

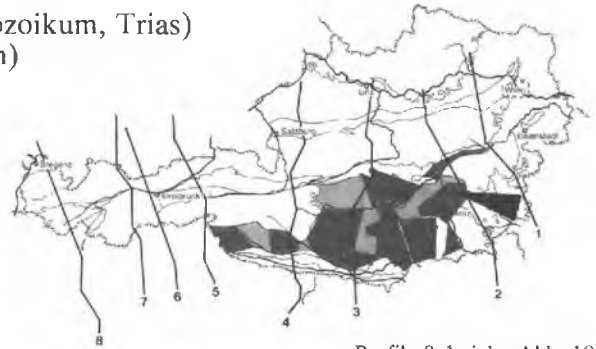
80 Mio. J. Es müssen also in der Gleinalpe während der altpaläozoischen Orogenese im Gegensatz zu den benachbarten Gebieten so hohe (Druck- und) Temperaturbedingungen geherrscht haben, daß Gesteine in Amphibolitfazies kristallisieren konnten.

Literatur: ANGEL F. 1923; BECKER L. P. 1977; BECKER L. P. & SCHUMACHER R. 1973; CLAR F. 1929; CZERMAK F. 1932; FLÜGEL H. W. 1975 a, b; FRANK W. et al. 1976; HERITSCH F. & CZERMAK F. 1923; HERITSCH F. & CZERMAK F. 1923; HERITSCH H. & TEICH TH. 1976; HOMANN O. 1956; SCHWINNER R. 1935; STINI J. 1917.

3.9.14. Das Bergland um Graz sowie Remschnigg und Sausal

Von HANS PETER SCHÖNLAUB (Kristallin, Paläozoikum, Trias) und RUDOLF OBERHAUSER (Gosau von Kainach)

Mit den Abbildungen 109 bis 112



Profile 8-1 siehe Abb. 19

Das Grazer Bergland bildet ein Mittelgebirge mit formenreicher Gliederung, die durch die Vielfalt an Gesteinen bedingt ist. Es wird durch das öfter steil-felsig eingeschnittene Murtal zerteilt. Die höchsten Berge (Schöckel, 1445 m; Hochlantsch, 1720 m) bestehen aus Kalk. Die Verkarstung der Kalke hat zur Bildung bekannter Höhlen geführt. Leichter ausräumbare Schichten bilden dazwischen sanftere Hügel oder Becken (Passail). Die Reliefenergie schuf Höhenunterschiede von durchschnittlich bis 700 m, im Hochlantschgebiet aber örtlich sogar bis 1300 m. Bergland und Ebene greifen buchtig ineinander.

Am Aufbau der Umgebung von Graz beteiligen sich:

Radegunder Kristallin

Grazer Paläozoikum (paläozoische Sedimente und Vulkanite) und die

Gosau von Kainach (Ablagerungen der Kreide).

Im Südwesten treten als Aufbrüche im Neogen des Steirischen Beckens die Paläozoikums-Vorkommen im *Remschnigg* und *Sausal* hinzu.

3.9.14.1. Das Radegunder Kristallin

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 Grenzkalkzone (A. KUNTSCHNIG, 1927; E. CLAR, 1933) tektonisch von der Schöckeldecke des Grazer Paläozoikums überlagert. Die Grenzkalkzone könnte der Raasbergserie entsprechen.

Das Radegunder Kristallin läßt sich grob in einen tieferen Gneis- und einen höheren Glimmerschieferkomplex gliedern. Bei ersterem handelt es sich um postkristallin deformierte, helle Schiefergneise mit örtlich quarz- und granatreichen Lagen. Lokal tritt Diaphthorose auf. In die Schiefergneise sind Biotitquarzite, verschieden-körnige Silikatmarmore und Zoisit- bzw. Plagioklasamphibolite eingeschaltet.

Der höhere, ebenfalls 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 Gesteinskörper ein (Plagioklasamphibolite, Granatamphibolite, Hornblende-Diopsidfelse, Hornblende-Plagioklas-Schiefer etc., vgl. E. NEUWIRTH, 1951; J. HANSELMAYER, 1965).

Im tieferen Gneiskomplex, aber auch im Glimmerschieferkomplex treten zahlreiche Pegmatitstöcke und -linsen auf. Die hellen, grobkörnigen, im tieferen Stockwerk mineralreichen

Gesteine reichen als Quarzgänge mit z. T. großen Muskowitkristallen örtlich bis in die paläozoischen Grünschiefer der Passailer Mulde und können mit diesen Epidot-Biotit-Kontakte bilden (O. HOMANN, 1959).

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

Literatur: ANGEL F. et al. 1939; CLAR E. 1935; FLÜGEL H. W. 1961, 1975 a; HANSELMAYER J. 1965; HOMANN O. 1959; KUNTSCHNIG A. 1927; NEUWIRTH E. 1951; ROBITSCH J. 1949.

3.9.14.2. Das Grazer Paläozoikum

Das Grazer Paläozoikum reicht von Köflach im Westen über Mixnitz im Norden bis nahe Anger im Osten und Graz im Süden. Es nimmt somit obertags eine Fläche von annähernd 50 × 25 km ein. Weite Teile liegen außerdem unter der neogenen Bedeckung des Steirischen Beckens. So steht es, wie Bohrungen (Pirka, Schönberg südwestlich Wildon) und kleine 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 (Kirchfidisch, Eisenberg, *Hannersdorf*). 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, 1975; K. KOLLMANN, 1965; F. EBNER, 1978: mit Details 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. SUFESS (1868) und G. STACHE (1884), auf K. 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. HEBITSCH (1915/1917), der zugleich das Grazer

Paläozoikum zusammenfassend darstellte. Dieses Schema ist aber heute durch Faunenrevisionen und neue tektonische Untersuchungen weitgehend überholt.

Die Vorstellung vom Deckenbau im Grazer Paläozoikum basiert auf R. SCHWINNER (1925). Sie wurde in der Folge durch Arbeiten von E. CLAR (1935), H. BOIGK (1951) und H. W. FLÜGEL (1958) stark ausgebaut (vgl. Abb. 111). A. TOLLMANN (1959) gliederte schließlich das Grazer Paläozoikum als alpidisch transportierte Fernschubmasse dem oberostalpinen Deckensystem an, das am Rücken des Mittelostalpins eine S-N-Verfrachtung von 140–165 km ausgeführt haben soll. Als Argumente für die tektonische Platznahme dienen u. a. die an der Basis des Paläozoikums als „*Raasbergfolge*“ bekannten Reste von fossilieerem, fraglichem, zentralalpinem Permomesozoikum bei Voitsberg, Radegund und Weiz.

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 (1972) 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, 1977b).

3.9.14.2.1. Die Rannachfazies

(non Rannachserie: diese vgl. S. 370)

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 (Fleckengrünschiefer, Tuffite, Metadiabase) Abschnitt (= Untere Schichten von Kher) 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 Stiwill in gelblichen Sandsteinen gefundene Brachiopoden-, Korallen- und Trilo-

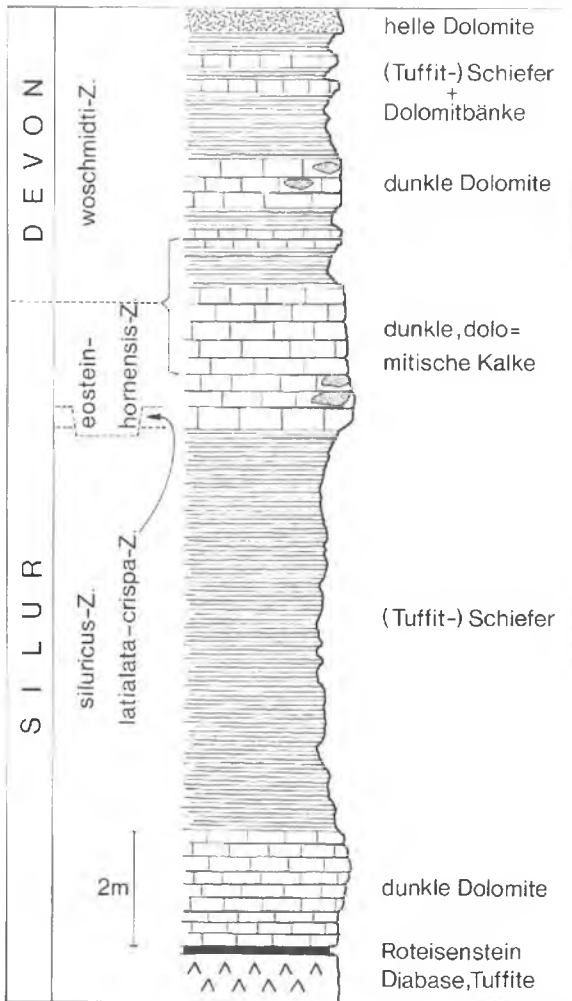


Abb. 109. Das Obersilur-Unterdevonprofil bei Eggenfeld (nach F. EBNER, 1976 b, umgezeichnet)

bitenfauna. Nach der Revision des Fossilmaterials hat diese Fauna – entgegen der früheren Einstufung in das Caradoc – ein Lochkov-Alter.

Noch ältere Karbonate treten bei Eggenfeld nordwestlich Graz im Hangenden von Diabasen auf (F. EBNER, 1976b). Es sind Dolomite mit tuffitischen Einschaltungen, für die nach Conodonten Ober-Ludlow, Pridoli und älteres Lochkov (*siluricus*- bis *woschmidti*-Zone) gesichert sind (vgl. Abb. 109).

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 Dolomitsandsteinfohle beginnt mit Sandsteinen und

Dolomitsandsteinen mit Tufflagen. Es folgen helle und graublau Dolomite, die vermutlich an der Basis des Mitteldevons in schwarze Amphiporendolomite (mit *Amphipora ramosa desquamata* LECOMPTE) übergehen. Nach A. FENNINGER & H. L. HOLZER (1978) zeigt dieses Schichtglied Merkmale Sabkha-ähnlicher Ablagerungen im Gezeitenbereich. Das Schwermineralspektrum in den Sandsteinen deutet auf ein Liefergebiet, in dem Metamorphite gegenüber Magmatiten zurücktraten.

Die *Dolomitsandsteinfohle* wird von den 150–450 m mächtigen, fossilreichen (Korallen, Stromatoporen, Brachiopoden) *Barrandeikalke* 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 Bildungen 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. Meist enden die Profile aber im Oberdevon III.

Über verschiedenen alten Kalken des Mittel- und Oberdevons folgen diskontinuierlich die unterkarbonischen *Sanzenkogelschichten* mit Mächtigkeiten von wenigen Metern bis 25 Meter. Nach L. NÖSSING (1975) und F. EBNER (1976a) hält die Flaserkalkentwicklung während des gesamten Unterkarbons an. 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 Schiefen der *Dultschichten* überlagert. Nach F. EBNER (1976a) gehören die Kalke ins Namur B bzw. jüngste Namur bis älteres 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 Erosionsflächen greifen lokal in die oberen *Sanzenkogelschichten* ein, in einem Fall sogar bis in die *Steinbergkalke*.

In den schwarzen bis grauen Schiefen der *Dult* kommt es zum seltenen Auftreten von Ca-

		Leitende Conodonten	Lithologie, Schichtlücken, Erosionsniveaus			
Karbon	Siles	Idiognathoides, corrugata, sinuata, sulcata.		Folge der Dult		
		Declinogn. nodulif. Idiogn. corr. sulcata.				
		Gnathodus nodosus				
	Dinant	3	Gnathodus bilineatus bil.		Sanzenkogelsch.	
		2	Scaliogn. anchoralis			
		1	Siph. sulcata			
	Devon	Famenne	6	Protognathodus Fauna	Steinbergkalk	
			3	Scaphignatus velifer		
		Dinant	1			
			2			

Abb. 110. Oberdevon und Karbon in der Rannachfazies des Grazer Paläozoikums (nach F. ERNER, 1976a, ergänzt)

lamitenresten. Genauere Altersangaben sind daraus jedoch nicht abzuleiten.

3.9.14.2.2. Die Hochlantschfazies

Nach H. W. FLÜGEL (1972) schließt die Hochlantschfazies im Norden an die Rannachfazies an. Beide Entwicklungen sind durch laterale Übergänge miteinander verbunden (z. B. Dolomitsandsteinfolge 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 (1972, 1975) die *Passailer Phyllite*. Sie werden als Äquivalente der Schichten von Kher aufgefaßt und sind wie diese stark vulkanogen beeinflusst. Darüber hinaus kommt es zu Einschaltungen von Schwarzschiefern (Haufenreith und Umgebung), geringmächtigen Marmorcn und Quarziten (*Hundsbergquarzit* südlich Passail). Das Fehlen von Fossilien dürfte auf die epizonale Metamorphose dieses Komplexes zurückzuführen sein.

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

chen sie wenigstens teilweise den Barrandeikalcken. Im höheren Teil der Kalkschiefergruppe (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 Barrandeikalcken gleichgesetzt. Darüber folgen die 300–400 m mächtigen *Calceolaschichten*. Sie bestehen im unteren Teil aus dunklen fossilereeren 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 *Quadrigenimalkalke* 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 nach oben mit den *Hochlantschkalken*. Es sind über 300 m mächtige, massige bis undeutlich gebankte Kalke, aus denen nur wenige Korallen bekannt sind. Aus diesem Grunde ist unklar, ob die obersten Partien vielleicht bis ins Oberdevon reichen. Jüngere Schichten sind in der Hochlantschfazies nicht bekannt.

3.9.14.2.3. Die Tonschieferfazies

Nach H. W. FLÜGEL (1972) ist diese Entwicklung am Nordostrand des Grazer Paläozoikums (Weizer Bergland und Umgebung von Heilbrunn), im Schöckelgebiet sowie bei Peggau beiderseits des Murtales verbreitet. Zuerst 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, 1972, 1975).

Die basale Schieferfolge geht nach oben allmählich in die etwa 600–800 m mächtige *Hochschlag-Folge* über. Sie besteht aus dunklen Plattenkalcken 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, 1972, 1975) sind in dieser Fazies die fossilereeren *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 vermutet.

Aus deckentektonischen Überlegungen gliederte A. TOLLMANN (1977b) die Schöckelkalke

aus der Tonschieferfazies aus; sie bilden demnach 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* (cinige 100 m mächtige Sandsteine, Grauwacken und Schiefer) und die Magnesite der Breitenau (Karbon?) mit den damit verknüpften Kieselchiefern wurden im Raum Frohnleiten – Breitenau zur Dornerkogel-Gruppe vereinigt. Ihr stratigraphischer Gesamtumfang und ihre Beziehung zu den oben genannten Entwicklungen sind noch weitgehend ungeklärt.

3.9.14.2.4. Tektonik

Wie erwähnt, liegt das Grazer Paläozoikum als fernverfrachtete Schubmasse seinem Untergrund tektonisch auf (H. W. FLÜGEL & V. MAURIN, 1957; H. W. FLÜGEL, 1960, 1975; A. TOLLMANN, 1963; L. P. BECKER, 1975 u. a.). Dabei liegen zwischen den verschiedenen Kristallinvorkommen (Stub- und Gleinalpe, Radegund, Anger) und dem Grazer Paläozoikum in den Kontaktflächen örtlich reliktartige Sedimentabfolgen der Raasbergfolge (siehe S. 407) oder ihrer Äquivalente. Der Internbau des Paläozoikums zeigt einen intensiven Schuppen- und Deckenbau (E. CLAR, 1935; H. BOIGK, 1951; H. W. FLÜGEL, 1958, 1975). Danach wird im Norden und Nordosten eine Schuppenzone in der Fazies der Grauwackenzone (= Dornerkogel-Gruppe) unterschieden, an die nach Süden die höheren Einheiten in Form von Faziesdecken anschließen. 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 Schiefer“ (= Passailer Phyllite) eingenommen. Dazu kommen noch weitere Schieferzüge, nämlich die Heilbrunner Phyllite, die die Kalkschiefer der tieferen Faltendecke unterlagern, und die „Oberen Schiefer“ am Rücken der Schöckeldecke. Über den beiden liegenden Falten und der nördlichen Schuppenzone liegt als oberste Einheit die normal gelaagerte, häufig aber zerscherte Rannachdecke (siehe Abb. 111). Dieses Baubild wird diskordant und transgressiv im Südwesten von der Gosau von Kainach überlagert. Das Alter der Haupttektonik im Grazer Paläozoikum ist demnach vorgosauisch. In nachgosauischer Zeit sind nach H. W. FLÜGEL (1952)

meridional streichende Strukturen entstanden, wie der Muldenbau des Plabutsch-Buchkogel-Zuges, die Synklinale des Parmasegg Kogels oder das „Heilbrunner Streichen“ (E. CLAR, 1935). Bedeutende Brüche sind die Leberstörung am Ostrand der Rannachdecke gegen das Schöckelmassiv sowie SW-NE und NW-SE gerichtete Störungen im Tyraubachtal und Stübmingtal.

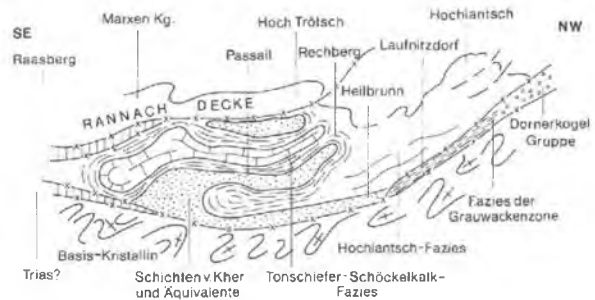


Abb. 111. Der Bau des Grazer Paläozoikums nach der Vorstellung von H. W. FLÜGEL (1958)

Literatur: BECKER L. P. 1975; BOIGK H. 1951; CLAR E. 1935; EBNER F. 1976 a, b, 1978; FENNINGER A. & HOLZER H. L. 1978; FLÜGEL E. 1957; FLÜGEL H. W. 1958, 1960, 1961, 1963, 1972 b, 1975 a, b; FLÜGEL, H. W. & MAURIN V. 1957; HFRITSCH F. 1915–1917; HOERNES R. 1880; KOLLMANN K. 1965; NOSSING L. 1975; PENECKE K. A. 1894; SCHWINNER R. 1925; STACHE G. 1884; SUSS E. 1868; TOLLMANN A. 1959, 1963 a, 1977 a, b; UNGER F. 1843.

3.9.14.3. Die Gosau von Kainach

VON RUDOLF OBERHAUSER

Mit der Aufbereitung des lokalen Untergrundes zu Brekzien, und nachfolgender Ablagerung von geroltem Material aus dem weiteren Umland in Konglomeraten, transgrediert vermutlich zur Zeit des Obersanton-Untercampan die westlich von Graz weitflächig erhaltene Gosau von Kainach ausschließlich auf mehr oder minder metamorphes, vorpermisches Grazer Paläozoikum. In den Transgressionsbildungen, welche am Nord-, Ost- und Westrand des Hauptbeckens abgeschlossen sind und auch in der ÖMV-Bohrung Afling U 1 dem Paläozoikum aufliegen (und zwar 116 m mächtig in 718 m Tiefe), sind Rotfärbungen verbreitet. Sie können durch Einschwemmung von Roterden erklärt werden, was für die Zeit des Coniac-Santon in der Nähe Festland vermuten läßt.

Das völlige Fehlen von Perm und älterem Mesozoikum im Liegenden der Transgressionsbildungen (welche allerdings solche Gerölle bein-

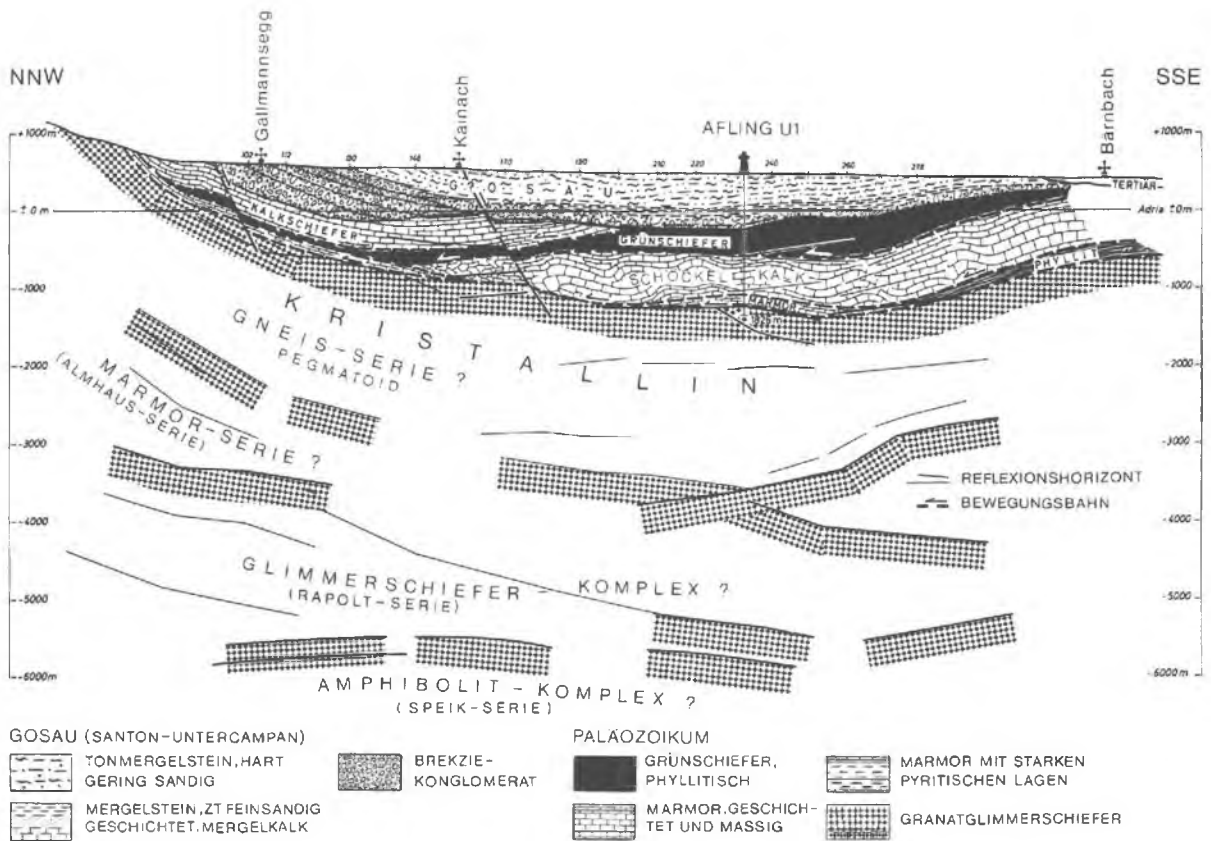


Abb. 112. Schnitt durch die Gosau von Kainach und ihren paläozoischen Untergrund aufgrund der Resultate der Bohrung Afling U 1 nach A. KRÖLL & R. HELLER (1978)

halten) braucht nicht ausschließlich durch Erosion erklärt zu werden, da auch ein gravitativ verursachtes Abgleiten möglich gewesen wäre. Daß in den *Transgressionsbildungen* Gerölle von Gleinalmkristallin etc. fehlen, verwundert heute nicht mehr, da die Geochronologie im Gleinalmstock vor 80 Mio. J. erst ein Absinken der Temperaturen unter 300° C nachweist, was zwar Erosion seiner Bedeckung, aber durchaus nicht schon Freilegung bedeutet; es braucht umso weniger zu verwundern, wenn man das Paläozoikum der Unterlage als altalpidisch herangebrachte Decke auffaßt.

Unter den Geröllen fanden sich u. a. conodontenführende paläozoische und triassische Kalke, Hauptdolomit, Hierlatzkalk, aber auch Fusulinenkalke des Perms, was eine Anlieferung aus dem dinarischen Raum oder aus Ungarn verlangt.

Im Verband der randlich aufgeschlossenen Basisbildungen finden sich wiederholt Kohleflöze und bis 100 m mächtige *Bitumenmergel* mit Molluskenresten, welche in der genannten Bohrung 202 m mächtig der Basisbrekzie aufliegen.

Vorkommen von beiden gibt es u. a. im Norden in der Nähe von Geisthal.

Mit einer nachfolgenden raschen Absenkung beginnt eine zunehmend feinklastisch werdende, turbiditische Sedimentation, welche vermutlich in sehr kurzer Zeit Mächtigkeiten um 1000 m geliefert haben dürfte und die, nach den Sohlmarken zu schließen, aus Osten und Nordosten erfolgte. Trotz Verfeinerung der Korngrößen und vor allem einer Reduzierung der konglomeratischen Lagen verändert sich die Geröllzusammensetzung dabei nicht, und das Schwermineralspektrum verbleibt mit Zirkon-Turmalin-Apatit konstant.

Der Fossilinhalt ist im Hauptvorkommen der Gosau von Kainach sehr dürftig; es fällt ein fast völliges Fehlen von Foraminiferen und Ostrakoden auf. Es fehlen das sandschalige Benthos der tiefen Flyschmeere, das kalkige Benthos des Flachwassers, Mikrofossilien, welche Aussüßung beweisen, und auch Foraminiferen-Umlagerungen aus erodierten älteren Kreideschichten. In der genannten Bohrung fanden sich in obersten Anteilen wenige schlecht erhaltene Globotrunc-

canen (A. KRÖLL et al., 1978): wahrscheinlich wurde ein bescheidenes Plankton-Angebot noch zusätzlich durch Kalklösung dezimiert. Im allgemeinen erfolgte hier die Sedimenteintringung so rasch, daß sich zudem auch kein Benthos halten konnte; des weiteren lagen in den Bereitstellungsräumen kaum ausschlämmbare Mikrofossilien für eine Umlagerung bereit. Unter den wiederholt gemeldeten (vermutlich eingeschwemmten) Großfossilien hat der Ammonit *Placentice-ras bidorsatum milleri* (HAUER) am Hemmerberg bei Bärnbach mit einem Massenvorkommen seine Typuslokalität und belegt Campan-Alter. In der Bohrung wurde diese den Bitumenmergeln aufliegende *flyschoide Folge* nur 397 m mächtig angetroffen.

Im Südosten transgrediert die limnische Koh-lenserie des Karpats von Köflach – Voitsberg über die Kreide, welche nochmals bei St. Bartholomä hochkommt und dabei über der *Haupt-beckenfolge* graue und gelbliche *Zementmergel* vorzeigt. Reiche Mikrofaunen mit *Globotruncana elevata* (BROTZEN) weisen die etwa 250 m mächtigen Verbände mit Einschaltungen von Hippuriten-Trümmerkalken ins höhere Campan (Unteres Obercampan?) und gestatten seine Parallelisierung mit der Gosau Kärntens. Als Schwermineral dominiert hier Granat, was entweder eine Änderung der Anlieferungsrichtung oder Veränderungen im Liefergebiet bedeuten könnte.

Während am Nordrand des Gosauvorkommens allgemein eine Steilstellung der Schichten auffällt, die durch Relativbewegungen zwischen einem (relativ zum absinkenden Becken) aufsteigenden nördlichen Hinterland erklärt wird, zeigen Ost- und Westrand mehrfach Verschuppungen der Kreide mit dem Paläozoikum. Dies harmonisiert mit einer besonders im Osten des Beckens deutlich N-S streichenden Faltung, welche nach Westen eher abklingt – auch ein Untergrundrelief scheint sich dabei deutlich durchzupausen.

Für das *Gamskonglomerat* nordwestlich von Frohnleiten an der Mur und östlich von Mixnitz wird ebenfalls eine Zugehörigkeit zur Gosau vermutet, zumal es in den tektonischen Bau des Grazer Paläozoikums einbezogen wurde und gleichartige Gerölle wie die Basisbildungen der Kainacher Gosau zeigt.

Literatur: BRINKMANN R. 1935 a, b; FLÜGEL H. W. 1975 a; KRÖLL A. & HELLER R. 1978; OBERHAUSER R. 1963, 1968, 1973 b; SCHMIDT W. 1909; WOLETZ G. 1967.

3.9.14.4. Remschnigg und Sausal

Als Remschnigg wird der nördliche Teil des Poßbruckmassivs bezeichnet, der etwa zur Hälfte

auf österreichischem Gebiet liegt und als stark kultivierter, bis 758 m aufragender Kamm im Gegensatz zum tieferen Tertiärhügelland im Norden steht.

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, Flecken-grünschiefer, Diabase und zuoberst mehrere bis 12 m mächtige Crinoiden- und Korallenkalke. Daraus gelangen F. EBNER (1975) und W. BUGGISCH et al. (1975) Conodontenfunde, die einmal den Grenzbereich Llandovery/Wenlock, zum anderen Obersilur belegen. Damit konnte zugleich auch das Ende des basischen Vulkanismus für dieses Gebiet im Untersilur bewiesen werden.

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

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

Die paläozoische Schichtfolge im Sausal westlich Leibnitz, der bis 670 m aus der Ebene aufsteigt, besteht aus einer Basisfolge mit Grünschiefern, Phylliten und Serizitschiefern (nach J. HANSELMAYER, 1961, handelt es sich um ehemalige Quarzporphyre und deren Tuffe), die von Schiefen mit Einschaltungen von Kalken überlagert wird (= Gleinstättenberg-Folge). Während die Liegendeschiefer eine intensive, mehrphasige Deformation zeigen, sind die hangenden Kalke nur stark verfaltet und rekristallisiert. Als bisher einziges Vorkommen lieferten die meist dunklen, plattigen bis grob gebankten Kalke des Burgstallkogels Conodonten. Sie entsprechen dem Zlichov Böhmens, d. h. dem höheren Unterems (W. BUGGISCH et al., 1975).

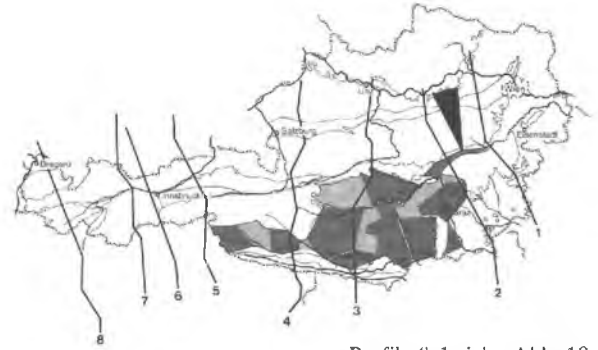
Nach der Revision der älteren Gliederung von F. HERITSCH (1933), die auf Korallenfunden basierte, zeigt sich zusammenfassend, daß das Altpaläozoikum des Remschnigg nur in seinem tieferen Anteil Beziehungen zum Grazer Paläozoikum aufweist. Viel deutlicher sind die Anklänge an den Mittelkärntner Raum, wo der basische Vulkanismus ebenfalls im jüngeren Ordoviz dominierte und in der Folge von feinklastischen Sedimenten abgelöst wurde, wobei temporär

Karbonatabsatz auf Crinoiden- und Korallenkalkschwellen stattfand (vgl. E. STREHL, 1962; E. CLAR et al., 1963; H. P. SCHÖNLAUB, 1971 a).

Literatur: BUGGISCH W. et al. 1975; CLAR E. et al. 1963; EBNER F. 1975; HERITSCH F. 1933; SCHÖNLAUB H. P. 1971 a; STREHL E. 1962.

3.9.15. Der Troiseck-Floning-Zug

Von JULIAN PISTOTNIK



Profile 8-1 siehe Abb. 19

Der dem Mürztal zwischen Mürzzuschlag und Kapfenberg im Nordwesten parallel verlaufende, stark bewaldete Höhenzug [Hocheck – Troiseck (1468 m) – Floning (1684 m) – Kletschach-Kogel] wird von kristallinen Gesteinen aufgebaut, die dem unterostalpinen Kristallin und (Semmering-)Mesozoikum des Mürztales tektonisch aufliegen. An seiner Nordwestflanke wird das Kristallin des Troiseck-Floning-Zuges von einem zugehörigen, permotriadischen Sedimentstreifen (Thörler Zug) begleitet, der seinerseits unter die Veitscher Decke der Grauwackenzone abtaucht. Im Südwesten wird dieser mittelostalpine Gesteinskomplex durch die E-W streichende Bruchstörung der Trofaiachlinie abgeschnitten und von seiner Fortsetzung im Mugel-Rennfeld-Zug (siehe Kap. 3.9.13.) getrennt. Im Nordosten keilt er bei Kapellen tektonisch zwischen dem Unterostalpin des Semmeringsystems und der oberostalpinen Grauwackenzone fast gänzlich aus und setzt sich in dieser Fuge als nur geringmächtige Lamelle mit einzelnen Gliedern der Permotrias (hier im West-Ost-Verlauf Tattermannschuppe genannt, A. TOLLMANN, 1964) bis an den Rand des Wiener Beckens bei Gloggnitz fort.

Das voralpidisch mesozonal geprägte Kristallin des Troiseck-Floning-Zuges setzt sich hauptsächlich aus biotitreichen Paragneisen bis Glimmerschiefern zusammen, in denen reichlich Amphibolitlinsen und -lagen meist geringer Mächtigkeit eingeschaltet sind. Für einige dieser Amphibolite ist die Herkunft aus basischen Magmatiten (Gabbros) auf Grund der basischen Feldspate und von Strukturrelikten anzunehmen (L. HAUSER, 1934; H. P. CORNELIUS, 1952). Ausgeprägt ist die pegmatitische Durchtränkung des Kristal-

linkomplexes, die älter als die postvariszische Sedimentauflage angenommen wird, da sie nicht in diese reicht (H. P. CORNELIUS, 1952). Orthogneiskörper geringer Ausdehnung, die als aplitische Einlagerungen gedeutet werden (E. SPENGLER & J. STINY, 1926), sind ohne Regelmäßigkeit der Anordnung überwiegend im südöstlichen, eher liegenden Anteil des Zuges vorhanden.

Diaphthoreseerscheinungen haben innerhalb des Kristallins an einer Vielzahl von internen Bewegungsflächen weite Verbreitung. Besonders deutlich ausgeprägt sind sie aber an den tektonischen Grenzonen gegen das überfahrene Unterostalpin und die überschobene Grauwackenzone, wodurch sie als alpidische Überprägung kenntlich werden.

Der Thörler Zug, der das Kristallin hangend an seiner Nordwestseite begleitet, stellt die permotriadische Hüllserie des Troiseck-Floning-Zuges dar. Frühere Zuordnung als Paläozoikum zur (hangend folgenden) Grauwackenzone sind überholt, seit neben dem Serienbestand auch Fossilfunde (anisische Crinoiden) die Zugehörigkeit zum zentralalpinen (mittelostalpinen) Mesozoikum bestätigen (E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN, 1967). Die (meist tektonisch reduzierte und verschuppte) epizonal metamorphe Abfolge umfaßt im Permoskyth Serizitschiefer, Quarzite und Metakonglomerate mit Porphyroiden (Alpiner Verrucano), Semmeringquarzit und die Wechselfolge des Alpiner Röt (dominierend serizitische Schiefer mit Quarzit- und Karbonatlagen). Im Anis folgen Rauwacken, Bänderkalke mit Dolomitschlieren und Hornsteinkalklagen sowie mit den bereits erwähnten Crinoiden, darüber dunkle Anisdolomite und (vermutlich schon zum Ladin gehöriger) heller (Wetter-