

## Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen und Palten-Liesingtal

(H.P.SCHÖNLAUB)

Im Raum zwischen Bruck a.d. Mur, Eisenerz und dem Palten-Liesingtal zeigt die Nördliche Grauwackenzone ihre breiteste Entwicklung (20 - 25km Breite) und den vollständigsten Schichtbestand (Abb.4). Die Vielfalt der hier angetroffenen Gesteine reicht von tonig-sandigen Sedimenten und Kalken über basische und saure Eruptiva bis zu angeblich "alkristallinen" Schollen. Während im Ordoviz und Silur vor allem klastische Sedimente vorherrschen, setzt besonders im Unterdevon eine mehrere 100m mächtige Karbonatentwicklung ein. Ihr wird ein Großteil der Kalke am Polster und am Erzberg zugerechnet, weiters der Zug von der Vorderberger Mauer über Eisenerzer Reichenstein, Hohe Lins zum Wildfeld, das Reiting-Massiv, die Rauchkoppe, der Zeiritzkampl und die Kalke des Hochspitz wie der Hohen Trett.

Neben der mechanischen Beanspruchung aller Gesteine, hervorgerufen durch die intensive alpidische Tektonik, wurden alle Gesteine der Grauwackenzone und der Südrand der Kalkalpen noch von der alpidischen Metamorphose 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 conodonten-stratigraphischer Untersuchungen, die in vielen Fällen auch in schwach metamorphen Komplexen noch zu verlässlichen Daten führten.

### Stratigraphische Gliederung der Norischen Decke (Abb.4)

Ordovizium: 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 (FLAJS & SCHÖNLAUB 1976). Darunter ist eine klastische Abfolge entwickelt, die an den Südhängen des Polster 300m nicht überschreitet im Südbereich der Grauwackenzone (z.B. Lange Teichen nördlich Kalwang) aber an die 1000m mächtig werden kann (vgl. Abb.18). Sie besteht aus Serizitschiefern, sandigen Schiefern, Quarziten



Die nach unten zu progressiv metamorphe Abfolge mit Biotit- und Granatsprossung grenzt tektonisch an die sichtlich geringer metamorphen Schiefer und Kalke der Veitscher Decke.

In der Umgebung von Eisenerz sind der oben genannten basalen Schichtfolge wenige Meter unter dem Porphyroid bis 30m 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.

Die Porphyroide im Mittelabschnitt der Grauwackenzone gleichen nach Lithologie, Chemismus und nach den Mächtigkeitsverhältnissen den Vorkommen im Tiroler und Salzburger Raum. So zeigt sich etwa am Südrand der Grauwackenzone auf wenige km ein primäres Ausdünnen der noch am Blasseneck über 500m mächtigen Porphyroide in östlicher Richtung. Zugleich nimmt nördlich des Liesingtales der Sedimentanteil erheblich zu und es stellen sich örtlich Porphyroidtuffite ein, bis schließlich Vulkanite gänzlich fehlen und offenbar durch helle Quarzite vertreten werden (z.B. Reitingau, Magdwiesengraben). Im Gegensatz zum Tiroler Raum herrschen in der Umgebung von Eisenerz massige Porphyroide vor. Nur von wenigen Stellen (z.B. Ratschengraben, Finstergraben und besonders verbreitet um den Gipfel des Leobner) fanden sich bisher Hinweise, die für Ignimbrite sprechen.

Die Polsterquarzite als Auflage des Porphyroids sind nur lokal ausgebildet. Sie werden bis 60m mächtig, sind meist hell und sehr kompakt. In stark verwitterten Zonen führen sie gelegentlich Abdrücke von Bryozoen, Brachiopoden und Echinodermaten, die aber aufgrund der schlechten Erhaltung keine Bestimmung zulassen. 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 Ordoviziums schließen die bis 17m mächtigen, ebenfalls

nur lokal verbreiteten Cystoideenkalke diese Entwicklung ab (z.B. Polster, Rotschütt).

Silur: Das Silur ist im Mittelabschnitt der Nördlichen 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 basischen 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. Dennoch herrscht im Schichtverband über den Grenzbereich hinweg überall Konkordanz.

Die Basis des Silurs ist bisher erst am Polster und am östlich anschließenden Kamm der Rotschütt bekannt geworden. Es handelt sich am Polster um 0,6m mächtige Kalksandsteine, die über den erwähnten Cystoideenkalken folgen und hangend von Llandovery-Kalken bzw. auf der Rotschütt von obersilurischen Kalken überlagert werden (vgl. Abb. 16). Für das mittlere Silur (Wenlock bis Mittel-/Ober-Ludlow) ist in den Eisenerzer Alpen in auffallender Übereinstimmung mit dem Kitzbühler Raum eine von Kieselschiefern dominierte Fazies kennzeichnend. Sie wird in der Umgebung von Eisenerz über 100m mächtig und besteht hier aus einer Wechselfolge von schwarzen Alaunschiefern, Kieselschiefern und dünnplattigen dunklen Kalken, die nach der ploeckensis-Zone, d.h. im Oberludlow von einer reinen Kalkentwicklung verdrängt werden, die auch im Devon fort dauert.

Von den früher in diesem Abschnitt der Grauwackenzone häufig genannten Graptolithenvorkommen ist nur der Sauerbrunngraben bei Eisenerz als solcher anzuerkennen (JAEGER 1977). Die nicht näher bestimmbaren Monograpten weisen in Übereinstimmung mit Conodonten in zwischengeschalteten Kalkbänken auf Silur (Grenze Llandovery/Wenlock). Ordovizische Graptolithen konnten hier ebensowenig bestätigt werden wie angebliche Funde im nahegelegenen Weiritzgraben, am Salberg bei Liezen oder nördlich von Gaishorn.

In den südlichen Eisenerzer Alpen sind die Silurablagerungen viel bunter als im Norden. Hier finden sich im Llandovery schwarze, mitunter phyllitische Schiefer, die an der Wende zum Wenlock ebenfalls dunkle Kalkbänke einschalten. Darüber folgen im Wechsel mit Schwarzschiefern bis 300 m mächtige basische Vulkanite (nach HIESSLEITNER: Diabasschiefer, Chlorit-schiefer, Amphibol-Plagioklasgesteine), Flaserkalke, Tonschiefer, Eisenkalke, plattige Kalke, Orthocerenkalke und "löchrige" Kalke des Obersilurs (vgl. Abb. 18, 19). Die genannte Entwicklung baut die Nordhänge des Finstergrabens auf und zieht nach Osten in den Talschluß des Lange Teichengrabens; hier spaltet sie sich in zwei Zonen, von denen die eine in den Gößgraben, die andere nach Südosten in die Reitingau streicht. Im Reitingmassiv unterlagert die gleiche Folge muldenförmig die unterdevonischen Kalke.

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 Grenze Silur/Devon in diesem Segment der Grauwackenzone noch nirgends befriedigend erfaßt. Dies hat seinen Grund in den schlecht erhaltenen und wenig charakteristischen Conodonten im vermuteten Grenzbereich, die vorläufig keine exakten biostratigraphischen Aussagen erlauben.

Devon: Das auffallendste Merkmal des Devons ist im Vergleich zu anderen ostalpinen Paläozoikums-Vorkommen die Einheitlichkeit der Karbonatfazies. Dabei muß allerdings einschränkend bemerkt werden, daß zum gegenwärtigen Zeitpunkt des Devon der Eisenerzer Alpen erst in wenigen Profilen untersucht ist und eine Abgrenzung und Typisierung von Unter-, Mittel- und Oberdevon 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 Flaserkalcken und in ihren hangenden Anteilen durch das Auftreten von grob gebankten hellen und rosa geflammten Kalcken charakterisiert. Die Flaserkalke können je nach Tongehalt als Kalkknollenschiefer entwickelt sein; sie führen wie die kompakteren Typen häufig Tentakuliten (z.B. am Erzberg).

Mitunter schalten sich in diese bunte Kalkfolge organodetritische Horizonte mit Mächtigkeiten bis 40 m ein. Es handelt sich um graue, grob gebankte Stromatoporen-Crinoidenkalke (z.B. Polster, Abb. 16) des flachen Wassers, die durch Schuttströme in den Sedimentationsraum der Tentakulitenkalke gelangten.

Als stratigraphische Fixpunkte im Unterdevon gelten Funde der I.postwoschmidtii- und der Ancyrodelloides Fauna in den "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 werden auch als "Sauberger Kalke" bezeichnet. In ihnen fand sich früher eine bezeichnende Fauna des jüngeren Unterdevons mit Favositiden, Brachiopoden, Cephalopoden und Trilobiten (Scutelliden). Neuerdings bestätigen Conodontenfunde die Einstufung dieser Kalke in das jüngere Unterdevon (oberes Pragium - Zlichovium).

Das Mitteldevon konnte aufgrund des mäßigen Erhaltungszustandes und der Individuenarmut der Faunen bisher conodontenstratigraphisch nicht sicher belegt werden. Diesem Zeitabschnitt werden daher - nach ihrer Position zwischen conodontenführenden Unterdevon und Oberdevon - graue, splittrige 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 Riffkalke gedeutet (z.B. am Linseck, Rauchkoppe, Stadelstein, Schwarzenstein, Hochstein, Gösseck-Gipfel, Polster, Vorderberger Mauer) und als Beweis Korallen wie Heliolites, Syringopora oder Stromatoporen angeführt. Soweit diese Angaben bisher conodontenstratigraphisch überprüfbar waren, handelt es sich immer um unterdevonische Kalke, die somit in den Eisenerz-Alpen wohl den Hauptanteil der Karbonatsedimente repräsentieren dürften. Diese Feststellung kann aber jüngere, bisher nicht datierte oder noch nicht gefundene organodetritische Bildungen keinesfalls ausschließen.

Hellgraue bis weißliche und rötliche, undeutlich bis gut gebankte Kalke lieferten in der Umgebung von Eisenerz Conodonten des

Oberdevons. Indirekt belegt ist dieser Zeitabschnitt außerdem durch conodontenführende Kalkgerölle in der unterkarbonen Kalkbreccie am Erzberg und an den Südhängen der Ramsau. Auch hier können aber aufgrund des schlechten Erhaltungszustandes keine genauen Angaben über den zeitlichen Umfang und daher auch keine Aussagen über Mächtigkeiten gemacht werden (10 - 40 m ?).

Karbon: Mit scharfer Grenze folgt am Erzberg über devonischen hellen Flaserkalken lokal eine bis 2 m mächtige Kalkbreccie bzw. der "Zwischenschiefer". Die Breccie besteht vorwiegend aus einer grauen Crinoidenschuttmatrix, in der bis dm-große helle und dunkle Lithoklaste in meist dichter Form eingestreut sind, die Visé- und Devon-Conodonten führen. Eine Abtrennung dieses Horizontes war bisher mangels biostratigraphischer Daten nicht möglich. Dazu kommt, daß dieses Gestein durch die beträchtliche Metamorphose fast vollständig an die umliegenden Flaserkalke angeglichen wurde. Die Kontakte zur Umgebung ließen sich daher nur durch Detailuntersuchungen klären: Die Grenzfläche ist 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.

Nach der Komponentenanalyse sind in der Breccie Unterdevon-, Oberdevon- und Visé-Kalke aufgearbeitet. Aufgrund der schlechten Erhaltung der gesamten Fauna ist es zur Zeit noch nicht möglich, den stratigraphischen Umfang der Conodonten-Mischfauna exakt anzugeben.

In den Eisenerzer Alpen ist ein 200 - 300 m mächtiger Schiefer-Sandstein-Horizont mit zwischengeschalteten dunklen Lyditen das jüngste Schichtglied des Variszikums. Bisher erst am Steirischen Erzberg und in der Ramsau stratigraphisch untersucht, leitet sich das hauptsächlich unterkarbonische Alter der hier als "Eisenerzer Schichten" benannten Klästika aus der hangenden Position und sedimentären Übergängen mit der erwähnten Kalkbreccie bzw. den älteren Devonkalken ab, ebenso aber auch durch eingelagerte Kalklinsen mit Karbon-Conodonten. Diese Schichten wurden früher entweder als sedimentäre Einschaltung innerhalb der Kalk-

folge oder als tektonische Schichtwiederholung der Porphyroid-Unterlage gedeutet, da sie mit einzelnen dünnen "Porphyroid"-Linsen und grünen Tuffen (?) im Verband stehen.

Die neuen stratigraphischen Befunde aus der Norischen Decke ergänzen das Bild des variazischen Orogengeschehens in den Ostalpen, das im älteren Karbon wie folgt charakterisiert werden kann:

Im Karbon tritt im Evolutionsablauf des ostalpinen Krustensegments eine entscheidende Wende ein. Als orogenes Vorstadium kommt es in den randlichen Schelfarealen (Karnische Alpen, Karawanken, Graz, Nördliche Grauwackenzone) zu immer häufigeren Instabilitäten und Unstetigkeiten; sie bewirken örtliche Heraushebungen mit lokalem längerzeitigen Trockenfallen, Deformationen, Aufreißen von Spalten und Umlagerungen, während in benachbarten Räumen die Sedimentation zur gleichen Zeit offenbar ungestört bis ins jüngste Unterkarbon fort-dauert. Die neuen Daten berechtigen heute zur Annahme, daß der Umbau des Sedimentationsraumes und damit der Beginn hauptsächlich klastischer Ablagerungen bereits im mittleren Visé und nicht, wie früher oft vermutet, nach dem Visé erfolgt ist.

Der Prozeß des Umbaus kommt einem orogenen Akt nahe. Er verlief im sedimentären Bereich strukturprägend und bewirkte darüberhinaus eine tiefgreifende Aufarbeitung des älteren Untergrundes. Winkel-diskordanzen (Karawanken, Karnische Alpen), Karstreliefs, Spaltenbildung, Breccien- und Kalkgeröllhorizonte bezeugen dieses Ereignis, das zur Bildung lokaler Hochzonen, vermutlich im Zuge eines embryonalen Faltungsaktes geführt haben muß. Im Unterkarbon IIIB, sicher aber vor den tranagressiv auflagernden Kalken der Paragnathodus nodosus-Zone ist dieser erste Akt abgeschlossen. Im Anschluß, d.h. entweder noch im jüngsten Visé oder an der Wende zum Namur setzte infolge der Reliefumkehr zwischen dem Hinterland im N und den südlich gelegenen Sedimentationströgen (Grauwackenzone, Karnische Alpen + Karawanken, Graz) die Schüttung klastischen Materials ein. Ähnlich den Verhältnissen im Rheinischen Schiefergebirge und Harz, muß auch in der südlichen variazischen Geosynklinale mit einer diachronen Untergrenze gerechnet werden, auch wenn bisher jeder Hinweis dafür zu fehlen scheint (ein Punkt des Projektes "Südvariszischer Flysch" ist dieser Frage gewidmet).

### Das Postvariszikum

Die permischen Präbichlschichten bilden am Südrand der östlichen Kalkalpen mit stark schwankenden Mächtigkeiten die tranagressive Auflage auf dem Altpaläozoikum der Grauwackenzone. Über einer basalen Kalkbreccie 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.



## 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 folgen oft mächtige Kalkzüge, wie z.B. die Triebensteinkalke. Örtlich sind diese horizontweise zu Dolomit und Magnesit umgewandelt. In diesen Schichten konnte an verschiedenen Fundpunkten (Veitsch, Oberdorf, Hohentauern, Häuselberg b. Leoben, Teichengraben) durch Trilobiten, Korallen und Brachiopoden Unter- bis Obervisé nachgewiesen werden.

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 Kalcken. Nach vereinzelt 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, doch reicht die viel zu geringe Zahl von Fundpunkten und Fossilien nicht aus, um die Grenze zum Unterkarbon genauer angeben zu können. Die starke Schuppenbildung in den Karbonprofilen (z.B. sind die Graphitflöze in der Sunk von starker Schuppung betroffen), die herrschende starke Metamorphose (Graphit !), die oft keine genaue Altersbestimmung von Fossilien 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 Grünschiefern mit Marmoren, geröllführenden Quarziten, verschiedenen Phylliten und angeblichen Schollen altkristalliner Gesteine gebildet (= "Fötteleck-Schuppen"). Nach den in den Teichentälern als progressiv metamorph erkannten Gesteinen der Porphyroid-Unterlage erscheint es nicht ausgeschlossen, daß im Gebiet des Walder

Schobers höher metamorphe, vor-oberordovizische bis kambrische (?) Gesteine der Nördlichen Grauwackenzone die intensiv verschuppte Basis des Karbons bilden könnten (vgl. METZ 1940, 1965).

### T e k t o n i k

Die lange Zeit umstrittene Frage nach dem Alter der Großtektonik und dem Verformungsstil dieses Abschnitts der Nördlichen Grauwackenzone ist durch die großen 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 einer relativen Autochthonie 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 Flietzenschlucht und im Sulzbach zum Vorschein kommen. Darüberhinaus ist im Paltental das Karbon selbst in große isolierte Schollen zerlegt. Diese Schuppung könnte ihre Ursache in einem differenzierten Nordschub der südlichen Kristallmassen 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. 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 auch 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 variazischen Tektonik ist die klassische Winkeldiskordanz zwischen dem Altpaläozoikum und den permischen Präbichlschichten, die am Polster, auf der Rotschütt, im Rötzgraben und westlich Eisenerz hervorragend auf-

geschlossen ist. Dabei stellt sich die Frage, ob diese Punkte für den Beweis einer intensiven variazischen Tektonik im Gesamt-  
raum der Steirischen Grauwackenzone ausreichend sind. Am Erzberg konnte nämlich durch Gefügeuntersuchungen gezeigt werden, daß anscheinend nur ein alpidischer Bauplan vorliegt bzw. vortriadisch Strukturen nicht nachzuweisen sind. Demgegenüber unterschied HABERFELNER 1935 in den Eisenerzer Alpen insgesamt 4 tektonische Einheiten, die er einem prä-westfälischen Deckenbau zuordnete, der im Perm von der Aufschiebung des Altpaläozoikums auf das Unterkarbon gefolgt war. Alpidische Strukturen wären seiner Meinung nach als gering anzusehen und hätten sich nur in Brüchen geäußert.

Weist daher die variazische Diskordanz auf einzelne ältere Reliktstrukturen und hat die alpidische Hauptprägung alle älteren Strukturen vollständig ausgelöscht oder folgte sie den gleichen Bahnen ?

Die Annahme eines variazischen Deckenbaus mit alpidischer Bruchtektonik wird nach Erkennen der wichtigsten stratigraphischen Leitlinien heute voll unterstützt. Dabei zeigt sich in den Eisenerzer Alpen eine Reduzierung des ursprünglich angenommenen Deckenschemas auf meist zwei flach liegende Einheiten (= tiefere Wildfeld-Decke, höhere Reiting-Decke), die bedingt durch Kompetenzunterschiede zwischen Schieferen (Kieselschiefer), Porphyroid und der Oberludlow-Devon-Kalkplatte freilich lokal eine sehr komplizierte Interntektonik aufweisen können (z.B. Raum Donnersalpe Hoheneck, Erzberg, Kresenberg, Reiting-Unterlage 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 Baublöcke transgredieren und die gleiche Überschiebungstektonik wie am Nordrand der Grauwackenzone nach Süden fortsetzt, läßt den Schluß auf ein variszisches Alter dieses Deckenbaus zu, der während des Ferntransportes in diesem Segment der Grauwackenzone offenbar weitgehend erhalten bleibt. Daneben ist innerhalb des Altpaläozoikums, besonders aber im Grenzbereich der Grauwackenzone eine jüngere Bruch- und Schuppentektonik zu beobachten. Von ihr sind einerseits die Grenze zwischen Karbon und Altpaläozoikum betroffen die meist eine 10 - 50 m breite Gesteinszone darstellt, an der hochteilbewegliche Karbonschiefer in die höher metamorphen Basisgesteine der höheren Decke einspießen, andererseits das

Karbon als Ganzes, in dem Schuppung im Gegensatz zur Faltung das auffallendste tektonische Erscheinungsbild ist. 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 angeschopt sein kann.

Zum jüngsten tektonischen Akt gehören schließlich das Aufreißen von Spalten, Absetzungen und Kammbrüche, die vor allem im Reitingmassiv deutlich in Erscheinung treten.

#### Zur Frage der Herkunft der Nördlichen Grauwackenzone

(Ein Diskussionsbeitrag)

H.P.SCHÖNLAUB, G.FLAJS & S.SCHARBERT

Tektogenese ist bekanntlich ein Gesamtkrustenereignis, das im sedimentären Stockwerk in anderer Form beobachtet und dokumentiert wird als im Schieferstockwerk oder im kristallinen Sockel. In der Nördlichen Grauwackenzone zeigt die Zusammenfassung von Daten, die Aussagen zur geodynamischen Entwicklung ermöglichen (basische und saure Vulkanite, Geröllbildungen und -komponenten, Schichtlücken, Diskordanzen, Fazieswechsel; vgl. Abb.5), eine auffallende Übereinstimmung mit Sedimentationsabläufen und orogenen Vorgängen in anderen Räumen, wie z.B. den Karnischen Alpen, den Karawanken und mit gewisser Einschränkung auch Graz. In Abb.6 wurde versucht, Gemeinsamkeiten und Unterschiede in den paläozoischen Schichtfolgen der Karnischen Alpen und der Nördlichen Grauwackenzone darzustellen. Dabei läßt sich deutlich zeigen, daß beide Sedimentationsräume erst in nach-variszischer Zeit durch eine Eigenentwicklung gekennzeichnet sind. Diese Parallelität des Variszikums, die für paläogeographische Rekonstruktionen von großer Bedeutung ist, wird offensichtlich von magmatogenen Prozessen in der tieferen Kruste gesteuert, für die die bis jetzt vorhandenen radiometrischen Altersangaben eine gute Synchronität mit Oberflächen-Ereignissen bezeugen, wie z.B. an der Ordoviz/