

## Zur Geologie des Hochlantsch (Grazer Paläozoikum, Steiermark)

Von JOHANN GOLLNER & CHRISTIAN ZIER\*)

Mit 9 Abbildungen, 2 Tabellen und 6 Tafeln

Steiermark  
Grazer Paläozoikum  
Stratigraphie  
Fazies  
Tektonik

Österreichische Karte 1 : 50.000  
Blatt 134

### Inhalt

|   |    |
|---|----|
| Zusammenfassung, Summary  | 43 |
| Einleitung  | 44 |
| 1. Das Paläozoikum  | 44 |
| 1.1. Die Hochlantschgruppe  | 44 |
| 1.1.1. Dolomitsandsteinfolge  | 46 |
| 1.1.2. „Gesteine des Breitalmkreuz“   | 47 |
| 1.1.3. Barrandeischichten   | 47 |
| 1.1.4. Tyrnauer Alm-Formation   | 48 |
| 1.1.5. Zachenspitzformation   | 50 |
| 1.1.6. Steinbergkalk  | 51 |
| 1.1.7. Hochlantschkalk  | 51 |
| 1.1.8. Mixnitzer Karbon   | 52 |
| 1.2. Laufnitzdorfer Gruppe  | 52 |
| 1.3. „Kalkschieferfolge“  | 53 |
| 1.3.1. Tektonische Position der „Kalkschieferfolge“                                     | 53 |
| 1.3.2. „Gschwendtformation“, „Heubergformation“, „Koglerformation“, „Höllgrabeneinheit“ | 53 |
| 1.3.3. Größkogelgruppe  | 54 |
| 2. Postpaläozoische Ablagerungen  | 55 |
| 2.1. Gams/Bärenschützkonglomerat  | 55 |
| 2.2. Tertiärkonglomerat   | 55 |
| 2.3. Burgstallbrekzie   | 55 |
| 2.4. Gehängebrekzien und Schuttbildungen  | 56 |
| 2.5. Quartäre Spalten   | 57 |
| 3. Tektonischer Bau   | 57 |
| Dank  | 60 |
| Literatur   | 60 |

### Zusammenfassung

Der Hochlantsch als nördlicher Eckpfeiler des Grazer Paläozoikums ist gekennzeichnet durch einen Decken- und Schuppenbau. Diese können drei verschiedenen lithostratigraphischen Einheiten zugeordnet werden:

1. Hochlantschgruppe (Unterdevon – Oberkarbon),
2. Laufnitzdorfer Gruppe (Obersilur – Oberdevon),
3. „Kalkschieferfolge“ (Unterdevon – Oberdevon).

Die Hochlantschgruppe als höchstes tektonisches Element ist in ihren stratigraphisch tieferen Anteilen und hinsichtlich ihrer hohen Position mit der Rannachfazies des näheren Grazer Raumes vergleichbar. Vom höheren Mitteldevon bis ins Oberkarbon sind jedoch bedeutende lithologische und fazielle Unterschiede erkennbar. Die pelagische Laufnitzdorfer Gruppe und die vermutlich flachmarine „Kalkschieferfolge“ bilden ein basales Decken- und Schuppenpaket, welches sowohl im Hangenden (Hochlantschgruppe) wie auch im Liegenden (Gleinalmkristallin) diskordant begrenzt wird.

Das Gams/Bärenschützkonglomerat, welches mit dem Basiskonglomerat der Kainacher Gosau (Obersanton–Unter-

campan) verglichen wird, tritt in unterschiedlichen Höhenniveaus im Hangenden des Hochlantschkalks (Hochlantschgruppe) auf. Am Hochlantsch sind seit dem höheren Neogen gebildete Hangschuttbrekzien, Schuttfächer, Felssturzmassen etc. weit verbreitet. Die verschiedenen Möglichkeiten der Genese der Burgstallbrekzie (Abb. 1) werden diskutiert.

### Summary

The Hochlantsch area is located in the northern part of the Graz Paleozoic. The tectonic structure is characterised by nappes and wedges. These can be assigned to three lithostratigraphic units:

1. Hochlantsch Group (Lower Devonian – Upper Carboniferous),
2. Laufnitzdorf Group (Upper Silurian – Upper Devonian),
3. „Kalkschiefer-Folge“ (sensu Group) (Lower Devonian – Upper Devonian).

The Hochlantsch Group is comparable to the Rannach-Fazies (sensu Group), because both form the highest nappe in the Graz Paleozoic and consist of the same formations from lower Devonian to Eifelium. However from the Givetian to the upper Carboniferous there are significant differences. The basal nappe system with discordant thrust boundaries includes the pelagic Laufnitzdorf Group and the „Kalkschiefer-Folge“ (presumably shallow marin).

\*) Anschrift der Verfasser: Dr. JOHANN GOLLNER, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz; Dr. CHRISTIAN ZIER, Dorfstraße 15, A-8592 Salla.

The Hochlantsch Group is locally overlaid by deposits of the mesozoic Gams/Bärenschütz-Konglomerat (comparable with the santonian to campanian Basiskonglomerat of the Kainach Gosau). In the Hochlantsch area talus deposits since upper Neogene are widely distributed. Various possibilities of the genesis of the Burgstall-Brekzie are discussed.

## Einleitung

Vorliegende Darstellung ist eine Zusammenfassung der stratigraphisch-tektonischen Ergebnisse einer Neukartierung des Hochlantschgebietes (GOLLNER, 1981, 1983, 1984, 1985; GOLLNER & ZIER, 1982; GOLLNER et al., 1982, 1983; ZIER, 1981, 1982, 1983). Ziele dieser waren neben der Erstellung einer geologischen Karte 1:10.000 eine biostratigraphische, fazielle und sedimentologische Bearbeitung, nachdem die letzte Untersuchung mehr als 50 Jahre zurückliegt. Diese von CLAR et al. (1929) vorgelegte geologische Karte mit Erläuterungen sowie deren tektonisches Modell eines „Stockwerkbaus“ am Hochlantsch bildete auch die Basis für darauffolgende geologisch-tektonische Arbeiten (CLAR, 1935; BOIGK, 1951; FLÜGEL, 1975, u.a.). Während jedoch das höchste „Stockwerk“ infolge seines Fossilreichtums seit langem Ziel stratigraphischer Untersuchungen war (C. CLAR, 1871, 1874; PENECKE, 1889, 1894; HERITSCH, 1917, CLAR et al., 1929; FLÜGEL & SCHIMUNEK, 1961; FLÜGEL, 1971, 1980), fehlen diese in den tieferen, makrofossilarmen „Stockwerken“ weitgehend. In diesen, aber auch im höchsten „Stockwerk“ konnten v. a. mit Hilfe der Conodontenstratigraphie, wesentliche Neuergebnisse gewonnen werden, wobei sich die Bestimmung der Conodonten auf folgende Literatur stützt:





BISCHOFF & ZIEGLER (1957), BULTYNK (1971), CARLS & GANDL (1969), EBNER (1977), GLENISTER & KLAPPER (1971), KLAPPER, PHILIP & JACKSON (1970), KLAPPER & JOHNSON (1975), KLAPPER, ZIEGLER & MASHKOVA (1978), KREBS (1959), KRZYSTYN (1973, 1980), LANE & ORMISTON (1979), LANE, SANDBERG & ZIEGLER (1980), MORZADEC & WEYANT (1982), MOSHER (1968, 1970), ORCHARD (1978), SCHÖNLAUB (1980), SCHULZE (1968), WALLISER (1964), WEDDIGE (1977), WIRTH (1967), WITTEKINDT (1966), ZIEGLER (1958, 1962, 1966, 1973, 1975, 1977), ZIEGLER, KLAPPER & JOHNSON (1976).

## 1. Das Paläozoikum










Der Hochlantsch wird von drei paläozoischen Entwicklungen aufgebaut, die (soweit nachweisbar) einen teilweise übereinstimmenden zeitlichen Umfang besitzen. Es sind dies die Hochlantschgruppe, die Laufnitzdorfer Gruppe und die „Kalkschieferfolge“. Hierbei beschränkt sich die erstgenannte Gruppe auf die Hochlantschdecke (im Sinne von FLÜGEL & NEUBAUER, 1984), während die beiden anderen in unterschiedlichen tektonischen Positionen auftreten (Kap. C, Abb. 1, 8, 9).

### 1.1. Die Hochlantschgruppe




Diese südlich des Mixnitzbaches bis zu 2000 m mächtige Gruppe umfaßt stratigraphisch Ems bis Na-

-  Neogen, Quartär (Hangschutt, Felssturzmassen etc.)
-  Burgstallbrekzie (?)
-  Tertiärkonglomerat
-  Gams/Bärenschützkonglomerat (Gosau)

#### Hochlantschgruppe









-  Mixnitzer Karbon (cu-co)
-  Steinbergkalk (do)
-  Hochlantschkalk (dm-do)
- Zachenspitzformation (dm)
  -  östl. Member
  -  westl. Member
-  Tyrnauer-Alm-Formation (dm)
-  Barrandeisichten (du-dm)
-  Dolomitsandsteinfohle (du)
-  Gesteine des Breitalmkreuz (du?)

#### Laufnitzdorfer Gruppe

-  Harrbergerformation (du-do)
- Hackensteinerformation (so-du)
  -  oberes Member
  -  unteres Member


#### Kalkschieferfolge

##### Größkogelgruppe (dm-do)

-  Gk-Flaserkalk
-  Gk-Kalk
-  Gk-Dolomit
-  Heubergformation (du?, dm)
-  Koglerformation (du, dm)
-  Höllgrabeneinheit (du)
-  Gschwendtformation (du, dm)
-  Kristallin

-30° -60° -85° saiga invers

 Störung, Überschiebung (vermutet)

 Bergbau (stillgelegt)

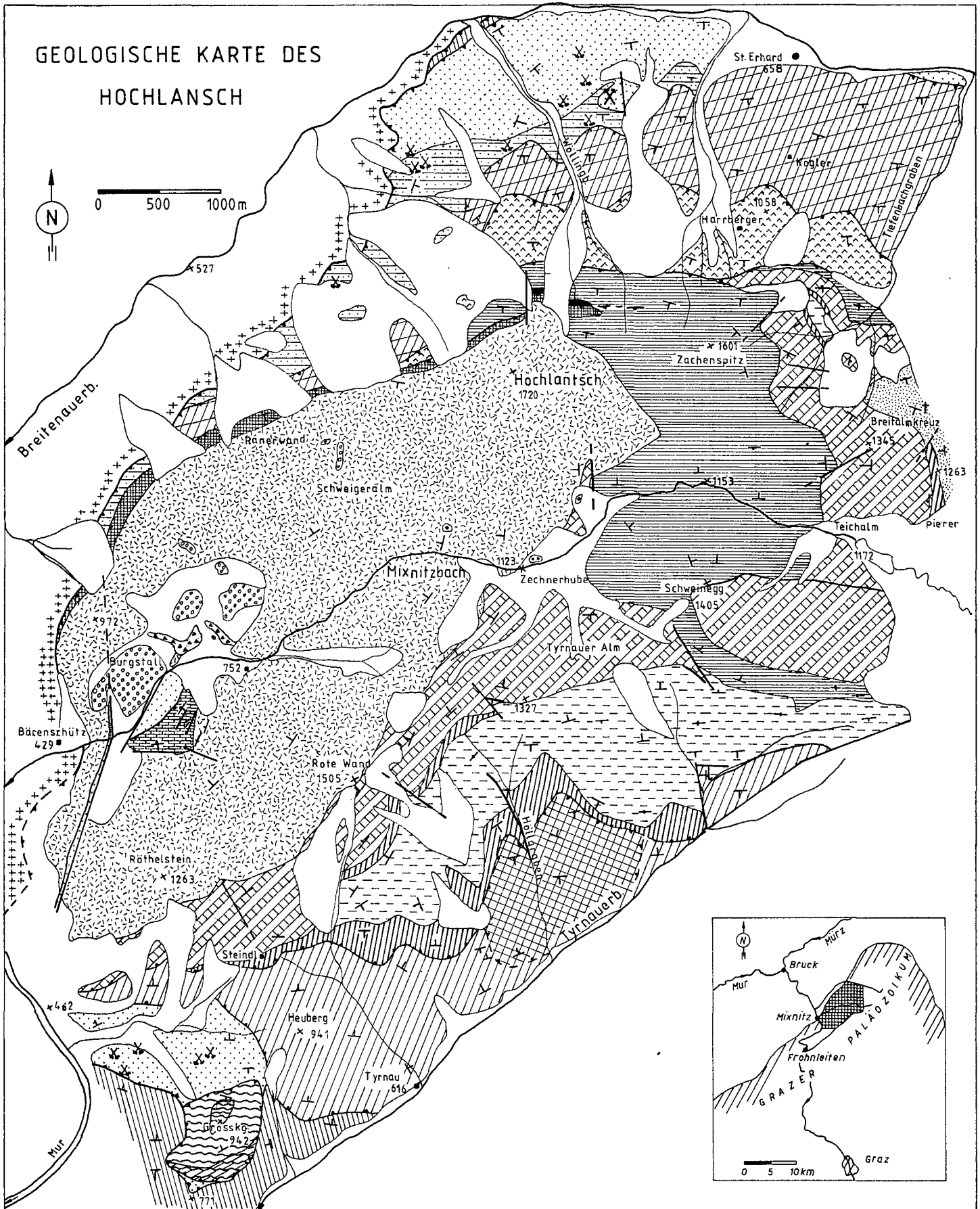


Abb. 1: Verbreitung der lithostratigraphischen Einheiten am Hochlantsch.

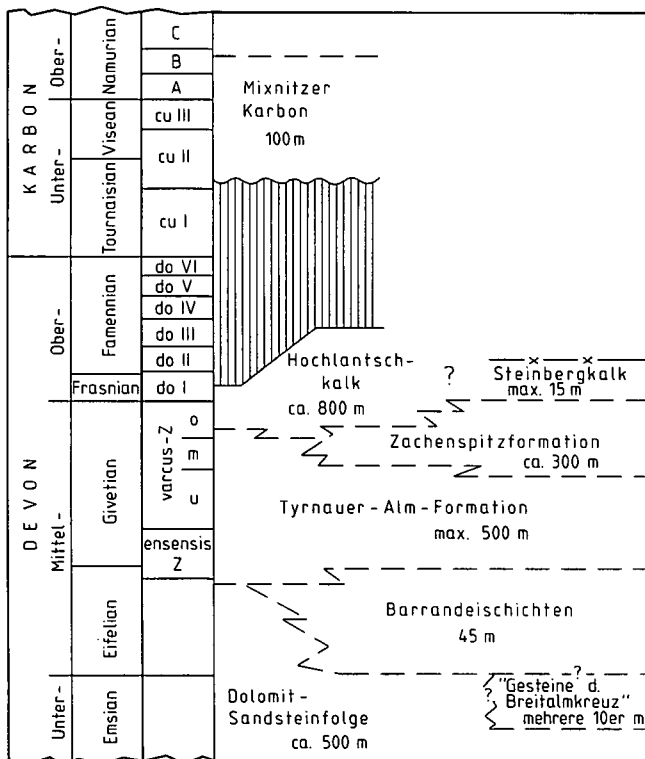


Abb. 2: Stratigraphie und Mächtigkeit der Schichten in der Hochlantschgruppe.

mur B. Das Fehlen älterer Schichtglieder ist wahrscheinlich auf eine diskordante Überschiebung mit basaler Amputation zurückzuführen. Die stratigraphische Stellung und Mächtigkeit der einzelnen Formationen ist in Abb. 2 dargestellt.

Die Hochlantschgruppe läßt sich vor allem aufgrund ihrer tektonisch hohen Position und z. T. wegen ihrer lithofaziellen Entwicklung mit der Rannachfazies des näheren Grazer Raumes vergleichen (Abb. 3). Im höheren Mitteldevon kommt es jedoch zu einer faziellen Differenzierung (dem Kanzelkalk der Rannachfazies steht die Tyrnauer Alm-Formation, die Zschenspitzformation und der Hochlantschkalk gegenüber) und gleichzeitig zur Entwicklung eines starken Vulkanismus in der Hochlantschgruppe, der im wesentlichen in der Rannachfazies fehlt. Auch im Oberdevon ist am Hochlantsch neben einer vergleichbaren pelagischen Entwicklung (Steinbergkalk) eine der Rannachfazies fremde Flachwasserfazies (Hochlantschkalk) ausgebildet. Über einer Schichtlücke vom do II/III bis cu II (sowohl am Hochlantsch wie auch lokal in der Rannachfazies nachgewiesen) folgt in beiden Räumen eine pelagische Entwicklung, die jedoch am Hochlantsch bis ins Oberkarbon reicht, während sie in der Rannachfazies von einer als Flachwasserbildung gedeuteten oberkarbonen Folge (Schichten der Dult) abgelöst wird (vgl. EBNER et al., 1980, cum lit.).

Die Hochlantschgruppe besteht überwiegend aus karbonatischen Gesteinen. Vom Ems bis ins untere Givet (Dolomitsandsteinfole, Barrandeisichten, Tyrnauer Alm-Formation) handelt es sich hierbei um Ablagerungen eines küstennahen, inter(supra)- bis flach subtidalen Environments mit wechselnden energetischen Verhältnissen. Im mittleren Givet ändert sich dieses in eine flach subtidale, wahrscheinlich mäßig eingeschnürte Ruhigwasserfazies mit biohermalen Bildungen, in der

jedoch lokal eine offenmarine Beeinflussung feststellbar ist. Im dm/do Grenzbereich kommt es einerseits zur Entwicklung einer pelagischen, conodonten- und tentakulitenreichen Stillwasserfazies, andererseits zeigen die zeitgleichen Hochlantschkalke (doI–doIII/III) mit Korallen und Stromatolithen Flachwasserbedingungen. Nach einer Heraushebung, Deformation mit einer möglicherweise durch Zerrungstektonik bewirkten Kluftebildung, Erosion und Reliefbildung transgrediert im oberen Tournais das Mixnitzer Karbon über einem Paläorelief des Hochlantschkalk, wobei infolge rascher Absenkung bis ins Namur B reichende pelagische Kalke abgelagert werden (Abb. 3).

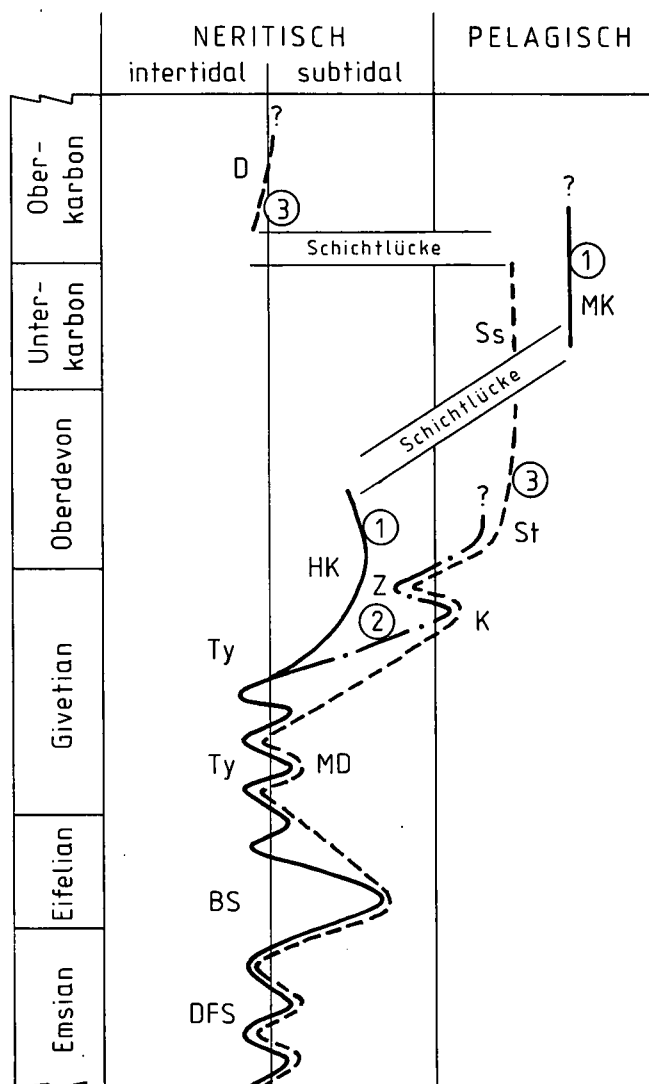


Abb. 3: Schematische Darstellung der bathymetrischen Entwicklung der Hochlantschgruppe im Vergleich zur Rannachfazies. 1,2 (voll durchgezogene und strichpunktierte Linie) = Hochlantschgruppe (Faziesaufspaltung im dm); 3 (strichlierte Linie) = Rannachfazies (nach EBNER et al., 1980; HAFNER, 1983); DFS = Dolomitsandsteinfole; BS = Barrandeisichten; MD = Mitteldevondolomit; TY = Tyrnauer Alm-Formation; Z = Zschenspitzformation; HK = Hochlantschkalk; K = Kanzelkalk; St = Steinbergkalk; Ss = Sanzenkogelschichten; MK = Mixnitzer Karbon; D = Dultschichten.

### 1.1.1. Dolomitsandsteinfole

Die Dolomitsandsteinfole bildet südlich und nördlich des Mixnitzbachs den Kern einer Antiklinale (Kap. 3.,

Abb. 1, 9). Während sie jedoch im Norden nur als wenige 10er m mächtige Folge aufgeschlossen ist, bildet sie im Süden eine bis 500 m mächtige Wechsellagerung verschiedener Dolomite, in die untergeordnet Kalke, Sandsteine und Tonschiefer eingeschaltet sind. Das Fehlen von Vulkaniten (im Gegensatz zur Rannachfazies) könnte sowohl primär bedingt sein als auch auf den basalen tektonischen Zuschchnitt (Kap. 3.) zurückzuführen sein.

Die Schichtfolge wird dominiert von einer Wechsellagerung dunkelgrauer, grobgebankter bis massiger, spätkoralliner, tw. fossilführender (v. a. Amphiporen und Crinoiden, seltener Korallen, Brachiopoden und Gastropoden) Dolomite (Taf. 1, Fig. 1) und hellgrauer, im dm Bereich gebankter, dichter bis feinkörniger, tw. laminiertes und fenestrierter Dolomite.

In verschiedener Position sind in dieser Folge bis max. 20 m mächtige, gebankte, graue bis graublaue, karbonatische Feinsande eingeschaltet. Vor allem in den höheren Anteilen finden sich bis 20 m mächtige, gebankte, oft äußerst fossilreiche Kalke (Taf. 1, Fig. 3), die denen der Barrandeischichten gleichen. Verschiedentlich sind cm bis wenige dm dicke Lagen von Dolomitmergeln und schwarzen, feinblättrigen Tonschiefern eingeschaltet.

Die Dolomitsandsteinsfolge der Hochlantschgruppe wird als zyklische, peritidale Entwicklung gedeutet (vgl. FENNINGER & HOLZER, 1978), wobei die einzelnen Zyklen von tw. biostromalen, subtidalen bis zu supratidalen Ablagerungen reichen können (BATHURST, 1975, 1983; CHILINGAR et al., 1979; DEELMAN, 1972, E. FLÜGEL, 1982; FÜCHTBAUER & MÜLLER, 1977; RICHTER, 1974; WILSON, 1975, u. a.). Die hellgrauen, feinkörnigen Dolomite können wegen des Auftretens von Algenlaminiten, stromatolithischen Autoklasten (Taf. 2, Fig. 1), sedimentären Brekzien, Erosionsflächen, geringer Fossilhäufigkeit und -diversität einem inter- bis supratidalen Ablagerungsraum zugeordnet werden. Während diese Dolomite als frühdiagenetische Bildungen angesehen werden, spricht das grobspätige, oft idiotopische Gefüge in den dunkleren Typen für eine spätdiagenetische Entstehung. Letztere sind aufgrund der höheren Fossilhäufigkeit und -diversität, dem Auftreten von Amphiporendolomiten, der meist groben Bankung, der engen Wechsellagerung mit den hellen Dolomiten als flach subtidale Bildung anzusehen. Das Auftreten autochthoner bis parautochthoner Gerüstbildner innerhalb gebankter Kalke läßt an biostromale Bildungen in einem flach subtidalen Bereich denken. Die Sandsteine wurden über der Wellenbasis (Ausbildung von Oszillationsrippeln – Taf. 1, Fig. 2) in Form ausgedehnter Feinsanddecken sedimentiert (ALLEN, 1968, 1982; REINECK & SINGH, 1980).

Während die stratigraphische Liegendgrenze unbekannt ist, konnte in den oberen Anteilen der Dolomitsandsteinsfolge in zwei Kalkbänken, die durch 100 m mächtige Dolomite getrennt sind, Emsium (oberes Unterems bis unteres Oberems) mit *Latericriodus bilatericrescens* und *Latericriodus huddlei* nachgewiesen werden. Dies läßt vermuten, daß ein Großteil der Dolomitsandsteinsfolge ein Ems-Alter besitzen dürfte.

Die Dolomitsandsteinsfolge wird lokal direkt von Dolomiten der Tyrnauer Alm-Formation überlagert. Dies könnte auf eine fazielle Vertretung der Barrandeischichten zurückzuführen sein, jedoch ist ein Störungskontakt nicht auszuschließen.

### 1.1.2. „Gesteine des Breitalmkreuz“

Im Bereich des Breitalmkreuzes, nördlich der Teichalm tritt im Liegenden der Hochlantschdecke eine über den bearbeiteten Bereich hinausreichende Folge von gebankten, hellgrauen bzw. gelbbraunen karbonatischen Sandsteinen, gut geschichteter blaugrauer z. T. Echinodermaten führender sandiger Kalke und Mergel auf, deren Lithologie an diverse Schichten der „Kalkschieferfolge“ erinnert. Das Hangende bilden mehrere m mächtige dunkelgraue, ebenflächig brechende Tonschiefer, in die ein ca. 15 m mächtiger, grobkörniger Metabasit schichtparallel eingeschaltet ist. Aufgrund des groben, intersertalen Gefüges aus bis 5 mm großen Plagioklasen und Pyroxenen (vermutlich Diopsid) deutet ANGEL (1931, 1932) diesen Vulkanit als Lagergang (Taf. 6, Fig. 4, 5).

Ob der Verband zu den im Hangenden folgenden Barrandeischichten sedimentär oder tektonisch ist, konnte infolge fehlender biostratigraphischer Hinweise nicht geklärt werden. Bei sedimentärem Kontakt wäre eine Deutung der „Gesteine des Breitalmkreuz“ als fazielle Vertretung des Hangendanteils der Dolomitsandsteinsfolge naheliegend, wobei ein flach subtidaler Ablagerungsraum wahrscheinlich ist (die Bezeichnung „Gesteine des Breitalmkreuz“ ist vorerst als informeller lithostratigraphischer Arbeitsbegriff zu verstehen, da der östlich anschließende Raum noch in Bearbeitung steht und es zu hoffen ist, daß diese zu einer Klärung der Stratigraphie führt).

### 1.1.3. Barrandeischichten

Es handelt sich um eine bis 45 m mächtige, intensive Wechsellagerung verschiedener Kalke (dominant), Dolomite und Mergel, sowie untergeordnet Tonschiefer und Sandsteine. Die deutlich im cm- bis m-Bereich gebankten, überwiegend fossilreichen Kalke liegen entweder als autochthon – geringdetritische oder als allochthon – stark detritische Bildungen vor. In ersteren, meist dunkelgrauen bis schwarzen, z. T. bituminösen, dichten Kalken finden sich auf einzelne Bänke beschränkt massive bzw. globuläre Stromatoporen und Korallen in Lebensstellung sowie rasenbildend dendroide Tabulata (Taf. 1, Fig. 5). Die Bioklasten (verschiedene Korallen und Stromatoporen, Brachiopoden, Gastropoden, Crinoiden, Ostrakoden, Echinoideenstacheln) sind schlecht sortiert und nicht gerundet. In den graubraunen, oft sandigen, matrixfreien Biogenschuttkalken finden sich die erwähnten Fossilien oft als gut sortierte und gerundete Kluste. Charakteristisch ist eine selektive, oft fleckige Dolomitierung, die vor allem dicht gepackte Biogenschuttkalke und Kalke mit hohem Tongehalt erfaßt (Taf. 1, Fig. 4). Typisch ist die Ausbildung von Schillagen dickschaliger Brachiopoden (vermutlich Formen der Gattung *Zdimir*). Untergeordnet sind dm bis wenige m mächtige Tonschiefer-, Dolomit- und Sandsteinlagen eingeschaltet.

Eine litho-fazielle Vertretung der Barrandeischichten bildet im Süden, im Bereich des Gehöftes Steindl, eine ca. 40 m dicke, massige bis schlecht geschichtete, fossilreiche Kalkbank und im oberen Tyrnauergraben dünn-schichtige, sandige Kalke (ähnlich der „Kalkschieferfolge“) (vgl. Abb. 1).

Die Barrandeischichten werden als flacher, sublitoraler, gut durchlichteter, offener Plattformbereich mit stark wechselnden energetischen Bedingungen gedeutet, wo-

bei die Folge aus Ablagerungen der Gezeitenebene (Dolomitsandsteinfohle) hervorgeht und teilweise auch durch diese vertreten wird.

Für stark unterschiedliche Wasserenergie spricht die rasche Wechsellagerung von niedrig- und hochdetrithischen Kalken. Erstere sind gekennzeichnet durch autochthones, sessiles Benthos, mm- bis dm-Detritus in mikritischer Matrix („mud-support“), schlechte Sortierung und fehlende Rundung der Bioklasten (Taf. 2, Fig. 2, 3). Trotz lokal hohen Tonanteils dürfte aufgrund einer geringen Sedimentationsrate ein gut durchlichtetes Wasser ein reiches Organismenwachstum (Bildung von Biostromen) ermöglicht haben. Die Merkmale der Biogenschuttkalke (Fehlen von mikritischer Matrix, „grain-support“, Einregelung und meist gute Sortierung der arenitischen Komponenten, Kantenrundung, geoptale Füllungen (Taf. 2, Fig. 4), Quarzdetritus, zerbrochene Kolonien von Gerüstbildnern) sprechen für eine rasche Ablagerung unter höher energetischen Bedingungen.

Die enge Verknüpfung mit Dolomiten der Gezeitenebene (sowohl im Liegenden als auch im Hangenden) läßt eine Deutung als neritische, sehr flache Entwicklung zu, in die sich die Bildung von Mikritrinden um Bioklasten, von Peloiden und Biostromen, sowie die Conodontenfauna (Dominanz der Gattung *Icriodus*) einfügt (FABER, 1980; E. FLÜGEL, 1982; SEILACHER, 1978; WEDDIGE & ZIEGLER, 1976; WILSON, 1975 u. a.).

Da eine moderne Bearbeitung der Makrofauna fehlt, ist der stratigraphische Umfang unsicher. Conodonten treten nur spärlich auf. Im Bereich des oberen Tiefenbachgrabens konnte an zwei Punkten in basalen Anteilen Oberems-Alter (*Icriodus corniger* ssp. und *Laticriodus* sp.), am Hochlantsch-Südabfall aus dem mittleren Bereich der Folge Eifelium (*Icriodus struvei*) nachgewiesen werden. Die reiche Makrofauna der Steinentnahmestelle beim Gh. Pierer spricht nach FLÜGEL (1971, 1972) für Eifelium. FLÜGEL (1980) beschreibt aus diesem Aufschluß *Calceola sandalina*.

Die Barrandeischichten am Hochlantsch dürften somit wie auch in der näheren Umgebung von Graz (HAFNER, 1983) den Zeitbereich Oberems bei Eifel einnehmen.

#### 1.1.4. Tyrnauer Alm-Formation

Der Begriff der Calceolaschichten (PENECKE, 1889) wird, da FLÜGEL (1980) zeigen konnte, daß *Calceola sandalina* bereits in den Barrandeischichten auftritt, durch „Tyrnauer Alm-Formation“ ersetzt, wobei die Typuslokalität „Tyrnauer Alm“ östlich der Roten Wand liegt (GOLLNER & ZIER, 1982; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). In diesem Bereich ist – wie bereits CLAR et al. (1929) feststellte – eine Zweigliederung der bis 500 m mächtigen Folge in ein tieferes, vorwiegend dolomitisches und ein hangendes, vorwiegend kalkiges Member möglich, wobei im Grenzbereich, aber auch innerhalb der kalkigen Schichtfolge, Vulkanite (vorwiegend Pyroklastika) eingeschaltet sind. Im Raum Teichalm – Tiefenbachgraben ist eine entsprechende, allerdings geringer mächtige (etwa 150 m) Entwicklung ausgebildet. Die Vulkanite (vorwiegend Ergußgesteine) treten hier lagenkonstant im Grenzbereich zwischen unterem und oberem Member auf.

Das untere Member wird dominiert von Dolomiten, die große Ähnlichkeit zur Dolomitsandsteinfohle zeigen. Wie dort findet sich eine zyklische Wechsellagerung (Taf. 3, Fig. 1) dunkelgrauer, körniger, dickbankiger, tw.

Amphiporen führender Dolomite und hellgrauer, dichter, dünnbankiger, tw. laminiertes und fenestrierter Typen (Taf. 3, Fig. 2–5). Untergeordnet sind bis zu 5 m dicke Sandsteinlagen ausgebildet, die denen der Dolomitsandsteinfohle entsprechen. Vor allem im Hangendbereich aber auch in den basalen Anteilen finden sich bis zu 15 m mächtige Kalkzwischenlagen. Lokal treten wenige 10er-m mächtig Rauhwacken auf. Es handelt sich um gebankte, grob kavernös verwitternde, spätige, dolomitsch-kalzitische Gesteine, die lateral in brekzierte Dolomite übergehen.

Das obere Member wird im Raum Teichalm – Tiefenbachgraben überwiegend von Kalken aufgebaut. Auf der Südseite des Hochlantsch ist im Bereich von wenigen km einerseits eine deutliche Trennung von einem basalen dolomitischen und einem hangenden kalkigen Member möglich, andererseits liegen auch über 100 m mächtige, intensive Kalk-Dolomit-Wechsellagerungen im Grenzbereich vor (Abb. 4).

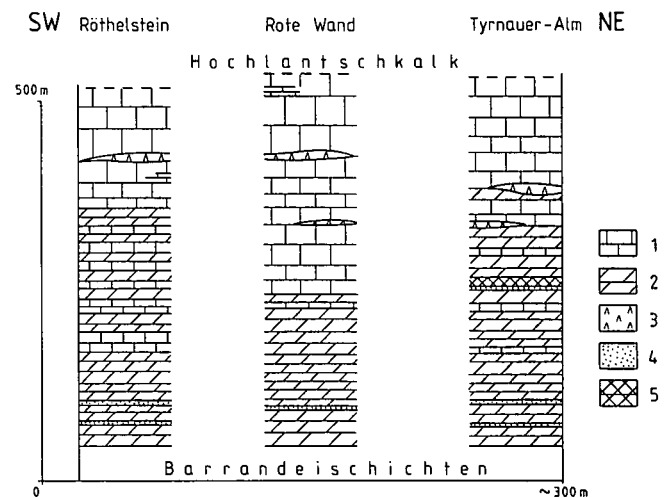


Abb. 4: Lithostratigraphische Gliederung der Tyrnauer Alm-Formation am Südabfall des Hochlantsch. 1 = Kalk; 2 = Dolomit; 3 = Vulkanit; 4 = Sandstein; 5 = Rauhwacke.

Die graublauen, bis dunkelgrauen, dichten z. T. bituminösen Kalken sind meist fossilreich (Taf. 2, Fig. 5, 6). Es treten verschiedenste Korallen (*Favosites grandis* HERITSCH, *Favosites styriacus styriacus* PENECKE, *Grypophyllum frechi* BIRENHEIDE ?, *Sociophyllum* sp., *Zelophyllia ? cornuvaccinum* (PENECKE) det. H. W. FLÜGEL, vgl. auch FLÜGEL, 1971, 1975) sowie Stromatoporen, Crinoiden und nicht näher bestimmbare Schalenklasten auf. In tieferen Anteilen des oberen Member sind die gut gebankten Kalken oft fleckig dolomitisiert, zum Teil auch mergelig und ähneln sehr stark den Barrandeischichten, wobei jedoch matrixfreie Biogenschuttkalke seltener auftreten und der silici-klastische Anteil geringer ist. Im Süden sind im Hangenden überwiegend massige bzw. schlecht gebankte, dunkel- bis hellgraue, reinere Kalken, die allmählich in den Hochlantschkalk überleiten, entwickelt. In beiden sind autochthone Korallen-Stromatoporen Assoziationen häufig. Im Raum Teichalm-Tiefenbachgraben fehlen die hellen reinen Kalktypen, sodaß eine fazielle Vertretung durch die im Hangenden folgende Zschenspitzenformation wahrscheinlich ist. Dafür spricht auch die geringere Mächtigkeit in diesem Raum.

Charakteristisch ist in diesem Bereich das Auftreten von zwei lateral weit verfolgbaren, 10 bis 20 m mächtigen Metabasishorizonten, die durch mehrere m mächtige, z. T. fossilführende Kalken und/oder Dolomite ge-

trennt sind. Es handelt sich um grüngraue bis dunkelgrüne, dichte bzw. sehr feinkörnige, massige Ergußgesteine, die oft ein porphyrisches Gefüge mit bis 5 mm großen Feldspat- und Pyroxeneinsprenglingen zeigen. In den intensiv zerscherten und sekundär stark veränderten Gesteinen sind vereinzelt Fließ Texturen und ?Pillowstrukturen zu erkennen. Lokal treten massige Mandelsteine mit z. T. über 1 cm großen vorwiegend karbonatisch gefüllten Blasen auf.

Neben den von WELISCH (1910) veröffentlichten chemischen Analysen vulkanitischer Gesteine vom Hochlantsch, die infolge fehlender bzw. ungenauer Fundortbezeichnungen keiner stratigraphischen Einheit zugeordnet werden können, liegen aus den Metabasiten der Tyrnauer Alm-Formation drei Analysen (Tab. 1), durch-

Tabelle 1: Chemische Analysen der Proben F10, F11, F12 (Hauptelemente in %, Spurenelemente in ppm).

| Nr.:                           | F 10         | F 11         | F 12          |
|--------------------------------|--------------|--------------|---------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 47,46        | 48,28        | 45,35         |
| TiO <sub>2</sub>               | 3,03         | 2,75         | 3,76          |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 18,24        | 17,99        | 16,11         |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 10,18        | 9,84         | 13,07         |
| MnO                            | 0,12         | 0,14         | 0,14          |
| MgO                            | 3,98         | 3,66         | 4,87          |
| CaO                            | 6,73         | 8,43         | 6,15          |
| Na <sub>2</sub> O              | 4,39         | 3,7          | 2,77          |
| K <sub>2</sub> O               | 1,22         | 1,49         | 1,62          |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,48         | 0,45         | 0,41          |
| Glv.                           | 3,59         | 2,46         | 6,09          |
|                                | <u>99,42</u> | <u>99,19</u> | <u>100,34</u> |
| Ba                             | 255          | 312          | 231           |
| Co                             | 37           | 41           | 49            |
| Cr                             | 52           | 42           | 51            |
| Cu                             | 24           | 28           | 62            |
| Ni                             | 73           | 69           | 87            |
| Sr                             | 359          | 675          | 272           |
| V                              | 245          | 230          | 297           |
| Rb                             | 18           | 20           | 24            |

geführt vom „Centre National de la Recherche Scientifique de Recherches Petrographiques et Geochimiques“, vor. Die drei Proben mit den Bezeichnungen F10, F11 und F12 wurden von H. W. FLÜGEL westlich des Breitalmkreuzes in unmittelbarer Nähe der Kote P1345 genommen, wobei erstere aus dem hangenden und die beiden anderen aus dem liegenden Metabasithorizont stammen. Die von F. NEUBAUER durchgeführte Berechnung des modalen Mineralbestands (Rittmann-Norm) ergab nach dem QAPF-Diagramm (STRECKEISEN, 1980) folgende Zuordnung:

| Probe: | Annahme 0 % CO <sub>2</sub> | Annahme 2 % CO <sub>2</sub> |
|--------|-----------------------------|-----------------------------|
| F 10   | Leukoolivinbasalt           | Tholeiitischer Hawaiiit     |
| F 11   | Olivinhawaiiit              | Tholeiitischer Hawaiiit     |
| F 12   | Olivinführ. Mugearit        | Quarzführ. Latibasalt       |

Sekundäre Veränderungen wie Umwandlung der Alkalifeldspäte in Schachbrettalbite, Serizitisierung der Feldspäte und Pyroxene, Bildung von Karbonat und Leukoxen etc. haben den Chemismus verändert, sodaß eine Interpretation erschwert wird.

Von den zuvor erwähnten sowie von zwei weiteren, ebenfalls aus der Tyrnauer Alm-Formation stammenden Proben, bestimmt KOLMER (1978) die Ti-, Sr-, Y- und Zr-Gehalte. Ihm zufolge entspricht die Verteilung dieser Elemente im weiteren Sinn jener von Insel- oder Kontinentalbasalten („within plate basalts“).

Aus den Gehalten von relativ immobil Elementen wie TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> usw. ergibt sich ein alkalischer Trend, der zusammen mit der Subsidenzentwicklung auf ein Rifting hindeutet.

An der Basis des liegenden Metabasits sind mehrere mächtige, grünlichgraue, feinschichtige, pyroklastische Sedimente ausgebildet, wobei Lapillituffe, Aschentuff(it)e und tuffitische Sedimente wechsellagern (SCHMID, 1981; FISHER & SCHMINCKE, 1984).

Dagegen sind im Süden des Hochlantsch Ergußgesteine selten. Es dominieren lateral rasch auskeilende bis zu 30 m mächtige Pyroklastika, wobei verschiedenste Typen von pyroklastischen Brekzien (neben vulkanischen Komponenten auch bis dm große Kalkgerölle führend), Lapillituffe, Aschentuffe und tuffitische Sedimente auftreten.

Das untere dolomitische Member entspricht lithologisch der Dolomitsandsteinfolge und wird wie diese als zyklische peritidale Entwicklung (flach subtidal bis supratidal) angesehen. Diese fazielle Interpretation läßt eine Deutung der Rauhwacken als ursprüngliche Dolomit/Anhydrit bzw. Gips-Wechsellagerung (MÜLLER, 1982) als möglich erscheinen. Die überwiegend gering detritischen Kalke des oberen Member werden infolge der Ausbildung von Korallen-Stromatoporen Biostromen, der hohen Fossilhäufigkeit, der häufigen Mikritisierung der Komponenten, der mikritischen Matrix (mud-support), der geringen terrigenen Beeinflussung und dem Hervorgehen aus Dolomiten der Gezeitenebene als Bildung eines ruhigen, flach subtidalen, gut durchlichteten Environments gedeutet. Für verschiedentlich höhere Wasserenergie spricht die seltene Ausbildung von matrixfreien Biogenschuttkalken.

Demzufolge ist innerhalb der Tyrnauer Alm-Formation eine transgressive Tendenz vom Gezeitenbereich in eine flach subtidale Fazies zu erkennen (Abb. 3).

Da wie in den Barrandeischichten eine moderne Bearbeitung der Makrofauna mit Ausnahme der Bestimmungen von FLÜGEL (1971) und der zuvor angeführten Korallenfauna fehlt, ist der biostratigraphische Umfang unsicher. FLÜGEL (1971) nimmt an, daß die Folge zur Gänze dem tieferen Givet angehört. Die wenigen Conodontenfunde stützen diese Ansicht, wobei jedoch nicht auszuschließen ist, daß basale Anteile noch dem Eifelium angehören. Neben einigen Fundpunkten mit Mitteldevon-Durchläuferformen (*Polygnathus linqviformis* ssp., nicht näher bestimmbar Icrioden), konnte am Fuße des Röthelsteins, ca. 150 m unter der Hangendgrenze Givetium (*varcus* Zone aufgrund von *Latericriodus latericrescens latericrescens*, *l. brevis* und *l. difficilis*) nachgewiesen werden. Wenige m über dem Metabasit, der nördlich der Zechnerhube auftritt, konnte mit Hilfe von *Eognatodus b. bipennatus*, *Icriodus lindensis*, *l. obliquimarginatus* tieferes Givetium (*ensensis* Zone bis tiefere *varcus* Zone) belegt werden.

Das stratigraphische Hangende der Tyrnauer Alm-Formation bildet im südlichen Bereich der Hochlantschkalk, im Raum Teichalm – Tiefenbachgraben die Zachenspitzformation. Dies ist auf eine teilweise fazielle Vertretung beider zurückzuführen.

### 1.1.5. Zachenspitzformation

Der Begriff der Quadrigeminumbänke (HERITSCH, 1917) wird durch Zachenspitzformation ersetzt, benannt nach der Zachenspitze (P1601), östlich des Hochlantschgipfels (Taf. 4, Fig. 1). Schon FLÜGEL & SCHIMUNEK (1961) führen an, daß bei einer Eingliederung in die chronologische Skala eine Neubenennung dieser Einheit zu erwägen wäre, da die Bezeichnung „Quadrigeminum Bänke“ insofern irreführend ist, da *Hexagonaria quadrigemina* in diesen Schichten nicht nachgewiesen werden konnte.

Entgegen GOLLNER & ZIER (1982) werden jedoch die im Hangenden auftretenden oberdevonen Flaserkalken aufgrund ihrer lithofaziellen Ausbildung von der Zachenspitzformation abgetrennt und zu den Steinbergkalken gestellt.

Innerhalb der Zachenspitzformation können zwei faziell unterschiedliche Member getrennt werden. Den bei weitem überwiegenden Anteil nimmt eine, vor allem im Osten des Aufnahmegebietes aufgeschlossene bis etwa 300 m mächtige kalkige Entwicklung ein („östliches Member“). Basale Anteile desselben verzahnen sich im Westen mit einer max. 80 m mächtigen heterogenen Folge von Kalken, Tuff(it)en und Tonschiefern („westliches Member“).

Das „östliche Member“ ist, abgesehen von einem wenige m mächtigen, lateral rasch auskeilenden Tuffhorizont am Zachenspitz Südostkamm, aus Karbonatgesteinen aufgebaut, wobei Kalken gegenüber Dolomiten bei weitem dominieren. Eine gröberklastische, terrigene Beeinflussung ist nicht festzustellen.

Es treten verschiedenste Kalktypen auf, die sich lateral wie vertikal rasch vertreten. Hellgraue bis braungraue, dichte, z. T. auch spätige, meist fossilarme (nur lokal Gastropoden und Echinodermaten führend) Kalken dominieren, wobei feinschichtige Typen mit tonigen Belägen auf den Schichtflächen mit allen Übergängen bis hin zu dickbankigen Kalken wechsellagern. Morphologisch als Felsköpfe treten bis max. 30 m mächtige, massige (hell-) graue, oft spätige Kalken deutlich hervor, wobei es lateral rasch zur Vertretung durch geschichtete Karbonatgesteine kommt. Im dm-Bereich sind darin des öfteren massive und seltener dendroide Stromatoporen ?in situ beobachtbar (Taf. 4, Fig. 2, 3). In verschiedener Position sind immer wieder wenige m bis mehrere 10er m mächtige, gebankte (cm–dm-Bereich), dunkelgraue, z. T. bituminöse reichlich biogenführende Kalken ausgebildet. Lokal sind diese Gesteine auch massig und morphologisch in Form von Felsköpfen ausgebildet, wobei vor allem das Blockwerk an der Basis dieser Felswände durch den Fossilreichtum auffällt.

Neben Stromatoporen, Amphiporen, Gastropoden (Taf. 4, Fig. 4), Zweischaler, Echinodermaten, Ostrakoden und Foraminiferen finden sich verschiedenste Korallen (dendroide und massive Tabulata, Helioliten, solitäre Rugosa und Hexagonarien). Letztere für die Zachenspitzformation typische Koralle, die vor allem im Bereich des Wöllingergrabens in 1120 m Sh. gehäuft als mehrere dm<sup>3</sup> große Stöcke auftritt, wurde als *Hexagonaria darwini* bestimmt (F. MAYR, 1982). In den Kalken

sind häufig kleine (mm-Bereich und darunter) Dolomitaggregate vor allem innerhalb echinodermatenreicher Lagen ausgebildet. Dagegen treten Gesteine mit geschlossenem Dolomitgefüge nur untergeordnet auf. Die grauen, grobspätigen, nicht schichtgebundenen Gesteine sind Bildungen der späten Diagenese (RICHTER, 1974; FÜCHTBAUER & MÜLLER, 1977, u. a.). Ihre Mächtigkeit beträgt meist wenige m, kann aber auch mehrere 10er m erreichen.

Die Schichtfolge des „westlichen Member“ ist aus geflaserten und geschichteten Kalken, verschiedenen pyroklastischen Sedimenten und untergeordnet gering mächtigen, feinblättrigen, schwarzen Tonschiefern aufgebaut. Die grauen dichten Kalken führen neben Echinodermaten pelagische Mikrofossilien (Conodonten, Tentakuliten) sowie vereinzelt Fragmente riffbildender Organismen. Die Pyroklastika treten in mindestens zwei verschiedenen Horizonten als mehrere m mächtige grünlich graue, braun verwitternde Lapilli- oder Aschentuff(it)e auf. Übergänge zu den Kalken sind im Gelände beobachtbar.

Das Environment der Zachenspitzformation wird als flach subtidal, zumindest leicht eingeschnürter Ruhigwasserbereich mit einzelnen Riffknospen gedeutet, wobei Hinweise für zeitweilige offenmarine Einflüsse („westliches Member“) zu erkennen sind.

Die massigen Kalken werden aufgrund der Ausbildung von autochthonen bis parautochthonen Gerüstbildnern und der „linsenförmigen“ Geometrie als biohermale Bildungen angesehen, wobei jedoch in den meist sehr reinen Kalken infolge starker Umkristallisation biogene und sedimentäre Strukturen weitgehend verwischt sein können. Die dominierenden Gerüstbildner waren meist Stromatoporen. Nur im Bereich der Zachenspitze und des Wöllingergrabens dominieren Hexagonarien. Die in verschiedener Position gesteinsbildend auftretenden Amphiporen werden als z. T. aufgearbeitete Rasen gedeutet (Taf. 4, Fig. 5).

Letztgenannte sind nach KOVAN (1964), KREBS (1974), WILSON (1975), BURCHETTE (1981) u. a. typisch für eine eingeschnürte flachmarine Fazies, in die sich die Bildung von Calcisphären und Peloiden, die teilweise Mikritisierung der Komponenten sowie das Fehlen pelagischer Faunenelemente einfügt. Dies erklärt auch die Abwesenheit von Conodonten (CHATTERTON, 1976). Die Sedimentation von mikritischem Kalkschlamm spricht für Ruhigwasserbedingungen, wobei die Bioherme mit Stromatoporen möglicherweise über die Wellenbasis reichten (vgl. LECOMPTE, 1970; WILSON, 1970).

Davon abweichend ist die Fazies des „westlichen Member“ durch das Auftreten von pelagischen Faunenelementen (Tentakuliten und Conodonten) zusammen mit Fragmenten gerüstbildender Organismen, von Flaser- und Knollenkalken, von einer meist mikritischen Matrix, von Peloiden sowie durch eine typische Conodontenfauna, in der polygnathiforme Elementen gegenüber icriodoniformen Elementen im Verhältnis zwischen 3:1 und 10:1 dominieren, als offenmarines, flach subtidales, niedrig energetisches Environment zu interpretieren (CHATTERTON, 1976; WILSON, 1975; E. FLÜGEL, 1982 u. a.).

Die Zachenspitzformation dürfte großteils höheres Givetium vertreten. Dafür spricht neben der stratigraphischen Position, das Auftreten zeitlich entsprechender Korallen (FLÜGEL, 1971, 1975) sowie die Conodontenfunde im „westlichen Member“. Von 15 conodontenfüh-



renden Proben konnten 8 der varcus-Zone (durch das Auftreten von *Polygnathus* ex. gr. „*P. varcus*“ und dem Fehlen oberdevoner Elemente) zugeordnet werden. Einige schlecht erhaltene Bruchstücke von *Polygnathus xylus ensensis* und *Polygnathus ? pseudofolius* zusammen mit *Polygnathus xylus xylus* könnten als Hinweis für die mittlere varcus-Zone gewertet werden.

Das stratigraphisch Liegende der Zachenspitzformation bildet die Tyrnauer Alm-Formation (tieferes Givet), das stratigraphisch Hangende einerseits der oberdevone Steinbergkalk (dol–doll), andererseits der sich mit den höheren Anteilen der Zachenspitzformation verzahnende Hochlantschkalk (höheres Givet – doll/dolll). Oberdevon konnte innerhalb der Zachenspitzformation nicht nachgewiesen werden. Da in den letzten Jahren innerhalb der Rannachfazies der heterochrone Charakter der Grenze Kanzelkalk Steinbergkalk nachgewiesen werden konnte (vgl. EBNER et al., 1980; HAFNER, 1984), wären ähnliche Verhältnisse auch am Hochlantsch denkbar.

Im Bereich des Tiefenbachgrabens tritt an der Basis der Hochlantschdecke im Liegenden der Tyrnauer Alm-Formation eine an die 100 m mächtige Folge auf, die HERITSCH (1917) als „auffallendes Kalkband“ (seiner Ansicht vom Mooskogel bis in den Zachenspitz Nordhang streichend) bezeichnete und infolge von Fossilfunden am Mooskogel (östlich des hier beschriebenen Gebietes) in das Barrandeiniveau stellt.

Neben der regionalgeologischen Situation spricht die lithologische Übereinstimmung mit Gesteinen des „östlichen Member“ und der Biogeninhalt (u. a. durch das Auftreten von für die Zachenspitzformation charakteristischen Hexagonarien) für die Zugehörigkeit zur Zachenspitzformation, wobei der lithostratigraphische Verband (vom Liegenden ins Hangende: Zachenspitzformation, oberes Member der Tyrnauer Alm-Formation, unteres Member der Tyrnauer Alm-Formation, Barrandeschichten, Dolomitsandsteinfohle) für eine inverse Abfolge spricht. Sedimentologische Nachweise etwa in Form von Geopetalgefügen konnten nicht erbracht werden. Nach derzeit laufenden Untersuchungen dürfte das „auffallende Kalkband“ nicht bis zum Mooskogel streichen sondern wenige 100 m östlich des Tiefenbachgrabens tektonisch enden.

(Die Zachenspitzformation steht in unmittelbarem Zusammenhang mit der Schichtfolge des Schweinegg, südlich des Mixnitzbachs [„Schweinegg-Kalk“: GOLLNER & ZIER, 1982]. Diese Gegebenheit spricht nach Ansicht des Erstautors für die Zugehörigkeit des Schweinegg-Kalks zur Zachenspitzformation (GOLLNER, 1984). Dagegen betrachtet der Zweitautor den „Schweinegg-Kalk“ aufgrund der Stellung am Schweinegg-Südhang zwischen Dolomiten der Dolomitsandsteinfohle und der Tyrnauer Alm-Formation als Äquivalent der Barrandeschichten. Eine Klärung dieses Problems ist erst durch Untersuchungen, die über den hier dargestellten Bereich hinausgehen, sowie durch eine Bearbeitung der Makrofauna zu erwarten).

#### 1.1.6. Steinbergkalk

Der max. 15 m mächtige Steinbergkalk ist nur am Hochlantsch Nordabfall in einer lateralen Verbreitung von ca. 500 m zwischen Wöllingergraben und Lantschmauern ausgebildet. Er wird hier infolge interner Verschiebung der Hochlantschdecke (Kap. 3.; Abb. 1,8)

tektonisch von Gesteinen der Zachenspitzformation überlagert. Dieser Schuppenbau dürfte auch für geringe laterale Verbreitung verantwortlich sein (Abb. 1).

Die Schichtfolge wird von im cm Bereich geflaserten und geschichteten, selten auch im dm Bereich gebankten, dichten, grauen Kalken mit Tentakuliten (im dol), Conodonten und vereinzelt Echinodermatenresten aufgebaut.

Das Auftreten dieser Mikrofossilien, das Fehlen riffbildender Organismen, die feinkörnige Matrix, die Flaserung der Kalke, die Übereinstimmung mit den Steinbergkalken der näheren Grazer Umgebung (BUCHROITHNER et al., 1979; EBNER et al., 1980) spricht für einen offenmarinen, tieferen (? unterhalb der gut durchlichteten Zone) subtidalen Ruhigwasserbereich mit einer geringen Sedimentationsrate (innerhalb eines etwa 8 m mächtigen Profils konnten im Zeitraum dol $\alpha$  bis doll $\alpha$  nahezu sämtliche Zonen belegt werden, was einer durchschnittlichen Zonenmächtigkeit von 1,5 m entspricht). In diese fazielle Interpretation fügt sich die Conodontenfauna ein, in der die Gattungen *Ancyrodella* und *Palmatolepis* dominieren, *Icriodus* selten auftritt und *Ancyrognathus* (typisch für den riffnahen Flachwasserbereich) nahezu vollständig fehlt (KLAPPER & ZIEGLER, 1979; SCHUMACHER, 1976).

Der Steinbergkalk besitzt einen biostratigraphisch nachgewiesenen Umfang vom dol $\alpha$  bis doll $\alpha$ . Folgende zeitliche Einstufungen waren möglich (mit wichtigen Leitformen aus 6 verschiedenen Proben):

- hermanni- bis mittlere asymmetricus-Zone (*Polygnathus cristatus*)
- obere asymmetricus- bis untere An. triangularis-Zone (*Ancyrodella nodosa*, *Ancyrodella rotundiloba rotundiloba* + *alata*, *Polygnathus ancyrognathoideus*)
- An. triangularis- bis unteren gigas-Zone (*Ancyrodella buckeyensis*, *A. gigas*, *A. nodosa*, *Palmatolepis punctata*)
- gigas-Zone (*Palmatolepis gigas*, *Pal. punctata* vel *unicornis*)
- ?triangularis-Zone (*Palmatolepis ?triangularis*)
- obere crepida-Zone (*Palmatolepis glabra pectinata*, *Pal. tenuipunctata*)

#### 1.1.7. Hochlantschkalk

Der massige bis etwa 800 m mächtige Hochlantschkalk (C. CLAR, 1871) zeichnet sich infolge seiner Felswandbildungen als weithin sichtbares Schichtglied der Hochlantschgruppe aus. Es handelt sich um eine monotone Kalkentwicklung, in der Dolomite und klastische Gesteine fehlen. Vulkanitische Einschaltungen (Tuffe bzw. massige Mandelsteine) treten in geringer lateraler Verbreitung an zwei Stellen südlich des Mixnitzbachs auf. Typisch für den Hochlantschkalk sind zahlreiche, meist nicht schichtgebundene Farbvariationen, die von hellgrau (dominant), blaugrau, rötlich, bräunlich bis zu dunkelgrau reichen. Ein weiteres charakteristisches Merkmal ist die Bildung von roten (Eisenoxidhydrat) Belägen längs von Klüften, Bankungsfugen, Störungen und Styolithen. Der Hochlantschkalk ist massig, lokal auch im m bis 10 m Bereich gebankt und nur äußerst selten dünnsschichtig ausgebildet.

In den reinen, rückstandsarmen Kalken sind gegenüber den anderen Schichtgliedern der Hochlantschgruppe verstärkten Umkristallisationserscheinungen zu beobachten. Es dominieren spätige bis grobspätige Ty-

pen, während dichte (mikritische) Gesteine nur selten auftreten. Im Westen, wo der Hochlantschkalk der kristallinen Basis tektonisch auflagert, zeigt er entlang dieser Grenze lokal in einem wenige m mächtigen Streifen ein grobkristallines Gefüge mit bis cm große Kalzitkristallen.

Innerhalb des Hochlantschkalks sind häufig Brekzienbildungen zu beobachten, die auf Drucklösung („Stylobrekzien“) und/oder tektonische Durchbewegung („Kataklastite“) zurückzuführen sind (LOGAN & SEMENIUK, 1976; RICHTER & FÜCHTBAUER, 1981).

An verschiedenen Stellen sind Anreicherungen von bis cm großen, authigenen Quarzen (bis zu 14 Vol.-%) anzutreffen (Taf. 5, Fig. 3,4). Die idiomorphen Kristalle sind stengelig langprismatisch (durchschnittlicher Längen-Breiten Index 4,8 : 1), während in salinarem Milieu gebildete Quarze nach GRIMM (1964) einen gedrungenen Habitus aufweisen (L/B-Index 1–3,5 : 1). Die Quarze werden als spätdiagenetische, prätektonische (Kataklaste und Rotation der Quarze) Bildungen betrachtet, wobei die kieselsäurereichen Porenlösungen in Zusammenhang mit dem Vulkanismus (siehe oben) stehen könnten.

Charakteristisch für den Hochlantschkalk ist das Auftreten von Amphiporen, die sowohl in basalen wie auch in hangenden Anteilen in gesteinsbildender Häufigkeit vorzufinden sind (Taf. 5, Fig. 1). Neben den Amphiporen sind massive Tabulata und Stromatoporen (? in situ) an mehreren Stellen in einer Anschnitlänge von mehreren m, weiters dendroide Tabulata, solitäre und stockbildende Rugosa (letztere nur im oberdevonen Anteil nachgewiesen) zu beobachten. Untergeordnet treten Crinoiden, Gastropoden, Zweischaler und Foraminiferen auf (Taf. 5, Fig. 2).

Die Hauptmasse des Hochlantschkalks scheint jedoch fossilieer zu sein, wobei allerdings organische Strukturen bedingt durch die starken Umkristallisationserscheinungen verwischt sein mögen (KREBS, 1974). Dies läßt sich an Hand von Amphiporen führenden Kalcken zeigen, wo sämtliche Übergänge von deutlich und scharf ausgebildeten bis zu unscharf begrenzten, kaum noch von der Matrix unterscheidbaren Amphiporen vorliegen.

Eine mikrofazielle Typisierung ist aus diesen Gründen problematisch. Nach KREBS (1974), E. FLÜGEL & HÖTZL (1976), BURCHETTE (1981) u. a. sind Amphiporen Indikatoren für eine sehr flache (weniger als 20 m) kaum bewegte, häufig eingeschnürte „Backreef-Fazies“. Conodonten treten nur äußerst selten auf. Nach CHATTERTON (1976) ist dies ebenfalls typisch für einen flachen, zumindest tw. eingeschnürten Ablagerungsraum. Pelagische Faunenelemente fehlen. Eine terrigene Beeinflussung ist nicht festzustellen. Auch in den stratigraphisch jüngsten Abschnitten (dol–doll/III) weisen biohermale Bildungen stockbildender Rugosen (*Dendrostella* sp. FLÜGEL, 1984) sowie Stromatolithen auf die Flachwassernatur des Sedimentationsraumes hin.

Zusammenfassend wird der Hochlantschkalk als Bildung eines sehr flachen, subtidalen, möglicherweise eingeschnürten, gut durchlichteten Environments mit Amphiporen-Rasen und biohermalen Bildungen gedeutet. Das Liegende des Hochlantschkalks bilden die Tyrnauer Alm-Formation bzw. basale Anteile der Zachenspitzenformation (Abb. 1). Im Hangenden transgrediert über einer Schichtlücke das Mixnitzer Karbon.

Auf mitteldevones Alter weisen die von HERITSCH (1917) beschriebenen Helioliten aus der Röthelstein

Westwand sowie ein Conodontenfundpunkt (mit mitteldevonen Polygnathen) aus der unteren Bärenschütz hin. Südlich des Mixnitzbachs konnten im Bereich des Röthelstein-Gipfels und am Fuße der Roten Wand Oberdevon (dol und doll/III) conodontenstratigraphisch nachgewiesen werden.

Der damit belegte stratigraphische Umfang (hohes Givet bis doll/III) weist auf eine weitgehende Vertretung mit der Zachenspitzenformation und dem Steinbergkalk (höheres Givet bis doll) hin. Der Übergang der Zachenspitzenformation in den Hochlantschkalk ist am Hochlantsch Nordabfall knapp westlich des Wöllingergrabens zu erkennen (Übergang der gebankten Kalke in die massigen Felswände des Hochlantsch), wobei die Hochlantschkalke gegen das Hangende vorgreifen. Dies deutet darauf hin, daß in diesem Bereich weite Teile des Hochlantschkalks dem Givetium angehören. Dagegen läßt die Lage der stratigraphischen Fixpunkte im Bereich des Röthelsteins, unter Ausschluß eventueller tektonischer Komplikationen, ein etwa 600 m mächtiges Oberdevon konstruieren (GOLLNER & ZIER, 1982), wobei jedoch auf die nur spärlichen stratigraphischen Daten hingewiesen werden muß. Dagegen beträgt die Mächtigkeit der benachbarten, in etwa den gleichen Zeitraum einnehmenden Steinbergkalke nur wenige m. Bemerkenswert ist weiters die Kontinuität der Sedimentationsbedingungen bis ins tiefere Famenne, während in den übrigen flachmarinen Entwicklungen des Grazer Paläozoikums ein deutlicher Fazieswechsel im weiteren dm/do Grenzbereich hin zu einem pelagischen Environment stattfindet (EBNER et al., 1980; HAFNER, 1984). Diese Gegebenheiten sowie der ausgeprägte Vulkanismus deuten auf eine beginnende Blockbildung („rifting“) im Grazer Paläozoikum während des Givetiums hin.

### 1.1.8. Mixnitzer Karbon

Östlich von Mixnitz am Fuße der Nordabstürze der Roten Wand und des Röthelsteins folgt über einem Erosionsrelief des Hochlantschkalks das Mixnitzer Karbon. Die Sedimentation beginnt mit einer cm bis dm mächtigen Transgressionsbrekzie, die eine Conodontenmischfauna mit Elementen des doll/III und cull enthält. Das Fehlen von Conodonten des dazwischen liegenden Bereichs wird mit einer Heraushebung, Deformation (Kluftbildung) und Erosion (lokal bis ins dol) in Zusammenhang gebracht. Über der Brekzie folgen graubraune bzw. rötliche, massige oder gebankte, etwa 100 m mächtige Karbonkalke (Tournai bis Namur B), die tektonisch bedingt in dreifacher Schichtwiederholung auftreten. Im oberen Visé kommt es wie in der Rannachfazies zur Hornsteinbildung. Das Mixnitzer Karbon wird als eine über den gesamten Zeitraum hinweg andauernde pelagische Entwicklung (Cephalopoden und Radiolarien führende Kalke – Taf. 5, Fig. 5,6) gedeutet. Dies steht wie bereits erwähnt im Gegensatz zur Rannachfazies, in der die unterkarbonen, pelagischen Sanzenkogelschichten von einer als Flachwasserentwicklung gedeuteten Oberkarbonentwicklung (Schichten der Dult) abgelagert werden.

Eine ausführliche Beschreibung ist bei ZIER (1981, 1983) zu finden.

### 1.2. Laufnitzdorfer Gruppe

Zur Laufnitzdorfer Gruppe sind die in unterschiedli-

cher tektonischer Position auftretende Hackensteiner- und Harrbergerformation zu stellen (vgl. Abb. 1). An der Typuslokalität im Raum Laufnitzdorf, westlich des hier beschriebenen Gebietes kann erstere, den Zeitbereich Llandovery/Wenlock bis Ems umfassende Formation in ein unteres, mittleres und oberes Member gegliedert werden. Am Hochlantsch Nordabfall ist nur das mittlere und obere Member (Obersilur bis Ems) in einer maximalen Mächtigkeit von etwa 300 m entwickelt. Die bis 200 m mächtige Folge, die im SW-Teil des Hochlantschgebietes (Heuberggraben, Wetterbauersattel) auftritt, wird aufgrund lithologischer Vergleiche dem mittleren Member zugerechnet. Biostratigraphische Hinweise liegen nicht vor.

Die ca. 70 m mächtige Harrbergerformation besitzt einen stratigraphischen Umfang von Oberems bis ins Oberdevon (dol), wobei im Bereich der Typuslokalität eine zumindest zweifache Schichtwiederholung mit einer aufrechten Unter- bis Mitteldevon umfassenden „Liegendschuppe“ und einer aufrechten Unter- bis Oberdevon umfassenden „Hangendschuppe“ nachgewiesen werden konnte.

Als Ablagerungsraum ist für den gesamten Zeitraum vom Obersilur bis ins Oberdevon eine mehr oder minder gleichbleibende, tiefer marine, pelagische Ruhigwasserfazies in Betracht zu ziehen. Ein charakteristisches Element dieser Entwicklung sind Radiolarien führende Lydite (Taf. 6, Fig. 3), die vom Obersilur bis ins Emsium verbreitet sind.

Eine ausführlich Beschreibung ist bei GOLLNER (1981), GOLLNER et al. (1982) und TSCHELAUT (1984a) zu finden. Innerhalb der Laufnitzdorfer Gruppe sind auch die in diesem Raum auftretenden Vererzungen (am Hochlantsch Nordabfall der in Betrieb stehende Magnesitbergbau [GOLLNER, 1985] und die einst bebauten manganhaltigen Toneisensteine, sowie im Heuberggraben an Vulkanite gebundene, einst genutzte Hämatitvererzungen) anzutreffen (Abb. 1).

### 1.3. „Kalkschieferfolge“

Sowohl am Nord- wie auch am Südabfall des Hochlantschgebietes sind heterogen zusammengesetzte Abfolgen ausgebildet, die aufgrund ihrer lithofaziellen Ähnlichkeit zur „Kalkschieferfolge“ (CLAR, 1874; vgl. FLÜGEL, 1975 cum lit.; EBNER et al., 1979, 1980 cum lit.; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984; TSCHELAUT, 1984a) zusammengefaßt werden.

Diese bildet im Unter- und Mitteldevon eine eigenständige fazielle Entwicklung neben der extrem flachmarinen, z. T. lagunären Entwicklung der Hochlantschgruppe und der pelagischen Laufnitzdorfer Gruppe. Als Hinweis für eine nahe Position von „Kalkschieferfolge“ und Hochlantschgruppe könnte die Ausbildung von mehrere 100 m mächtige Dolomiten am Hochlantsch Südabfall, die denen der Dolomitsandsteinfolge gleichen, gedeutet werden. Dafür sprechen auch Profile im Bereich der Hubenhalt (südlich des hier dargestellten Raumes), in denen die „Kalkschieferfolge“ vermutlich sedimentär von Gesteinen der Hochlantschgruppe (Tyrnauer Alm-Formation) überlagert wird (HUBAUER, 1984). In diesem Bereich sind im Hangenden der „Kalkschieferfolge“ korallenführende Kalke eingeschaltet, deren Fauneninhalt für Barrandei-Niveau spricht (FLÜGEL & HUBAUER, 1984), sodaß ein stratigraphischer Verband mit der im Hangenden folgenden Tyrnauer Alm-

Formation (Givetium) wahrscheinlich erscheint. Im Oberdevon kommt es möglicherweise zur faziellen Angleichung unter Bildung von pelagischen Flaserkalken in beiden Bereichen.

#### 1.3.1. Tektonische Position der „Kalkschieferfolge“

Da die tektonisch tieferen Einheiten („Kalkschieferfolge“, Laufnitzdorfer Gruppe) am Westrand des Hochlantschstocks amputiert werden (vgl. Abb. 1), ist eine direkte Verbindung der im Norden ausgebildeten Schichten mit denen im Süden nicht möglich. Allerdings tritt die „Kalkschieferfolge“ an der Nordseite wie auch an der Südseite in gleicher tektonischer Position einmal als Basis des Paläozoikums über dem Gleinalmkristallin zum anderen Mal über Gesteinen der Laufnitzdorfer Folge auf. Die tektonisch tiefere Folge bildet einen Teil der „Gschwendtformation“ (TSCHELAUT, 1984a, FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). Da die tektonisch höheren „Kalkschieferfolgen“ des südlichen und nördlichen Bereichs beträchtliche lithologische Unterschiede aufweisen und auch ihre primäre Verknüpfung fraglich erscheint (Kap. 3.), wird von einer nominellen Zusammenfassung abgesehen. Als informelle Arbeitsbegriffe werden daher für den südlichen Bereich die Bezeichnung „Heubergformation“, benannt nach dem Heuberg südöstlich von Mixnitz (Abb. 1) und für den nördlichen Bereich die Bezeichnung „Koglerformation“ nach dem Gh. Kogler südlich von St. Erhard (Abb. 1) eingeführt.

Die „Gschwendtformation“ bildet vermutlich die streichende Forsetzung der nordwestlich des Arbeitsgebietes ausgebildeten Hochschlagformation (THALHAMMER, 1982; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984), was eine Zusammengehörigkeit dieser Folgen wahrscheinlich macht. Von einer nominellen Zusammenfassung wird abgesehen, da derzeit laufende Untersuchungen eine Klärung erwarten lassen.

In der Position der „Heubergformation“ tritt am SW-Abfall des Hochlantschgebietes eine isolierte Deckscholle (Größkogelgruppe) im Hangenden der Laufnitzdorfer Gruppe bzw. der „Gschwendtformation“ auf (vgl. Abb. 1, 8), die im folgenden trotz lithologischer und stratigraphischer Unterschiede aufgrund ihrer Position zur „Kalkschieferfolge“ gezählt wird (Abb. 7).

Im hinteren Tyrnauergraben ist die Kalkschieferfolge („Höllgrabeneinheit“) vermutlich schichtparallel der Hochlantschgruppe aufgeschoben.

#### 1.3.2. „Geschwendtformation“, „Heubergformation“, „Koglerformation“, „Höllgrabeneinheit“

Charakteristisch für diese Folgen ist das Dominieren von gut geschichteten, unterschiedlich gebankten (mm- bis dm-Bereich, selten auch im m-Bereich), blaugrauen bis dunkelgrauen z. T. bituminösen, mit Ausnahme von Echinodermatenklasten fossilere Kalken mit unterschiedlicher Quarzsand- bzw. siltführung (Taf. 6, Fig. 1). Vor allem in den feinschichtigen Kalken sind häufig längs der Schichtflächen tonige Beläge ausgebildet. Abgesehen von diesen gemeinsamen Merkmalen sind die lithologischen Unterschiede in den einzelnen Verbreitungsgebieten beträchtlich.

Die über das Aufnahmegebiet gegen SW hinausreichende „Gschwendtformation“ (vgl. TSCHELAUT, 1984a)

zeigt am Hochlantsch Südabfall eine überaus starke sandige Beeinflussung mit bis zu 30 m mächtigen Sandsteinhorizonten, während nördlich des Hochlantsch Quarzdetritus nur untergeordnet auftritt.

Die bis 700 m mächtige „Heubergformation“ beginnt mit bis 300 m mächtigen Dolomiten, die denen der Dolomitsandsteinfole der Hochlantschgruppe gleichen. Erst darüber folgt die typische „Kalkschieferentwicklung“ mit unterschiedlich gebankten Kalken und untergeordnet karbonatisch zementierten Sandsteinen.

Die bis 800 m mächtige „Koglerformation“ wird dominiert von plattigen, z. T. schwach sandigen Kalken, während Sandsteine und Dolomite nur selten auftreten. In diesem Raum schalten sich im Hangenden wenige 10er m mächtige Biogenschuttkalke und -mergel mit Stromatoporen-, Korallen-, Crinoiden- und Schalenklasten ein. Derartige Kalke und Mergel beschreibt TSCHELAUT (1984a) innerhalb der „Gschwendtformation“ aus der Umgebung von Röthelstein.

Nördlich wie auch südlich des Hochlantsch sind in „Gschwendt“- „Kogler“- und „Heubergformation“ lateral nicht weit verfolgbare Vulkanite in Form geringmächtiger (dm bis wenige m), grüner, feinschichtiger Metaaschentuffe bzw. -tuffite eingeschaltet. Es könnte sich um zwei oder drei Horizonte handeln, deren altersmäßige Einstufung jedoch unklar ist.

Die ca. 200 m mächtige „Höllgrabeneinheit“ zeigt die typische Folge von gut geschichteten, tw. sandigen Kalken und karbonatisch zementierten Sandsteinen. Biogenschuttkalke und Vulkanite fehlen.

Eine fazielle Interpretation dieser „Kalkschieferfolge“ ist schwierig, da fazieskritische Merkmale weitgehend fehlen.

Die Interpretation der „Gschwendtformation“ als subtidaler Ablagerungsraum mit wechselnden Strömungsverhältnissen (daraus resultierend die unterschiedliche und rasch wechselnde Führung an Quarzdetritus) und tw. reduzierenden Bedingungen (bituminöse Kalke) (TSCHELAUT, 1984a) dürfte auch für die lithologisch sehr ähnliche „Heuberg“- und „Koglerformation“ zutreffen. Hinweise auf den Ablagerungsraum liefern die untergeordnet auftretenden „Begleitgesteine“ wie Biogenschuttkalke und frühdiagenetische Dolomite. Erstere treten nördlich des Hochlantsch im Hangendanteil der „Koglerformation“ auf. Die Ausbildung von Enkriniten und Schuttkalken mit cm großen, schlecht sortierten und kaum gerundeten Bioklasten, die hohe Diversität und Häufigkeit der Organismen, die Ausbildung von Peloiden und bioturbaten Gefügen, das Dominieren von Formen der Gattung *Icriodus* in der Conodontenfauna, spricht für einen gut durchlichteten, offenmarinen, bewegten Flachwasserraum mit Biostrom- und Rasenbildungen und einem reichen Bodenleben. Diese ins Eifelium eingestuftes Gesteine bilden das Hangende der Schichtfolge in diesem Bereich. Daß es sich dabei nicht um einen allgemeinen Fazieswechsel im Mitteldevon handelt, geht daraus hervor, daß einerseits derartige Gesteine auch im Emsium auftreten (TSCHELAUT, 1984), andererseits Emsium und Givetium aus typischen Schichtfolgen der Kalkschieferfolge belegt sind.

Weitere Hinweise liefern die zumindest tw. frühdiagenetisch gebildeten Dolomite der „Heubergformation“, die für einen intertidalen bis sehr flach subtidalen Bereich sprechen.

Die gegenseitige Vertretung von Biogenschuttkalken und Dolomiten mit typischen Schichten der „Kalkschieferfolge“ spricht für ein eher flaches subtidales,

möglicherweise leicht eingeschnürtes (weitgehendes Fehlen von pelagischen Faunenelementen) Environment, welches zeitweise (im Emsium und Eifelium nachgewiesen) durch ein offenmarines Flachwasser ersetzt wurde.

Der stratigraphische Umfang der „Gschwendt“- „Kogler“- und „Heubergformation“ dürfte Unter- und Mitteldevon umfassen, während die „Höllgrabeneinheit“ wahrscheinlich zur Gänze ins Unterdevon zu stellen ist. Diese Annahme stützt sich auf relativ wenige und weit verstreute biostratigraphische Fixpunkte, sodaß stratigraphisch belegte Profile, in denen Schichtwiederholungen ausgeschlossen werden könnten, fehlen.

Folgende conodontenstratigraphische Fixpunkte liegen vor: Innerhalb der „Heubergformation“ konnte Mitteldevon (eine Probe mit *Polygnathus linquiformis linquiformis*) nachgewiesen werden, aus der „Koglerformation“ liegt ein Obersilur/Unterdevon- (eine Probe mit spathognathodiformen Pa-Elementen dieses Zeitbereichs) und ein Eifel-Alter (eine Probe mit *Icriodus corniger* ssp. und *Polygnathus linquiformis* ssp. aus den hangenden Biogenschuttkalken) vor.

Innerhalb der „Gschwendtformation“ blieben eigene Untersuchungen auf Conodonten erfolglos. Dagegen sind aus dem im SW anschließenden Bereich mehrere Punkte mit Emsium (sowohl innerhalb von Biogenschuttkalken wie auch in den typischen Schichtfolgen mehrmals nachgewiesen) und Givetium (ein Probenpunkt) bekannt geworden (TSCHELAUT, 1984a). In der „Höllgrabeneinheit“ konnte der Bereich höchstes Obersilur bis Oberdevon (drei Proben mit spathognathodiformen Elementen von *Ozarkodina remscheidensis* ssp. oder *Pandorellina steinhornensis* ssp. und *Ozarkodina excavata excavata*) und ein Ems Alter (*Pandorellina steinhornensis steinhornensis*) belegt werden.

### 1.3.3. Größkogelgruppe

Die ca. 200 m mächtige Größkogelgruppe stellt ein eigenes tektonisches Element dar (Abb. 1, 8). Sie zeigt einen von den übrigen Kalkschieferfolgen abweichenden lithologischen Aufbau. Die Basis bilden, tektonisch im Liegenden begrenzt, die etwa 50 m mächtigen Größkogeldolomite. Es handelt sich um dm–m gebankte, dunkelgraue, grobspätige Dolomite, die z. T. reichlich Amphiporen führen können. Sandsteine fehlen. Im stratigraphisch Hangenden folgen die etwa 100 m mächtigen, hell- bis mittelgrauen Größkogelkalke, wobei der Liegendanteil überwiegend massiv und der höhere Bereich im dm–m Bereich geschichtet ausgebildet ist. Neben Crinoidenschutt treten vor allem in den massigen Kalken massive Tabulata und Stromatoporen, sowie Heliolitenstöcke (? in Form biohermaler Bildungen) auf. Innerhalb der gebankten Kalke konnte Givetium (*Polygnathus pseudofoliatus*, *Po. xylus xylus* und *Icriodus brevis* belegen die varcus-Zone) und Oberdevon (dol durch *Ancyrodella* sp. und *Palmatolepis* sp.) nachgewiesen werden. Darüber folgen mit sedimentärem Kontakt die ca. 40 m mächtigen Größkogelflaserkalke. Die graublauen tentakuliten- und conodontenführenden Kalke zeigen, bedingt durch eine inhomogene Verteilung des tonig-siltigen Anteils eine geflaserte bis knollige Struktur (Taf. 6, Fig. 2). Stratigraphisch gehören die Kalke ins tiefe Oberdevon (dol), wobei in fünf verschiedenen Proben *Ancyrodella nodosa* und *Palmatolepis* sp. nachgewiesen werden konnte.

Der Schichtumfang der Größkogelgruppe dürfte demnach vom höheren Mitteldevon bis ins tiefe Oberdevon reichen, wobei hinsichtlich Lithologie und Fazies Ähnlichkeiten zu den für diesen Zeitraum charakteristischen Formationen der Rannachfazies (Mitteldevondolomit, Kanzelkalk, Steinbergkalk) vorliegen (vgl. EBNER et al., 1980; HAFNER, 1984). Größkogeldolomit und -kalk werden als flachmarine, wahrscheinlich lagunäre Entwicklung mit ? biohermalen Bildungen gedeutet. Innerhalb des tiefen Oberdevons kommt es wie in der Rannachfazies zu einem Wechselschicht in eine pelagische Fazies mit tentakuliten- und conodontenreichen Flaserkalken.

Über die primäre Stellung der Größkogelgruppe kann aufgrund der isolierten Position (Abb. 1, 9) keine gesicherte Aussage gemacht werden. Die wenigen stratigraphischen Daten schließen nicht aus, daß es sich um das primär Hangende der „Heubergformation“ handelt.

Der stratigraphische Umfang der einzelnen „Kalkschieferfolgen“ umfaßt im wesentlichen Unter- und Mitteldevon. Einzig die Größkogelgruppe reicht bei einer abweichenden Lithologie und Fazies bis ins Oberdevon. Silurisches Alter konnte bisher nicht sicher nachgewiesen werden. Demzufolge erscheint es möglich, daß es erst im Unterdevon zu einer Faziesdifferenzierung in Hochlantschgruppe, Laufnitzdorfer Gruppe und Kalkschieferfolge kommt.

## 2. Postpaläozoische Ablagerungen

### 2.1. Gams/Bärenschtztkonglomerat (?Gosau)

Östlich Mixnitz haben rot gefärbte Konglomerate (Gams/Bärenschtztkonglomerat [GOLLNER et al., 1983]) eine weite Verbreitung. Sie werden aufgrund ihrer Rotfärbung, ihres Geröllbestandes und ihrer Position mit den Basiskonglomeraten der Kainacher Gosau verglichen (GRÄF, 1975 cum lit.). Während ihre Mächtigkeit in der unteren Bärenschtz einige 10er m betragen dürfte, sind die übrigen Vorkommen im dargestellten Bereich nur durch Einzelfunde nachzuweisen. Auffällig ist ihr großer Niveauunterschied zwischen 600 und 1300 m Sh., der vermutlich auf eine junge (?neogene) Bruchtektonik zurückgeht. Das Geröllspektrum wird dominiert von mesozoischen (v. a. triassischen Karbonatgesteine und Klastika) Komponenten. Hinsichtlich der untergeordnet auftretenden paläozoischen Gerölle fällt auf, daß keine Ähnlichkeit zu den Gesteinen der Um-



Abb. 5: Tertiärkonglomerat an der Forststraße Zechnerhube – Wh. „Zum guten Hirten“, 1220 m Sh.

rahmung vorliegt. Vor allem das Fehlen von Hochlantschkalk- und Kristallinkomponenten ist hervorzuheben. Genetisch stellen die Konglomerate schuttstromartige Ablagerungen in proximalen Bereichen von Alluvialfächern dar (GOLLNER et al., 1983, FLÜGEL, 1983).

### 2.2. Tertiärkonglomerat

Nördlich bzw. nordwestlich der Zechnerhube sind zwischen 1200 und 1220 m Sh. an einigen Stellen mehrere m<sup>2</sup> große Reste eines Konglomerats aufgeschlossen (Abb. 5), welches WINKLER-HERMADEN (1957) als konglomerierten Wildbachschutt deutete und aufgrund der Höhenlage (Tab. 2) in den frühintrapannonischen Zeitraum stellte. Die Komponenten sind überwiegend gut gerundet. Die Sortierung ist schlecht, wobei wenige cm<sup>3</sup> und mehrere dm<sup>3</sup> große Gerölle nebeneinander auftreten. Das Geröllspektrum (Hochlantschkalk, Dolomite und karbonatisch zementierte Sandsteine vermutlich aus der Tyrnauer Alm-Formation oder der Dolomitsandsteinsfolge, Kalke der Zachenspitzenformation, Biogenschuttkalke aus den Barrandeischichten oder der Tyrnauer Alm-Formation, Vulkanite vermutlich aus der Tyrnauer Alm-Formation) läßt sich aus dem Paläozoikum der Umrahmung ableiten, wobei jedoch für einen Großteil der Gerölle die heutige Geländemorphologie keine Möglichkeit der Herleitung aus dieser erlaubt.

Ein stratigraphisches Äquivalent dieser Konglomerate dürften zwei kleine Quarzschotter- und -sandsteinvorkommen südlich der Tyrnauer Alm in 1200 m Sh. darstellen.

### 2.3. Burgstallbrekzie (?Neogen)

Im Bereich des Burgstalls (untere Bärenschtz, östlich von Mixnitz) ist in einem mehrere 10er m breiten und mehrere 100 m langen, etwa W–E verlaufenden Streifen eine monomikte Hochlantschkalkbrekzie (Burgstallbrekzie) aufgeschlossen, die morphologisch markant in Form von über 80 m hohen Steilwänden in einer Sh. zwischen 720 und 860 m auftritt. Die schlecht kantengerundeten oder eckigen Komponenten bilden ein korngestütztes Gefüge, deren Zwickel mit feinstem Erosionsschutt und mikrokristallinem, hellgrauen selten auch schwach rötlichem Kalzizement gefüllt sind. Die Brekzie ist ungeschichtet. Die Sortierung ist äußerst schlecht, wobei cm<sup>3</sup> und m<sup>3</sup> große Blöcke nebeneinander auftreten (der Durchmesser des größten beobachteten Blocks beträgt ca. 7 m). Die Burgstallbrekzie lagert teils dem Hochlantschkalk, teils dem Gams/Bärenschtztkonglomerat auf, wobei jedoch nur der Kontakt zum Hochlantschkalk örtlich als scharfe, unterschiedlich steil einfallende (zwischen 0 und 50°) Erosionsfläche aufgeschlossen ist. Die Brekzie ist im Hangenden durch das Hochstradener Niveau terrassiert, der Fuß der Steilwände liegt im Niveau der Fluren des Stadelberg Systems (Abb. 6, Tab. 2).

Die genetische und zeitliche Entstehung der Brekzie ist nicht eindeutig geklärt. Sicher sind nur ihr postgosauisches Alter und ihre sedimentäre Entstehung, nachdem jegliche Merkmale für eine tektonische Bildung fehlen. Die überaus schlechte Sortierung, die nahezu hausgroßen Komponenten, die ungeschichtete Ausbildung, die monomikte Komponentenzusammen-

Tabelle 2: Neogene Landformungen am Hochlantsch  
(nach WINKLER-HERMADEN, 1957, und eigenen Ergänzungen)

| Einstufung                          | Seehöhe   | Beispiele                              |
|-------------------------------------|-----------|--|
| Kor Niveau<br>ob. Sarmat            | 1450-1500 | Gipffluren des<br>Hochlantsch          |
| ob. Wolscheneck N.<br>unt. Pannon   | 1450-1500 | Gipfelplateau der<br>Roten Wand        |
| unt. Wolscheneck N.<br>unt. Pannon  | 1300-1350 | Breitalm,<br>Tyrnauer-Alm              |
| Hubenhalt N.<br>mittl. Pannon       | 1200-1250 | Teichalm,<br>Schwaigeralm              |
| Trahüttener N.<br>ob. Pannon        | 1000-1100 | Hochlantsch Nord-<br>abfall, Burgstall |
| Hochstradener N.<br>Astium          | 800-850   | Schwaigerbauer                         |
| Stadelberg N.<br>Pliozän/Pleistozän | 700-750   | Burgstall                              |

setzung etc. sprechen für eine Interpretation als Felssturzmassen. CLAR et al. (1929) deuten die Brekzie als pleistozäne Gehängebrekzie, WINKLER-HERMADEN (1957) spricht sich für eine oberpannonische Bildung als Äquivalent der Eggenberger Brekzie aus. Erstere Ansicht ist aufgrund der heutigen Morphologie, die eine Ableitung der Gerölle daraus ausschließt, nicht möglich. Die Interpretation als oberpannone Gehängebrekzie (WINKLER-HERMADEN, 1957) würde bedeuten, daß es schon früh, vermutlich in Erosionsphase zwischen Trahüttener Niveau und Hochstradener System örtlich zu einer tiefgreifenden Erosion bis in mindestens 700 m Sh., zur Verfüllung der entstandenen Hohlformen und anschließend zur teilweisen Abtragung der Burgstallbrekzie bis auf das Hochstradener Niveau gekommen sein muß. Die Bildung der Steilwandmorphologie müßte darauf in der erosiven Phase zwischen Hochstradener und Stadelberg System erfolgt sein. Aus dem Hochlantschgebiet und der weiteren Umgebung sind jedoch keine Bildungen bekannt, die auf eine derartige tiefgrei-

fende präastische Erosion schließen lassen (vgl. WINKLER-HERMADEN, 1957).

Dagegen würde ihre Interpretation als „astische Karstbrekzie“ (Verbruchsdoline) die Gegebenheiten leichter erklären. Die Denudation des Hochstradener Systems führt zum Einsturz der Decke riesiger, präastisch gebildeter Höhlen und zur Verfüllung mit Schutt. Darauf zwischen Hochstradener und Stadelberg System kommt es zur Erosion der südseitigen Höhlenwandung. Dagegen spricht allerdings, daß keine für eine versterzte Höhle typischen Komponenten wie Sinter, Tropfsteine etc. gefunden wurden.

Am wahrscheinlichsten erscheint eine Interpretation als ältere, vermutlich intramiozäne Bergsturzmasse, wobei die gegenwärtige tiefe Position in Zusammenhang mit neogenen Störungen zu verstehen ist. Daß in diesem Raum jungtertiäre Störungen mit Verstellungsbeträgen von mehreren 100 m auftreten, geht aus der unterschiedlichen Höhenlage der Gams/Bärenschtz-konglomerate hervor (siehe vorne).

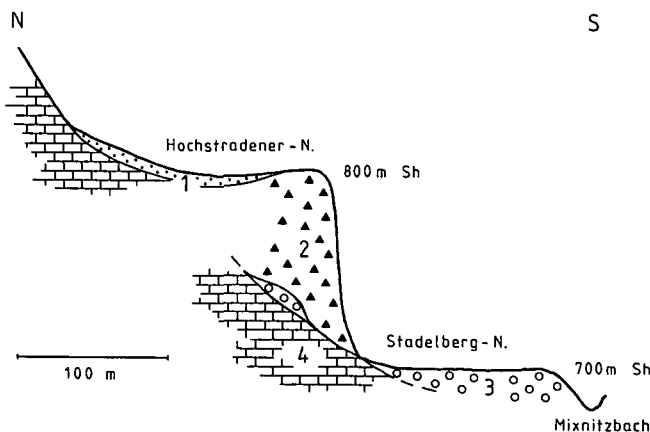


Abb. 6: Schematische Darstellung (überhöht) der geomorphologischen Position der Burgstallbrekzie. 1 = quartäre Schuttbildungen mit Hochlantschkalk- und Gams/Bärenschtz-konglomeratgeröllen; 2 = Burgstallbrekzie; 3 = Gams/Bärenschtz-konglomerat; 4 = Hochlantschkalk.

#### 2.4. Gehängebrekzie und Schuttbildungen (Pannon, Quartär)

Die weit verbreiteten Gehängebrekzien bestehen vorwiegend aus eckigen bis kantengerundeten, kaum sortierten Komponenten (Lokalschutt) mit einem oft rötlichen, kalkigen Bindemittel. Die Mächtigkeit der häufig hangparallel geschichteten Brekzien kann bis zu 20 m erreichen. Es handelt sich dabei um verschieden alte, pannonische und quartäre Bildungen, die sowohl gebunden an ein altes Relief (v. a. den Kämmen und Rücken der Trahüttener Landschaft auflagernd), als auch in jungen Bacheinschnitten auftreten.

Mächtige Schuttfächer und -ströme sind am gesamten Hochlantsch Nordabfall und am Fuße der roten Wand weit verbreitet, wobei oft eine beginnende Verkitung zu beobachten ist. Felssturzmassen großen Ausmaßes mit hausgroßen Hochlantschkalkblöcken findet

man sowohl am Fuße der Hochlantsch Nordwände als auch südlich und westlich des Röthelsteins.

In den heutigen Haupttälern, dem Breitenauer und Tyrnauer Graben sowie auf der Teichalm und am oberen Mixnitzbach sind z. T. mächtige Alluvionen weit verbreitet.

## 2.5. Quartäre Spalten

Die Forststraße Teichalm – Zechnerhube schließt 50 m westlich Kote 1153 (Abb. 7) gebankte Kalke der Zachenspitzformation auf. Darin sind längs einer Schicht- und Klufffläche Spalten ausgebildet, die mit verschiedenen für den meteorischen Bereich charakteristischen Karbonatzementtypen gefüllt sind. Die erstgenannte, 2–3 cm dicke, in einer Länge von etwa 4 m aufgeschlossene Spalte führt neben von laminierten Karbonatkrusten umgebenen Lithoklasten des umgebenden Gesteins reichlich Gastropodenschalen. In den Porenräumen sind fibröse, wirrstrahlige Karbonatkristalle („Whisker crystals“) ausgebildet, die nach SUPKO (1971) bzw. E. FLÜGEL (1982) innerhalb der phreatischen bzw. vadosen Zone in warmen humiden Klimaten gebildet werden. Die steil darauf stehende, 5–8 cm dicke und mehrere dm lange Querspalte ist mit gebändertem Travertin gefüllt.

Die Karbonate beider Spaltenfüllungen wurden am Institut für Radiumforschung und Kernphysik der Österreichischen Akademie der Wissenschaften datiert (FELBER, 1983). Je nach Annahme der Rezentkonzentration im Sinter (allgem. zwischen 85 und 100 % mod.) ergaben sich folgende Werte:

Annahme 100 % mod. (maximal mögliches Alter):

Probe VRI-771 (Querkluff):  $31.700 \pm 1600$  BP

Probe VRI-772 (ss-parallele Spalte):  $10.700 \pm 160$  BP

Annahme 85 % mod.:

Probe VRI-771:  $30.400 \pm 1.600$  BP

Probe VRI-772:  $9.400 \pm 160$  BP

Das Bildungsalter der Karbonatsinter aus der Querkluff (VRI-771), welches wahrscheinlich mit der Sinterdatierung aus der „Griffener Höhle“ (FRANKE & TRIMMEL, 1962) vergleichbar ist, fällt damit in die interstadiale Warmzeit des Würmglazial (DRAXLER, 1980). Um 9500 J. v. h. waren die Gletscherstände in dem auf die Würmeiszeit folgenden Präboreal bereits auf die heutigen Stände zurückgegangen (DRAXLER, 1980). Demzufolge dürften die Karbonate der Probe VRI-772 in den heutigen Gegebenheiten entsprechenden Klimaten entstanden sein.

MAURIN (1953) und FLÜGEL (1975) weisen darauf hin, daß längs markanter etwa N–S streichender Bruchzonen (vgl. tektonischer Bau), deren Hauptgeschehen vermutlich intramiozän erfolgte, Bewegungen bis in die jüngste Vergangenheit angedauert haben. In diesem Zusammenhang könnte es auch zur Öffnung der zuvor beschriebenen Spalten gekommen sein.

## 3. Tektonischer Bau

Wie die Kartierung gezeigt hat, ist eine Klärung des tektonischen Baues aus dem engen Raum heraus nur teilweise möglich. Dies gilt insbesondere für den südlichen und südöstlichen Teil, dessen endgültige Klärung erst nach Abschluß der Bearbeitung der Nachbargebiete möglich sein wird. Klarer liegen die Verhältnisse im Norden. Hier bildet die Grenze des Gleinalmkristallins – sofern sie nicht durch eine vermutlich neogene, steilstehende Störung überprägt ist – eine diskordante Überschiebungsfläche, wodurch von Nordosten nach Südwesten fortschreitend immer höhere tektonische Einheiten des Paläozoikums dem Kristallin auflagern (vgl. Abb. 1, 9). Andererseits wird dieses basale Decken- und Schuppenpaket des Grazer Paläozoikums gleichfalls durch eine diskordante Überschiebung vom obersten Stockwerk, der eigentlichen Hochlantschdecke, getrennt. Diese Überschiebung schneidet von Osten

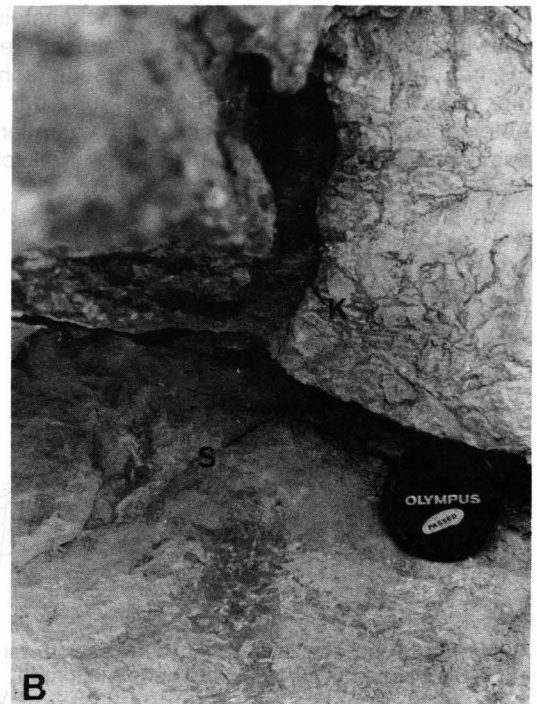


Abb. 7: A: Gebankte Kalke der Zachenspitzformation an der Forststraße Teichalm – Zechnerhube, 1155 m Sh. B: Längs einer Schicht- (S) und einer Klufffläche (K) ausgebildeter Karbonatzement (Ausschnitt aus A).

gegen Westen zu immer höhere tektonische Einheiten der „Basisdecken“ ab und trennt sie von der unterdevonisch–oberkarbonen Schichtfolge der Hochlantschdecke, wobei zufolge deren großräumigen Verfallung von Westen nach Osten immer tiefere stratigraphische Schichtglieder derselben an die Überschiebungslinie herantreten (vgl. Abb. 1).

Die liegendste tektonische Einheit der „Basisdecken“ bildet als Teil der „Kalkschieferfolge“ die „Gschwendt-Formation“ (du bis dm). Sie ist vor allem nördlich des Breitenauer Tales außerhalb des hier dargestellten Bereiches verbreitet, wobei ihr vermutlich auch der Hochschlag zuzurechnen ist. Tektonisch hangend folgen die zur Laufnitzdorfer Gruppe gehörenden Gesteine der Hackensteinerformation (si bis du) mit der Dornerkogel-formation nördlich von Breitenau (THALHAMMER & TSCHELAUT, 1983). Als eigene tektonische Einheit folgen im Hangenden erneut „Kalkschiefer“ des Unter- und Mitteldevons („Koglerformation“). Diese wird von der Harrbergerformation (du bis do) als Teil der Laufnitzdorfer Gruppe überlagert, die gleichzeitig in dem betrachteten Bereich höchstes tektonisches Element der „Basisdecken“ ist. Es wurde bereits darauf verwiesen, daß die Hochlantschdecke in ihrem nordöstlichen Teil als große liegende N (bzw. NNE) vergente Falte ausgebildet ist. Besonders klar zeigt sich dies am Osthang der Zachenspitze im umlaufenden Streichen der Tyrnauer Alm-Formation (vgl. Abb. 1). Diese Falte wird im Liegenden durch die bereits erwähnte diskordante Überschiebung abgeschnitten. Im Bereich des Hochlantschnordabfalles kommt es innerhalb der Hochlantschdecke zu einer Schuppung mit einem etwa 200 m mächtigen aufrechten Liegendanteil aus Givetium und tieferem Oberdevon (Zachenspitzenformation, Steinbergkalk) und einer aufrechten Hangendschuppe des Givetium (Zachenspitzenformation, Hochlantschkalk).

Im Vergleich dazu sind die Verhältnisse im Süden bedeutend komplizierter (Abb. 8, 9). Die erwähnte diskordante Überschiebung an der Basis der Hochlantschdecke ist hier in analoger Folge nur im Bereich des Heu-berggraben klar erfaßbar, wo unter der Hochlantschdecke die beiden tiefsten tektonischen Einheiten des Nordens („Gschwendtformation“, Hackensteinerformation) in gleicher Position und mit vergleichbarem lithologischen Inhalt auftauchen. Andererseits schiebt sich hier zwischen diesen „Basisdecken“ und der normalen Abfolge der Hochlantschdecke eine vor allem südlich des Tyrnauergrabens breit entwickelte Kalkschieferent-

wicklung („Heu-bergformation“), deren Stellung derzeit noch unklar ist (vgl. Kap. 1.3.). Die Verhältnisse werden dadurch kompliziert, daß hier südlich des Hochlantsch im Bereich der Tyrnau die stratigraphisch tieferen Schichtglieder der Hochlantschdecke (Dolomitsandsteinfolge, Barrandeischichten) eine Antiklinale zu bilden schienen, wobei jedoch diesen Antiklinalbau die höheren stratigraphischen Folgen nicht mitmachen. Die Kalkschiefer („Heu-bergformation“) zeigen im Bereich des Höllgraben nördlich des Tyrnauerbaches eine in ihrer Bedeutung noch nicht durchschaubare tektonische Komplikation mit Entwicklung einer eigenen tektonischen Einheit („Höllgrabeneinheit“), die, soweit die schlechten Aufschlußverhältnisse erkennen lassen, schichtparallel den Barrandeischichten der Hochlantschdecke aufgeschoben ist (Abb. 8).

Eine weitere Komplikation ergibt sich in der Position der Größkogelgruppe, die als isolierte Deckscholle mit flachem NE streichenden Synklinealbau auf den früher erwähnten Gesteinen der Hackensteinerformation liegen und damit bei völlig anderer fazieller Entwicklung (Ähnlichkeit zur Rannachfazies) eine Position haben, die eigentlich der „Heu-bergformation“ in diesem Raum zukommt (Abb. 9).

Innerhalb der Harrbergerformation bildet eine ca. 70 m mächtige sedimentäre Folge, vom Emsium bis in dol reichend, eine aufrechte „Hangendschuppe“. Aufgrund der nur wenigen biostratigraphischen Hinweise aus dem ca. 100 m mächtigen Liegendanteil sind darin weitere Verschuppungen nicht auszuschließen (GOLLNER, 1981).

Schuppungen bzw. liegende Großfalten wie sie TSCHELAUT (1984b) aus dem Frohnleitner Raum beschreibt, sind zwar in den übrigen tieferen Einheiten nicht nachgewiesen, aber aufgrund des im Kleinbereich beobachtbaren Verformungsstils (überkippte bzw. isoklinale, z. T. abgescherte Kleinfalten mit Nordvergenz) durchaus wahrscheinlich, wodurch auch die z. T. sehr großen Mächtigkeiten (z. B. „Koglerformation“) ihre Erklärung finden.

Neben diesem Falten-, Decken- und Schuppenbau wird das tektonische Bild am Hochlantsch geprägt durch eine markante Bruchtektonik. Die bedeutendsten Verstellungen sind dabei an N–S bzw. NE–SW streichende Störungsbündel gebunden (Abb. 1). Neben zahlreichen kleinen Brüchen treten einige Zonen mit Verstellungen im 100er m Bereich hervor. Ein deutliches Lineament verläuft im Tyrnauergraben, begleitet

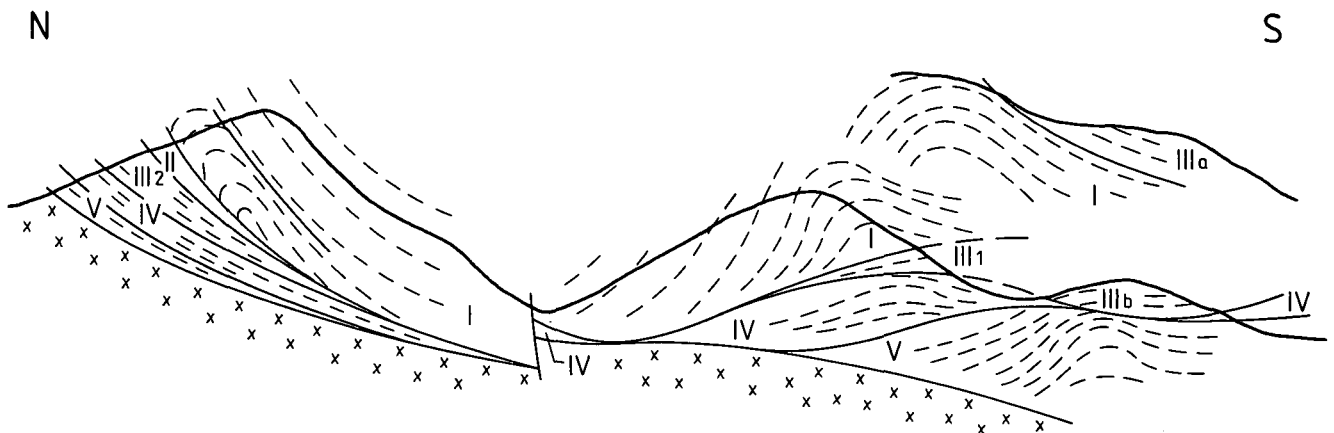


Abb. 8: Schematische Darstellung der Position der tektonischen Einheiten. I = Hochlantschgruppe; II = Harrbergerformation; III<sub>1</sub> = Heu-bergformation; III<sub>2</sub> = Koglerformation; III<sub>a</sub> = Höllgrabeneinheit; III<sub>b</sub> = Größkogelgruppe; IV = Hackensteinerformation; V = Gschwendtformation.



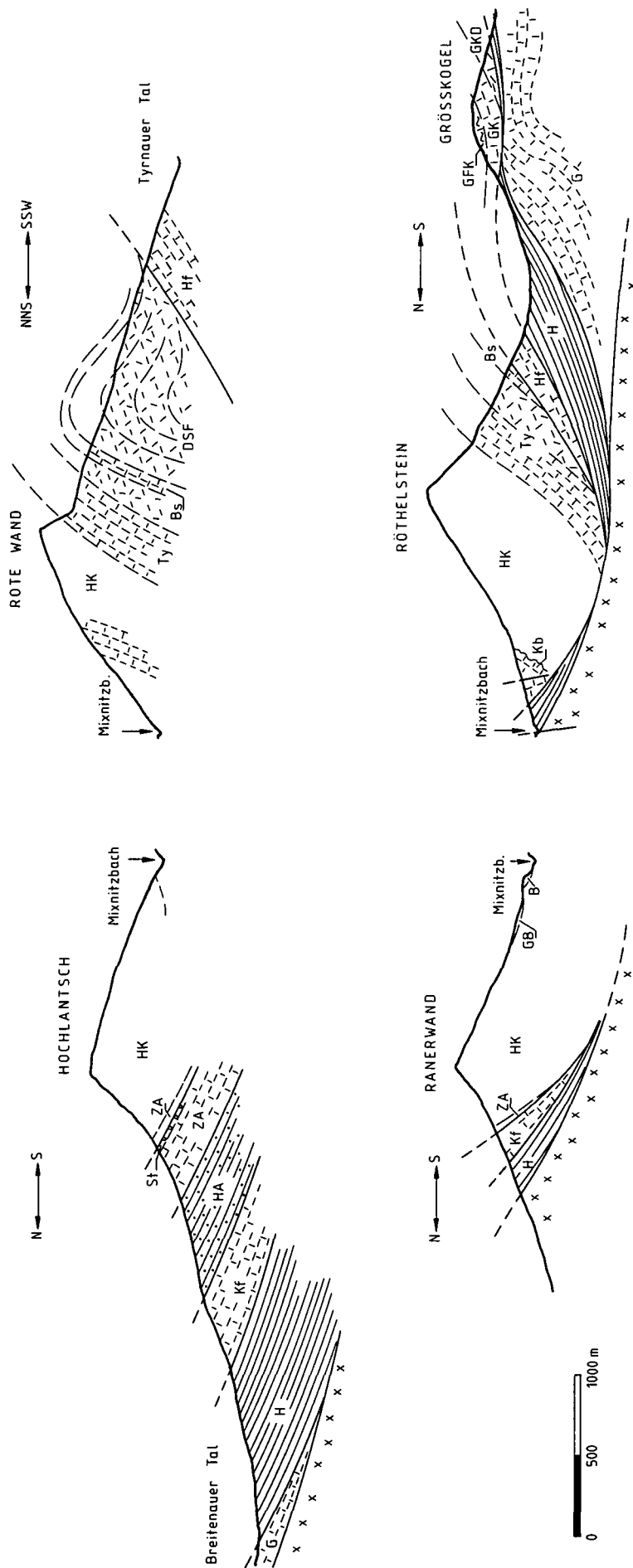


Abb. 9: Profile durch das Hochlantschgebiet. B = Burgstallbreckie; GB = Gams/Bärenschützkonglomerat; Kb = Mixnitzer Karbon  
 HK = Hochlantschkalk; St = Steinbergkalk; ZA = Zachenspitzenformation; Ty = Tyrnauer Alm-Formation; Bs = Barrandeisichten;  
 DSF = Dolomitsandsteinfolge; HA = Harrbergerformation; Kf = Koglerformation; Hf = Heubergformation; GFK = Größkogelflaserkalk;  
 GK = Größkogelkalk; GKD = Größkogeldolomit; H = Hackensteinerformation; G = Gschwendtformation.

von auffälligen Gefügeverstellungen. Eine weitere bedeutende Bruchzone zieht innerhalb des Hochlantschkalks mit Hochschleppung der basalen Laufnitzdorfer Gruppe NE–SW streichen von Röthelstein bis in die untere Bärenschütz und setzt sich von hier etwa N–S streichend über den Sattel zwischen Ranerwand und Harterkogel bis weit in das Kristallin hin fort. Ein weiteres etwa NE–SW streichendes Störungssystem, welches östlich von Mixnitz über die untere Bärenschütz bis zur Schwaigeralm verfolgbar ist, dürfte für die Zerlegung des Mixnitzer Karbons (dreifache Schichtwiederholung [ZIER, 1981]) und für die großen Niveauunterschiede (zwischen 600 und 1300 m Sh.) im Gams/Bärenschütz-Konglomerat verantwortlich sein. Ein etwa gleich streichendes Lineament ist auch auf der Teichalm verfolgbar (FLÜGEL, 1971). Ein ungefähr N–S streichendes Störungsbündel verläuft knapp östlich des Hochlantschgipfels über die Zechner-Hube bis in den Sattel zwischen Schweinegg und Tyraueralm mit Verzerrungen im 100 m Bereich.

#### Dank

Herrn Univ.-Prof. Dr. H. W. FLÜGEL sei für zahlreiche Anregungen, Diskussionen und letztendlich für die Durchsicht des Manuskripts unser besonderer Dank ausgesprochen.

#### Literatur

- ALLEN, J. R. L.: Current Ripples. Their relation to Patterns of Water and Sediment Motion. – 433 S., Amsterdam (North-Holland) 1968.
- ALLEN, J. R. L.: Sedimentary Structures. Their Character and Physical Basis. – Develop. Sediment., **30A**, 593 S., Amsterdam 1982.
- ANGEL, F.: Über gabbroide Kerne aus den Hochlantsch-Diabasen. – Centralbl. Mineral. etc., **A**, 154–161, Stuttgart 1931.
- ANGEL, F.: Diabase und deren Abkömmlinge in den österreichischen Ostalpen. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **69**, 5–24, Graz 1932.
- BATHURST, R. G. C.: Carbonate Sediments and their Diagenesis. – Developm. Sediment., **12**, 620 S., Amsterdam 1971.
- BISCHOFF, G. & ZIEGLER, W.: Die Conodontenchronologie des Mitteldevons und des tiefsten Oberdevons. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **22**, 1–136, Wiesbaden 1957.
- BOIGK, H.: Zum Bau der Grazer Decken. – Z. dt. geol. Ges., **102**, 241–271, Hannover 1951.
- BURCHETTE, T. P.: European Devonian reefs: a review of current concepts and models. In: TOOMEY, D. F. (Ed.): European fossil reef models. – Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists Spec. Pub., **30**, 85–142, Tulsa 1981.
- BUCHROITHNER, M. F., EBNER, F. & SURENIAN, R.: Die Entwicklung der Steinbergkalke (Oberdevon, Grazer Paläozoikum) an ihrer Typuslokalität. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **109**, 71–84, Graz 1979.
- BULTYNCK, P.: Le Silurien Supérieur et le Dévonien Inférieur de la Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale). Deuxième Partie: Assemblages de Conodontes à Spathognathodus. – Bull. Inst. Roy. Sci. nat. Belg., **47**, 1–43, Brüssel 1971.
- CARLS, P. & GANDL, J.: Stratigraphie und Conodonten des Unterdevons der östlichen Iberischen Ketten (NE-Spanien). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **132**, 155–218, Stuttgart 1969.
- CHATTERTON, B. D. E.: Distribution and paleoecology of Eifelian and early Givetian conodonts from Western and North-western Canada. In: BARNES, C. R. (Ed.): Conodont palaeoecology. – Spec. Pap. geol. Ass. Can., **15**, 143–157, Toronto 1976.
- CHILINGAR, G. V., ZENGER, D. H., BISSEL, H. J. & WOLF, K. H.: Dolomites and Dolomitization. – In: LARSEN, G. & CHILINGAR, G. V. (Eds.): Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks. – Develop. Sediment., **25A**, 425–536, Amsterdam 1979.
- CLAR, C.: Vorläufige Mitteilungen über die Gliederung des Hochlantschzuges. – Verh. Geol. R.-A., **1871**, 113–114, Wien 1871.
- CLAR, C.: Kurze Übersicht der geotektonischen Verhältnisse der Grazer Devonformation. – Verh. Geol. R.-A., **1874**, 113–114, Wien 1984.
- CLAR, E.: Vom Bau des Grazer Paläozoikums östlich der Mur. – N. Jb. Geol., Beil. B., **74/B**, 1–39, Stuttgart 1935.
- CLAR, E., CLOSS, A., HERITSCH, F., HOHL, O., KUNTSCHNIG, A., PETRASCHKEK, W., SCHWINNER, R. & THURNER, A.: Die geologische Karte der Hochlantschgruppe in Steiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **64/65**, 3–28, Karte 1 : 25.000, Graz 1929.
- DEELMAN, J. C.: On mechanisms causing birdeye structures. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1972**, 582–595, Stuttgart 1972.
- DRAXLER, I.: Das Quartär. In: OBERHAUSER, R. (Wissenschaftl. Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs. – 56–69, Wien – New York (Springer) 1980.
- EBNER, F.: Die Gliederung des Karbons von Graz mit Conodonten. – Jb. Geol. B.-A., **120**, 449–493, Wien 1977.
- EBNER, F., FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L.: Die Schichtfolge im Übergangsbereich Rannach-Fazies – Hochlantsch-Fazies (Grazer Paläozoikum) im Raume St. Pankrazen – Groß Stübing. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **109**, 85–95, Graz 1979.
- EBNER, F., FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L.: Die Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **41**, 249–269, Graz 1980.
- FABER, P.: Fazies-Gliederung und -Entwicklung im Mitteldevon der Eifel (Rheinisches Schiefergebirge). – Mainzer geowiss. Mitt., **8**, 83–149, Mainz 1980.
- FELBER, H.: Altersbestimmungen nach der Radiokohlenstoffmethode am Institut für Radiumforschung und Kernphysik XVIII. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **1982/119**, 133–141, Wien 1983.
- FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L.: Die Genese der Dolomitsandstein-Folge des Grazer Paläozoikums. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **69/1976**, 109–162, Wien 1978.
- FISHER, R. V. & SCHMINCKE, H.-U.: Pyroclastic Rocks. – 472 S., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1984.
- FLÜGEL, E.: Microfacies Analysis of Limestones. – 633 S., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1982.
- FLÜGEL, E. & HÖTZL, H.: Palökologische und statistische Untersuchungen in den mitteldevonischen Schelfkalcken (Schwelmer Kalk, Givet, Rheinisches Schiefergebirge). – Bayrische Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abh. **156**, 1–70, München 1976.
- FLÜGEL, H. W.: Einige biostratigraphisch wichtige Rugosa aus den Calceolaschichten des Hochlantsch (Grazer Paläozoikum). – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **100**, 72–83, Graz 1971.
- FLÜGEL, H. W.: Das Paläozoikum von Graz. – Exk.-Führer, 42. Jahrestagung Paläont. Ges., 117–140, Graz 1972.
- FLÜGEL, H. W.: Die Geologie des Grazer Berglandes (2. Aufl.). – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, Sh. **1**, Graz 1975.
- FLÜGEL, H. W.: Calceola sandalina aus den Hubenhalt-Kalken der Teichalpe (Grazer Paläozoikum, Eifelium). – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **110**, 57–59, Graz 1980.
- FLÜGEL, H. W.: Zur Trennung jungvariszischer und altalpidscher Tektonik im Paläozoikum von Graz. – Jber. 1980, Hochschulschwerpkt. S 15, **2**, 105–113, Graz – Leoben 1981.
- FLÜGEL, H. W.: Problematik und Bedeutung der Herkunft der Gerölle der Mittelsteirischen Gosau. – Jber. 1982 Hochschulschwerpkt. S 15, **4**, 109–119, Graz 1983.
- FLÜGEL, H. W.: Dendrostella sp. aus dem Famenien des Hochlantsch (Grazer Paläozoikum, Stmk.). – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **114**, Graz 1984 (im Druck).
- FLÜGEL, H. W. & HUBAUER, N.: Torusphyllum n. g., eine neue Rugosa aus dem Mitteldevon des Hochlantsch (Grazer Paläozoikum, Stmk.). – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **114**, 67–68, Graz 1984.

- FLÜGEL, H. W. & NEUBAUER, F.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Steiermark 1 : 200.000. – 127 S., Wien (Geol. B.-A.) 1985.
- FLÜGEL, H. W. & SCHIMUNEK, K.: Revision der aus dem Mitteldevon von Graz beschriebenen Arten der Gattung *Hexagonaria* GÜRICH (Rugosa). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **111**, 1–29, Stuttgart 1961.
- FRANKE, W. & TRIMMEL, H.: Radiokarbondatierungen an Sinterproben der Griffener Tropfsteinhöhle. – Carinthia II, **152**, 108–110, Klagenfurt 1962.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G.: Sedimente und Sedimentgesteine (3. Aufl.). – 784 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1977.
- GLENISTER, B. F. & KLAPPER, G.: Upper Devonian Conodonts from the Canning Basin, Western Australia. – J. Paleont., **40**, 777–842, Tulsa 1966.
- GOLLNER, H.: „Harrberger-Formation“ – eine neue lithostratigraphische Einheit des Grazer Paläozoikums. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **111**, 57–64, Graz 1981.
- GOLLNER, H.: Die Geologie des Hochlantschstockes (Grazer Paläozoikum, Stmk.). – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 251 S., Graz 1983.
- GOLLNER, H.: Bericht 1983 über geologische Aufnahmen auf Blatt 134 Passail. – Jb. Geol. B.-A., **127**, 236–238, Wien 1984.
- GOLLNER, H.: Die stratigraphische Stellung der Breitenauer Magnesitvorkommen. – B. H. M., **130/2**, 45–50, Wien 1985.
- GOLLNER, H., SCHIRNIK, D. & TSCHELAUT, W.: Exotische Karbonatgerölle der „Mittelsteirischen Gosau“. – Jber. 1982 Hochschulschwerpkt. S 15, **4**, 85–108, Graz 1983.
- GOLLNER, H., THALHAMMER, O., TSCHELAUT, W. & ZIER, Ch.: Die Laufnitzdorf-Gruppe – eine pelagische Fazies im Grazer Paläozoikum. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **112**, 63–73, Graz 1982.
- GOLLNER, H. & ZIER, Ch.: Stratigraphic Correlation Forms of the Hochlantsch-facies (Hochlantscheinheit, Harrberger-Formation) in the Paleozoic of Graz (Austria, Geotraverse B). In SASSI, F. P. (Ed.): IGCP Nr. 5, Newsletter, **4**, 38–40, Padova 1982.
- GRÄF, W.: Ablagerungen der Gosau von Kainach. In: FLÜGEL, H. W.: Die Geologie des Grazer Berglandes. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, Sh. **1**, 83–99, (2. Aufl.) Graz 1975.
- GRIMM, W. D.: Ausfällung von Kieselsäure in salinar beeinflussten Sedimenten. – Z. dt. geol. Ges., **114**, 590–619, Hannover 1964.
- HAFNER, F.: Die Geologie der Hohen Rannach (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 156 S., Graz 1983.
- HAFNER, F.: Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Grenzbereich Mittel-/Oberdevon der Rannach bei Graz (Grazer Paläozoikum, Stmk.). – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **114**, 85–94, Graz 1984.
- HERITSCH, F.: Untersuchungen zur Geologie des Paläozoikums von Graz III. Das Devon der Hochlantschgruppe IV. Die tieferen Stufen des Paläozoikums von Graz. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **94**, 313–374, Wien 1917.
- HOUSE, M. & ZIEGLER, W.: The Goniatite and conodont sequences in the early upper Devonian at Adorf, Germany. – Geologica et Palaeontologica, **11**, 69–108, Marburg 1977.
- HUBAUER, N.: Die Geologie des Gebietes zwischen Tyrnauergraben und Schremserbach (Grazer Paläozoikum, Stmk.). – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 257 S., Graz 1984.
- JOHNSON, J. G., KLAPPER, G. & TROJAN, W. R.: Brachiopod and Conodont successions in the Devonian of the northern Antelope Range, central Nevada. – Geologica et Palaeontologica, **14**, 77–116, Marburg 1980.
- KLAPPER, G.: Sequence within the Conodont genus *Polygnathus* in the New York Lower Middle Devonian. – Geologica et Palaeontologica, **5**, 59–72, Marburg 1971.
- KLAPPER, G. & JOHNSON, D. B.: Sequence in the Conodont genus *Polygnathus* in Lower Devonian at Lone Mountain, Nevada. – Geologica et Palaeontologica, **9**, 65–83, Marburg 1975.
- KLAPPER, G., PHILIP, G. M. & JACKSON, J. H.: Revision of the *Polygnathus varcus* Group (Conodonts, Middle Devonian). – N. Jb. Geol. paläont. Mh., **1970**, 650–667, Stuttgart 1970.
- KLAPPER, G., ZIEGLER, W. & MASHKOVA, T. V.: Conodonts and correlation of Lower-Middle Devonian boundary beds in the Barrandian area of Czechoslovakia. – Geologica et Palaeontologica, **12**, 103–116, Marburg 1978.
- KLAPPER, G. & ZIEGLER, W.: Devonian conodont biostratigraphy. – Spec. Pap. Palaeont., **23**, 199–224, London 1979.
- KOVAN, J. E.: Facies analysis of the Redwater reef complex, Alberta, Canada. – Bull. Can. Petrol. Geol., **12**, 1–100, Alberta 1964.
- KOLMER, H.: Die Verteilung von Ti, Sr, Y und Zr in spilitischen Gesteinen der Steiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **108**, 31–43, Graz 1978.
- KREBS, W.: Zur Grenze Mittel-/Oberdevon und zur Gliederung des obersten Mittel-Devons und der tiefen Adorf-Stufe nach Conodonten. – Senckenbergiana Leth., **40**, 367–387, Frankfurt a. M. 1959.
- KRYSTYN, L.: Zur Ammoniten- und Conodonten-Stratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1973**, 113–153, Wien 1973.
- KRYSTYN, L.: Triassic conodont Localities of the Salzkammergut Region. In: SCHÖNLAUB, H. P. (Ed.): Second European Conodont Symposium (Ecos II). – Abh. Geol. B.-A., **35**, 61–98, Wien 1980.
- LANE, H. R. & ORMISTON, A. R.: Siluro-Devonian biostratigraphy of the Salmontraut River Area, East-Central Alaska. – Geologica et Palaeontologica, **13**, 39–96, Salzburg 1979.
- LANE, H. R., SANDBERG, C. A. & ZIEGLER, W.: Taxonomy and Phylogeny of some Lower Carboniferous conodonts and preliminary standard post-Siphonodella zonation. – Geologica et Palaeontologica, **14**, 117–164, Marburg 1980.
- LECOMPTE, M.: Die Riffe im Devon der Ardennen und ihre Bildungsbedingungen. – Geologica et Palaeontologica, **4**, 25–71, Marburg 1970.
- LOGAN, B. W. & SEMENIUK, V.: Dynamic metamorphism, processes and products in Devonian carbonate rocks. Canning Basin, Western Australia. – Geol. Soc. Australia, Spec. Publ., **6**, 1–138, Sidney 1976.
- MATTER, A.: Modern and ancient stromatolitic buildups. In: GEISTER, J. & SHERD, R.: Paleoeologie des Recifs. – 3<sup>ème</sup> Cycle Sci. Terre, **16**, 1–16, 15, Berne 1984.
- MAURIN, V.: Über jüngste Bewegungen im Grazer Paläozoikum. – Verh. Geol. B.-A., **1953**, 216–220, Wien 1953.
- MORZADÉC, P. & WEYANT, M.: Lithologie et Conodontes, de l'Emsien au Famennien, dans la rade de Brest (Massif Armoricaïn). – Geologica et Palaeontologica, **15**, 27–45, Marburg 1982.
- MOSHER, L. C.: Triassic conodonts from Western North America and their correlation. – J. Paleont., **42**, 895–946, Tulsa 1968.
- MOSHER, L. C.: New conodont species as Triassic guide fossils. – J. Paleont., **44**, 737–742, Tulsa 1970.
- MÜLLER, W. H.: Zur Entstehung der Ruhwacke. – Eclogae geol. Helv., **75**, 481–949, Basel 1982.
- ORCHARD, M. J.: The conodont biostratigraphy of the Devonian Plymouth Limestone, South Devon. – Palaeontology, **21**, 907–955, London 1978.
- PENECKE, K. A.: Das Grazer Devon. – Jb. Geol. R.-A., **43**, 567–616, Wien 1894.
- PENECKE, K. A.: Vom Hochlantsch. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **26**, 17–28, Graz 1889.
- REINECK, H.-E. & SINGH, I. B.: Depositional Sedimentary Environments. – 549 S., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1980.
- RICHTER, D. K.: Entstehung und Diagenese der devonischen und permotriassischen Dolomite in der Eifel. – Contr. Sedimentology, **2**, 1–101, Stuttgart 1974.
- RICHTER, D. K. & FÜCHTBAUER, H.: Merkmale und Genese von Breccien und ihre Bedeutung im Mesozoikum von Hydra (Griechenland). – Z. Dt. Geol. Ges., **132**, 451–501, Hannover 1981.

- SCHMID, R.: Descriptive Nomenclature and Classification of Pyroclastic Deposits and Fragments. — Geol. Rdsch., **70**, 794–799, Stuttgart 1981.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Carnic Alps. In: SCHÖNLAUB, H. P. (Ed.): Second European Conodont Symposium (Ecos II). — Abh. Geol. B.-A., **35**, 5–57, Wien 1980.
- SCHUMACHER, D.: Conodont biofacies and paleoenvironments in Middle Devonian — Upper Devonian boundary beds, Central Missouri. In: BARNES, C. R.: Conodont paleoecology. — Spec. Pap. Geol. Ass. Can., **15**, 159–169, Toronto 1976.
- SCHULZE, R.: Die Conodonten aus dem Paläozoikum der mittleren Karawanken (Seeberggebiet). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **130**, 133–245, Stuttgart 1968.
- SEILACHER, A. (Ed.): Palökologie. Bericht 1970–1975 des Sonderforschungsbereiches 53. — Zbl. Geol. Paläont. Teil II, **1976**, 203–494, Stuttgart 1976.
- STRECKEISEN, A. L.: Classification and Nomenclature of Volcanic rocks, Camprophyres, Carbonatites and Melilitic Rocks. IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. — Geol. Rdsch., **69**, 194–207, Stuttgart 1980.
- SUPKO, P. R.: „Whisker“ Crystal Cement in a Bahamian Rock. In: BRICKER, O. P. (Ed.): Carbonate Cements. — John Hopkins Univ. Stud. Geol., **19**, 143–146, Baltimore 1971.
- THALHAMMER, O.: Das Paläozoikum nördlich der Breitenau (Grazer Paläozoikum, Steiermark). — Unveröff. Diss. Univ. Graz, 251 S., Graz 1982.
- THALHAMMER, O. & TSCHELAUT, W.: Some Remarks on the Northern Parts of the Graz Paleozoic (Austria, Geotraverse B). In: SASSI, F. P. (Ed.): IGCP No. 5, Newsletter, **5**, 187–190, Padova 1983.
- TSCHELAUT, W.: Das Paläozoikum zwischen Röthelstein und Gams bei Frohnleiten. — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **114**, 133–161, Graz 1984a.
- TSCHELAUT, W.: Die „Frohnleitner Falte“ (Grazer Paläozoikum, Steiermark). — Jb. Geol. B.-A., **127**, 507–511, Wien 1984b.
- WALLISER, O. H.: Conodonten des Silurs. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **41**, 1–106, Wiesbaden 1964.
- WEDDIGE, K.: Die Conodonten der Eifel-Stufe im Typusgebiet und in benachbarten Faziesgebieten. — Senckenbergiana Leth., **58**, 271–419, Frankfurt am Main 1977.
- WEDDIGE, K. & ZIEGLER, W.: The significance of *Icriodus*: Polygnathus rations in limestones from the type Eifelian. Germany. In: BARNES, C. R. (Ed.): Conodont paleoecology. — Spec. Pap. geol. Ass. Can., **15**, 187–199, Toronto 1976.
- WELISCH, L.: Beitrag zur Kenntnis der Diabase der Steiermark. — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **47**, 53–82, Graz 1910.
- WILSON, J. L.: Carbonate Facies in Geologic History. — 471 S., Berlin — Heidelberg — New York (Springer) 1975.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Geologisches Kräftespiel und Landformung. — 822 S., Wien (Springer) 1957.
- WIRTH, M.: Zur Gliederung des höheren Paläozoikums (Givet-Namur) im Gebiet des Quinto Real (Westpyrenäen) mit Hilfe von Conodonten. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **127**, 179–224, Stuttgart 1967.
- WITTEKINDT, H.-P.: Zur Conodontenchronologie des Mitteldevons. — Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., **9**, 621–646, Krefeld 1966.
- ZIEGLER, W.: Conodontenfeinstratigraphische Untersuchungen an der Grenze Mitteldevon/Oberdevon und in der Adorf-Stufe. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**, 7–77, Wiesbaden 1958.
- ZIEGLER, W.: Phylogenetische Entwicklung stratigraphisch wichtiger Conodontengattungen in der Manticoceras-Stufe (Oberdevon, Deutschland). — N. Jb. Geol. paläont. Abh., **114**, 142–168, Stuttgart 1962.
- ZIEGLER, W.: Taxonomie und Phylogenie oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **38**, 1–166, Wiesbaden 1962.
- ZIEGLER, W.: Eine Verfeinerung der Conodontgliederung an der Grenze Mittel-/Oberdevon. — Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., **9**, 647–676, Krefeld 1966.
- ZIEGLER, W. (Ed.): Catalogue of conodonts. — Vol. I, 504 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1973.
- ZIEGLER, W. (Ed.): Catalogue of conodonts. — Vol. II, 404 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1975.
- ZIEGLER, W. (Ed.): Catalogue of conodonts. — Vol. III, 574 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1977.
- ZIEGLER, W., KLAPPER, G. & JOHNSON, J. G.: Redefinition and Subdivision of the varcus-Zone (Conodonts, Middle — ?Upper Devonian) in Europe and North America. — *Geologica et Palaeontologica*, **10**, 109–140, Marburg 1976.
- ZIER, Ch.: Nachweis von Oberdevon und Karbon in der Hochlantschfazies nördlich des Röthelstein bei Mixnitz (Grazer Paläozoikum). — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **111**, 65–74, Graz 1981.
- ZIER, Ch.: Die Geologie des Gebietes Bärenschützklamm — Tyrnauergraben (Grazer Paläozoikum, Steiermark). — Unveröff. Diss. Univ. Graz, 364 S., Graz 1982.
- ZIER, Ch.: Die Devon-Karbon-Grenze in der Hochlantsch-Fazies des Grazer Paläozoikums. — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **113**, 39–42, Graz 1983.

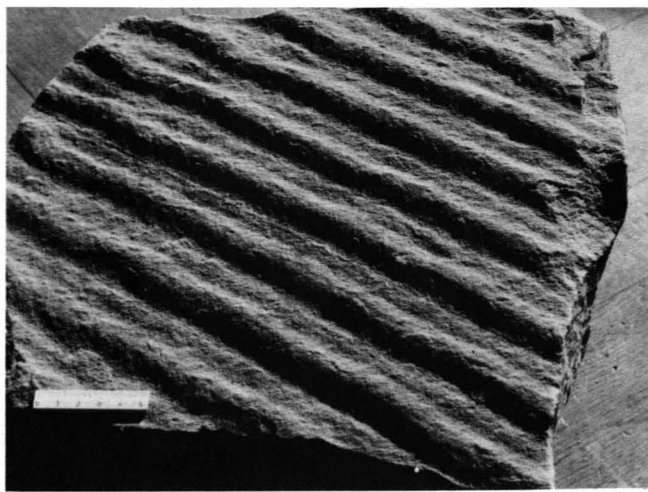
Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 6. Jänner 1985.

## Tafel 1

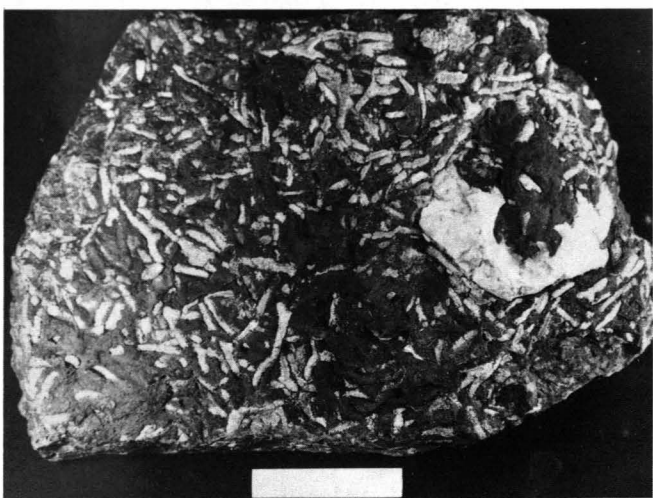
- Fig. 1: Gastropoden führender Dolomit (Floatstone). Dolomitsandsteinfohle.
- Fig. 2: Dolomitisch zementierter Feinsandstein mit Oszillationsrippeln. Die symmetrischen Rippeln (Symmetrieindex 1,18) zeigen einen geraden und unverzweigten Kammverlauf. In den Achsen der Täler Ausbildung von Sekundärkammern. Dolomitsandsteinfohle.
- Fig. 3: Bituminöse Kalke mit dendroiden Tabulata und dickschaligen Brachiopoden (parautochthon). Dolomitsandsteinfohle; Balken = 5 cm.
- Fig. 4: Fleckig dolomitisierte Kalke. Die Dolomitisierung erfaßt bevorzugt ton- und fossilreiche Lagen. Barrandeischichten.
- Fig. 5: Korallen und Stromatoporen (massive und globuläre Typen) führender Kalk (autochthon). Solitäre Korallen fast immer von Stromatoporen umwachsen. Barrandeischichten.
- Fig. 6: Rugosa von *Stromatoporella* sp. konzentrisch umwachsen (Ausschnitt aus Fig. 5). Schliiffnegativ Ty25d, Balken = 5 mm.



1



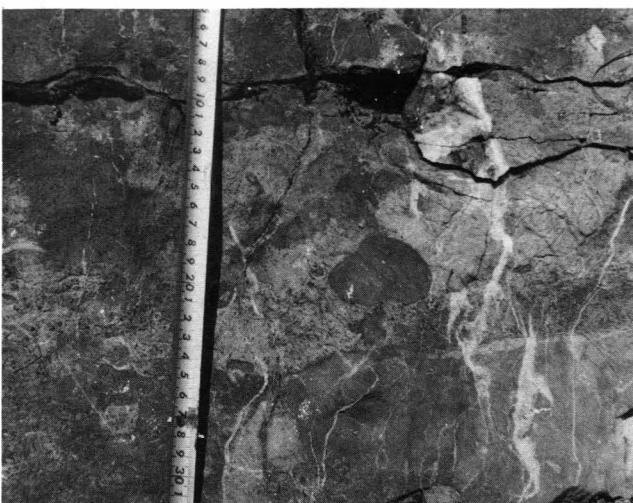
2



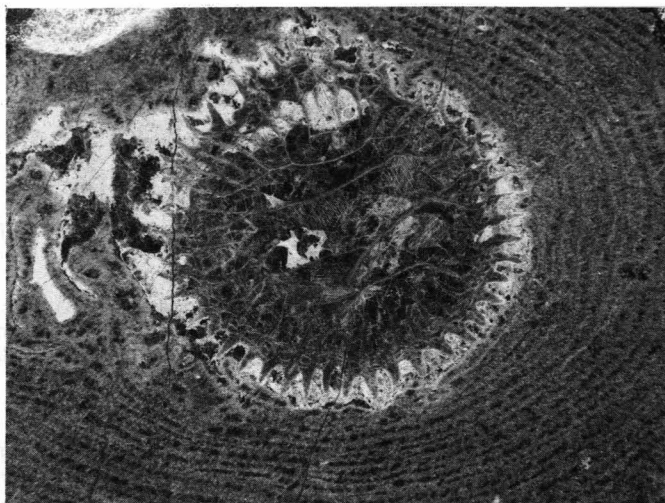
3



4



5



6

Fig. 8. Dicht gepackte Echthodermata-Schüppe (Fossilien-Rudimente) Tymnus-Aim-Formation, oberes Member, Schilfengasse 219, Balken = 5 mm

## Tafel 2

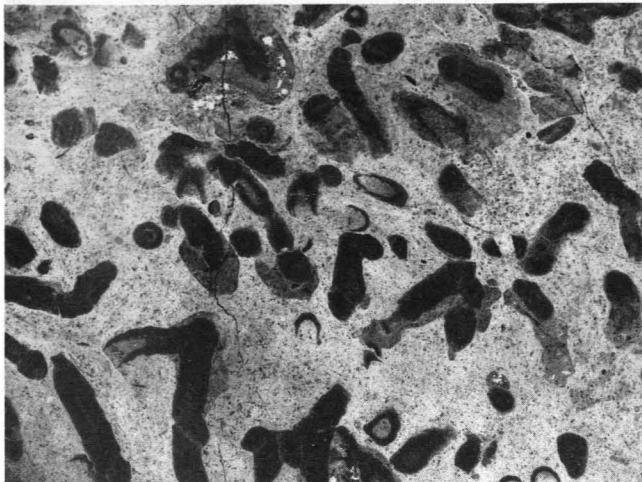
- Fig. 1: Laminiertes Dolomit mit stromatolithischen Autoklasten; basal dichter, strukturloser Dolomit (Mudstone).  
Dolomitsandsteinfohle, Schliffnegativ 360, Balken = 5 mm.
- Fig. 2: Dolomitischer Kalk mit umgelagerten Favositen- und Heliolitenstöcken (Floatstone). Bevorzugte Dolomitisierung der  
Matrix.  
Barrandeischichten.
- Fig. 3: Dolomitischer Kalk mit dendroiden Tabulata (autochthon bis paraautochthon).  
Barrandeischichten, Schliffnegativ Ty25c, Balken = 5 mm.
- Fig. 4: Gastropodenquerschnitt mit Sparithaube (Geopetalgefüge); Biogenschuttkalk (Floatstone/Wackestone).  
Barrandeischichten, Schliffnegativ Ty51, Balken = 5 mm.
- Fig. 5: Korallenführender Kalk (Floatstone).  
Tyrnauer Alm-Formation, oberes Member.
- Fig. 6: Dicht gepackter Echinodermen-Schuttkalk (Floatstone/Rudstone).  
Tyrnauer Alm-Formation, oberes Member, Schliffnegativ 219, Balken = 5 mm.



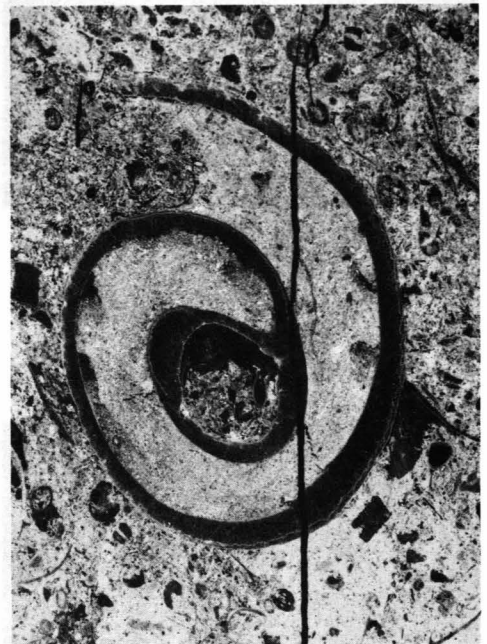
1



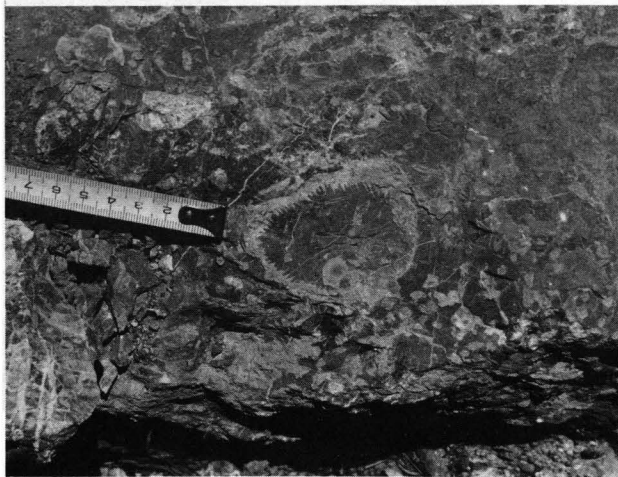
2



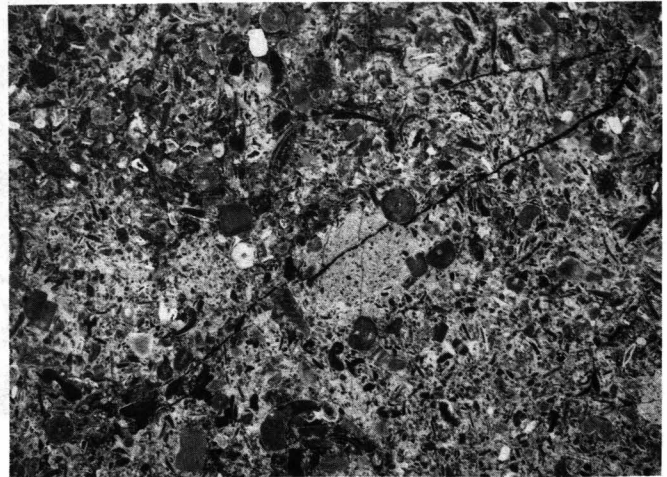
3



4



5



6

Fig. 1. Ostakoden und Fossilien führende Schichten. Dorsal- und Ventralansicht aus Fig. 4. 1982). Ausschnitt aus Fig. 4. Dünnschliff 778, Balken = 5 mm.

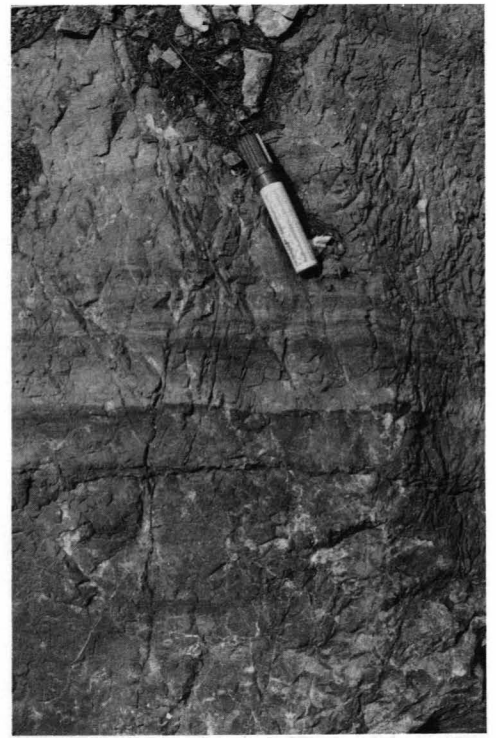
### Tafel 3

- Fig. 1: Zyklische Dolomite der Tyrnauer Alm-Formation, unteres Member. Ein Idealzyklus besteht aus dunkelgrauen, grobkörnigen, tw. Amphiporen und/oder Bioklaste führenden Dolomiten (A), hellgrauen, dichten, strukturlosen Dolomiten (B) und laminierten und z. T. fenestrierten Dolomiten (C). Die Zyklen sind häufig nicht vollständig entwickelt. Die Mächtigkeiten sind sehr unterschiedlich (dm- bis m-Bereich).
- Fig. 2: Laminiertes Dolomit.  
Tyrnauer Alm-Formation, unteres Member.
- Fig. 3: Algen-Laminit (Ausschnitt aus Fig. 2).  
Schliffnegativ 412, Balken = 5 mm.
- Fig. 4: Wechsel von fenestriertem und strukturlosem Dolomit.  
Tyrnauer Alm-Formation, unteres Member.
- Fig. 5: Ostrakoden und Pelloide führender, fenestrierter Dolomit. Fenstergefüge: Typus *Stromatactis* (LF-B- Gefüge: E. FLÜGEL, 1982). Ausschnitt aus Fig. 4.  
Dünnschliff 176, Balken = 2 mm.





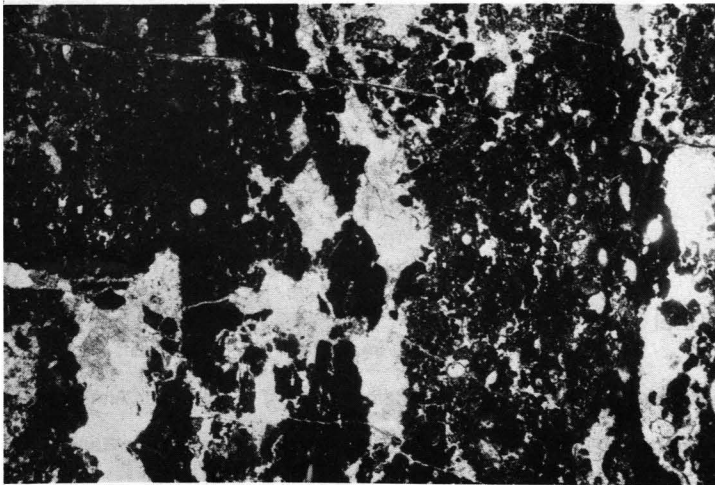
1



2



4



5



3

Fig. 4: Gastropoden fuhrender Kalk (Fiozstone/Wackestone).  
 Zechenzqizformation, Schifflingstiv 363, Balken = 5 mm.  
 Fig. 5: Amphiporenkalk (Bouadstone/Fiozstone).  
 Zechenzqizformation, Schifflingstiv 364, Balken = 5 mm.

#### Tafel 4

- Fig. 1: Zachenspitz (Blick von der Straße Breitenau – Teichalm gegen W). Z = Zachenspitzformation; T = Tyrnauer Alm-Formation.
- Fig. 2: Massige Kalke mit massiven Stromatoporen (S = vermutlich Bioherme) in Wechsellagerung mit gebankten Kalken.  
Zachenspitzformation (Ausschnitt aus Fig. 1).
- Fig. 3: Stromatoporen-Boundstone (Ausschnitt aus Fig. 2).  
Schliffnegativ 175, Balken = 5 mm.
- Fig. 4: Gastropoden führender Kalk (Floatstone/Wackestone).  
Zachenspitzformation, Schliffnegativ 363, Balken = 5 mm.
- Fig. 5: Amphiporenkalk (Boundstone/Floatstone).  
Zachenspitzformation, Schliffnegativ 364, Balken = 5 mm.



1



2



4



3



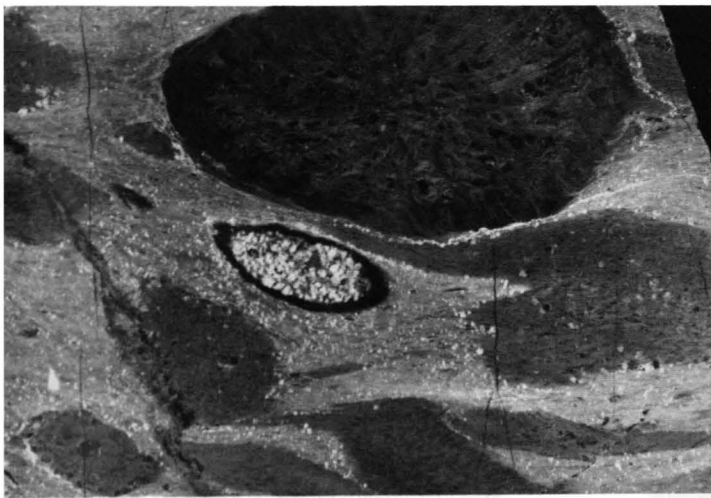
5



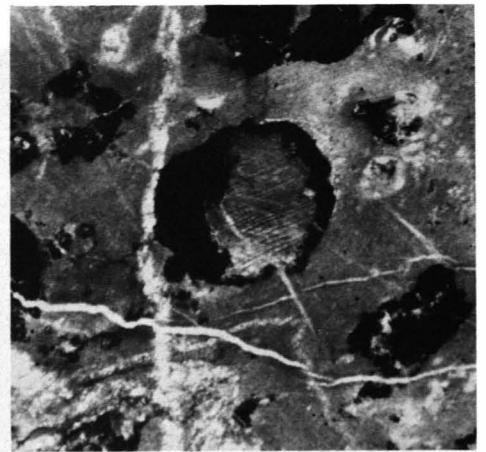
Mixitzer Karbon, Dünnschnitt 86, Balken = 2 mm.  
 Fig. 6: Radiolarien föhrender Kalk (Mudstone/Wackstone).  
 Mixitzer Karbon, Schliffgröße E, Balken = 5 mm.  
 Fig. 5: Cephalopoden föhrender Kalk (Eolstone).  
 Dünnschnitt 108, Balken = 0,02 mm.  
 Fig. 4: Eilwagete, neogene Gesteine, in autigenen Quarz, Ausschnitt aus Fig. 3.

## Tafel 5

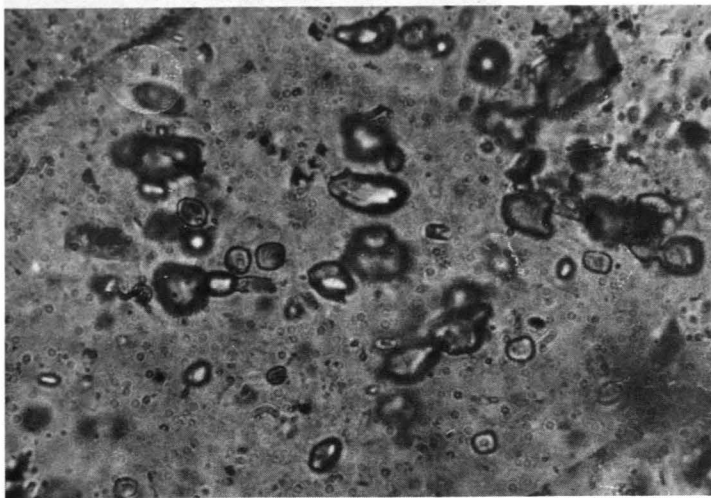
- Fig. 1: Amphiporen und Korallen führender Kalk (Floatstone).  
Hochlantschkalk, Schliifnegativ 26, Balken = 5 mm.
- Fig. 2: Echinodermaten führender Kalk (Wackestone). Echinodermaten randlich gelöst und durch Fe-Dolomit ersetzt.  
Hochlantschkalk, Dünnschliff 186, Balken = 2 mm.
- Fig. 3: Hochlantschkalk mit authigenen Quarzen.  
Dünnschliff 109, N+, Balken = 2 mm.
- Fig. 4: Flüssigkeits- und/oder Gaseinschlüsse in authigenem Quarz (Ausschnitt aus Fig. 3).  
Dünnschliff 109, N||, Balken = 0,02 mm.
- Fig. 5: Cephalopoden führender Kalk (Floatstone).  
Mixnitzer Karbon, Schliifnegativ E, Balken = 5 mm.
- Fig. 6: Radiolarien führender Kalk (Mudstone/Wackestone).  
Mixnitzer Karbon, Dünnschliff B6, Balken = 2 mm.



1



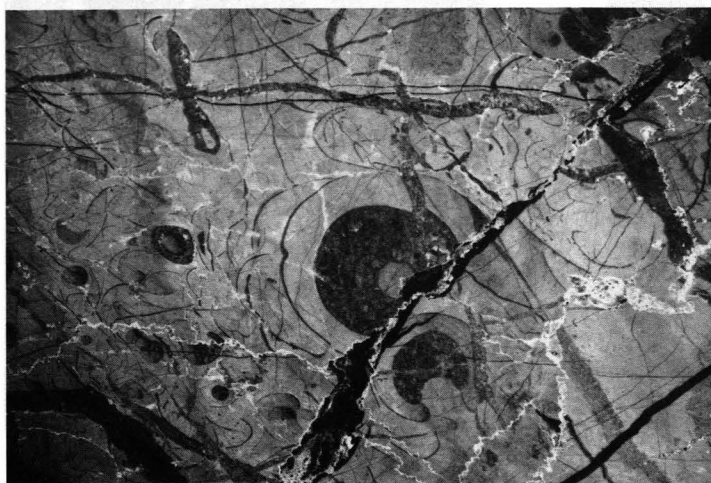
2



4



3



5



6

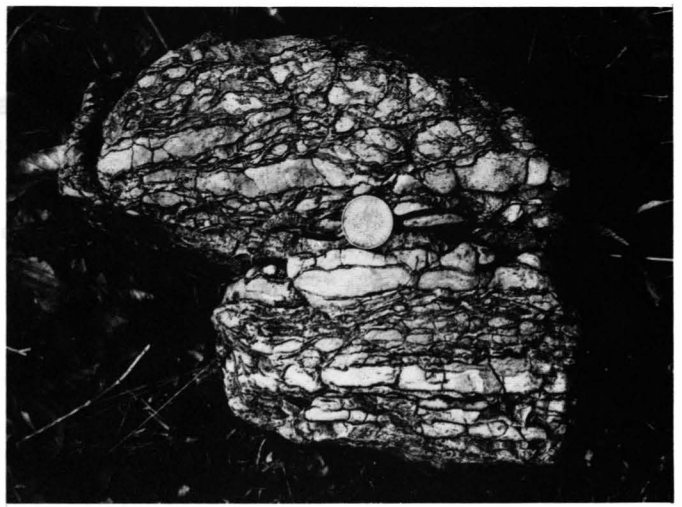
Fig. 4: Grobkörniger Metakonglomerat mit Pyrit(Diopsid)- und Plagioklasen (interzellularer) (interzellularer) Göttinger  
 Gesteine des Beckenrandes, Schilffeldgata T24, Balken = 5 mm.  
 Fig. 5: Thrombolith (Ausschnitt aus Fig. 5).  
 Dünnschnitt T24.NI, Balken = 0,2 mm.

## Tafel 6

- Fig. 1: Feinschichtige Kalke mit unterschiedlicher Echinodermatenführung (Mudstone/Wackestone).  
Gschwendtformation.
- Fig. 2: Tentakuliten führender Knollen-, Flaserkalk (Mudstone).  
Größkogelflaserkalk.
- Fig. 3: Radiolarien führender Lydit.  
Harrbergerformation, Dünnschliff 195, Balken = 1 mm.
- Fig. 4: Grobkörniger Metabasit mit Pyroxen(Diopsid)- und Plagioklaseinsprenglingen (Intersertales Gefüge).  
Gesteine des Breitalmkreuz, Schliffnegativ T24, Balken = 5 mm.
- Fig. 5: Titanomagnetit (Ausschnitt aus Fig. 5).  
Dünnschliff T24, N||, Balken = 0,2 mm.



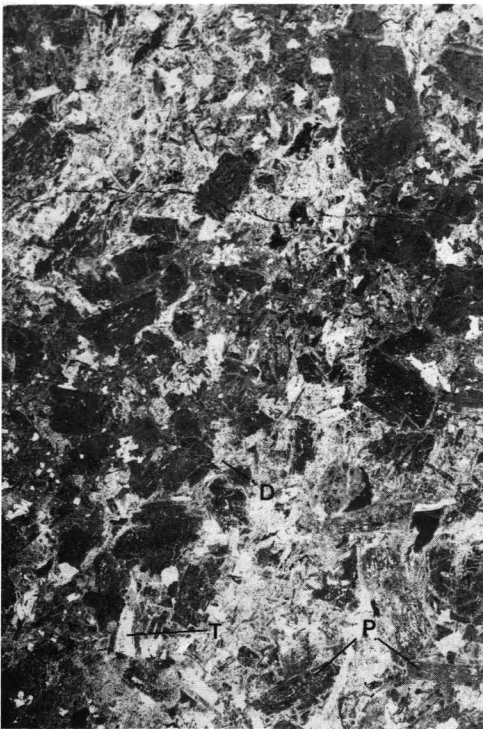
1



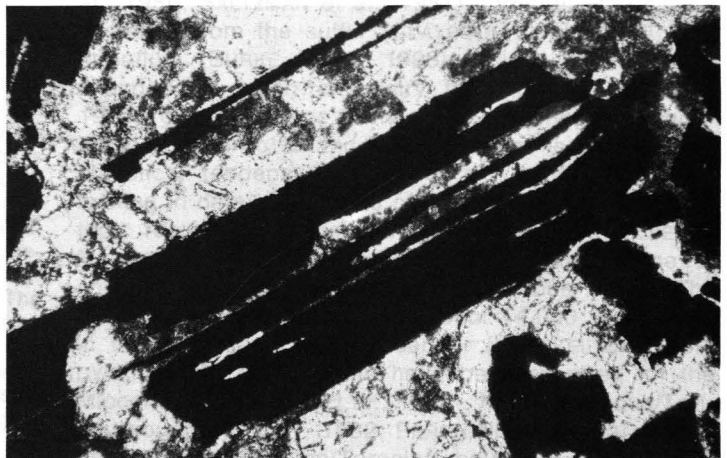
2



3



4



5

\*) Authors' addresses: WILLIAM T. HOLSER, Department of Geology, University of Oregon, Eugene, OR 97403, USA; MORDECAI MAGARITZ, Isotopes Department, Weizmann Institute, Rehovot, Israel; and Department of Geology, University of Oregon, Eugene, OR 97403, USA.

The most dramatic change in  $\delta^{13}C$  values is a rise of 5‰ or more that occurred in the last stage of the Permian. Its onset has been documented from three localities in the Zechstein Basin of northwestern Europe