

# 1.1. Das Prävariszikum und Variszikum

(Die geologische Entwicklung vom Beginn der Überlieferung durch das Paläozoikum bis zum Ende der variszischen Zeit im Oberkarbon)

VON SUSANNA SCHARBERT UND HANS PETER SCHÖNLAUB

Mit den Abbildungen 1 bis 8

## 1.1.1. Einleitung

Als etwa zur Mitte des vorigen Jahrhunderts bekannt wurde, daß in den Alpen neben paläozoischen Fossilien auch vormesozoische Strukturrelikte überliefert sind, war zu erwarten, daß zukünftige Forschungen bald weitere Befunde zum voralpidischen Entwicklungsabschnitt liefern würden. Tatsächlich aber wurde allen nachfolgenden Bearbeitern, die die Vorgeschichte der Alpen behandelten, im Verlaufe ihrer Untersuchungen immer klarer vor Augen geführt, daß das voralpidische Grundgebirge eine überaus komplizierte tektonische und lithologische Bildungsgeschichte aufweist, deren einzelne Etappen in ihrer Wirkung und zeitlichen Aufeinanderfolge – wenn überhaupt – sicher nur sehr schwer und unvollständig zu rekonstruieren sein würden.

Wenn trotz aller Schwierigkeiten die Architektur des alpinen Orogens heute sowohl in seinen zentralen, westalpinen Abschnitten als auch in den Ostalpen in groben Umrissen einigermaßen erfaßt und hinsichtlich der Geodynamik auch Parallelen mit außeralpinen Orogenkörpern erkannt sind, so darf dennoch nicht übersehen werden, daß in diesem Gebäude bisher zwar einzelne Bauteile detailliert bearbeitet werden konnten, hingegen die Frage nach ihrem Fundament noch nicht erschöpfend beantwortet werden kann. Vielfach fehlt die notwendige Sicherheit der Grundlagen, und es überrascht daher keineswegs, wenn heute, wie 1854 durch D. STUR, die Hauptmasse der kristallinen Zentralzone der Alpen vielenorts noch immer unter der Sammelbezeichnung „Altkristallin“ zusammengefaßt wird.

Mit dem Begriff „Altkristallin“ bezeichneten die Geologen des vorigen Jahrhunderts Gneis- und Glimmerschieferkomplexe, weiters verschiedene metamorphe Komplexe und gelegentlich auch Orthogesteinsabkömmlinge (vgl. H. P. SCHÖNLAUB, 1979). Da in diesen keinerlei Fossilien gefunden werden konnten, galt für sie scheinbar zu Recht die Annahme eines voralpäläozoischen Alters. Daher bereitete es anfangs keine Schwierigkeiten,

diese Gruppe von jüngeren fossilführenden Gesteinen zu trennen, wie etwa vom Karbon des Königstuhls bei Innerkrems, dessen Flora bereits B. HACQUET (1784) kannte, vom Karbon von Nötsch, das erstmals durch F. MOHS (1807) näher beschrieben wurde, oder von 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, 1884) im Verlaufe seiner klassischen Übersichten über paläozoische Ablagerungen.

In den Ostalpen ist es naheliegend, alle jene Komplexe zum *Grundgebirge* zu zählen, die unter den Transgressionsflächen alpidischer Sedimentfolgen liegen. Das Grundgebirge ist daher älter als Oberkarbon oder Perm, welche in Abhängigkeit vom Zustand der variszischen „Ruine“ über die jeweils frei liegenden Gesteine mit verschiedenen alten Bildungen transgredieren. Wie das Bild des alpidischen Transgressionsverlaufes, Geröllanalysen aus den Basisbildungen, radiometrische Alterswerte und schließlich das heute entblößte Grundgebirge selbst zeigen, übergreifen die jüngeren Ablagerungen nicht nur Bereiche mit sehr verschiedenem Grad der Metamorphose, sondern anscheinend auch altersmäßig verschiedene Anteile des Grundgebirges. So liegt etwa in der *Böhmischen Masse* das Unterperm von Zöbing über Granuliten und Paragneisen des Moldanubikums; in der *Nördlichen Grauwackenzone* folgen im allgemeinen klastische Permablagerungen („Alpiner Verrucano“) über steil aufgerichteten altpaläozoischen Kalken und Schiefeln; in der *Zentralzone*, etwa dem Sekauener Kristallin, überlagert gleichfalls Perm ein hauptsächlich variszisches Granit- und Paragesteinsmassiv. Die gleichen Feststellungen gelten für die *Hohen Tauern*, wo die variszischen Zentralgneise eine permomesozoische Sedimentauflage haben bzw. in der Unteren Schieferhülle noch Teile des „Alten Daches“ erhalten sind. Transgressionsverbände sind aber auch in südlich

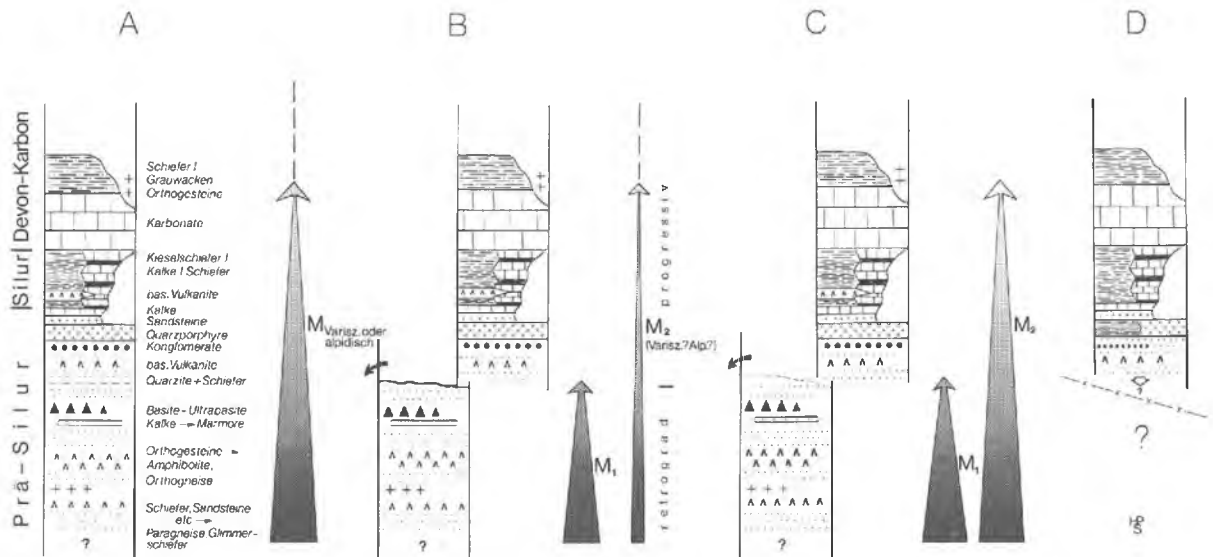


Abb. 1. Schematische Darstellung des nicht-metamorphen und metamorphen altpaläozoischen Grundgebirges in den Ostalpen unter Berücksichtigung der Hauptgesteinstypen. Pfeile charakterisieren die erfaßten Formationen und die Intensität der Metamorphosen (M, M<sub>1</sub>, M<sub>2</sub>)

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

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

D. Die Schichtfolge des „nicht-metamorphen“ südalpinen Grundgebirges der Karnischen Alpen und Karawanken mit tektonischer Liegendengrenze

anschließenden Zonen vorhanden, wie etwa im *Goldeck-* und *Gailtalkristallin* oder im Hangenden der östlichen *Bundschuhmasse* und im *Mittelkärntner Raum*, wo das Deckgebirge transgressiv sowohl diaphthoritisches Kristallin als auch wenig metamorphe altpaläozoische Abfolgen mit einem deutlichen Hiatus in der Metamorphose diskordant überlagern kann. Schließlich müssen hier auch die *Karnischen Alpen* angeführt werden, wo an vielen Stellen in oft lehrbuchhafter Weise die Kontakte von flach liegendem Oberkarbon bzw. Perm mit intensiv verfalteten altpaläozoischen Kalken und dem karbonen Hochwipfelflysch seit langem bekannt sind.

Schon aus diesen wenigen Beispielen erkennen wir die Komplexheit des Grundgebirges und dessen vielfältigen Gesteinsbestand. Für die metamorphen Anteile galt dabei, wie erwähnt, lange Zeit die Vorstellung eines ausschließlich vorpaläozoischen Alters. Dieses Bild ist jedoch durch neue Erkenntnisse in den vergangenen Jahren nicht nur immer fragwürdiger geworden, sondern hat sich heute dahingehend gewandelt, daß im wesentlichen drei Gruppen von Ausgangsgesteinen (Edukten) unterschieden werden, die sich am Aufbau des Grundgebirges beteiligen. Es sind dies:

1. Prävariszische Kristallinkomplexe,

2. Prävariszische sowie variszische Intrusiva und

3. Altpaläozoische Sedimente und Vulkanite.

Obwohl die bisherigen Altersbestimmungen und die entsprechenden Feldbeobachtungen in den Kristallinarenalen der Ostalpen noch keineswegs die für endgültige Aussagen erforderliche Dichte an Beobachtungen aufweisen, läßt sich doch schon jetzt deutlich erkennen, daß neben dem variszischen Ereignis im Grundgebirge noch ein älterer prävariszischer und ein alpidischer Prägungsakt wirksam waren. Als markantes gemeinsames Merkmal verbindet die oben angeführten drei Gesteinsgruppen die variszische Orogenese, die zu einem strukturellen Umbau, zu einer metamorphen Gefügeprägung und zu Mineralparagenesen führte, die primäre Gesteinskennzeichen aller drei Glieder in unterschiedlichem Maße verwischen. Dennoch scheint es möglich, durch kombinierte Anwendung geochronologischer Methoden, mit Hilfe des Serienvergleichs, nach lithostratigraphischen Vergleichen, Analogieschlüssen und vielleicht auch mittels fazieskritischer Mineralparagenesen eine recht sichere Trennung zwischen progressiv metamorphen, altpaläozoischen Sedimentfolgen und einem darunterliegenden, älteren Kristallinkomplex durchzuführen. Dies gilt auch, wenn diese Grenzfläche weder durch Diskordanzen

noch durch Basalbildungen charakterisiert und markiert wird.

In solchen Fällen, in denen weder paläozoische Sedimentserien noch deren metamorphe Äquivalente vorhanden oder nur lückenhaft bekannt sind, bestehen zur Zeit jedoch große Probleme, eine relative Altersfolge im Grundgebirge festzustellen. Ein Hauptgrund dürfte auch hier der *polymetamorphe Zustand* des Kristallins sein, der zum Erscheinungsbild metamorpher Konvergenzen führen könnte. 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) Diskontinuitätsfläche einen älteren Kristallinkomplex von ei-

nem im Grenzbereich stofflich gleichartigen, jüngeren trennt.

Die nachfolgende altalpidische Metamorphose erfaßte im Einflußbereich dieses Geschehens liegende Deckgebirgsanteile, wie z. B. Teile des zentralalpiner Mesozoikums, den Südrand der Kalkalpen oder permomesozoische Schieferhüllgesteine in den Hohen Tauern. Im Grundgebirge fanden Rekristallisationen und die Bildungen neuer Mineralparagenesen, wie Phengit, Chloritoid, Stilpnomelan und Glaukophan – je nach tektonischer Position – in unterschiedlichem Ausmaß statt. Die Stärke der Metamorphose nimmt von Norden nach Süden zu.

**Literatur:** HACQUET B. 1784; HAUER F. v. 1847; MOHS F. 1807; SCHÖNLAUB H. P. 1979; STACHE G. 1872, 1884; STUR D. 1854; UNGER F. 1843.

### 1.1.2. Die Entwicklungsgeschichte des Grundgebirges

In den Ostalpen sind weder präkambrische Gesteine bekannt, die radiometrisch datiert sind, noch gibt es biostratigraphisch belegtes Kambrium. Hinweise für eine *präkambrische Petrogenese* finden sich aber in der Silvretta, in den Westalpen und in der Böhmisches 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 Liefergebiet an; seine Größe 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, 1964; B. GRAUERT et al., 1973; P. D. NUNES & R. H. STEIGER, 1974; J. F. v. RAUMER, 1976; K. SCHMIDT, 1976).

Im Intervall von 1500 bis 500 Mio. J. ist es unwahrscheinlich, daß in Mittel- und Südeuropa eine Regionalmetamorphose wirksam war (E. JÄGER, 1969; B. GRAUERT et al., 1973). 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 Paraserien 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 500–430 Mio. J. analog den Vorgängen in außeralpinen Sedimentationsräumen (z. B. Barrandium). Als Beispiele für dieses Ereignis ließen sich die Muskovitgranit- und Augengneise im Ötztal- und Silvrettakristallin anführen (vgl. O. SCHMIDEGG, 1964; W. HARRE et al., 1968; B. GRAUERT, 1969; F. PURTSCHELLER, 1971; M. SATTIR, 1976), weiters die hellen Augengneise in der Schobergruppe (G. TROLL et al., 1976; W. BRACK et al., 1977), die hellen Plagioklasgneise in der Gleinalpe (W. FRANK et al., 1976), die hellen Gneisbänder aus dem Seckauer Kristallin (vgl. Regionaler Teil) und vielleicht auch Orthogneistypen im südlichen Schladminger Kristallin, in dem beispielsweise im Profil des Preber (F. HERITSCH & F. SCHWINNER, 1924) am ehesten vergleichbare Verhältnisse vorliegen. Auf Grund verschiedener Überlegungen können diese Gneise von vulkanischem bis subvulkanischem Ausgangsmaterial abgeleitet werden.

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 weder, wann die Sedimentation der Phyllitkomplexe eingesetzt hat, noch das Alter der Basis der tie-

feren, bis 1000 m mächtigen Wildschönaucr 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, dokumentieren die Ausweitung des Sedimentationsraumes im Evolutionsablauf einer mobilen Zone. 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 Bearbeiter im höheren Stockwerk von keiner stärkeren Tektogenese begleitet waren.

Unter der Annahme, daß die Füllung der altpaläozoischen Geosynklinale zumindest im zentralen, am 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. J.

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; H. J. ZWART, 1976; J. F. v. RAUMER, 1976 u. a.). Wie im Abschnitt über radiometrische Datierungen begründet wird, 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.

Zu diesen Alterswerten 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 eine bisher nicht beachtete Lagebeziehung des radiometrisch datierten „Altkristallins“ zu dem altpaläozoischen Schichtbestand bzw. zu seinen metamorphen Äquivalenten 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 Defferegger Alpen fortsetzt, 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, 1956). Während an der „Seenlinie“ 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 b) ist zumindest für ihre obersten Anteile ein Silur- bis Devonalter sehr wahrscheinlich; 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; H. P. SCHÖNLAUB, 1979).

In den Grundzügen ergibt sich somit für diesen Raum die Vorstellung einer nach Süden gekippten Abfolge, die vom jüngsten Präkambrium (?) bis ins Altpaläozoikum reicht. Daher sieht man im horizontalen Schnitt eine Verteilung von „alt“ nach „jung“ von Norden nach Süden 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 und erhöhten Drucken vor sich gegangen (G. TROLL et al., 1976 nehmen 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 äußert, das alle Bedingungen der „vertikalen Synchronisation“ (E. WEGMANN, 1953, 1956) zu erfüllen scheint. So sind damit kompatibel die

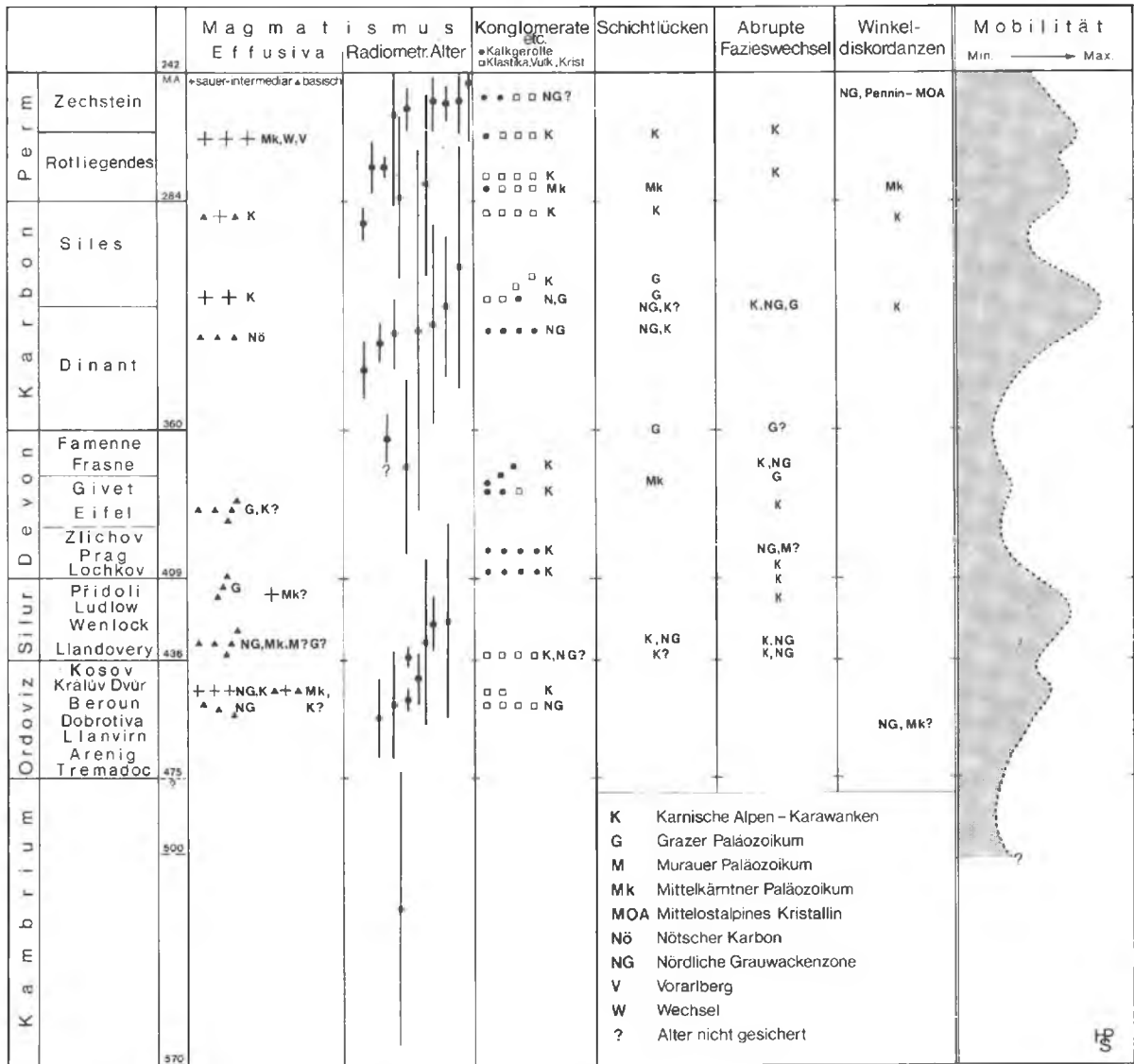


Abb. 2. Geodynamische Faktoren im Paläozoikum der Ost- und Südalpen

Faziesdifferenzierung des Silurs gegenüber der mehr oder minder einheitlichen Ausbildung im Ordoviz, mächtige Schwarzschieferbildungen und ein starker basischer Vulkanismus, damit in Zusammenhang stehende Erzzufuhr und Lagerstättenbildungen (vgl. R. HÖLL, 1970, 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. 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, 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 reduzierten Mächtigkeiten des klassischen ostalpinen Paläozoikums ausgehen, wie etwa dem nur ca. 60 m mächtigen Silur der Plöckener Fazies in den Karnischen Alpen oder altersgleichen 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 sechsmal größeren Betrag aufweisen und in dieser Größenordnung wohl auch für das Ordoviz und Devon zutreffen sollten. So lassen sich in den bisher datierten Phyllitgebieten ungleich größere Mächtigkeiten mit klastischen Sedimenten nachweisen. 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 auch für die Gleinalpe angewendet werden), so scheinen kaum gewichtige geologische Argumente gegen die Annahme eines mehrere Kilometer mächtigen Deckgebirges zu sprechen, das noch im ursprünglichen und relativ ungestörten Verband mit den vorvariszischen, 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.

Der *altpaläozoische* („*kaledonische*“) und der *variszische Zyklus* scheinen nach Daten aus den Sedimentationsräumen in den Ostalpen durch eine kurze Zeit relativer Ruhe getrennt. Lediglich im Mitteldevon deuten Umlagerungen, Vulkanismus und Schichtlücken auf Bodenunruhe, die aber mit Annäherung an die Devon/Karbon-Grenze zunimmt und sich auffallend verstärkt. Im Gegensatz zu den Ergebnissen in den klassischen Gebieten, in denen die Karbonatseimentation im höheren Unterdevon eine maximale Verbreitung erreicht und dabei lokal zu einer starken Gliederung des Sedimentationsraumes führt, können für die gleiche Zeit über die Verhältnisse in den Phyllitgebieten mangels stratigraphischer Informationen noch keine klaren Angaben gemacht werden.

Im *Karbon* tritt im Evolutionsablauf des ostalpinen Krustensegments jedoch eine entscheidende Wende ein. Als orogenes Vorstadium kommt es in den randlichen Schelfarealen zu immer häufigeren Instabilitäten und Unstetigkeiten; sie bewirken örtliche Heraushebungen mit lokalem, längerzeitigem Trockenfallen, Deformationen, Aufreißen von Spalten und Umlagerungen, während in benachbarten Räumen die Se-

dimentation zur gleichen Zeit offenbar ungestört bis ins jüngste Unterkarbon fort dauert. 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 orogenen Geschehens der Ostalpen, die folgende Hauptmerkmale erkennen läßt:

In den Karnischen Alpen und Karawanken endet die Karbonatseimentation der variszischen Zeit spätestens an der Grenze Unter-/Oberkarbon (H. P. SCHÖNLAUB, 1971b; A. FENNINGER & H. P. SCHÖNLAUB, 1972; F. TESSEN-SOHN, 1975 u. a.). Diese Feststellung trifft auch auf die Norische Decke in der Nördlichen Grauwackenzone zu, wenngleich hier kalkiges Unterkarbon bisher nur an wenigen Stellen mit Fossilien belegt ist (F. THALMANN, 1974; H. P. SCHÖNLAUB, 1977b, 1979). In beiden Einheiten folgen 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 tritt (A. FENNINGER & K. STATTEGGER, 1977; W. BUGGISCH, 1975; G. F. TIETZ, 1975).

Die Granatvornacht im südlichen Sedimentbereich (und im *Karbon von Nötsch*), die zeitlich der Bildung und starken Absenkung des Flyschtrogs folgt, läßt insofern einen Zusammenhang mit der zentralen Kristallinzonen 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, Grobgnesserie). Südlich davon schließt ein Gebirge an, das hauptsächlich aus paläozoischen Sedimenten und Vulkaniten besteht, denen in variszischer Zeit im Zuge eines decken- und schuppen erzeugenden Deformationsaktes eine Metamorphose aufgeprägt wurde, deren Intensität aber nicht ausreichte, um im Karbon von

Nötsch, dem Grazer Paläozoikum (??) und in der Veitscher Decke der Nördlichen Grauwackenzone merkbare Spuren zu hinterlassen. Mit einiger Sicherheit kann sie als vorpermisch aufgefaßt werden (E. CLAR 1975, 1976), da ihre Produkte einerseits im Perm von Sedimenten einer von Süden eindringenden Flachsee, andererseits von terrestrischen Ablagerungen bedeckt wurden, die örtlich Komponenten aus dem Untergrund enthalten (vgl. u. a. E. ERKAN, 1976, 1977) und die Basis der zentralalpinen Mesozoikumsentwicklung darstellen.

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. 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 nähere Verbindung mit dem *Grazer Paläozoikum* sehr wahrscheinlich macht. Mit dieser Vorstellung der N-S-Anordnung, die folglich auch Konsequenzen auf 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. Demgegenüber vertrat F. TESSENHORN (1971) 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 Ost-West gerichteten Trog deuten, in den von Süden her Turbidite fächerförmig einfließen 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. Eine Klärung dieses Problems scheint erst dann möglich, wenn das Intrusionsalter der Magmatite, die nach CH. EXNER (1976) mit Unterbrechungen über nahezu 400 km Länge mit maximal 2,5 km Breite an dieser Grenzzone auftreten, bekannt sein wird; sie haben ehemals sicher einem großen Plutonkörper angehört.

**Literatur:** ANGEL F. 1930; ANGEL F. & KRAJICEK E. 1939; BRACK W. et al. 1977; BUGGISCH W. 1975; CLAR E. 1975, 1976; CLOOS H. 1935, 1936; DEUTSCH A. 1977b; ERKAN E. 1976, 1977; EXNER CH. 1955, 1956, 1976; FENNINGER A. & SCHÖNLAUB H. P. 1972; FENNINGER A. & STATTEGGER K. 1977; FLÜGEL H. W. 1964, 1977; FRANK W. et al. 1976; GRAUERT B. 1969; GRAUERT B. & ARNOLD A. 1968; GRAUERT B. et al. 1973; HARRE W. et al. 1968; HERITSCH F. & SCHWINNER R. 1924; HÖLL R. 1970, 1971, 1975; HÖLL R. & MAUCHIER A. 1976; JÄGER E. 1969; LAHUSEN L. 1969, 1972; MEIXNER H. 1971, 1974; METZ K. 1965; NUNES P. D. & STEIGER R. H. 1974; PIDGEON R. et al. 1968; PURTSCHELLER F. 1971; RAUMER J. F. von 1976; SATIR M. 1976; SCHMIDT K. 1976; SCHMIDEGG O. 1964; SCHNABEL W. 1976; SCHÖNENBERG R. 1970; SCHÖNLAUB H. P. 1971b, 1977b, 1979; SCHWINNER R. 1927, 1943; TESSENHORN F. 1971, 1975; TIETZ G. F. 1975; TROLL G. et al. 1976; WEGMANN E. 1953, 1956; ZWART H. J. 1976.

### 1.1.3. Paläogeographie des Grundgebirges

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 Vorstellung von relativer Autochthonie vertrat noch H. P. CORNELIUS (1950). Danach sollen die variszischen Ketten der Grauwackenzone und des Murauer Paläozoikums von einem Gebiet mit Vorlandsmerkmalen (= Karbon) sigmoidal umschlossen gewesen sein, 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 K. METZ (1952), der wegen der angeblichen Verschiedenheit der Faunen des Nötscher und Veitscher Karbons auf eine paläontologische Scheide schloß; dieser Ansicht hielt jedoch H. W. 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 ostal-

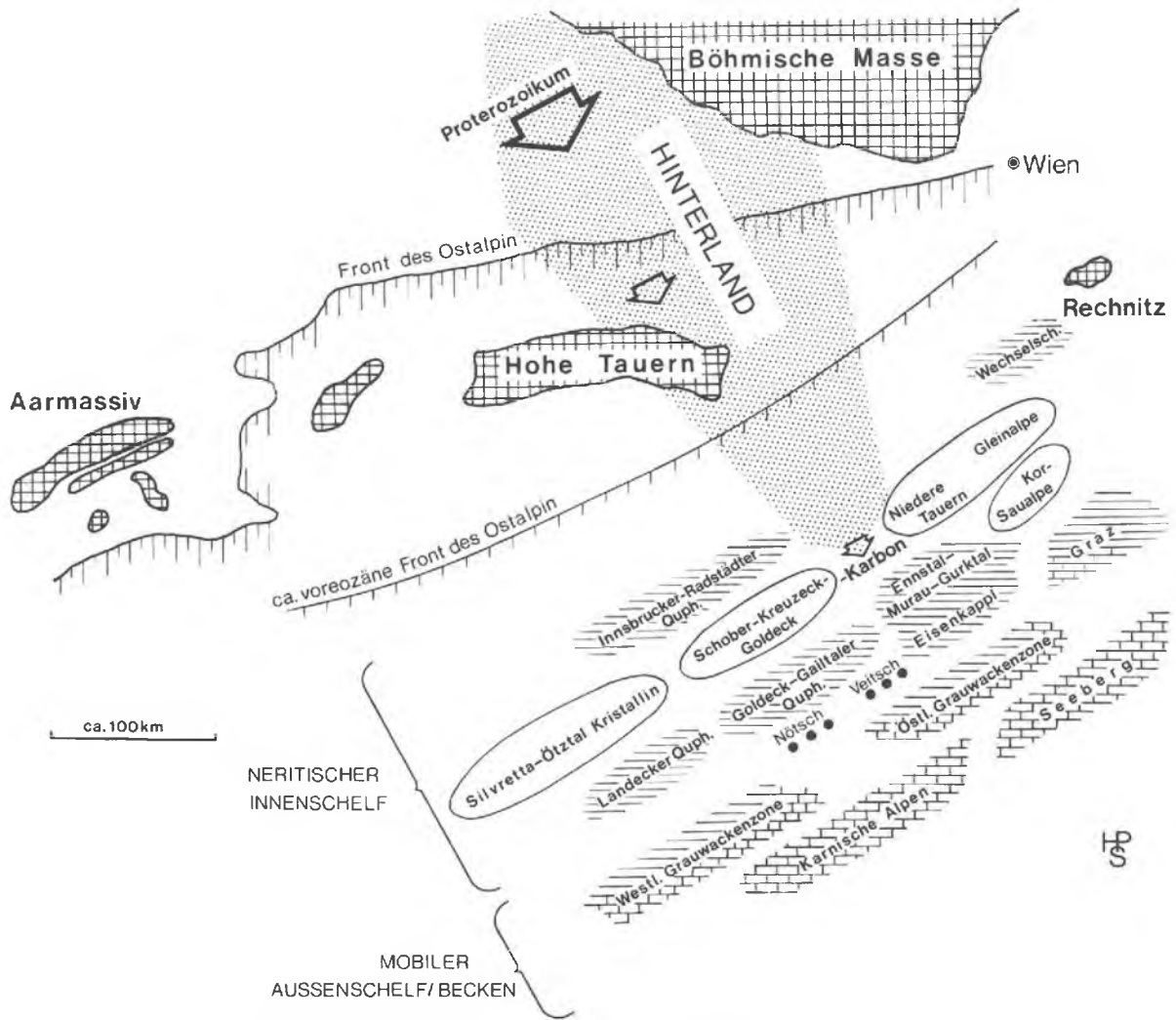


Abb. 3. Paläogeographie des ostalpinen Altpaläozoikums unter Berücksichtigung der Einordnung der Quarzphyllite (Quph.) und des Altkristallins (nach E. CLAR 1971, stark verändert)

pinen Grundgebirges in vormesozoischer Zeit die *alpine Tektonik* mit zu berücksichtigen hat, da durch sie ursprünglich zusammenhängende Bereiche auseinandergerissen wurden, die als Grundgebirgsrelikte mosaikartig verteilt, verschiedene Positionen im alpinen Bauplan einnehmen. Durch die nach Norden gerichteten jüngeren Bewegungen entsteht 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 bleiben kann (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 (1963, 1965, 1975) bzw. E. CLAR (1965, 1971, 1973, 1975) 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 Fensteratur des



Rechnitzer Raumes ergibt sich, daß die unterostalpinen Einheiten des *Wechselgebietes* (Wechselserie, Grobgneisserie, Permomesozoikum) vor der alpidischen Einengung einen angemessenen 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

können dieser Zone die „alten Gneise“ zugeordnet werden und vielleicht auch das Ötztal- 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.

Südlich dieses alten Kristallins, das vermutlich auch jungproterozoische Anteile enthält und in

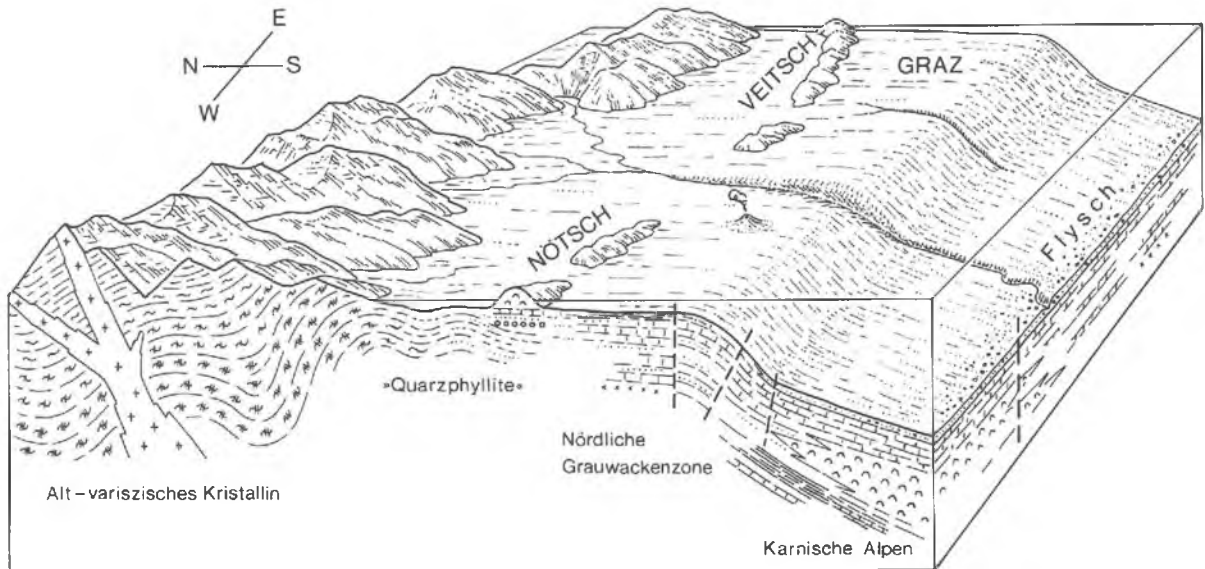


Abb. 4. Paläogeographisches Modell des Raumes der zentralen Ostalpen und des Nordteils der Südalpen (Karnische Alpen, Seeberger Aufbruch) an der Wende vom Unter- zum Oberkarbon (Mauersignatur: Karbonate, Halbkreise: zugehörige Riffe, Striche: Schiefer, Punkte: Sandsteine, Konglomerate)

Edukte der Grobgneise und die vorvariszischen Paragneise (Strallegger Gneise) der gleichen Einheit ihre südwestliche Fortsetzung in den Mürtaler 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 reliktsch erhalten ist) eine enge, primäre Nachbarschaft, d. h. eine *einheitliche kristalline Masse* nahelegen. Die westliche Fortsetzung dieser auffallenden Kristallinachse, im Osten des Tauernfensters weit nach Norden vorgeschoben, ist nach unserer Meinung im Süden des Tauernfensters ebenfalls noch reliktsch erhalten, und zwar nehmen wir sie in den Liesergneisen, in der Paragneisserie der Kreuzeck- und der Sadniggruppe und in der Schobergruppe an. Weiters

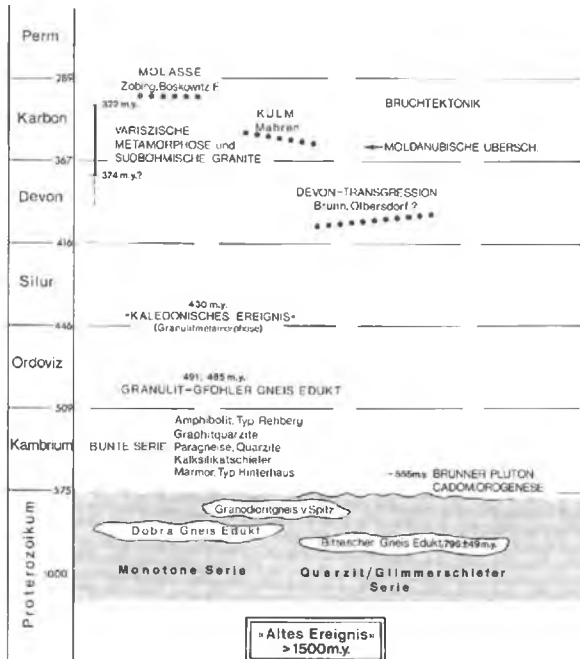
altpaläozoischer Zeit metamorphosiert wurde (vgl. S. 16f.), bildete sich in altpaläozoischer Zeit ein Senkungsraum, der aus inselartig aufragenden Abtragsgebieten klastischen Schutt erhielt, in dem aber auch vulkanische Erscheinungen weit verbreitet waren und temporär Karbonatsedimentation stattfand. 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 liegen dabei die

Thurntaler Quarzphyllite, die Quarzphyllite des Gail- und Lesachtales und Teile der Eisenkappeler Grünschieferzone. Es ist hier belanglos (und kaum mehr rekonstruierbar), in welcher Beziehung das Mittelkärntner, Gurktaler und Murauer Paläozoikum zum gleich alten Gailtaler Paläozoikum

lung 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.

### Geologische Ereignisse in der Böhmischen Masse



### Penninikum Ostalpin Südalpin

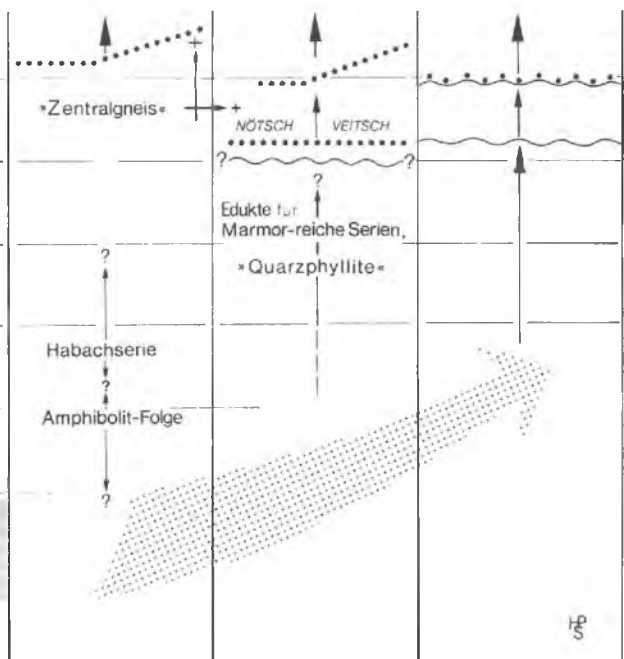


Abb. 5. Korrelation der geologischen Ereignisse im Paläozoikum zwischen der Böhmischen Masse und dem Ostalpenkörper

kum standen – fest steht, daß alle einer hochmobilen Zone mit Vulkaniten, Schwarzschieferbildung und pelitischer Sedimentation angehörten und für eine Kennzeichnung variszischer Ablagerungsräume die heutige tektonische Gliederung Verwirrung schaffen würde.

Nach den neuen Ergebnissen in der Steirischen Grauwackenzone muß zumindest ihr Südtteil im Meridian von Eisenerz in enger räumlicher Beziehung zur vorhin genannten mobilen Zone gestanden haben. Dies trifft ebenso auf das Eisenkappeler Paläozoikum und vielleicht auch auf Teilbereiche im Grazer Paläozoikum zu. Mit der Grebenze (Murauer Paläozoikum, Aich?), der karbonatbetonten Hauptmasse des Grazer Paläozoikums und der Norischen Decke (vgl. H. W. FLÜGEL, 1964; R. SCHÖNENBERG, 1970) folgt anschließend eine Art Übergangsentwick-

HOLZER (1978) in der Dolomit-Sandstein-Folge die Nähe eines kristallinen Liefergebietes kennzeichnend).

Diese Konfiguration ändert sich allerdings im Unterkarbon: Es bildet sich im Übergang zwischen den ab Beginn des Karbons im Norden aufsteigenden Hochzonen und den synchron einsinkenden Flyschtrögen im Süden (Karawanken, Karnische Alpen) in Landnähe ein Gürtel mit *Molassemerkmalen* (Typus: Veitscher Karbon). Nötsch nimmt paläogeographisch eine etwas südlichere Position ein, liegt jedoch nördlich eines Bereiches, in dem zur gleicher Zeit das Karbon der späteren Norischen Decke und das Grazer Karbon 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 mehr oder minder *kontinuierliches Wandern der variszischen Orogenese von Norden nach Süden*. Sie findet einen vorläufigen Abschluß in der Auffaltung des Karbonflysches in den Südalpen.

Danach dringt das postvariszische Karbon- und Permmeer erneut von Südosten in die Alpen ein.

**Literatur:** CLAR E. 1965, 1971, 1973, 1975; CORNELIUS H. P. 1950; FLÜGEL H. W. 1964 a; HAHN G. & HAHN R. 1977; METZ K. 1952, 1976 a, b; METZ K. et al. 1964; SCHÖNENBERG R. 1970; TOLLMANN A. 1963 a, 1965 b, 1975 c.

### 1.1.4. Biostratigraphischer Überblick

Zwischen den Südalpen und den primär im Norden anschließenden Räumen (Grauwackenzone, Mittelkärnten etc.) besteht im jüngeren Ordoviz und im Silur eine auffallende Parallelität. In diesem Zeitabschnitt kommt es zum Erguß von bis zu 600 m mächtigen *Quarzporphyren*, die in den Karnischen Alpen westlich des Plöckenpasses bekannt sind und in den Karawanken südlich von Trögern einen sauren bis intermediären Chemismus entwickelt haben (J. LOESCHKE & J. ROLSER, 1971; F. KUPFCH et al., 1971; J. LOESCHKE, 1974). Dieses Ereignis konnte bisher nur bei Eisenerz biostratigraphisch erfaßt werden, und zwar wurde von G. FLAIS & H. P. SCHÖNLAUB (1976) durch Conodontenfunde ein Alter im Grenzbereich Caradoc/Ashgill angenommen. Nach der böhmischen Stufengliederung des Oberordoviz entspricht dies etwa dem Králův Dvůr (vgl. H. P. SCHÖNLAUB, 1979).

Während über den heute metamorph vorliegenden Quarzporphyren (*Porphyroid*) in den Südalpen und in der Grauwackenzone größer klastische Sedimente folgen – in der Steiermark die *Polsterquarzite*, in Kärnten die *Himmelberger Sandsteine* – und darüber im jüngsten Ordoviz mikrofossilreiche Tonflaserkalken (= *Uggwakalke*) bzw. Cystoideenkalken (*Wolayerkalk*) für beide Räume bestimmend sind, zeigen sich im Liegenden des Porphyroids Unterschiede. In der Grauwackenzone Tirols etwa könnte eine bis 1000 m mächtige, vulkanogenklastische, fossilere Abfolge kambrische Anteile beinhalten; in den Karnischen Alpen sind dagegen, auch nach reichen Neuaufsammlungen von Bryozoen, Brachiopoden, Trilobiten und Cystoideen, Äquivalente des Caradoc weiterhin die ältesten, mit Fossilien datierten Sedimente (vgl. H. P. SCHÖNLAUB, 1979). Noch ältere Anteile sind hier vielleicht im Gebiet von Comelico vorhanden, doch lassen sich darüber derzeit noch keine exakten Angaben machen.

Der basale Anteil der Grauwackenzone liegt örtlich mit einem deutlichen Hiatus in der Metamorphose auf einem mesozonal metamorphen Kristallin (vgl. A. DAURER & H. P. SCHÖNLAUB, 1978). Es wäre daher denkbar, daß im Sinne der

zuerst von H. MOHR (1923) geäußerten Ansicht die konglomeratischen Partien an der Basis der Schichtfolge in der Grauwackenzone, wie die *Silbersberg-Konglomerate* und das *Kalwanger Gneiskonglomerat*, ursprünglich die transgressive Auflage des Kristallins bildeten. Daraus kann geschlossen werden, daß die Metamorphose dieses Basiskristallins älter als jüngeres Ordoviz ist (H. P. SCHÖNLAUB & A. DAURER, 1977; H. P. SCHÖNLAUB, 1979).

Im *Silur* haben Graptolithen, Conodonten, Trilobiten, Bivalven, Nautiloideen und in immer stärkerem Maße Palynomorpha große Bedeutung für stratigraphische Fragen. Insbesondere sei dabei auf die Ergebnisse zum Geschehen an der Ordoviz/Silur-Grenze hingewiesen (H. JAEGER et al., 1975). Danach zeigten sich neben stellenweiser kontinuierlicher Sedimentation häufig *Schichtlücken* unterschiedlicher Dauer, die nicht einfach mit der ererbten oberordovizischen Topographie erklärt werden können. Vielmehr sind generell an der Basis des Silurs Änderungen der Fazies, der Faunenvielfalt, des Sedimentangebotes und der Subsidenzverhältnisse festzustellen, die als Ausdruck tektonischer Ungleichgewichte des obersten Stockwerkes aufzufassen sind. Ihnen entsprechen in der tieferen Kruste magmatogen-tektonische Vorgänge.

Die in den Ost- und Südalpen nachgewiesenen Graptolithen und ihre Verbreitung sind auf Abb. 7 zusammengefaßt. Mit Neufunden aus dem Unterdevon geben sie die Grundlage für die Parallelisierung mit weiteren Tiergruppen. Als Beispiele seien die Korrelation zwischen Graptolithen und Conodonten im Cellonprofil angeführt (O. H. WALLISER, 1957, 1964; H. JAEGER, 1975), die Neugliederung des Graptolithenprofils an der Bischofalm (H. JAEGER in H. FLÜGEL et al., 1977) oder die Grenzziehung zwischen Silur und Devon, die gestützt auf Graptolithen- und Conodontenfunde aus den Karnischen Alpen, eine weltweite Anwendung und Bestätigung gefunden hat (I. CHLUPÁČ, 1972, 1977; H. JAEGER, 1976 u. a.).

Aus *devonischen* Flachwasserablagerungen ist in der Vergangenheit aus den Karnischen Alpen,

den Karawanken, dem Grazer Paläozoikum und aus Teilen der Grauwackenzone eine reiche Makrofauna beschrieben worden. Die Bedeutung der Mikrofauna leitet sich auch hier aus der Beobachtung ab, daß den organodetritischen Kalen vielfach Sedimente des tieferen Wassers ge-

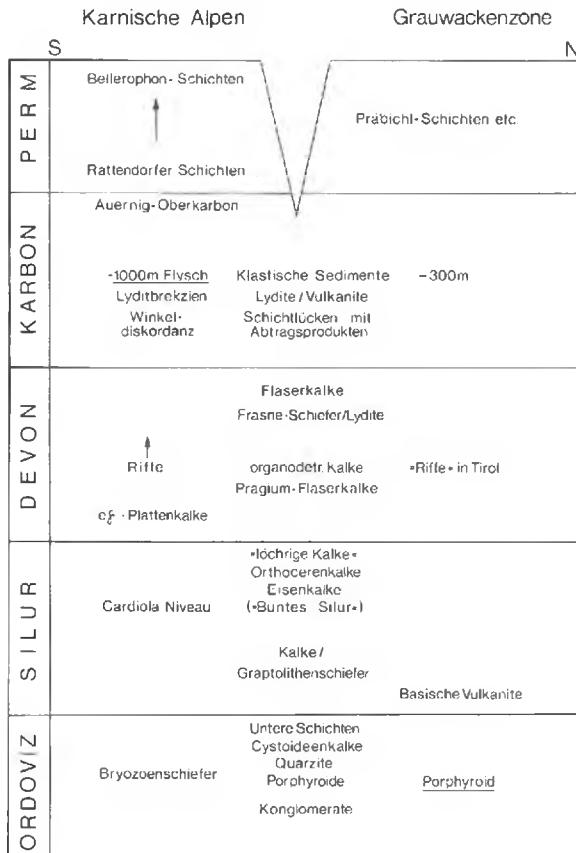


Abb. 6. Der fazielle Zusammenhang zwischen Karnischen Alpen und Nördlicher Grauwackenzone im Variszikum. Die mittlere Kolonne gibt die Gemeinsamkeiten zwischen beiden Räumen an; die rechte und linke Kolonne charakterisieren die jeweiligen Eigenentwicklungen. Beachte Unterschiede im Postvariszikum!

genüberstehen, die kondensiert oder lückenhaft entwickelt sein können und in denen Makrofossilien stark zurücktreten. Diese Ablagerungen können daher nur schwierig mit Riff- oder Riffschuttentwicklungen parallelisiert werden. Sie führen eine pelagische Mikrofauna mit Conodonten, Radiolarien, Tentakuliten, Foraminiferen und Ostracoden. Bearbeitungen dieser Gruppen liegen aus den Karnischen Alpen, den Karawanken, dem Grazer Raum, der Grauwackenzone, aber auch aus weniger bekannten Gebieten, wie Mittelkärnten, Remschnig, Sausal vor (vgl. H. P. SCHÖNLAUB, 1979, cum lit.).

Neben den Fortschritten der Stratigraphie des klassischen ostalpinen Paläozoikums gelang es in den letzten Jahren auch in phyllitische Räume einzudringen und in diesen Gebieten erste biostratigraphische Datierungen zu erzielen. Sie helfen, den Schichtbestand weiter zu untergliedern und ermöglichen z. T. eine sehr genaue Parallelisierung mit gesichertem Paläozoikum, wie Beispiele von der Turracher Höhe (R. HÖLL, 1970), aus dem Murauer Paläozoikum (F. EBNER et al., 1977; H. P. SCHÖNLAUB, 1979), in den Radstädter-, Katschberg- und Lungauer Quarzphylliten des Unterostalpin (H. P. SCHÖNLAUB, 1975a; H. P. SCHÖNLAUB & G. ZEJULA, 1975; H. P. SCHÖNLAUB et al., 1976), in den Quarzphyllitgruppe des Gailtales, der Quarzphyllitgruppe des Goldeckkristallins, den Innsbrucker Quarzphylliten oder in den Ennstaler Quarzphylliten (vgl. R. HÖLL & A. MAUCHER, 1968; H. MOSTLER, 1973; H. PRIEWALDER & R. SCHUMACHER, 1976; H. P. SCHÖNLAUB, 1979) zeigen. Nach diesen Untersuchungen konnten bisher hauptsächlich *silurisch-devone Anteile* innerhalb der Quarzphyllitkomplexe erkannt werden. Welchen Umfang ältere und jüngere Schichten innerhalb der stofflich heterogenen und tektonisch intensiv deformierten Quarzphyllite haben, bleibt derzeit noch offen. Aus diesem Grunde können für die Quarzphyllite auch keine tatsächlichen Mächtigkeiten angegeben werden.

Mit der Annäherung an die *Devon/Karbon-Grenze* bzw. im *Unterkarbon* tritt eine drastische Veränderung im Verhältnis zwischen Hochzonen und den sedimenterfüllten mobilen Trögen ein. Das Ausmaß des Umbruchs ist heute, da immer mehr biostratigraphische Daten zur Verfügung stehen, besser verständlich als früher. Über die genaue Zeit des Umschlags von der Karbonatfazies in den *Hochwipfelflysch* des jüngeren Unter- und älteren Oberkarbons unterrichten in den Südalpen eine Reihe von Arbeiten (vgl. u. a. H. P. SCHÖNLAUB, 1969b; K. BANDEL, 1972; F. EBNER, 1973a; F. TESSENHORN, 1975; W. SCHNABEL, 1976). Neuere Ergebnisse zur Stratigraphie und Sedimentologie dieses Zeitraumes liegen weiters aus dem Karbon von Nötsch und aus der Umgebung von Graz vor. Hier zeigten die Untersuchungen von L. NÖSSING (1975) und F. EBNER (1976a, 1977), daß temporäres Trockenfallen mit dem Absatz geringmächtiger Kalke und Schiefer im Wechsel stand und bis an die Grenze von Namur und Westfal Conodonten einen marinen Einfluß belegen. Diese Feststellungen sind für paläogeographische Fragen von großer Bedeutung.

Im Karbon sind ferner neue Befunde aus der Norischen Decke der Steirischen Grauwackenzone zu erwähnen, die ebenfalls ein Fortdauern

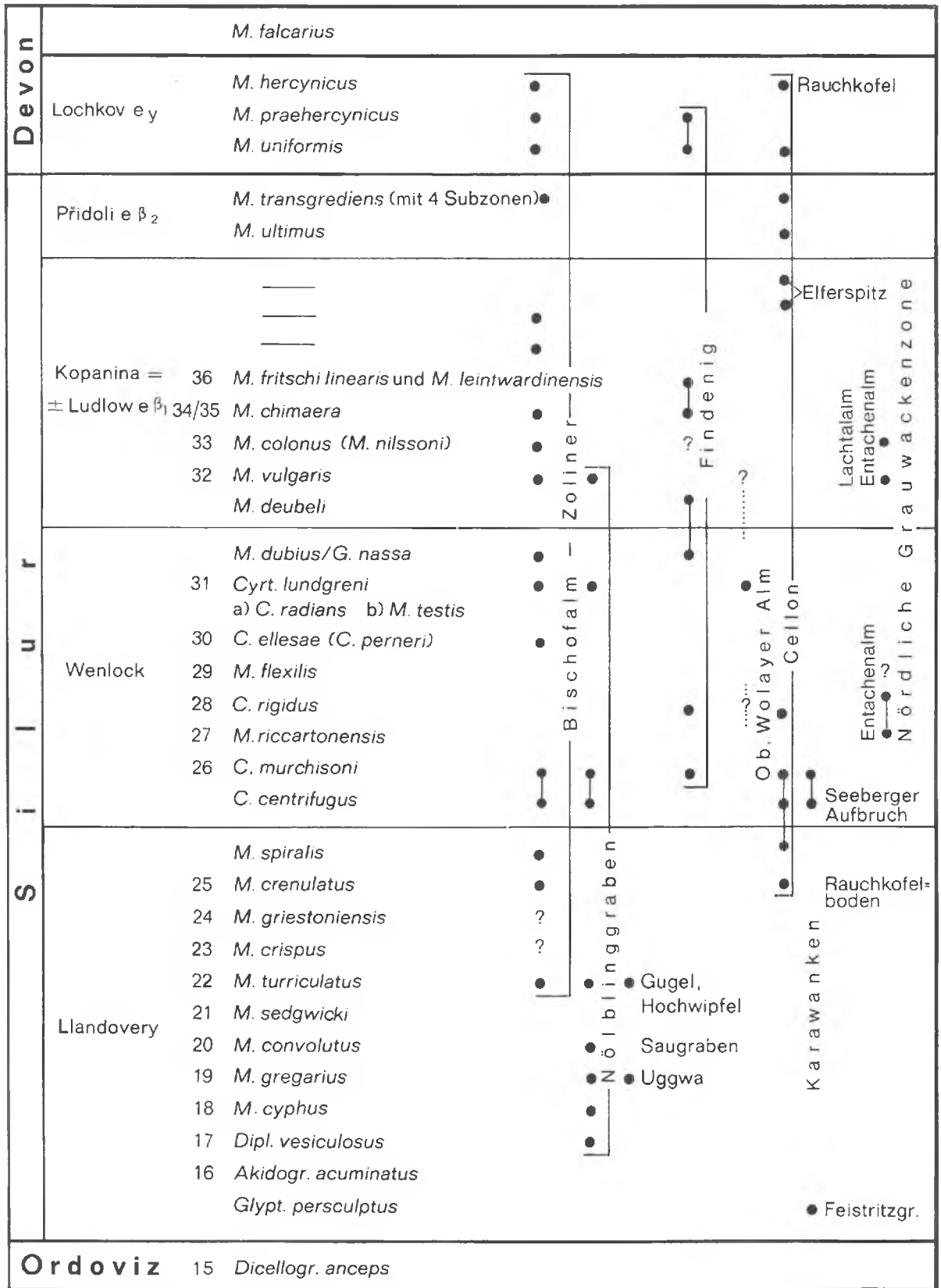


Abb. 7. Die Verbreitung von Graptolithen in den Ost- und Südalpen

der Karbonatentwicklung bis in das Visé sicherstellen. Sie wird – vermutlich noch innerhalb des Unterkarbons – von den klastischen *Eisenerzer Schichten* abgelöst (H. P. SCHÖNLAUB, 1976, 1979). In der tieferen tektonischen Einheit – der Veitscher Decke – lieferten hingegen neue Trilobiten- und Korallenfunde sowie Neuaufsammlungen von Pflanzen weitere biostratigraphische Fixpunkte für die Einstufung einzelner Schichtglieder in die Zeitspanne Visé bis Westfal C (W. DEL NEGRO, 1970; K. FELSER, 1976; K. FELSER & H. W. FLÜGEL, 1975; H. W. J. v. AMEROM & BOERSMA, 1975; G. HAHN & R. HAHN, 1977). Diesen Datierungen ist für die Frage der gegenseitigen Beziehungen beider tektonischer Großeinheiten der Nördlichen Grauwackenzone in Hinblick auf die Rekonstruktion des Karbonmeeres große Bedeutung beizumessen.

Noch innerhalb des Westfals erreicht die variszische Orogenese in den Ost- und Südalpen ihren Höhepunkt. Das folgende jungpaläozoische Molassestadium greift anschließend über einen intensiv gefalteten, verschuppten und in weiten Teilen der Zentralalpen durch die variszische Metamorphose geprägten Unterbau. Für den nördlich des Gailtals gelegenen Raum ist dabei eine frühere Molasse festzustellen (vgl. S. 12). Transgressionskontakte sind besonders in den Karnischen Alpen an zahlreichen Punkten vorhanden (A. FENNINGER et al., 1976). Da hier außerdem nahe der Basis Fossilien gefunden wurden, war es möglich, das Alter der Transgression anzugeben. Nach K. L. GAURI (1965), W. REMY (1969) und F. FRANCAVILLA (1974) sollen die Auernigschichten (entgegen der Meinung älterer Bearbeiter) im Stefan einsetzen. Sie stehen damit einer kontinental-terrestrischen Fazies nörd-

lich des Gailtals gegenüber, die nach Pflanzenfunden meist im Unterperm beginnt, an wenigen Stellen aber auch im jüngsten Karbon (vgl. u. a. E. SCHERIAU-NIEDERMAYR & G. NIEDERMAYR, 1973; F. THIEDIG & M. CHAIR, 1974; F. THIEDIG & D. KLUSSMANN, 1974; H. W. J. v. AMEROM et al., 1976).

Neben den biostratigraphisch fixierten Transgressionsbildungen treten am Beginn des alpidischen Sedimentationszyklus an vielen Stellen der Zentralalpen weitere Molassefolgen auf, die nur nach lithostratigraphischer Methodik (z. B. Vorkommen saurer Vulkanite, Schwermineralverteilung, Anteil an Grob- und Feinklastika, Urangehalt, Gipsführung, Nähe zur Trias) und regionalen Vergleichen mit datiertem Unter- oder Oberperm gleichgesetzt werden können. Sie sind aber insofern von großer Bedeutung, da daraus Aussagen über Gefügeprägung, den Stoffbestand und die Metamorphose von großen Teilen des Grundgebirges abgeleitet werden können.

**Literatur:** AMEROM H. W. J. VAN & BOERSMA M. 1975; AMEROM H. W. J. VAN et al., 1976 BANDEL K. 1972; CHLUPÁČ I. 1972, 1977; DAURER A. & SCHÖNLAUB H. P. 1978; DEL NEGRO W. 1970; EBNER F. 1973 a, 1976 a, 1977; EBNER F. et al., 1977; FELSER K. 1976; FELSER K. & FLÜGEL H. W. 1975; FENNINGER A. et al. 1976; FLAJS G. & SCHÖNLAUB H. P. 1976; FRANCAVILLA F. 1974; GAURI K. L. 1965; HAHN G. & HAHN R. 1977; HOLL R. 1970; HOLL R. & MAUCHER A. 1968; JAEGER H. 1975, 1976; JAEGER H. et al. 1975; JAEGER H. in FLÜGEL H. W. et al. 1977; KUPSCH F. et al. 1971; LOESCHKE J. 1974; LOESCHKE J. & ROLSER J. 1971; MOHR H. 1923; MOSTLER H. 1973 a; NIEDERMAYR G. 1975; NÖSSING L. 1975; PRIEWALDER H. & SCHUMACHER R. 1976; REMY W. 1969; SCHERIAU-NIEDERMAYR E. & NIEDERMAYR G. 1973; SCHNABEL W. 1976; SCHÖNLAUB H. P. 1969 b, 1975 a, 1977 b, 1979; SCHÖNLAUB H. P. et al. 1976; SCHÖNLAUB H. P. & ZEZULA G. 1975; TESSENHORN F. 1975; THIEDIG F. & CHAIR M. 1974; THIEDIG F. & KLUSSMANN D. 1974; WALLISER O. H. 1957, 1964.

### 1.1.5. Radiometrische Alterswerte

Wenn man versucht, die bisher im „Altkristallin“ der Ostalpen, dem Penninikum und der Böhmisches Masse ausgeführten radiometrischen Altersbestimmungen auf der paläozoischen chronostratigraphischen Skala darzustellen, so zeigt sich das in Abb. 8 gezeichnete Verteilungsbild. Darin sind alle verfügbaren Werte eingetragen, die mit der Rb/Sr-Methode an Gesamtgesteinen granitoider Zusammensetzung und an Muskoviten, die durch ihre hohe Schließungstemperatur dem Bildungsalter des Gesteins am nächsten kommen, bestimmt wurden. Zur Berechnung der Daten wurde die Zerfallskonstante  $\lambda = 1.42 \times 10^{-11} \cdot a^{-1}$  verwendet.

Deutlich unterscheiden sich drei Häufungen

von Alterswerten: Das älteste Maximum liegt im *Altpaläozoikum*, ein weiteres im *Karbon*, das der intensiven magmatischen Tätigkeit während der variszischen Orogenese zuzuschreiben ist, und ein drittes, das an die *Perm/Trias-Grenze* fällt. 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.

Unterschiedliche Auffassungen bestehen auch 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

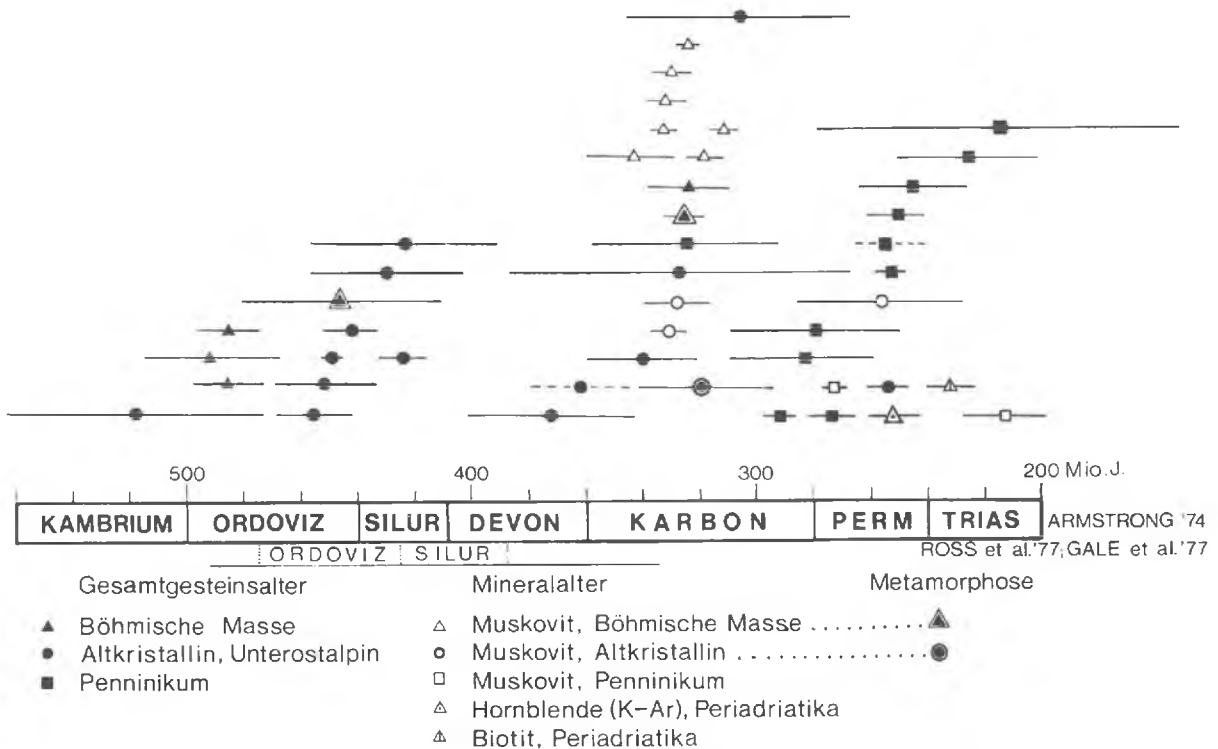


Abb. 8. Vor-variszische und variszische Alterswerte aus den Ostalpen und angrenzenden Gebieten (Rb/Sr Methode,  $\lambda = 1,42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ ; zusammengestellt von SUSANNA SCHARBERT)

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, ist aber nur spärlich belegt mit wenigen Daten aus der Gleinalpe (1) und dem Moldanubikum (8).

Die Häufung von Werten zwischen 440 und 410 Mio. J. könnten nach der bisherigen Auffassung ebenfalls Intrusionsalter darstellen, nach Überlegungen der Autoren aber auch für ein metamorphes Ereignis sprechen. Dazu lassen sich folgende Befunde anführen, die diese Annahme wahrscheinlich machen: Alle bisher untersuchten Gneise dieser Gruppe haben gemeinsame Merkmale, nämlich:

1. Ihr Auftreten innerhalb des Nebengesteins ist lagig im Sinne von „acid sheets“, z. B. im Seckauer Kristallin oder in der Schobergruppe.

2. Untereinander bestehen petrographische Ähnlichkeiten (es handelt sich immer um helle, saure Flaser- und Augengneise, die oft Muskovit-führend sind).

3. Alle Gesteine weisen ein Rb/Sr-Verhältnis mit einer Häufung von 10–15 auf.

4. Sie haben ein hohes initiales Sr-Isotopenverhältnis (größer als .710).

5. Sie treten im Verband mit metamorphen Abkömmlingen von Peliten oder mit Amphiboliten und Eklogiten auf.

Die Deutung der Alter als Anzeiger einer Metamorphose ergibt sich auf Grund folgender Tatsachen und Gedanken:

1. Hohe initiale Sr-Verhältnisse sprechen häufig für eine Sr-Homogenisation, wie sie im Zuge einer Metamorphose von Ausgangsgesteinen mit ursprünglich niedrigerem Sr<sub>i</sub> stattfinden kann.

2. Nach unserer Meinung ist die Tatsache, daß die Augen- und Flasergneise zusammen mit benachbarten Paragneisen auf eine Isochrone zu liegen kommen (Ötztal, Schobergruppe), ein starkes Argument für eine Sr-Homogenisation.

3. Zirkondaten aus dem Augengneis des Ötztals, der ein Rb/Sr-Alter von 410 Mio. J. hat, lieferten ein Alter von 480 Mio. J., das die Bildung des prä-metamorphen Ausgangsgesteins angibt.

4. Eine Metamorphose um 430 Mio. J. wurde von A. ARNOLD & H. G. SCHARBERT (1973) in den Granuliten der Böhmisches Masse nachgewiesen; sie folgt auf die Bildung des vulkanischen Ausgangsmaterials von 469 Mio. J.

## Radiometrische Daten von Graniten und Gneisen in Österreich und angrenzenden Gebieten

Geologische Einheit	Autor (Kurz zit.)	$\lambda = 1,47 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$	$\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$	Sr initial	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
Gleinalpc, Altkristallin	W. FRANK, P. KLEIN, W. NOWY, S. SCHARBERT, <i>TMPM</i> <b>23</b> , 191–203, 1976.	500 ± 45	518 ± 46	.7044 ± 12	.03–3.5
Gföhler Gneis, Böhmisches Masse	A. ARNOLD, in Vorber.	474 ± 23	491 ± 24	.7119 ± 29	4.5–14
Bi-Sill-Cord Gneis, Pfahlzone, <i>Anatexis</i>	B. GRAUERT, G. HÄNNY, G. SOPTRAJANOVA, <i>Contr. Min. Petr.</i> <b>45</b> , 37–63, 1974.	471 ± 20	487 ± 20	.7096 ± 11	.76–6.9
Granulit, Böhmisches Masse	A. ARNOLD, H. G. SCHARBERT, <i>SMPM</i> <b>53/1</b> , 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-SOHNUS, <i>Geolog. Rdsch.</i> <b>65</b> , 483–511, 1976.	440 ± 13	455 ± 13	.7102 ± 8	3–30
Augengneis, Ötztal, Altkristallin	M. SATIR, <i>Geolog. Rdsch.</i> <b>65</b> , 394–410, 1976.	436 ± 17	451 ± 18	.7102 ± 14	2–125
Augengneis, Anterselva, Altkristallin	S. BORSI, A. DEL MORO, F. P. SASSI, G. ZIRPOLI, <i>Mem. Soc. Geol. It.</i> <b>12</b> , 549–571, 1973.	434 ± 4	449 ± 4	.7080 ± 34	1.5–103
Granulit, Böhmisches Masse, <i>Metamorphose</i>	A. ARNOLD, H. G. SCHARBERT, <i>SMPM</i> <b>53/1</b> , 61–78, 1973.	431 ± 35	446 ± 36	.720 ± 15	
Granitgneis, Silvretta, Altkristallin	B. GRAUERT, <i>Diss.</i> , 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
Augengneis, Ötztal, Altkristallin	W. HARRE, H. KREUZER, H. LENZ, P. MÜLLER, I. WENDT, K. SCHMIDT, <i>Geol. Jb.</i> <b>86</b> , 797–826, 1968.	410 ± 9	424 ± 9	.718	8–45
Villacher Granit, Altkristallin	E. JÄGER, zitiert in R. GÖD, <i>TMPM</i> <b>23</b> , 251–273, 1976.	409 ± 32	423 ± 33		
Granitgneis, Innerkremis, Altkristallin	C. J. HAWKESWORTH, <i>Contr. Min. Petr.</i> <b>54</b> , 225–244, 1976.	360 ± 28	372 ± 29	.738 ± 20	40–80
Steinkogelschiefer, Altkristallin, <i>Metamorphose</i>	M. SATIR & G. MORTEANI, <i>Geol. Rdsch.</i> <b>68/1</b> , 1979.		347 ± 30	.7150 ± 21	1.4–8.6
Silvretta, Altkristallin	B. GRAUERT, <i>Diss.</i> , 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, <i>Verh. Geol. B.-A.</i> , Jg. 1977, H. 2, 101–104.	314 ± 32	325 ± 33	.7058 ± 50	7.5–12
Gföhler Gneis, Böhmisches Masse, Mineralisochrone, <i>Metamorphose?</i>	A. ARNOLD, unpubl.	314 ± 7	325 ± 7	.7238 ± 12	
Anatekt. Gneis, Pfahlzone, Böhmisches Masse, <i>Anatexis</i>	B. GRAUERT, R. HÄNNY, G. SOPTRAJANOVA, <i>Contr. Min. Petr.</i> <b>45</b> , 37–63, 1974.	313 ± 15	324 ± 15	.727 ± 1	2–10
Muskovite der moldanubischen Granite	H. R. v. GAERTNER, W. HARRE, H. KREUZER, H. LENZ, P. MÜLLER, <i>Datierungsbericht 5/67</i> , Bundesanstalt f. Bodenforschung, 1967.	332 – 301	343 – 311		
Eisgarner Granit, Böhmisches Masse, Mineralisochrone	H. R. v. GAERTNER et al. 1967.	308 ± 3	318 ± 3		
Schwazer Augengneis, Altkristallin, <i>Metamorphose</i>	M. SATIR & G. MORTEANI, <i>Geol. Rdsch.</i> <b>68/1</b> , 1979.		322 ± 24	.7180 ± 24	1.5–9.8
Seckauer Kristallin, Altkristallin	S. SCHARBERT, unpubl.	296 ± 39	306 ± 40	.70791 ± 62	.8–1.7

\*) Muskovit



Geologische Einheit	Autor (Kurztitel)	$\lambda = 1,47 \cdot 10^{-11} \cdot a^{-1}$	$\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11} \cdot a^{-1}$	Sr initial	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
Venediger, Penninikum	C. BESANG, W. HARRE, F. KARL, H. KREUZER, H. LENZ, P. MÜLLER, I. WENDT, Geol. Jb. <b>86</b> , 835–844, 1968.	282 ± 6	292 ± 6	.7170 ± 15	3.1–35
Orthogneis, Penninikum	C. J. HAWKESWORTH, Contr. Min. Petr. <b>54</b> , 225–244, 1976.	264 ± 9	273 ± 9	.70577 ± 14	.4–6.4
Pegmatit, Penninikum	M. SATIR, SMPM, <b>54/1</b> , 213–228, 1974.	*) 264 ± 4	273 ± 4		
Aplitgranit, Penninikum	M. SATIR, St. HÖRNES, G. MORTEANI, Abstracts Tagung Geol. Vereinigung, Münster 1978.	270 ± 30	279 ± 31	.7093 ± 28	2–10
Porphyroblastengneis, Penninikum	M. SATIR, St. HÖRNES, G. MORTEANI, Abstracts Tagung Geol. Vereinigung, Münster 1978.	269 ± 30	278 ± 31	.7088 ± 13	.5– 7
Pegmatit, Altkristallin	E. JÄGER, K. METZ, SMPM <b>51</b> , 401–414, 1971.	*) 248 ± 29	256 ± 30		
Wolfsberger Granit, Altkristallin	W. MORAUFF ECOG IV, Amsterdam 1976.	246 ± 7	254 ± 7	.7055 ± 45	
Großvenediger, Penninikum	E. JÄGER, F. KARL, O. SCIMIDEGG, TMPM <b>13</b> , 251–272, 1969.	246	254	.7055 ± 45	
Eisenkappel, Periadriatikum	R. A. CLIFF, H. HOLZER, D. REX, Verh. Geol. B.-A., Jg. 1974, II. 3.	**) 244 ± 9	252 ± 9		
Leukogranit, Penninikum	R. A. CLIFF, Contr. Min. Petr. <b>32</b> , 274–288, 1971.	244 ± 6	252 ± 6	.7141 ± 33	16–89
Zentralgneis, Penninikum	R. St. J. LAMBERTI, Verh. Geol. B.-A., Jg. 1964, 16–27.	243 ± 11	251 ± 11	.7113 ± 25	.86–26.4
Zentralgneis, Penninikum	M. SATIR, SMPM <b>54/1</b> , 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
Reißbeck-Ankogel, Penninikum	R. A. CLIFF, R. J. NORRIS, E. A. OXBURGH, R. C. WRIGHT, Jb. Geol. B.-A. <b>114</b> , 121–272, 1971.	208 ± 62	215 ± 64	.7084	.75–7.7
Pegmatit, Penninikum	R. A. CLIFF, R. J. NORRIS, E. A. OXBURGH, R. C. WRIGHT, Jb. Geol. B.-A. <b>114</b> , 121–272, 1971.	*) 206 ± 15	213 ± 15		

\*) Muskovit =) Biotit \*\*) Hornblende K/Ar

5. Geht man von der Annahme aus, daß diese Werte ein metamorphes Ereignis anzeigen, läßt sich aus COMPSTON-JEFFREY-Diagrammen ableiten, daß für alle Gesteine eine Bildung zwischen 500 und 450 Mio. J. anzunehmen ist (vgl. auch M. SATIR, 1975).

6. Schließlich sei erwähnt, daß eine zeitgleiche magmatische Aktivität in fossilführenden altpaläozoischen Räumen ebenfalls festzustellen ist (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 folgende Erklärung finden: Unter der Voraussetzung, daß zumindest der größte Teil des Altkristallins aus altpaläozoischen Sedimentserien besteht, läßt sich der Schluß ziehen, daß die Edukte der Orthogneise zwischen 500 und 450 Mio. J. als vulkanische bis subvulkanische saure Gesteine entstanden sind. Im Verlaufe einer Metamorphose von Gesteinsserien mit viel Pelitanteil werden reichlich fluide Phasen freigesetzt, die eine Sr-Homogenisation in den betroffenen Gesteinen bewirken (vgl. u. a. Verjüngung des Monte Rosa Gneises, J. C. HUNZIKER, 1970). Dieses zwischen 440 und 410 Mio. J. „konsolidierte“ Kristallin widersteht im Großbereich der Isotopen-Equili-

brierung während späterer Metamorphosen, die nur von neukristallisierenden Mineralparagenesen und Strukturprägungen abgebildet werden.

**Literatur:** ARMSTRONG R. L. & MCDOWALL W. G. 1974; ARNOLD A. & SCHARBERT H. G. 1973; GALE N. H. et al. 1977; HUNZIKER J. C. 1970; ROSS R. J. et al. 1977; SATIR M. 1975; SCHMIDT K. 1976; VIDAL PH. et al. 1975; ZOCBEK V. 1976.