grundalm (Fieberbrunn, Tirol). – Verh. Geol. B.-A., **1966**, 157–170, Wien 1966a.

MOSTLER H.: Conodonten aus der Magnesitlagerstätte Entachen-Alm. – Ber. Naturw.-Med. Ver. Innsbruck, **54**, 21–31, Innsbruck 1966b.

MOSTLER H.: Conodonten aus dem tieferen Silur der Kitzbühler Alpen (Tirol). – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **71**, 295–303, Wien 1967.

MOSTLER H.: Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **18**, (1967), 89–150, Wien 1968.

MOSTLER H.: Struktureller Wandel und Ursachen der Faziesdifferenzierung an der Ordoviz/Silur-Grenze in der Nördlichen Grauwackenzone

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

(Österreich). – Festbd. Geol. Inst. 300 J.-Feier Univ. Innsbruck, 507–522, Innsbruck 1970.

MOSTLER H.: Postvariscische Sedimente im Montafon (Vorarlberg). – Verh. Geol. B.-A., **1972**, 171–174, Wien 1972a.

MOSTLER H.: Die permoskythische Transgressions-Serie der Gailtaler Alpen. – Verh. Geol. B.-A., **1972**, 143–149, Wien 1972b.

MOSTLER H.: Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raume zwischen Wörgl und Hochfilzen (Tirol). – Verh. Geol. B.-A., **1972**, 155–162, Wien 1972c.

MOSTLER H.: Alter und Genese ostalpiner Spatmagnesite unter besonderer Berücksichtigung der Magnesitlagerstätten im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Salzburg). – Festschrift Heißel, Veröffentl. Univ. Innsbruck, **86**, 237–266, Innsbruck 1973.

MÜLLER K. J.: Nachweis der Pericyclus-Stufe (Unterkarbon) in den Karnischen Alpen. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1959**, 90–94, Stuttgart 1959.

NAGY E.: Der Stand der Forschungen im Bereich des Paläozoikums in Ungarn. – Verh. Geol. B.-A., **1972**, 199–213, Wien 1972.

NEUGEBAUER J.: Alt-paläozoische Schichtfolge, Deckenbau und Metamorphose-Ablauf im südwestlichen Saualpen-Kristallin (Ostalpen). – Geotekt. Forsch., **35**, 23–93, Stuttgart 1970.

NEUGEBAUER J. & KLEINSCHMIDT G.: Ansatz zu einer echten Stratigraphie im metamorphen Altpaläozoikum der Ostalpen. – Z. dt. geol. Ges., **122** (1970), 113–122, Hannover 1971.

NEUWIRTH E.: Die Amphibolite von Radegund. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **79/80**, 149–164, Graz 1951.

NICOLAS A.: Was the Hercynian orogenic belt of Europe of the Andean type? – Nature, **236**, 221–223, London 1972.

NIEDERMAYR G.: Gedanken zur lithofaziellen Gliederung der postvariszischen Transgressions-Serie der westlichen Gailtaler Alpen, Österreich. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **66–67** (1973/74), 105–126, Wien 1975.

NIEDERMAYR G. & SCHERIAU-NIEDERMAYR E.: Über Mineralisationen der postvariszischen Transgressions-Serie in den westlichen Gailtaler Alpen. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **78**, 141–150, Wien 1974.

NIEDERMAYR G., SEEMANN R. & SCHERIAU-NIEDERMAYR E.: Die Perm-Trias-Grenze im westlichen Drauzug, Kärnten-Osttirol. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **81**, 1–17, Wien 1978.

NIEDZWIEDZKI J.: Aus den Tiroler Zentralalpen. – Jb. Geol. R.-A., **22**, 242–252, Wien 1872.

NÖSSING L.: Die Sanzenkogel-Schichten (Unterkarbon), eine biostratigraphische Einheit des Grazer Paläozoikums. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **105**, 79–92, Graz 1975.

NOWOTNY A.: Bericht 1976 über Aufnahmen im Kristallinanteil auf Blatt 117, Zirl. – Verh. Geol. B.-A., **1977**, A104–A105, Wien 1977.

NUNES P. D. & STEIGER R. H.: A U-Pb zircon and Rb-Sr and U-Th-Pb whole-rock study of a polymetamorphic terrane in the Central Alps, Switzerland. – Contrib. Mineral. Petrol., **47**, 255–280, Berlin 1974.

OHNESORGE Th. Die vorderen Kühetaier Berge (Hochedergruppe). – Verh. Geol. R.-A., **1905**, 175–182, Wien 1905a.

OHNESORGE Th.: Über Silur und Devon in den Kitzbüheler Alpen. – Verh. Geol. R.-A., **1905**, 373–377, Wien 1905b.

OHNESORGE Th.: Über Gneise des Kellerjochgebietes und der westlichen Hälfte der Kitzbühler Alpen und über Tektonik dieser Gebiete. – Verh. Geol. R.-A., **1908**, 119–136, Wien 1908.

OXBURGH E. R.: Superimposed Fold Systems in the Altkristallin Rocks on the Southeast Margin of the Tauernfenster. – Verh. Geol. B.-A., **1966**, 33–46, Wien 1966.

OXBURGH E. R.: An Outline of the Geology of the Central Alps. – Proc. Geol. Assoc., **79**, 1968, 1–46, London 1968.

PALLA P.: *Lancicula gortanii* n. sp. die Alga Codiacea del Devoniano inferiore della Carnia (Alpi Orientali). – Natura, **57**, 89–102, Milano 1966.

PALLA P.: Alcuni Fusulinida della serie del M. Auernig (Alpi Carniche) e loro significato stratigrafico. – Riv. Ital. Pal., **69**, 334–382, Milano 1967.

PANTZ V. v. & ATZL A.: Versuch einer Beschreibung der vorzüglichsten Berg- und Hüttenwerke des Herzogthumes Steyermark. – 347 S., Wien 1814.

PATCHETT P. J. & GRAUERT B.: Alter und Herkunft detritischer Zirkone des Devilliens, Ardennen. – Vortragskurzf. 68. Jahrestg. Geol. Ver., I, 31, Münster 1978.

PATTEISKY K.: Die südöstliche Geosynklinale des Karbons. – C. R. Congr. Strat. Carbonif., **4**, 1341–1348, Maastricht 1971.

PAULITSCH P.: Das Kristallin zwischen Tassenbach und Obertilliach, Osttirol, und seine Metamorphose. – Verh. Geol. B.-A., **1960**, 103–119, Wien 1960.

PELLIZZER R. & TOMADIN L.: Grauwacke e non tufi diabasici delle rocce costituenti la giogaia dei Fleons-Creta Verde nella Catena Paleocarnica. – Ac. Naz. Linei (8), **32**, 1–8, Roma 1962.

PELTZMANN I.: Tiefes Paläozoikum in der Grauwacke unterm Dachstein. – Verh. Geol. B.-A., **1934**, 88–89, Wien 1934.

PELTZMANN I.: Palaeozoikum im Brixener Quarzphyllit. – Verh. Geol. B.-A., **1935**, 195–196, Wien 1935.

PELTZMANN I.: Silurnachweis im Veitschgebiet. – Verh. Geol. B.-A., **1937**, 126–127, Wien 1937.

PELTZMANN I.: Fossilführendes Cambrium in den Ostalpen. – Carinthia II, **130/50**, 74–76. Klagenfurt 1940.

PENECKE K.: Das Grazer Devon. – Jb. Geol. R.-A., **43** (1893), 567–616, Wien 1894.

PERRY D. G., KLAPPER G. & LENZ A. C.: Age of the Ogilvie Formation (Devonian), northern Yukon: based primarily on the occurrence of brachiopods and conodonts. – Canad. J. Earth Sci., **11**, 1055–1097, Ottawa 1974.

PETERS K.: Bericht über die geologische Aufnahme in Kärnten 1854. – Jb. Geol. R.-A., **6**, 508–580, Wien 1855.

PETRASCHECK W.: Zur Tektonik der alpinen Zentralzone. – Verh. Geol. B.-A., **1927**, 151–164, Wien 1927.

PETRASCHECK W. E., ERKAN E. & SIEGL W.: Type of uranium deposits in the Austrian Alps. In: Symp. Geology, mining and extractive processing of uranium, 71–75. – The Institute of Mining and Metallurgy, London 1977.

PHADKE A. V.: Petrology and Structure of the Riebeckite Gneiss from the area near Gloggnitz in the Graywacke Zone of Austria. – Jb. Geol. B.-A., **110**, 199–216, Wien 1967.

PIA J.: Über einen merkwürdigen Landpflanzenrest aus den Nötscher Schichten. – Sber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, **133**, 543–558, Wien 1924.

PICKETT J. W., JELL J. S., CONAGHAN P. J. & POWELL C. McA.: Jurassic invertebrates from the Himalayan Central Gneis.-Alcheringa, 1/1, 71–85, Sydney 1975.

PIDGEON R., KÖPPEL V. & GRÜNENFELDER M.: Isotopic U-Pb Ages of Zircons from the Ceneri Zone, Southern Alps. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **48**, 213–214, Zürich 1968.

PILGER A.: Zur Gliederung der kristallinen Serien von Friesach in Kärnten. – Ber. Reichsst. f. Bodenforsch., **1942**, 6–11, Wien 1942.

PILGER A.: Die zeitlich-tektonische Entwicklung des Saualpen-Kristallins. – Clausth. Geol. Abh., Sbd. **1**, 143–154, Clausthal 1975.

PILGER A. & WEISSENBACH N.: Die tektonische Entwicklung des Hochkristallins in der Saualpe. – Clausth. Geol. Abh., Sb. **1**, 115–130, Clausthal 1975.

PIRKL H.: Geologie des Trias-Streifens und des Schwazer Dolomits südlich des Inn zwischen Schwaz und Wörgl (Tirol). – Jb. Geol. B.-A., **104**, 1–150, Wien 1961.

PISTOTNIK J.: Zur Geologie des NW-Randes der Gurktaler Masse (Stangalm-Mesozoikum, Österreich). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **66–67** (1973/74), 127–141, Wien 1974.

PISTOTNIK J.: Ein Transgressionskontakt des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen, Kärnten/Österreich). – Carinthia II, **166/86**, 127–131, Klagenfurt 1976.

PISTOTNIK J.: Die westlichen Gurktaler Alpen (Nockgebiet). In: Der geologische Aufbau Österreichs (Hrsg. Geol. B.-A.). – Springer Verlag, Wien 1979 (in Druckvorber.).

PLESSMANN W.: Die geologischen Verhältnisse am Westrand der Grazer Bucht. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1954**, 295–310, Stuttgart 1955.

PLÖCHINGER B.: Erläuterungen zur geologischen Neuaufnahme des Draukristallinabschnittes westlich von Villach. In: Kober-Festschrift Skizzen zum Antlitz der Erde (Hrsg. H. KÜPPER), 193–206. – Verl. Hollinek, Wien 1953.

PLÖCHINGER B.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hohe-Wand-Gebietes (Niederösterreich) 1 : 25.000. – Geol. B.-A., 142 S., Wien 1967.

PLÖCHINGER B.: Aufnahmen 1973 im Draukristallin, Blatt Arnoldstein (200). – Verh. Geol. B.-A., **1974**, A 86–A 87, Wien 1974.

PLÖCHINGER B.: Das Altkristallin westlich von Villach und im Klagenfurter Becken. In: Der geologische Aufbau Österreichs (Hrsg. Geol. B.-A.). – Springer Verlag, Wien 1979 (in Druckvorb.).

POLLAK W.: Untersuchungen über Schichtfolge, Bau und tektonische Stellung des österreichischen Anteils der Eisenberggruppe im südlichen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Burgenland. – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 108 S., Wien 1962.

PÖLSLER P.: Geologie des Plöckentunnels der Ölleitung Triest–Ingolstadt (Karnische Alpen, Österreich/Italien). – Carinthia II, **157/77**, 37–58, Klagenfurt 1967.

PÖLSLER P.: Stratigraphie und Tektonik im Nordabfall des Findenigkofels (Silur bis Karbon; Karnische Alpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **112**, 355–398, Wien 1969a.

PÖLSLER P.: Conodonten aus dem Devon der Karnischen Alpen (Findenigkofel, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **112**, 399–440, Wien 1969b.

PREY S.: Aufnahmsbericht für 1938 von Dr. Siegmund Prey über geologische Aufnahmen für eine Entwässerung des oberen Murtales im Lungau auf Blatt 5141. – Verh. Reichsst. f. Bodenforsch., **1939**, 59–61, Wien 1939.

PREY S.: Über die Katschbergschiefer. – Ber. Reichsst. f. Bodenforsch. Zweigst. Wien, **1941**, 115–119, Wien 1941.

PRIEWALDER H. & SCHUMACHER R.: Petrographisch-tektonische Untersuchungen in den Ennstaler Phylliten (Niedere Tauern, Steiermark) und deren Einstufung in das Silur. – Verh. Geol. B.-A., **1976**, 95–113, Wien 1976.

PURTSCHELLER F.: Ötztaler und Stubaier Alpen. – Sammlung Geol. Führer, **53**, 111 S., (Borntraeger) Berlin–Stuttgart 1971.

PURTSCHELLER F. & SASSI F. P.: Some thoughts on the pre-Alpine metamorphic history of the Austridic basement of the Eastern Alps. – Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt., **22**, 175–199, Wien 1975.

RAICHARDT W.: Die ostalpinen Naßfeldschichten, eine Brücke zwischen Mitteleuropa und Rußland. – C. R. II. Congr. Stratigr. Carbonif., Bd. **II**, 919–1055, Maestricht 1937.

RAMOVS A.: Geologische Forschungen (1959–1968) im Paläozoikum der Karawanken (Jugoslawischer Anteil). – Carinthia II, Sh. **27**, 29–37, Klagenfurt 1969.

RAMOVS A.: Karbonat-Sedimente im Unterkarbon-Flysch in den Südkarawanken (NW-Jugoslawien). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **138**, 150–156, Stuttgart 1971a.

RAMOVS A.: Einige neue Feststellungen aus dem Altpaläozoikum und Unterkarbon der Südkarawanken. – Z. dt. geol. Ges., **122**, 157–160, Hannover 1971b.

RAMOVS A.: Die Entwicklung des Unterkarbons im Alpenraum Sloweniens. – 7. Congr. Intern. Strat. Carbonif., **4**, 141–146, Krefeld 1975.

RAUMER J. F. von: Variszikum in den Zentral- und Westalpen. – Nova Acta Leopoldina, N. F. **45**, No. 224, 147–176, Halle 1976.

REDLICH K. A.: Der Eisensteinbergbau der Umgebung von Payerbach-Reichenau (Niederösterreich). – Berg- u. Hüttenm. Jb., **8**, 30 S., Wien 1907.

REDLICH K. A.: Über die wahre Natur der Blasseneckgneise am steirischen Erzberg. – Verh. Geol. R. A., **1908**, 339–341, Wien 1908.

REMY W.: Das höhere Stefan in den Karnischen Alpen und das Alter der Transgression der Auernig-Schichten. – Argumenta Palaeobotanica, **3**, 65–69, Münster 1969.

RICHARDS J. R.: The length of the Devonian period. In: Short Papers of the 4th Intern. Conference, Geochron., Cosmochron., Isotope Geology 1978 (Hrsg. R. E. ZARTMAN), S. 351. – U.S. Geol. Survey Open-File Rept. **78–701**, Washington 1978.

RICHTER W.: Vergleichende Untersuchungen an ostalpinen Eklogiten. – Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt., **19**, 1–50, Wien 1973.

RIDING R.: Model of the Hercynian Foldbelt. – Earth and Planet. Sci. Letters, **24**, (1974), 125–135, Amsterdam 1974.

RIEHL-HERWIRSCH G.: Vorläufige Mitteilung über einen Fund von pflanzenführendem Oberkarbon im Bereich des Christophberges, Mittelkärnten. – Der Karinthin, **45/46**, 244–246, Knappenberg 1962.

RIEHL-HERWIRSCH G.: Die postvariscische Transgressionsserie im Bergland östlich vom Magdalensberg. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **14–15**, 229–266, Wien 1965.

RIEHL-HERWIRSCH G.: Beitrag zur Altersstellung der Magdalensbergserie (Altpaläozoikum – Mittelkärnten). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **19**, 195–214, Wien 1971.

RIEHL-HERWIRSCH G. & WASCHER W.: Die postvariscische Transgressionsserie im Bergland vom Magdalensberg (Basis der Krappfeldtrias, Kärnten). – Verh. Geol. B.-A., **1972**, 127–138, Wien 1972.

RIEHL-HERWIRSCH G.: Bemerkungen zur Geröllgesellschaft der „Gosau von Kainach", Stmk. – Der Karinthin, **68**, 23–26, Klagenfurt 1973.

ROBITSCH J.: Das Radegunder Kristallin. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **77/78**, 101–138, Graz 1949.

RODGERS J.: The Taconic Orogeny. – Bull. Geol. Soc. Amer., **82**, 1141–1178, Boulder 1971.

ROLSER J. & TESSENSOHN F.: Alpidische Tektonik im Variszikum der Karawanken und ihre Beziehung zum Periadriatischen Lineament. – Geol. Jb., **A25**, 23–53, Hannover 1974.

ROSIWAL A.: Petrographische Notizen über einzelne krystallinische und „halbkrystallinische" Schiefer, sowie Quarzite aus der Umgebung der Radstädter Tauern. – Verh. Geol. B.-A., **1893**, 365–372, Wien 1893.

ROSS R. J., NAESER C. W., IZETT G. A., WHITTINGTON H. B., HUGHES C. P., RICKARDS R. B., ZALASIEWICZ J., SHELDON P. R., JENKINS C. J., COCKS L. R. M., BASSETT M. A., TOGHILL P., DEAN W. T. & INGHAM J. K.: Fission-track dating of Lower Paleozoic Bentonites in British stratotypes. In: 3rd Intern. Symp. Ordov. System, Program and Abstracts, S. 4. – The Ohio State University, Columbus 1977.

ROSS R. J., NAESER C. W., IZETT G. A., WHITTINGTON H. B., HUGHES C. P., RICKARDS R. B., ZALASIEWICZ J., SHELDON P. R., JENKINS C. J., COCKS L. R. M., BASSETT M. G., TOGHILL P., DEAN W. T. & INGHAM J. K.: Fission-track dating of Lower Paleozoic volcanic ashes in British stratotypes. In: Short Papers of the 4th Intern. Conference, Geochron., Cosmochron., Isotope Geology 1978 (Hrsg. R. E. ZARTMAN), 363–365. – U.S. Geol. Survey Open-File Rept. **78–701**, Washington 1978.

ROSSNER R.: Neuere Vorstellungen und Probleme über den Bau der Radstädter Tauern (Salzburg, Österreich). – Zbl. Geol. Paläont., Teil I, **1973**, 708–756, Stuttgart 1974.

ROSSNER R.: Struktur und Position der Quarzphyllitdecke im Rahmen des Unterostalpins der Radstädter Tauern. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **151**, 281–303, Stuttgart 1976.

SANDER B.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. – Denkschr. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **82**, 257–320, Wien 1914a.

SANDER B.: Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies und Tektonik des Grundgebirges. – Verh. Geol. R.-A., **1914**, 220–240, Wien 1914b.

SASSI F. P. & ZANFERRARI A.: Sulla presenza di una massa tonalitica lungo la linea della Gail fra Obertilliach e Liesing (Austria). – Boll. Soc. Geol. Ital., **92**, 605–619, Rom 1973.

SASSI F. P., ZANFERRARI A., ZIRPOLI G., BORSI S. & DEL MORO A.: The Austrides to the south of the Tauern Window and the periadriatic lineament between Mules and Mauthen. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1974**, 421–434, Stuttgart 1974.

SATIR M.: Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der südlichen Ötztalmasse auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. – Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **30**, 84 S., Padova 1975.

SATIR M.: Rb-Sr- und K-Ar-Altersbestimmungen an Gesteinen und Mineralien des südlichen Ötztalkristallins und der westlichen Hohen Tauern. – Geol. Rundsch., **65**, 394–410, Stuttgart 1976.

SATIR M., FRIEDRICHSEN H. & MORTEANI G.: Thermische und zeitliche Entwicklung des Mittelostalpins nördlich der westlichen Hohen Tauern, abgeleitet aus der Analyse der radiogenen und der stabilen Isotope. – Vortragskurzf. 68. Jahrestag. Geol. Ver. 1978, II, 4, Münster 1978.

SCHARBERT S.: Radiometrische Altersdaten von Intrusivgesteinen im Raum Eisenkappel (Karawanken, Kärnten). – Verh. Geol. B.-A., **1975**, 301–304, Wien 1975.

SCHARBERT S. (in WIESENEDER H. & SCHARBERT S.): Rock formation and metamorphism in the Eastern Part of the Austrian Central Alps. In: Geodynamics and geotraverses around the Alps, S. 58. – Vervielf. Abstract (Hrsg. H. BÖGEL), Salzburg–München 1977.

SCHARBERT S.: Das Polsterprofil. In: Exk. Führer Nördliche Grauwakkenzone (Eisenerzer Alpen), 33–36. – Geol. B.-A., 45 S., Wien 1977.

SCHARFE G.: Palynologische Arbeiten im Altpaläozoikum von Mittelkärnten. In: Jahresbericht 1976, Geologischer Tiefbau der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt N 25), S. 59. – Zentralanst. Meteorologie und Geodynamik, Nr. 221, Wien 1977.

SCHERIAU-NIEDERMAYR E.: Das periadriatische Lineament – Gedanken zur Seitenverschiebung. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., Jg. **122**, 1977, 70–72, Wien 1977.

SCHERIAU-NIEDERMAYR E. & NIEDERMAYR G.: Vorläufiger Bericht über die, durch neue Pflanzenfunde belegte, postvariszische Transgressions-Serie aus dem Raum Kötschach in den Gailtaler Alpen, Kärnten. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **77**, 115–123, Wien 1973.

SCHMIDT K.: Das „kaledonische Ereignis" in Mittel- und Südwesteuropa. – Nova Acta Leopoldina, N. F., **45**, No. 224, 381–401, Halle 1976.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

SCHMIDT K.: Der altpaläozoische Magmatismus und seine Stellung in der tektonischen Geschichte Mittel- und Südwesteuropas. – Z. dt. geol. Ges., **128**, 121–141, Hannover 1977.

SCHMIDT K., JÄGER E., GRÜNENFELDER M. & GRÖGLER N.: Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneeberger Zuges. – Eclogae Geol. Helv., **60**, 529–536, Basel 1967.

SCHMIDT W. J.: Die Schieferinseln am Ostrand der Zentralalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **47** (1954), 360–365, Wien 1956.

SCHNABEL W.: Schwermineraluntersuchungen im Variszikum der Karnischen Alpen (Österreich und Italien). – Verh. Geol. B.-A., **1976**, 191–206, Wien 1976.

SCHÖNENBERG R.: Über das Altpaläozoikum der südlichen Ostalpen (Karawanken – Klagenfurter Becken – Saualpenkristallin). – Geol. Rundsch., **56**, 473–480, Stuttgart 1967.

SCHÖNENBERG R.: Das variszische Orogen im Raume der Südost-Alpen. – Geotekt. Forsch., **35**, 1–22, Stuttgart 1970.

SCHÖNLAUB H. P.: Das Paläozoikum zwischen Bischofalm und Hohem Trieb (Zentrale Karnische Alpen). – Jb. Geol. B.-A., **112**, 265–320, Wien 1969a.

SCHÖNLAUB H. P.: Conodonten aus dem Oberdevon und Unterkarbon des Kronhofgrabens (Karnische Alpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **112**, 321–354, Wien 1969b.

SCHÖNLAUB H. P.: Vorläufige Mitteilung über die Neuaufnahme der silurischen Karbonatfazies der Zentralen Karnischen Alpen (Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1970**, 306–315, Wien 1970.

SCHÖNLAUB H. P.: Die Althofener Gruppe – eine neue stratigraphische Einheit im Devon Mittelkärntens (Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1971**, 288–305, Stuttgart 1971a.

SCHÖNLAUB H. P.: Stratigraphische und lithologische Untersuchungen im Devon und Unterkarbon der Karawanken (Jugoslawischer Anteil). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 138, 157–168, Stuttgart 1971b.

SCHÖNLAUB H. P.: Zur Problematik der Conodonten-Chronologie an der Wende Ordoviz/Silur mit besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse im Llandovery. – Geologica et Palaeontologica, **5**, 35–57, Marburg 1971c.

SCHÖNLAUB H. P.: Palaeo-Environmental Studies at the Ordovician/Silurian Boundary in the Carnic Alps. – B. R. G. M., **73**, 367–376, Paris 1971d.

SCHÖNLAUB H. P.: Die fazielle Entwicklung im Altpaläozoikum und Unterkarbon der Karnischen Alpen. – Z. dt. geol. Ges., **122**, 97–111, Hannover 1971e.

SCHÖNLAUB H. P.: Stratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum der Westkarawanken. – Verh. Geol. B.-A., **1971**, 624–632, Wien 1971f.

SCHÖNLAUB H. P.: Zur Kenntnis des Nord-Süd-Profiles im Nötschgraben westlich Villach. – Verh. Geol. B.-A., **1973**, 359–365, Wien 1973a.

SCHÖNLAUB H. P.: Haltepunkt 38, 39. In: Exk. Führer Arbeitstagung österreichischer Geologen, 31–34. – Geol. B.-A., 40 S., Wien 1973c.

SCHÖNLAUB H. P.: Conodontenstratigraphische Arbeiten im Altpaläozoikum. – Verh. Geol. B.-A., **1973**, A81–A83, Wien 1973d.

SCHÖNLAUB H. P.: Zum Alter der Radstädter Quarzphyllite (Unterostalpin, Salzburg). – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **79**, 47–55, Wien 1975a.

SCHÖNLAUB H. P.: Conodonten aus dem Llandovery der Westkarawanken (Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1975**, 45–65, Wien 1975b.

SCHÖNLAUB H. P.: Stratigraphische Untersuchungen in metamorphen Karbonatgesteinen. – Verh. Geol. B.-A., **1974**, A 123, Wien 1975c.

SCHÖNLAUB H. P.: Bericht 1976 über Übersichtsaufnahmen in der Grauwackenzone auf den Blättern 131, Kalwang und 132, Trofaiach. – Verh. Geol. B.-A., **1977**, A 114–A 116, Wien 1977a.

SCHÖNLAUB H. P.: Bericht 1976 über die Kartierung des Altpaläozoikums auf Blatt 197, Kötschach. – Verh. Geol. B.-A., **1977**, A 154–A 158, Wien 1977b.

SCHÖNLAUB H. P.: Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen und im Palten-Liesingtal. In: Exk. Führer Nördl. Grauwackenzone (Eisenerzer Alpen), 13–24. – Geol. B.-A., **1977**, 45 S., Wien 1977c.

SCHÖNLAUB H. P.: New data on the Ordovician/Silurian Boundary in the Carnic Alps. In: Third Intern. Symp. Ordov. System, Program & Abstracts, S. 11. – The Ohio State University, Columbus, Ohio 1977d.

SCHÖNLAUB H. P.: Bericht 1977 über die Kartierung des Altpaläozoikums auf Blatt 197, Kötschach. – Verh. Geol. B.-A., **1978**, Wien (in Druck).

SCHÖNLAUB H. P. & DAURER A.: Ein auffallender Geröllhorizont an der Basis des Silurs im Nölblinggraben (Karnische Alpen). – Verh. Geol. B.-A., **1977**, 361–365, Wien 1977.

SCHÖNLAUB H. P. & DAURER A.: Review of pre-Variscan events in the Eastern Alps. In: Geodynamics and Geotraverses around the Alps, S. 47–49. – Abstracts (Hrsg. H. BÖGEL), Salzburg + München 1977.

SCHÖNLAUB H. P., EXNER Ch. & NOWOTNY A.: Das Altpaläozoikum des Katschberges und seiner Umgebung (Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1976**, 115–145, Wien 1976.

SCHÖNLAUB H. P. & FLAJS G.: Die Schichtfolge der Nordwand der Hohen Warte (Mt. Coglians) in den Karnischen Alpen (Österreich). – Carinthia II, **165/85**, 83–96, Klagenfurt 1975a.

SCHÖNLAUB H. P. & FLAJS G.: Geologische Aufnahme Blatt 101, Eisenerz. – Verh. Geol. B.-A., **1975**, A 75–A 77, Wien 1975b.

SCHÖNLAUB H. P., FLAJS G. & SCHARBERT S.: Zur Frage der Herkunft der Nördlichen Grauwackenzone (Ein Diskussionsbeitrag). In: Exk. Führer Nördl. Grauwackenzone (Eisenerzer Alpen), 24–28. – Geol. B.-A., 45 S., Wien 1977.

SCHÖNLAUB H. P. & ZEZULA G.: Silur-Conodonten aus einer Phyllonit-Zone im Muralpen-Kristallin (Lungau/Salzburg). – Verh. Geol. B.-A., **1975**, 253–269, Wien 1975.

SCHOUPPÈ A. von: Geognostische Bemerkungen über den Erzberg bei Eisenerz. – Jb. Geol. R.-A., **5**, 396–405, Wien 1854.

SCHRAMM J.-M.: Magnesitkomponenten in der Basalbrekzie (? Unter-Rotliegend) östlich Saalfelden (Salzburg). – Veröff. Univ. Innsbruck, **86**, 281–288, Innsbruck 1973.

SCHRAMM J.-M.: Über die Verbreitung epi- und anchimetamorpher Sedimentgesteine in der Grauwackenzone und in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) – ein Zwischenbericht. – Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **7**, 3–20, Innsbruck 1977.

SCHULZE R.: Die Conodonten aus dem Paläozoikum der mittleren Karawanken (Seeberggebiet). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **130**, 133–245, Stuttgart 1968.

SCHWINNER R.: Dinariden und Alpen. – Geol. Rundsch., **4**, 1–22, Leipzig 1915.

SCHWINNER R.: Die Niederen Tauern. Bisherige Ergebnisse; Aufgaben und Ausblicke der geologischen Erforschung. – Geol. Rundsch., **14**, 26–56, 155–163, Berlin 1923a.

SCHWINNER R.: Neuere Anschauungen über den Alpenbau, gewonnen an den Ostalpen, besonders an der östlichen Zentralzone. – Z. dt. geol. Ges., **75**, 1923, 164–176, Berlin 1923b.

SCHWINNER R.: Das Paläozoikum am Brenner. Vergleiche und Wertungen. – Cbl. Miner. Geol. Paläont., **1925**, Abt. B., 241–249, 273–280, Stuttgart 1925a.

SCHWINNER R.: Das Bergland nordöstlich von Graz. – Sber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, **134**, 219–276, Wien 1925b.

SCHWINNER R.: Der Bau des Gebirges östlich von der Lieser (Kärnten). – Sber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, **136**, 333–382, Wien 1927.

SCHWINNER R.: Geröllführende Schiefer und andere Trümmergesteine aus der Zentralzone der Ostalpen. – Geol. Rundsch., **20**, 211–244, 343–370, Berlin 1929.

SCHWINNER R.: Die älteren Baupläne in den Ostalpen. – Z. dt. geol. Ges., **81**, (1929), 110–120, Berlin 1930.

SCHWINNER R.: Geologische Aufnahme bei Turrach (Steiermark). – Verh. Geol. B.-A., **1932**, 65–75, Wien 1932a.

SCHWINNER R.: Zur Geologie der Oststeiermark. – Sber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, **141**, 319–358, Wien 1932b.

SCHWINNER R.: Varistisches und alpines Gebirgssystem. – Geol. Rundsch., **24**, 1933, 144–159, Berlin 1933.

SCHWINNER R.: Zur Stratigraphie der Tarntaler und der Radstädter Berge. – Jb. Geol. B.-A., **85**, 51–80, Wien 1935a.

SCHWINNER R.: Zur Geologie von Birkfeld. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **72** (1935), 67–100, Graz 1935b.

SCHWINNER R.: Zur Gliederung der phyllitischen Serien der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., **1936**, 117–124, Wien 1936.

SCHWINNER R.: Paläozoikum in der nordwestlichen Goldeckgruppe (ober Sachsenburg, Kärnten). – Ber. Reichsamt Bodenforsch. Wien, **1943**, 147–156, Wien 1943.

SCHWINNER R.: Homologien und Analogien in der Tektonik der Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., **90** (1945), 95–115, Wien 1947.

SCHWINNER R.: Die Zentralzone der Ostalpen. S. 105–232. In: F. X. SCHAFFER (Hrsg.): Geologie von Österreich. – 2. Aufl., (Verl. F. Deuticke) Wien 1951.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

SCRUTTON R. A.: The age relationship of igneous activity and continental break-up. – Geol. Mag., **110** (1973), 227–234, London 1973.

SCUDELER BACCELLE L. & SEMENZA E.: Flysch terrigeno con „strutture contornitiche" nel Cretacico delle Dolomiti Ampezzane. Caratteristiche sedimentologiche e significato geodinamico. – Ann. Univ. Ferrara, N. S., Science Geol. e Paleont., Sez. IX, **5**, 9, 165–179, Ferrara 1974.

SELLI R.: Schema geologico delle Alpi Carniche e Giulie Occidentali. – Giorn. Geol., (2), **30**–1962, 1–136, Bologna 1963.

SEMENZA E.: La fase giudicariense; nel quadro di una nuova ipotesi sull'orogenesi alpina nell'area italo-dinarica. – Mem. Soc. Geol. Ital., **13**, 1974, 187–226, Pisa 1974.

SEYFERT C. K. & SIRKIN L. A.: Earth History and Plate Tectonics. – 504 S., New York 1973.

SIEGL W.: Entwurf zu einer salinar-sedimentären Entstehung der Magnesite vom Typ Entachen (Salzburg). – Mineral. Deposita, **4**, 225–233, Berlin 1969.

SIEWERT W.: On the structural pattern of the Karawanken mountains (Carinthia, Austria) based on statistical tectonics. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh. **1978**, 179–191, Stuttgart 1978.

SKALA W.: Typen, Facies und tektonische Position der Karbonatgesteine der östlichen Wölzer Tauern. – Verh. Geol. B.-A., **1964**, 108–123, Wien 1964.

SKALA W.: Ein Beitrag zur Geologie und Stratigraphie der Gipfelregion des Poludnig (Karnische Alpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **112**, 235–264, Wien 1969.

SMITH A. G.: Pre-Mesozoic Plate Tectonics. – 24th Intern. Geol. Congr., Sect. **3**, 166–171, Montreal 1972.

SOFFEL H.: Anticlockwise rotation of Italy between the Eocene and Miocene: Palaeomagnetic Evidence from the Colli Euganei, Italy. – Earth and Planetary Sc. Letters, **17**, 207–210, Amsterdam 1972.

SOMMER D.: Die Prebichlschichten als permotriadische Basis der nördlichen Kalkalpen in der östlichen Grauwackenzone (Steiermark, Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1972**, 119–122, Wien 1972.

SPENGLER E. & STINY J.: *Geologische Spezialkarte Österreichs*, 1 : 75.000, Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz, mit Erläuterungen. – Geol. B.-A., Wien 1926.

SPJELDNAES N.: The palaeogeography of the Tethyan region during the Ordovician. In: Aspects of Tethyan Biogeography (Hrsg. C. G. ADAMS & D. V. AGER). – System. Ass. Publ., No. **7**, 45–57, 1967.

SPJELDNAES N.: Ordovician climates. In: The Ordovician System (Palaeontological Ass. Symp., Hrsg. M. G. BASSET). – Univ. Wales Press and National Mus. Wales, 67–69, Cardiff 1976.

STACHE G.: Entdeckung von Graptolithenschiefer in den Südalpen. – Verh. Geol. R.-A., **1872**, 234–235, Wien 1872.

STACHE G.: Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen. – Jb. Geol. R.-A., **24**, 135–272, Wien 1874.

STACHE G.: Über die Verbreitung silurischer Schichten in den Ostalpen. – Verh. Geol. R.-A., **1879**, 216–223, Wien 1879.

STACHE G.: Über die Silurbildungen der Ostalpen, nebst Bemerkungen über die Devon-Karbon- und Permschichten dieses Gebietes. – Z. dt. geol. Ges., **36**, 277–378, Berlin 1874.

STACHE G.: Die Silurfaunen der Ostalpen. – Verh. Geol. R.-A., **1890**, 121–126, Wien 1890.

STACHE G.: General-Farbenschema für die Herausgabe durch die k. k. geologische Reichsanstalt bestimmte Blättergruppen der Geologischen Specialkarte der im Reichsrathe vertretenen Königreiche und Länder der österr.-ung. Monarchie. – Geol. R.-A., Wien 1898.

STAUB R.: Der Bau der Alpen. – Beitr. Geol. Kte. Schweiz, N. F. **103**, 184 S., Bern 1924.

STAUB R.: Aktuelle Fragen im alpinen Grundgebirge. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **28**, 422–442, Zürich 1948.

STAUB R.: Betrachtungen über den Bau der Südalpen. – Eclogae Geol. Helv., **42**, 215–408, Basel 1950.

STILLE H.: Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. – Beih. Geol. Jb., **2**, 138 S., Hannover 1951.

STINY J.: Gesteine aus der Umgebung von Bruck a. d. Mur. – 59 S., Feldbach 1917.

STINY J.: Granitgneis von Birkfeld. – Centralbl. Mineral. Geol. Paläont., **1918**, 22–29, Stuttgart 1918.

STINY J.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Leoben und Bruck a. d. Mur. – Geol. B.-A., Wien 1932.

STOWASSER H.: Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). – Jb. Geol. B.-A., **99**, 75–199, Wien 1956.

STREHL E.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins. IV. Das Paläozoikum und sein Deckgebirge zwischen Klein St. Paul und Brückl. – Carinthia II, **152/72**, 46–74, Klagenfurt 1962.

STUR D.: Die geologische Beschaffenheit des Enns-Thales. – Jb. Geol. R.-A., **4**, 461–483, Wien 1853.

STUR D.: Die geologische Beschaffenheit der Centralalpen zwischen dem Hoch-Golling und dem Venediger. – Jb. Geol. R.-A., **5**, 818–852, Wien 1854.

STUR D.: Die geologischen Verhältnisse der Täler der Drau, Isel, Gail und Möll und der Umgebung von Lienz, ferner der Carnia im venetianischen Gebiete. – Jb. Geol. R.-A., **7**, 405–459, Wien 1856.

STUR D.: Vorkommen obersilurischer Petrefacte am Erzberg und in dessen Umgebung bei Eisenerz in Steiermark. – Jb. Geol. R.-A., **15**, 267–277, Wien 1865.

STUR D.: Neue Funde von Petrefacten am Erzberg von Eisenerz. – Jb. Geol. R.-A., **16**, 137–138, Wien 1866.

STUR D.: Geologie der Steiermark. – 654 S., Graz (Geogn.-mont. Ver. Steiermark) 1871.

SUESS E.: Über die Äquivalente des Rothliegenden in den Alpen. – Sber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, **57**, 230–277, 763–806, Wien 1868.

SUESS E.: Das Antlitz der Erde. – 1. Bd., 778 S., Verl. Tempsky-Freytag, Prag–Wien–Leipzig 1885.

SUESS E.: Das Antlitz der Erde. – 3. Bd., 789 S., Verl. Tempsky-Freytag, Wien–Leipzig 1909.

SUESS F. E.: Das Gebiet der Triasfalten im Nordosten der Brennerlinie. – Jb. Geol. R.-A., **44**, 589–670, Wien 1894.

SUESS F. E.: Bau und Bild der Böhmischen Masse. In: C. DIENER et al.: Bau und Bild Österreichs. – 1–322, Verl. Tempsky-Freytag, Wien 1903.

SUESS F. E.: Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenke. – Denkschr. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **88**, 541–631, Wien 1912.

SUESS F. E.: *Ostalpines und Böhmisches Grundgebirge.* – Mitt. Geol. Ges. Wien, **24** (1931), 27–37, Wien 1932.

SURENIAN R.: Die Conodontenfauna des Steinbergkalkes (Oberdevon, Paläozoikum von Graz). – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **108**, 121–135, Graz 1978.

SVOBODA J. et al.: Regional Geology of Czechoslovakia. – Bd. I, 668 S., Ústred. Ústav. Geologicky, Praha 1966.

SZÁDECKY-KARDOSS E., BUBIES I., JUHÁSZ A., ORAVECZ J., PENTÓ G. & CZEPESHÁZI K.: Metamorphose in Ungarn. – Acta Geol. Acad. Sci., Hung., **11**, 49–58, Budapest 1967.

SZÁDECKY-KARDOSS E.: The belts of subduction in the Carpathian-Pannonian-Dinaric area. In: Tectonic problems of the Alpine system (Hrsg. M. MAHEL). – 69–85, Nakl. Veda, Bratislava 1975.

SZALAI T.: Geotektonische Synthese der Karpaten. – Geofiz. Közlem., **7**, 111–145, Budapest 1957.

SZALAI T.: Die Tektonik des südöstlichen Randes der Westkarpaten und das Meer der oberkarbon-norischen Vortiefe. – Földt. közl., **99**, 37–46, Budapest 1969.

SZALAI T.: Die Ausbildung des südöstlichen Zuges der Westkarpaten mit besonderer Rücksicht auf das Bakony-Gebirge im Alp-Karpatischen System. (Ungarisch mit deutscher Zusammenf.). – A Veszprém Megyei Múleumok Kozleményei **12**/1973, 137–150, Veszprem 1973.

TEICH Th.: Die Genese des Augengneiszuges in der Gleinalpe-Stubalpe, Steiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **108**, 55–69, Graz 1978.

TELLER F.: Geologie des Karawankentunnels. – Denkschr. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **82**, 145–250, Wien 1914.

TENCHOV V.: Stratigraphy of the Carboniferous from Stangalps, Austria. – Geologica Balcanica, **8**, 1, 1978, 105–110, Sofia 1978.

TESSENSOHN F.: Unter-Karbon Flysch und Auernig-Ober-Karbon in Trögern, Karawanken, Österreich. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1968**, 100–121, Stuttgart 1968.

TESSENSOHN F.: Zur Unter-Karbon-Stratigraphie in den Karawanken. – Carinthia II, **159/79**, 28–32, Klagenfurt 1969.

TESSENSOHN F.: Der Flysch-Trog und seine Randbereiche im Karbon der Karawanken. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **138**, 169–220, Stuttgart 1971.

TESSENSOHN F.: Zur Fazies paläozoischer Kalke in den Karawanken (Karawankenkalke II). – Verh. Geol. B.-A., **1974**, 89–130, Wien 1974.

TESSENSOHN F.: Schichtlücken und Mischfaunen in paläozoischen Kalken der Karawanken. – Carinthia II, **164/84**, 137–160, Klagenfurt 1975.

THALMANN F.: Probleme der Abbauplanung und Qualitätssteuerung am

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Steirischen Erzberg in Abhängigkeit von den geologisch-mineralogischen Verhältnissen. – Mitt. Geol. Ges. Wien (E. Clar-Festschr.), **66–67** (1973/74), 245–263, Wien 1974.

THIEDIG F.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten). III. – Carinthia II, **152/72**, 21–45, Klagenfurt 1962.

THIEDIG F.: Der südliche Rahmen des Saualpen-Kristallins in Kärnten. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **16** (1965), 5–70, Wien 1966.

THIEDIG F.: Die Entwicklung des postvariscischen Deckgebirges in der Umgebung der Saualpe. – Clausthaler Geol. Abh., Sdb. **1**, 175–186, Clausthal-Zellerfeld 1975.

THIEDIG F. & CHAIR M.: Ausbildung und Verbreitung des Perms in den St. Pauler und Griffener Bergen Ostkärntens (Österreich). – Carinthia II, **164/84**, 105–113, Klagenfurt 1974.

THIEDIG F., CHAIR M., DENSCH P., KLUSSMANN D. & SEEGER M.: Jungpaläozoikum und Trias in den St. Pauler und Griffener Bergen Ostkärntens – Österreich. – Verh. Geol. B.-A., **1974**, 269–279, Wien 1975.

THIEDIG F. & KLUSSMANN D.: Limnisches Oberkarbon an der Basis der postvariskischen Transgressionsserie in den St. Pauler Bergen Ostkärntens. – Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **43**, 79–84, Hamburg 1974.

THIELE O.: Tektonische Gliederung der Tauernschieferhülle zwischen Krimml und Mayrhofen. – Jb. Geol. B.-A., **117**, 55–74, Wien 1974.

THIELE O.: Zur Tektonik des Waldviertels in Niederösterreich (südliche Böhmische Masse). – Nova Acta Leopoldina, N. F. **45**, No. 224, 67–82, Halle 1976a.

THIELE O.: Ein westvergenter kaledonischer Deckenbau im niederösterreichischen Waldviertel? – Jb. Geol. B.-A., **119**, 75–81, Wien 1976b.

THUM I.: Neuere Daten zur Geologie des Unterengadiner Fensters. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **62** (1969), 55–77, Wien 1970.

THURNER A.: Geologie der Stolzalpe bei Murau. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **64/65**, 101–135, Graz 1929.

THURNER A.: Geologie der Frauenalpe bei Murau. – Jb. Geol. B.-A., **86**, 303–336, Wien 1936.

THURNER A.: Tektonik und Talbildung im Gebiet des oberen Murtales. – Sber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, **160**, 673–695, Wien 1951.

THURNER A.: Das Murauer Paläozoikum. – Verh. Geol. B.-A., **1952**, Sh. C, 104–107, Wien 1952.

THURNER A.: Die Geologie des Erzfeldes westlich Pusterwald ob Judenburg. – Jb. Geol. B.-A., **98**, 203–251, Wien 1955.

THURNER A.: Das Murauer Paläozoikum – eine Schubmasse. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, Sdb. **1956** (Angel-Festschr.), 158–169, Graz 1956.

THURNER A.: Erläuterungen zur geologischen Karte Stadl-Murau. – 106 S., Geol. B.-A., Wien 1958a.

THURNER A.: Die tektonische Gliederung im Gebiet des oberen Murtales (Lungau bis Niederwölz). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **50** (1957), 315–324, Wien 1958b.

THURNER A.: Die Geologie des Pleschaitz bei Murau. – Mitt. Mus. Bergb., Geologie u. Technik, Landesmus. Joanneum, **20**, 27 S., Graz 1959.

THURNER A.: Die Gurktaler Decke (Bemerkungen zu TOLLMANN'S Deckengliederung in den Ostalpen). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1960**, 481–490, Stuttgart 1960.

THURNER A.: Das Phyllitgebiet südlich Murau. – Verh. Geol. B.-A., **1961**, 134–155, Wien 1961.

THURNER A.: Geologie des Gebietes Neumarkt/Steiermark–Mühlen. – Jb. Geol. B.-A., **113**, 1–72, Wien 1970.

THURNER A.: Aufnahmsbericht 1974 auf Blatt 160, Neumarkt. – Verh. Geol. B.-A., **1975**, A 101 – A 103, Wien 1975.

TICHY G.: Fossilfunde aus dem Hauptdolomit (Nor, Trias) der östlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **79**, 57–100, Wien 1975.

TIETZ G. F.: Die Schwermineralgehalte in den Grenzlandbänken (Unterperm der Karnischen Alpen, Standardprofil Rattendorfer Sattel). – Carinthia II, **164/84**, 115–124, Klagenfurt 1975.

TIETZ G. F.: Petrographische und geochemische Untersuchungen an einer kondensierten Kalkbank des unteren Silurs der Karnischen Alpen (Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1976**, 207–242, Wien 1976.

TOLLMANN A.: Das Stangalm-Mesozoikum (Gurktaler Alpen). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **9**, 57–73, Wien 1958.

TOLLMANN A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **10**, 1–62, Wien 1959.

TOLLMANN A.: Neue Ergebnisse über den Deckenbau der Ostalpen auf Grund fazieller und tektonischer Untersuchungen. – Geol. Rundsch., **50**, 506–514, Stuttgart 1960.

TOLLMANN A.: Der Twenger Wandzug (Radstädter Tauern). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **53** (1960), 117–131, Wien 1961.

TOLLMANN A.: Aufnahmsbericht 1961 über das SE-Ende der Radstädter Tauern zwischen Mauterndorf und St. Michael (Blatt 157, Tamsweg). – Verh. Geol. B.-A., **1962**, A 77–A 81, Wien 1962.

TOLLMANN A.: Tabelle des Paläozoikums der Ostalpen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **13** (1962), 213–225, Wien 1963a.

TOLLMANN A.: Ostalpensynthese. – VIII + 256 S., Verl. F. Deuticke, Wien 1963b.

TOLLMANN A.: Exkursion I/4: Radstädter Tauern. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **57** (1964), H. 1, 49–56, Wien 1964.

TOLLMANN A.: Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., Sh. G, 103–133, Wien 1965.

TOLLMANN A.: Beitrag zur Frage der Skyth-Anis-Grenze in der zentralalpinen Fazies der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., **1968**, 29–45, Wien 1968.

TOLLMANN A.: Die tektonische Gliederung des Alpen-Karpaten-Bogens. – Geologie, **18**, 1131–1155, Berlin 1969.

TOLLMANN A.: Die deckentektonische Gliederung der östlichen Zentralzone der Ostalpen an Hand alter und neuer Daten. – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1970**, 978–1002, Stuttgart 1971.

TOLLMANN A.: Ozeanische Kruste im Pennin des Tauernfensters und die Neugliederung des Deckenbaues der Hohen Tauern. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **148**, 286–319, Stuttgart 1975a.

TOLLMANN A.: Die Bedeutung des Stangalm-Mesozoikums in Kärnten für die Neugliederung des Oberostalpins in den Ostalpen. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **150**, 19–43, Stuttgart 1975b.

TOLLMANN A.: Karpatische Züge in Fazies und Tektonik der Ostalpen sowie Anmerkungen zur Großgliederung des Subtatrikums. In: Tectonic problems of the Alpine system (Hrsg. M. MAHEL). – 109–120, Nakl. Veda, Bratislava 1975c.

TOLLMANN A.: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – 580 S., Verl. F. Deuticke, Wien 1976.

TOLLMANN A.: Die Geologie Österreichs. – 766 S., Verl. F. Deuticke, Wien 1977a.

TOLLMANN A.: Die Bruchtektonik Österreichs im Satellitenbild. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **153**, 1–27, Stuttgart 1977b.

TOLLMANN A. & FAUPL P.: Alpiner Verrucano im Semmering- und Wechselgebiet. – Verh. Geol. B.-A., **1972**, 107–118, Wien 1972.

TORNQUIST A.: Ein „Fenster" des Tauerndeckensystems inmitten der Murauer Granatglimmerschieferdecke südlich des Preber. – Sber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, **130**, 329–344, Wien 1921.

TOULA F.: Beitrag zur Kenntnis der „Grauwacken-Zone" der nördlichen Alpen. – Verh. Geol. R.-A., **1877**, 240–244, Wien 1877.

TOULA F.: Devonfossilien aus dem Eisenburger Comitat. – Verh. Geol. R.-A., **1878**, 47–52, Wien 1878.

TOULA F.: Geologische Untersuchungen in der „Grauwackenzone" der nordöstlichen Alpen. – Denkschr. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **50**, 121–182, Wien 1885.

TOULA F.: Die Kalke der Grebenze im Westen des Neumarkter Sattels in Steiermark. – N. Jb. Miner. Geol. Paläont., **1893**, II. Bd., 169–173, Stuttgart 1893.

TRAUTH F.: Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. – Denkschr. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 1. Teil: **100**, 101–212, Wien 1925; 2. Teil: **101**, 29–65, Wien 1927.

TROLL G., FORST R. & SÖLLNER F.: Über Bau, Alter und Metamorphose des Altkristallins der Schobergruppe, Osttirol. – Geol. Rundsch., **65**, 483–511, Stuttgart 1976.

TRÜMPY R.: Über die Geschwindigkeit der Krustenverkürzung in den Zentralalpen. – Geol. Rundsch., **61**, 961–964, Stuttgart 1972.

UHLIG V.: Zweiter Bericht über geologisch-tektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern. – Sber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., I. Abt., **117**, 1379–1422, Wien 1908.

UNGER F.: Geognostische Skizze der Umgebungen von Grätz. In: G. SCHREINER (Hrsg.): Grätz, 69–82. – 570 S., Graz 1843.

VACEK M.: Über die Schladminger Gneismasse und ihre Umgebung. – Verh. Geol. R.-A., **1893**, 382–396, Wien 1893.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

VACEK M.: Skizze eines geologischen Profils durch den Erzberg. – Jb. Geol. R.-A., **50**, 23–32, Wien 1900.

VAI G. B.: Ordovicien des Alpes Carniques. In: Coll. Ordov. Silurien Brest 1971. – Mem. B. R. G. M., **73**, 437–450, Orsay 1971.

VAI G. B.: Hercynian Basin Evolution of the Southern Alps. In: Geology of Italy, (C. SQUYRES Hrsg.). – The Earth Sc. Soc. Lyb. Arab. Rep., 293–298, Tripolis 1975.

VAI G. B. mit einem Beitrag von ELTER G.: Stratigrafie e Paleogeografia Ercinica delle Alpi. – Mem. Soc. Geol. Italiana, **13** (Suppl. 1), 1974, 7–37, Pisa 1976.

VASICEK W.: Perm von Zöbing. In: Exk. Führer Arbeitstagung der Geol. B.-A. 1977, Waldviertel, 16–18. – Geol. B.-A., 110 S., Wien 1977.

VEJNAR Z.: Bemerkungen zur lithostratigraphischen Beziehung zwischen dem mittelböhmischen Algonkium und dem Moldanubikum. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1965**, 102–111, Stuttgart 1965.

VETTERS W.: Zur Geologie des SW-Abschnittes des Wechselgebietes zwischen Rettenegg und Feistritztal (Steiermark, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **19**, 71–102, Wien 1970.

VIDAL Ph., AUVRAY B., CHARLOT R., FEDIUK F., HAMEURT J. & WALDHAUSROVA J.: Radiometric age of volcanics of the Cambrian „Krivoklat-Rokycany" complex (Bohemian Massif). – Geol. Rundsch., **64**, 563–570, Stuttgart 1975.

VINASSA DE REGNY P.: Rilevamento dell'Avanza, e della Val Pesarina. – Boll. del R. Comitato geol. d'Italia, **43**, 3–9, Rom 1913.

VOGELTANZ R.: Die Typen der Hornblende führenden Gesteine in den kristallinen Serien der östlichen Wölzer Tauern. – Verh. Geol. B.-A., **1964**, 123–139, Wien 1964.

VOLL G.: Seriengliederung, Gefügeentwicklung und Metamorphose in den Nördlichen Radstädter Tauern zwischen Forstau- und Preunegg-Tal. In: Geodynamics and geotraverses around the Alps (H. BÖGEL Hrsg.). – Vervielf. Abstract, 1–2 (Beil.), Salzburg–München 1977.

WAGNER H.: Geologisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen im Bereich des Kleinarltales, Salzburg, Österreich. – Unveröff. Diss. Univ. München, 59 S., München 1972.

WALDMANN L.: Ein cordieritreicher Kinzigit vom Rieserferner Tonalit in Osttirol. Moldanubisches und ostalpines Grundgebirge. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **22**, 1–15, Wien 1929.

WALDHAUSROVA J.: The chemistry of the Cambrian volcanics in the Barrandian Area. – Krystallinikum, **8**, 45–75, Prag 1971.

WALLISER O. H.: Conodonten aus dem oberen Gotlandium Deutschlands und der Karnischen Alpen. – Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **85**, 28–52, Wiesbaden 1957.

WALLISER O. H.: Conodonten des Silurs. – Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **41**, 106 S., Wiesbaden 1964.

WEBER L., PAUSWEG F. & MEDWENITSCH W.: Zur Mitterberger Kupfervererzung im Südrevier (Arthurstollen). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **64** (1971), 209–218, Wien 1973.

WEDDIGE K.: Die Conodonten der Eifel-Stufe im Typusgebiet und in benachbarten Faziesgebieten. – Senckenbergiana lethaea, **58**, 271–419, Frankfurt 1977.

WEDDIGE K. & ZIEGLER W.: Correlation of Lower/Middle Devonian boundary beds. – Newsl. Stratigr., **6**, 67–84, Berlin/Stuttgart 1977.

WEGMANN E.: Über gleichzeitige Bewegungsbilder verschiedener Stockwerke. – Geol. Rundsch., **41**, 21–33, Stuttgart 1953.

WEGMANN E.: Stockwerktektonik und Modelle von Gesteinsdifferentiation. – Geotekt. Symp. H. STILLE (Hrsg. F. LOTZE), 3–19, Verl. F. Enke, Stuttgart 1956.

WEIN G.: Die Tektonik von Südosttransdanubien. – Jb. Geol. B.-A., **111**, 91–113, Wien 1968.

WEIN G.: Tektonische Skizze des mit Neogen bedeckten NW-Teiles von Transdanubien. – All. Földt. Intez. Jelent. AZ, **1969**, Evröl, 563–582, Budapest 1971.

WEIN G.: Zur Kenntnis der tektonischen Strukturen im Untergrund des Neogens von Ungarn. – Jb. Geol. B.-A., **116**, 85–101, Wien 1973.

WEISSENBACH N.: Gesteinsinhalt und Seriengliederung des Hochkristallins in der Saualpe. – Clausth. Geol. Abh., Sdb. **1**, 61–114, Clausthal-Zellerfeld 1975.

WHITTINGTON H. B. & HUGHES C. P.: Ordovician geography and faunal provinces deduced from trilobite distribution. – Phil. Trans. Roy. Soc. London, B **263**, 235–278, London 1972.

WIESENEDER H.: Beiträge zur Geologie und Petrographie der Rottenmanner und Sölker Tauern. – Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt., (2) **50**, 273–304, Leipzig 1938.

WIESENEDER H.: Die alpine Gesteinsmetamorphose am Alpenostrand. – Geol. Rundsch., **52**, 238–246, Stuttgart 1962.

WIESENEDER H.: Die Beziehungen der Granitoide im Untergrund der Nordalpen zum moldanubisch-moravischen und alpin-karpatischen Kristallin. – Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt., **12**, 459–474, Wien 1966.

WIESENEDER H.: Gesteinsserien und Metamorphose im Ostabschnitt der Österreichischen Zentralalpen. – Verh. Geol. B.-A., **1971**, 344–357, Wien 1971.

WIESENEDER H., FREILINGER G., KITTLER G. & TSAMBOURAKIS G.: Der kristalline Untergrund der Nordalpen in Österreich. – Geol. Rundsch., **65**, 512–525, Stuttgart 1976.

WINKLER H. G. F.: Temperaturen und Drucke bei der regionalen Metamorphose: Prinzipielle und praktische Hinweise. – Geol. Rundsch., **65**, 874–885, Stuttgart 1976.

WINKLER-HERMADEN A.: Das vortertiäre Grundgebirge im österreichischen Anteil des Poßruck-Gebirges in Steiermark. – Jb. Geol. B.-A., **83**, 19–74, Wien 1933.

WINKLER-HERMADEN A.: Erläuterungen zur Geologischen Spezial-Karte der Republik Österreich, Blatt Marburg. – 68 S., Geol. B.-A., Wien 1938.

WURM F.: Petrographie, Metamorphose und Tektonik der Glimmerschiefergruppe der südöstlichen Saualpe in Kärnten. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **18** (1967), 151–206, Wien 1968.

ZANFERRARI A.: On the occurrence of a Permo-Scythian syncline outcropping in the middle Lesachtal along the Gailtal line (Carinthia, Austria). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1976**, 109–117, Stuttgart 1976.

ŽELÍZKO J. V.: Die silurischen Ablagerungen im südwestlichen Teile Mittelböhmens und in den Ostalpen. – Verh. Geol. R.-A., **1909**, 361–364, Wien 1909.

ZEMANN J.: Zur Kenntnis der Riebeckitgneise des Ostendes der nordalpinen Grauwackenzone. – Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt., (3) **2**, 1–23, Wien 1950.

ZEZULA G.: Die Lessacher Phyllonitzone am Südrand der Schladminger Tauern (Lungau, Salzburg). – Unveröff. Diss. Geol. Inst. Univ. Wien, 194 S., Wien 1976.

ZIEGLER W. (Hrsg.): Catalogue of Conodonts. – Verl. Schweizerbart, Vol. II, 404 S., Stuttgart 1975.

ZIEGLER W., KLAPPER G. & JOHNSON J. G.: Redefinition and subdivision of the *varcus*-Zone (Conodonts, Middle- ? Upper Devonian) in Europe and North America. – Geologica et Palaeontologica, **10**, 109–140, Marburg 1976.

ZIEGLER W. & LINDSTRÖM M.: Über *Panderodus* ETHINGTON 1959, und *Neopanderodus* n. gen. (Conodonta) aus dem Devon. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1971**, 628–640, Stuttgart 1971.

ZIJDERVELD J. D. A. & VOO R. van der: Palaeomagnetism in the Mediterranean Area. In: Implications of Continental Drift to the Earth Sciences (Hrsg. TARLING D. H. & RUNCORN S. K.), 133–161. – Academic Press, London & New York 1973.

ZIRKL E. J.: Bericht 1960 über Aufnahmen auf Blatt 184, Ebene Reichenau. – Verh. Geol. B.-A., **1961**, A 91–A 92, Wien 1961.

ZOUBEK V.: Zwei Diskussionsbeiträge. A. Geochronologie. B. Das „moldanubische Problem". In: F. KOSSMAT-Symposion. – Nova Acta Leopoldina, N. F. **45**, No. 224, 475–480, Halle 1976.

ZWART H. J.: Regional metamorphism in the Variscan orogeny of Europe. In: F. KOSSMAT-Symposion. – Nova Acta Leopoldina, N. F. **45**, No. 224, 361–367, Halle 1976.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt im Juni 1978.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Lieferbare Bände der Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt

		öS
9.	Karrer, F.: Geologie der Kaiser-Franz-Josef-Hochquellenwasserleitung. 420 S., 20 Taf. u. zahlr. Abb. im Text, 1887	420,—
16.	Heft 1. Schellwien, E.: Die Fauna der Trogkofelschichten in den Karnischen Alpen und den Karawanken. 122 S., 15 Taf. u. 15 Zinkotypien im Text, 1900	190,—
23.	Heft 1. PIA, J.: Untersuchungen über die Gattung Oxynoticeras und einige damit zusammenhängende allgemeine Fragen. 179 S., 13 Taf. u. 5 Textfig., 1914	270,—
	Heft 2. Heritsch, F.: Faunen aus dem Silur der Ostalpen. 183 S., 8 Taf. u. 19 Textfig., 1929	270,—
	Heft 3. Heritsch, F.: Versteinerungen aus dem Karbon der Karawanken und Karnischen Alpen. 56 S., 4 Taf. u. 9 Textfig., 1931	90,—
26.	Heft 1. Trauth, F.: Geologie des Kalkalpenbereiches der Zweiten Wiener Hochquellenleitung. 99 S., 5 Textfig. u. 12 Taf., 1948	150,—
27.	Fuchs, W.: Eine alpine Foraminiferenfauna des tieferen Mittel-Barrême aus den Drusbergschichten von Ranzenberg bei Hohenems in Vorarlberg. 49 S., 5 Abb. u. 11 Taf., 1971	130,—
28.	Heft 1. Kozur, H. & Mostler, H.: Die Conodonten der Trias und ihr stratigraphischer Wert. I. Die „Zahnreihen-Conodonten" der Mittel- und Obertrias. 53 S., 15 Taf., 1972	130,—
	Heft 2: noch nicht erschienen!	
29.	Thierstein, H. R.: Cretaceous Calcareous Nannoplankton Biostratigraphy. 52 S., 6 Taf., 1973	130,—
30.	Gattinger, T.: Geologie und Baugeschichte des Schneealpenstollens der I. Wiener Hochquellenleitung (Steiermark – Niederösterreich). 60 S., 52 Abb., 7 Beil., 1973	200,—
31.	Gedik, I.: Conodonten aus dem Unterkarbon der Karnischen Alpen. 29 S., 7 Taf., 1974	90,—
32.	Fuchs, G.: Contributions to the Geology of the North-Western Himalayas. 59 S., 64 Fig. und 5 Taf., 1975	250,—

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tafelteil

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

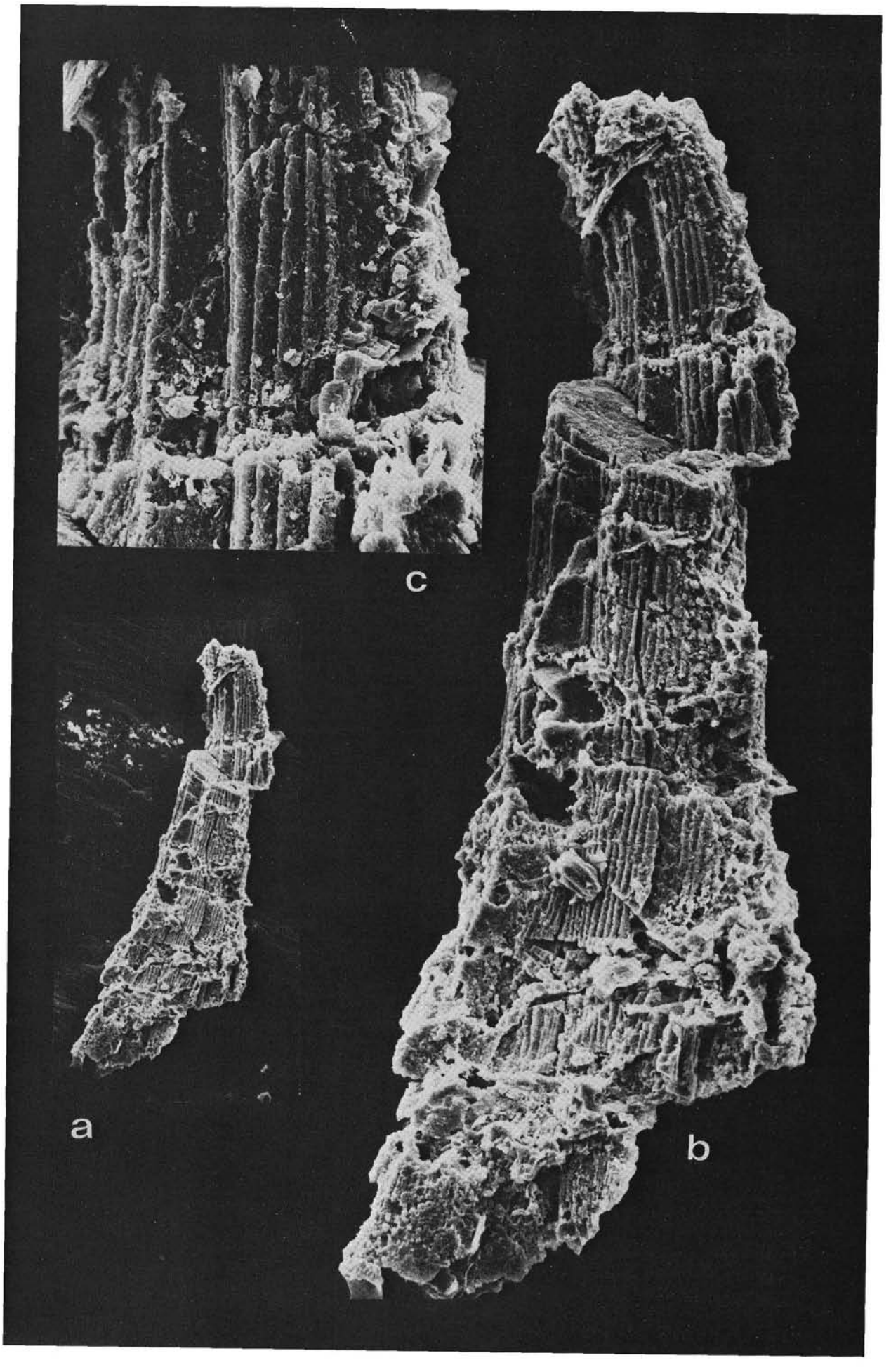
Tafelerklärung

Fotos: G. FLAJS, Bonn

TAFEL 1

Fig. a, b, c: *Neopanderodus* sp. Zerbrochener Einzahn-Conodont aus den Gailtaler Quarzphylliten aus dem Fundpunkt Nötsch (vgl. S. 24).
Der nach rückwärts gekrümmte, im Querschnitt rundliche Conodont zeigt die charakteristischen Gattungsmerkmale (W. ZIEGLER & M. LINDSTRÖM 1971), wie Längsstreifung an den Seitenflächen und eine breite Furche, die nahe dem Hinterrand von der Spitze zur Basis läuft. Hier verbreitet sie sich und wird flach. Der Conodont wird von zahlreichen Querrissen durchsetzt, was auf eine starke rupturelle Einwirkung schließen läßt. An den Rissen beginnt bevorzugt Auflösung, die auch die Basis betrifft. Die Form erscheint dadurch löchrig. Neugebildete Apatitkriställchen sind aber selten.
Die abgebildete Form weist auf ein Obersilur- bis Unterdevon-Alter der Fundschichten hin. Das mäßig erhaltene Einzelexemplar verbietet jedoch Vergleiche mit anderswo beschriebenem Material.
Vergrößerung: a ×70, b ×190, c ×560.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

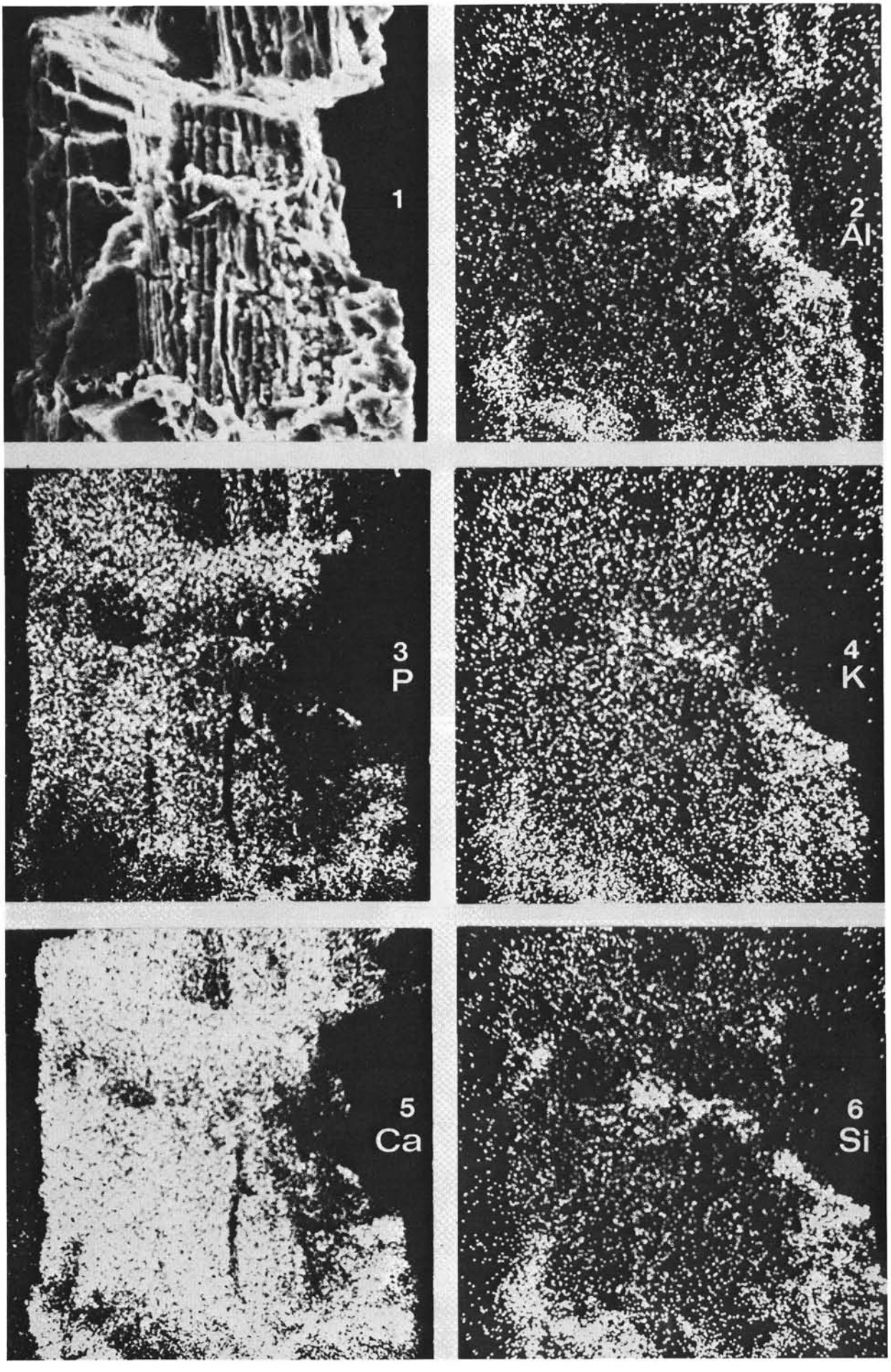


©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

TAFEL 2

Fig. 1–6: *Neopanderodus* sp., Ausschnitt aus dem Mittelteil von Tafel 1, Fig. b (Fundpunkt Nötsch, Vergr. ×560). Elementverteilungsbilder (System ORTEC Multichannal Analyzer) zum Nachweis von Al, P, K, Ca und Si für den Bildausschnitt der Fig. 1. Beachte Mineralneubildungen im Bereich der Querrisse. Beschleunigungsspannung 30 KV, t = 100 sec.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

TAFEL 3

Conodonten aus den Gailtaler Quarzphylliten, Fundpunkt Steinbruch Kühweg, W Hermagor (vgl. S. 24ff.)

Fig. 1: Stark rekristallisiertes, gebogenes Exemplar eines Einzahn-Conodonten; unbestimmbar. Vergr. ×160.

Fig. 2: Einzahn-Conodont, seitlich abgeflacht und an der Spitze nach hinten gekrümmt; unbestimmbar. ×120.

Fig. 3a, b: Gebogener Einzahn-Conodont mit scharfen Vorder- und Hinterkanten sowie Andeutung einer seitlichen Costa. Der gesamte Conodont ist stark rekristallisiert. a ×165, b ×830.

Fig. 4: Zerbrochener, seitlich abgeflachter und nach hinten gebogener Einzahn-Conodont, der im Bereich der Spitze weniger rekristallisiert erscheint. Hier sind scharfe Vorder- und Hinterkanten erhalten. Das Exemplar erinnert an die Form-Gattung *Drepanodus*. ×120.

Fig. 5: Relativ vollständig erhaltener Blatt-Conodont (Form-Art „*Spathognathodus*" cf. *inclinatus*). Nahe dem Hinterende weitet sich die Blattunterkante zu einer Basalhöhle; das Blatt trägt 5 deutlich erkennbare, an den Spitzen meist abgebrochene Zähnchen, die, bedingt durch Neuwachstum von Apatit, ± stark verschmolzen sind. Der Conodont ist stark rekristallisiert; an der Oberfläche sind dabei bis 70 my große Apatittäfelchen gewachsen. ×136.

Fig. 6: Bruchstück eines Astform-Conodonten. ×255.

Fig. 7: Astform-Bruchstück. Hinterende eines Seitenastes mit isoliert stehenden Zähnchen. Es handelt sich vermutlich um ein ligonodiniformes Element. ×153.

Fig. 8: Conodonten-Bruchstück, vermutlich Teil einer Astform. ×127.

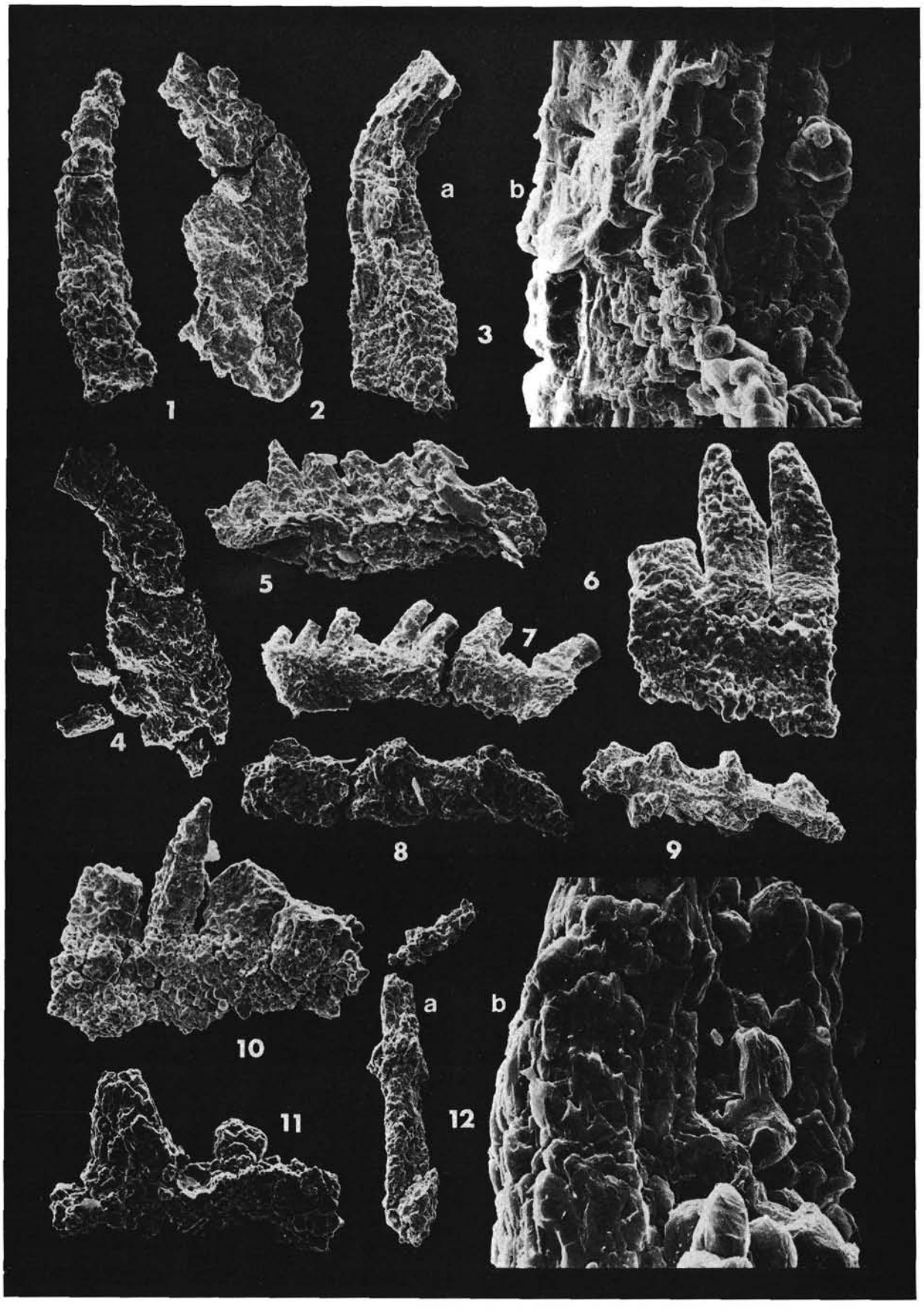
Fig. 9: Conodonten-Bruchstück mit isoliert stehenden Höckern, die wahrscheinlich Zähnchen entsprechen. ×85.

Fig. 10: Bruchstück einer Astform mit nach hinten geneigten, seitlich abgeflachten Zähnchen. Beachte die Unterschiede in der Rekristallisation zwischen Blatt und Zähnchen. ×165.

Fig. 11: Conodonten-Bruchstück mit Andeutung eines Hauptzahnes (?). ×170.

Fig. 12a, b: Einzahn-Conodont, stark rekristallisiert. a ×110, b ×1100.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

TAFEL 4

Conodonten aus den Gailtaler Quarzphylliten, Fundpunkte Steinbruch Kühweg W Hermagor und Nötschgraben (vgl. S. 24)

Fig. 1: Unvollständig erhaltener, stark rekristallisierter Blattform-Conodont mit deutlich ausgeprägtem Hauptzahn und tiefer Aushöhlung der gesamten Unterseite (ozarkodiniformes Element). Kühweg; ×85.

Fig. 2: Conodonten-Bruchstück unbekannter Zuordnung. Kühweg; ×85.

Fig. 3: Unvollständig erhaltener Einzahn-Conodont. Ein Teil der Seitenwand ist vernichtet, die Spitze ist gegenüber dem Hauptkörper (Basis) verdreht. Sie hat scharfe Kanten, ihre Seitenflächen sind relativ wenig rekristallisiert. Kühweg; ×153.

Fig. 4: Gebogener Einzahn-Conodont mit dreiseitigem Basisquerschnitt. Der gesamte Conodontenkörper ist stark rekristallisiert. Beachte Basisöffnung. Kühweg; ×127.

Fig. 5: Einzahn-Conodont (sekundär zerbrochen) mit ± glatten Seitenflächen, scharfen Kanten und stark korrodiertem Basalteil. Kühweg; ×136.

Fig. 6: Astform-Conodont (plectodiniformes oder hindeodelliformes Element) mit geradem Verlauf der Unterkante und bezähnelter Dentalseite. Einzelheiten der Bezahnung sind aber nicht erkennbar. Kühweg; ×90.

Fig. 7: Stark korrodierter Blatt-Conodont (vermutlich Form-Art *„Spathognathodus" steinhornensis* ssp.) mit weit geöffneter Basishöhle, großen Seitenlappen und grob bezahnter Oberseite. Nötsch; ×102.

Fig. 8: Form-Art *„Spathognathodus" steinhornensis* ssp. Oberfläche überkrustet. Gut erhaltenes Exemplar in charakteristischer Ausbildung der Unterseite und der Zähnchenreihe. Beachte ± glatte Seitenflächen des Blattes. Nötsch; ×128.

Fig. 9: Conodonten-Bruchstück unbekannter Zuordnung mit zwei großen, einzeln stehenden Zähnchen, die einem Blatt aufsitzen. Beachte Streifung am größeren Zahn. Nötsch; ×272.

Fig. 10: Stark überkrustetes und korrodiertes Conodonten-Bruchstück unbekannter Zuordnung. Nötsch; ×208.

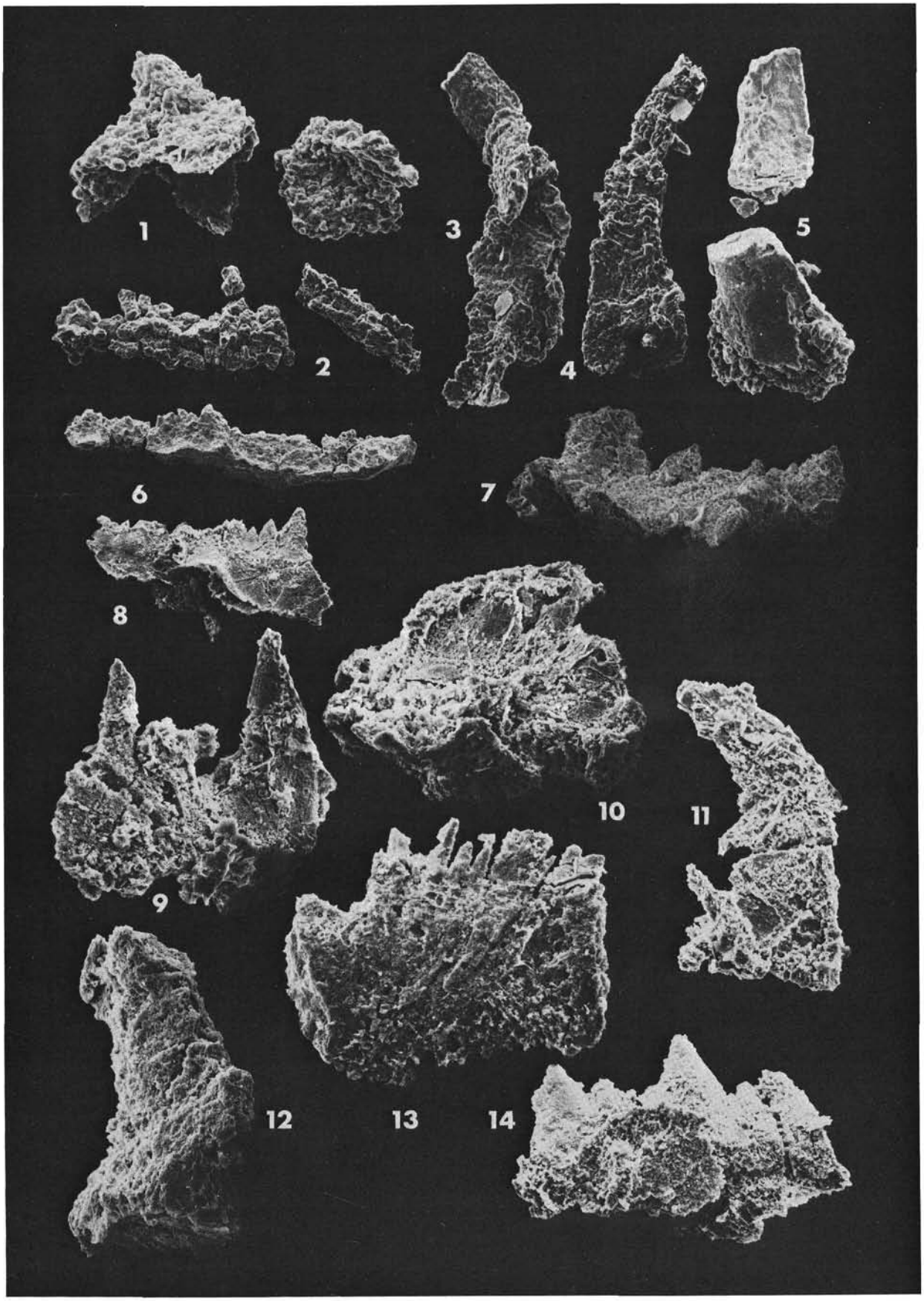
Fig. 11: Nach hinten gekrümmter Einzahn-Conodont, dessen primär glatte Oberfläche intensives Neuwachstum flach-tafeliger Apatitkristalle zeigt (*Panderodus* sp. ?). Nötsch; ×165.

Fig. 12: Korrodierter Einzahn-Conodont unbekannter systematischer Zuordnung. Nötsch; ×272.

Fig. 13: Conodonten-Bruchstück einer Astform mit unterschiedlich breiten Zähnchen und stark rekristallisierter Oberfläche. Nötsch; ×272.

Fig. 14: Form-Art *„Spathognathodus" steinhornensis* ssp. (?). Bis auf die Zähnchen ist die gesamte Conodontenoberfläche stark korrodiert. Details der Unterseite sind nicht mehr kenntlich. Die Form steht dem in Fig. 7, 8 abgebildeten Conodonten nahe. Nötsch; ×165.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

TAFEL 5

Conodonten aus dem Murauer Paläozoikum (S. 12)

Fig. 1: Der Conodont ist gewölbt und schwach nach innen gebogen. Das Vorderende trägt einen großen, seitlich abgeflachten Zahn, der deutlich nach rückwärts geneigt ist. Der lange Ast trägt eine nicht genau eruierbare Zahl unterschiedlich großer Zähnchen, die eng miteinander verwachsen sind. Dabei schalten sich mindestens drei kleinere Zähnchen in regelmäßigen Abständen zwischen größere Zähnchen ein, die wie der „Hauptzahn" seitlich abgeflacht sind. Die Oberfläche des Conodonten ist in kleine Apatitkriställchen aufgelöst. Neuwachstum von Apatit erscheint aber im Zähnchenbereich bevorzugt aufzutreten.
Beziehungen: Metamorphose und bruchstückhafte Erhaltung erschweren eine Zuweisung dieser Form. Am ehesten ist ein Vergleich mit unregelmäßig bezähnelten Vertretern der Form-Gattungen *Hindeodella* oder *Plectospathodus* möglich (Formarten *Hindeodella priscilla* oder *Plectospathodus alternatus*), die ab dem Obersilur bekannt sind. Murau II/10; Länge 0,9 mm.

Fig. 2: Es liegt ein stark umgewandelter Conodont vor, der zwei gebogene Äste erkennen läßt. Die Oberkante der Seitenäste ist unregelmäßig, wobei dreieckige Spitzen ursprüngliche Zähnchen andeuten, aber neu gebildete Apatitblättchen die Zwischenräume ausfüllen. Die Oberfläche des Conodonten ist rekristallisiert und z. T. mit Pyrit-Würfeln überwachsen.
Beziehungen: Nach der Form bestehen Vergleichsmöglichkeiten mit der Form-Gattung *Trichonodella*. Aber auch der Bauplan der Form-Gattungen *Ozarkodina, Plectospathodus, Lonchodina* u. a. ist unserer Form ähnlich. Eine genauere Zuordnung kann auf Grund des schlechten Erhaltungszustandes nicht vorgenommen werden. Murau II/6; größte Breite 0,4 mm.

Fig. 3: Es liegt ein indeterminables Bruchstück eines wahrscheinlichen Asttyps vor. Die Montage erfolgte auf der Tafel in der Weise, daß sich an der Oberkante eine Zahnreihe mit mindestens drei Zähnchen vermuten läßt. Aus dem Erhaltungszustand sind kaum Beziehungen zu bekannten Formen ableitbar. Murau I/3; Größe etwa 0,2 mm.

Fig. 4, 5: Die abgebildete Form läßt deutlich drei Zähnchen mit spitzen Enden erkennen. Die Vorder- und Hinterenden des Conodonten sind abgebrochen, doch besteht an der Zuordnung zu einer Astform kein Zweifel. Auf der Unterseite liegt im vorderen Teil eine Furche (möglicherweise die ursprüngliche Basalfurche). Der vergrößerte Ausschnitt der Fig. 5 zeigt die grobkörnige Oberfläche und die durch Neuwachstum von Apatit „verschmolzenen" Zähnchen.
Beziehungen zu bekannten Gattungen lassen sich auf Grund der bruchstückhaften Erhaltung nicht angeben. Murau I/3; Größe etwa 0,35 mm.

Fig. 6, 7: Es steht ein längliches Bruchstück (?) eines Conodonten zur Verfügung, dessen Oberkante grob gezackt ist. Diese Zacken (Fig. 7) werden als ehemalige Zähnchen aufgefaßt. Die übrige Oberfläche ist zum Großteil stark korrodiert, besonders ist dies auf einer Hälfte der Fall. Unter der Voraussetzung einer „richtigen" Orientierung ist auch die Unterkante zerfurcht; sie war wohl primär leicht geschwungen.
Es lassen sich keine eindeutigen Vergleiche zu bestehenden Gattungen herstellen. Murau I/3; Längsachse etwa 0,45 mm.

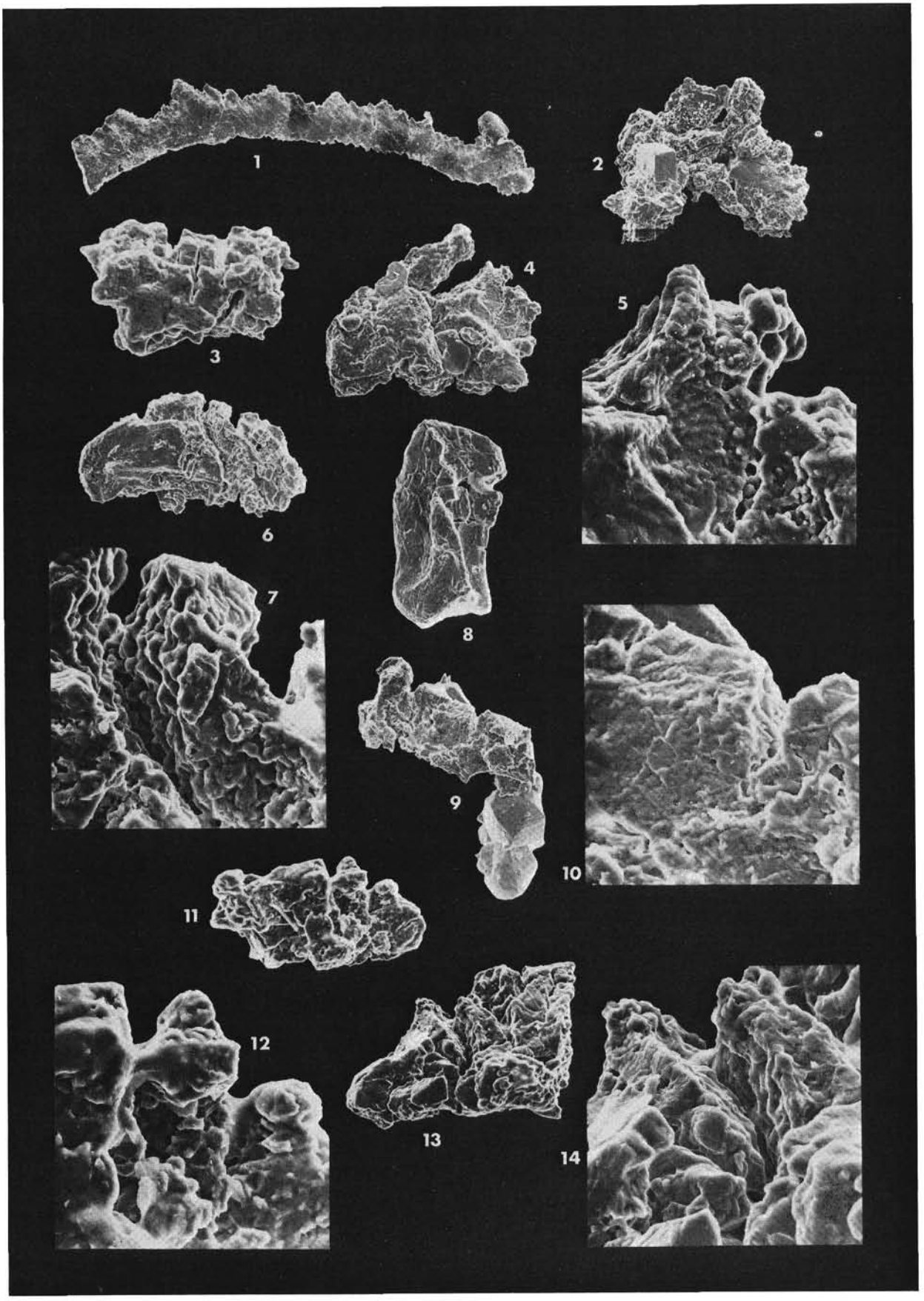
Fig. 8: Die überlieferte Form ist seitlich zusammengedrückt und hat subparallele Kanten. Ein kurzer Kiel führt von einem Ende ausgehend, schmäler werdend bis etwa zur Hälfte der langen Achse. In dieser Stellung könnte die kielähnliche Struktur eine durch die Metamorphose veränderte Basalgrube sein, wie sie bei einigen Form-Gattungen ausgebildet und am Hauptzahn hinten hinaufgezogen ist.
Diese Deutung als Teil der Basalgrube legt Vergleiche zur Form-Gattung *Trichonodella* BRANSON & BRANSON 1947 nahe. Murau I/3; Länge 0,3 mm.

Fig. 9, 10: Das Bruchstück läßt deutliches Neuwachstum von Apatit erkennen. Wie Fig. 9 zeigt, ist der neu gebildete Pyrit vom Conodontenmaterial klar abgrenzbar. Bei der Orientierung der Längsachse in der angegebenen Weise scheint eine Astform vorzuliegen, wobei die gekerbte Oberkante ehemalige Zähnchen nachformen könnte (vgl. Fig. 10). Murau I/3; Länge des Conodontenbruchstückes 0,35 mm.

Fig. 11, 12: Es liegt ein stark rekristallisiertes Bruchstück vor, dessen eine Kante einzelstehende Spitzen aufweist. Das eine Ende läuft spitz aus, was zur Deutung führt, daß der Conodont am gegenüberliegenden Ende abgebrochen ist. Auch dieses Bruchstück läßt sich von einer Ast- oder Blattform ableiten. Murau II/6; Längsachse 0,24 mm.

Fig. 13, 14: Das abgebildete Bruchstück entspricht in den Größenverhältnissen und in der Erhaltung weitgehend dem zuletzt genannten Conodonten. Auch hier sind noch einzelne Spitzen zu identifizieren (Fig. 14). Das eine Ende scheint mehr oder weniger unversehrt erhalten zu sein. Als Ausgangsform kommt somit ebenfalls eine Ast- oder Blattform in Frage.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

TAFEL 6

Conodonten aus den Quarzphylliten der Goldeckgruppe (S. 27) und von der Grebenze (S. 13)

Fig. 1: Astform-Conodont, vermutlich neoprioniodiniformes Element. Es ist ein vorderer Hauptzahn und ein bezahnter Hinterast erhalten. Die Form ist stark rekristallisiert und deformiert. Wichtiges Formmerkmal ist der Verlauf der Unterkante im Bereich des Hauptzahnes; der Hauptzahn ist seitlich deutlich abgeflacht. Goldeck; ×60.

Fig. 2: Unbestimmbares Conodonten-Bruchstück. Es liegt vielleicht ein Astform-Bruchstück vor, an dem 4 isoliert stehende Zähnchen zu erkennen sind. Details sind zufolge der starken Rekristallisation nicht erhalten. Goldeck; ×96.

Fig. 3: Einzahn-Conodont. Das stark rekristallisierte Exemplar läßt keine Einzelheiten erkennen. Die Analysen auf Ca (obere Konzentrationslinie) und P (unten) weisen jedoch eindeutig die Conodontennatur der indeterminablen Form nach. Beschleunigungsspannung 30 KV. Goldeck; ×60.

Fig. 4: *Polygnathus linguiformis* s. l. Das *Polygnathus*-Bruchstück von der Grebenze zeigt die arttypische Ausbildung des breiten, flachen Plattform-Hinterendes mit durchgehenden transversalen Rippen. Eine Zuweisung zu bekannten Unterarten (vgl. K. WEDDIGE 1977) und zur Nominatunterart mit den 6 Morphotypen kann aber auf Grund der bruchstückhaften Erhaltung nicht vorgenommen werden. *P. linguiformis* aus dem Eifel bzw. Couvin unterscheidet sich von *P. dehiscens*, *P. perbonus* und *P. serotinus*, die ähnliche Plattform-Hinterenden haben können, aber aus dem jüngeren Unterdevon stammen (Zlichov- und Daleje-Stufe, vgl. G. KLAPPER 1977, G. KLAPPER & W. ZIEGLER 1977, K. WEDDIGE & W. ZIEGLER 1977, G. KLAPPER et al. 1978), u. a. in der Ausbildung der Unterseite der Plattform. Die 4 vorliegenden Bruchstücke zeigen nicht die volle Basalgruben-Entwicklung, sondern nur etwa 1/3 der Unterseite. Daher scheint eine Zuweisung zu einer der stratigraphisch wichtigen Formen noch nicht endgültig gesichert. Indessen, die Größe und Breite des Hinterendes, die robusten Querrippen und die Begleitung durch zahlreiche Astformen geben unserer Conodontenfauna ein „mitteldevonisches" Gepräge. Wir hoffen, diese Vermutung mit weiteren Funden bestätigen zu können. Grebenze; ×66.

Fig. 5, 6: *Polygnathus linguiformis* s. l. Das Bruchstück zeigt das charakteristische Hinterende eines P-Elements und den Mittelteil der Plattform. An der Außenseite ist ein Teil des stark aufgebogenen Plattformrandes zu erkennen, dem auf der anderen Seite eine flach ausgebildete Plattform-Hälfte gegenüberliegt. Die Form ist rekristallisiert (Fig. 6) und auf der Unterseite weitgehend verkrustet. Bezüglich der taxonomischen Abgrenzung gelten die gleichen Feststellungen wie bei Fig. 4. Grebenze; ×66, ×2000.

Fig. 7: Gen. et sp. indet. Es liegt ein Conodonten-Bruchstück einer Astform vor (hindeodelliformes oder angulodontiformes Element), das Zähnchen unterschiedlicher Größe hat. Sie sind seitlich zusammengepreßt, haben scharfe Vorder- und Hinterkanten und sind gleichmäßig nach hinten geneigt. Im abgebildeten Exemplar schalten sich drei Zähnchen zwischen zwei größeren ein. Grebenze; ×126.

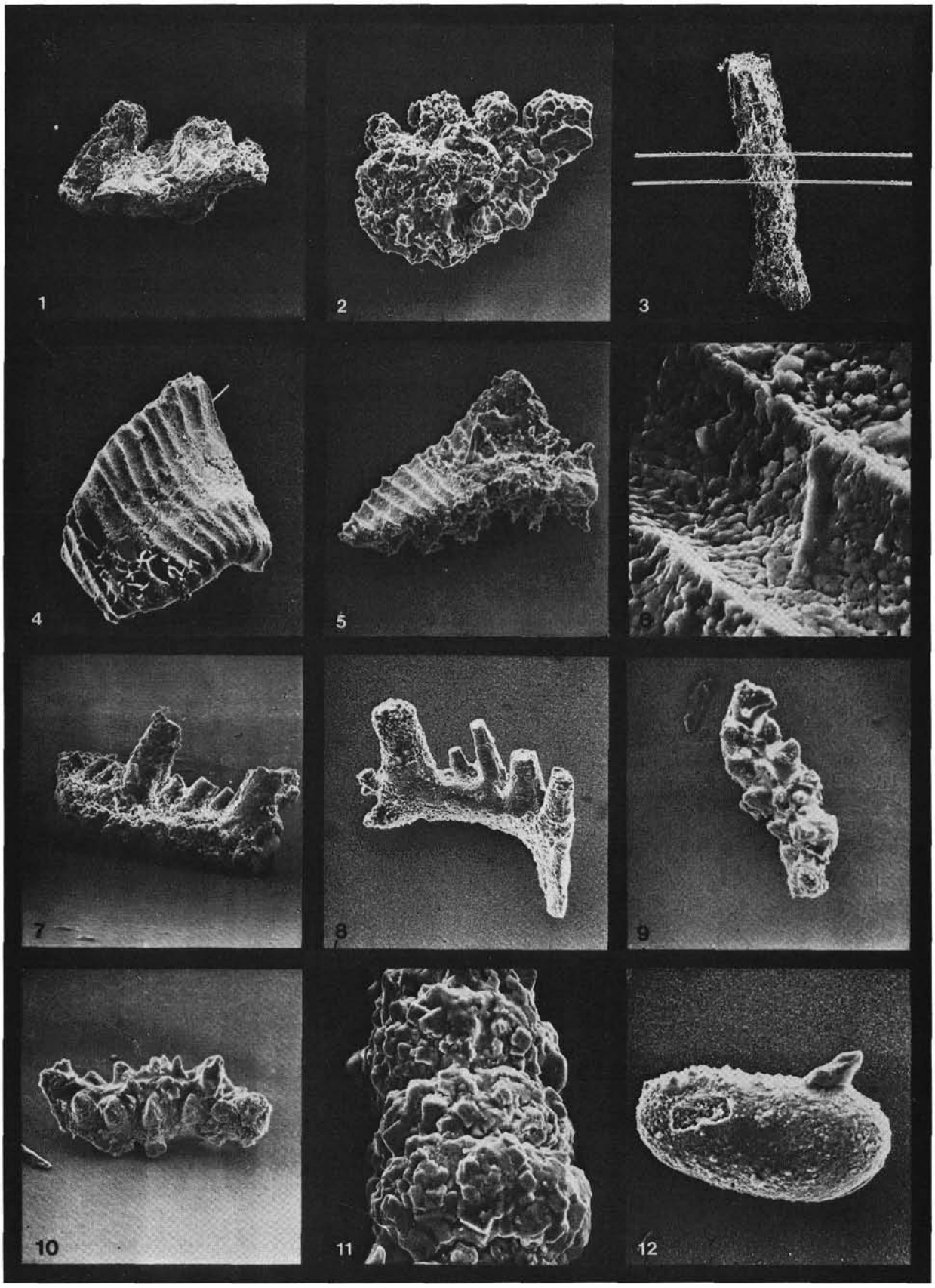
Fig. 8: Bruchstück einer indeterminablen Astform mit Vorderast und Hauptzahn. Der Ast trägt isoliert stehende Zähnchen mit rundlichem Querschnitt. Grebenze; ×90.

Fig. 9, 10: *Icriodus* sp. (die Oberfläche ist teilweise durch Klebemittel verändert). Das Einzelexemplar trägt drei Zahnreihen mit isoliert stehenden Zähnchen; jene der Mittelreihe sind deutlich kleiner als an den Außenrändern. Der Zahn am Hinterende überragt alle an Größe. Eine artliche Bestimmung des Einzelexemplars ist auf Grund der unvollständigen Erhaltung (im Bereich des Hinterendes) bei Kenntnis der morphologischen Vielfalt mitteldevonischer Icriodiden nicht möglich. Grebenze; ×86.

Fig. 11: Tentakuliten-Bruchstück. Der Steinkern mit deutlich hervortretenden Ringen gehört vermutlich zur Gattung *Nowakia* GÜRICH. Grebenze; ×290.

Fig. 12: Glatte Ostracodenschale. Die im Umriß eiförmige Klappe trägt als Skulptur einen kräftigen Lateralstachel. Die Klappe ist nicht ornamentiert. Grebenze; ×170.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

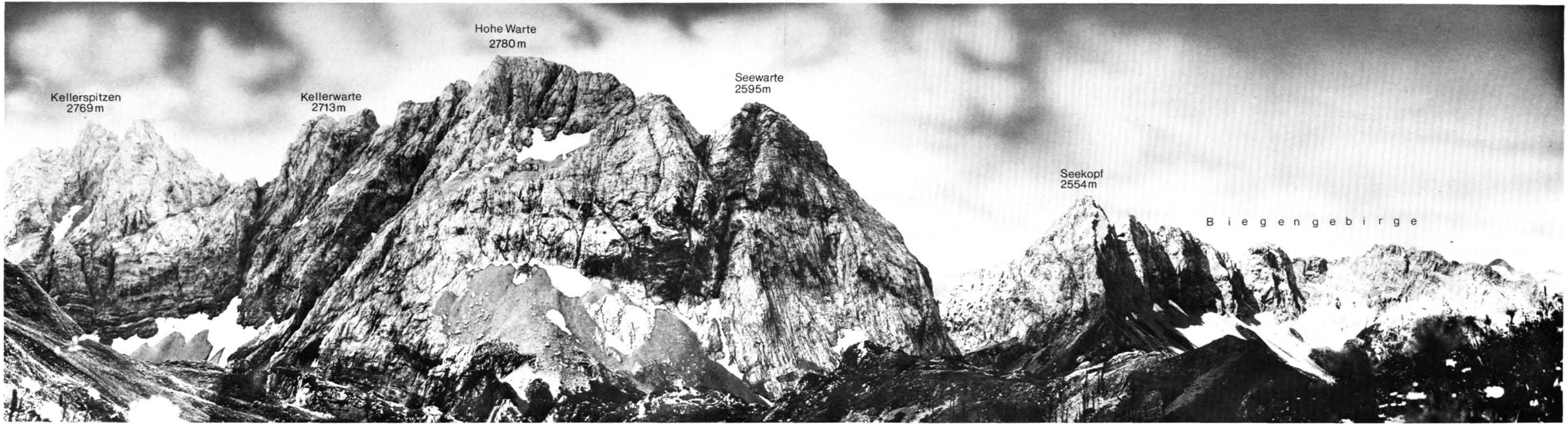


©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

TAFEL 7

Panorama der Zentralen Karnischen Alpen mit Blick vom Rauchkofel-Boden auf Kellerwand, Hohe Warte, Seewarte, Seekopf und Biegengebirge. Die hauptsächlich devonischen Kalke mit lokalen Riffbauten repräsentieren die Flachwasserentwicklung, der im Norden (Vordergrund) die extrem kondensierte Beckenfazies gegenübersteht (vgl. Abb. 27).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

KORRELATION DES OSTALPINEN PALÄOZOIKUMS H.P. SCHÖNLAUB 1978

Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Band 33/ 1978 – Tabelle 3

