

# „Harrberger-Formation“ – eine neue lithostratigraphische Einheit des Grazer Paläozoikums

Von Hannes GOLLNER

Mit 2 Abbildungen und 1 Tabelle (im Text)

Eingelangt am 11. März 1981

## Zusammenfassung

Am Hochlantsch-Nordabfall tritt als tektonische Einheit eine überwiegend feinklastische Abfolge auf, die vom hohen Unterdevon (Zlichovium) bis ins tiefe Oberdevon (dol) – lückenhaft belegt – reicht. Es handelt sich um eine pelagische Entwicklung mit tentakulitenführenden Mudstones und radiolarienführenden Lyditen. Es schalten sich geringmächtige Sandsteine und Metatuffite ein. Diese Entwicklung weicht von den bisher beschriebenen Devonfolgen des Grazer Paläozoikums völlig ab. Dies läßt es notwendig erscheinen, sie lithostratigraphisch zu einer Einheit zusammenzufassen („Harrberger-Formation“).

## 1. Einleitung

CLAR et al. 1929 schieden im NE des Hochlantsch mehrere tektonische Stockwerke aus. Von diesen gliedert eine Kalkschiefer-Bänderkalk-Einschaltung ihr Stockwerk II in einen hangenden und einen liegenden tonschieferbetonten Komplex. Vorliegende Arbeit behandelt den hangenden tonschieferbetonten Bereich.

## 2. Lage und Mächtigkeit

Das dargestellte Gebiet befindet sich am Hochlantsch-Nordabfall SSW des Gehöftes Harrberger (Geographische Koordinaten: 47° 22' 15" Breite, 15° 26' 10" Länge) zwischen 1000 und 1250 m Höhe. Die Lage der untersuchten Profile zeigt Abb. 1. Hievon liegt Profil A zwischen 1015 und 1230 m, Profil B zwischen 1120 und 1185 m, Profil C zwischen 1100 und 1240 m und Profil D zwischen 1135 und 1200 m. Aufschluß E befindet sich an einer Forststraße in 1150 m.

Die Schichten fallen mit 30°–40° gegen S bzw. SSE ein. Das tektonische Hangende bildet im Profil A die „Osserdecke“ (BOIGK 1951) bzw. Stockwerk IV (CLAR et al. 1929). Gegen W keilt diese Einheit rasch aus, so daß sie bereits im Profil C fehlt, wo Stockwerk V (nach CLAR et al. 1929) das Hangende der neuen Einheit bildet. Biostratigraphisch wird die tektonische Natur der Grenze durch den Nachweis von Oberdevon in ihrem Liegenden unter den bereits von HERITSCH 1917 in das Mitteldevon gestellten Kalken der Zachenspitze (P. 1601) bewiesen. Die Grenze der die Schichtfolge unterlagernden Plattenkalke (nach CLAR et al. 1929: Bänderkalke und Kalkschiefer des Stockwerks II) ist nicht aufgeschlossen. Conodontenstratigraphische Hinweise lassen auch hier eine tektonische Grenze vermuten.

Im Profil A konnte biostratigraphisch eine tektonische Schichtwiederholung nachgewiesen werden. In den übrigen Profilen ist nur die Hangendschuppe aufgeschlossen. Die Mächtigkeit der hangenden Einheit (ab dem tiefsten Conodontenfundpunkt) beträgt 70 m. Die Liegendschuppe unterscheidet sich lithologisch etwas von der Hangendschuppe. Es fehlen Lydite, weiters sind die Kalkeinschaltungen häufig schwach dolomitisch. Die spärlichen Conodontenfunde lassen die Erkennung etwaiger weiterer Verschuppungen in diesem Bereich nicht zu.

Ohne diese würde die Mächtigkeit der Liegendschuppe 90 m betragen. Die genaue Lage der Grenzziehung beider Schuppen war zufolge fehlender stratigraphischer Fixpunkte nicht möglich.

### 3. Lithologie

Wie Abb. 2 zeigt, lassen sich folgende Gesteinstypen unterscheiden.

**Tonschiefer:** Grau bis schwarz, meist feinblättrig, häufig mit glänzenden serizitischen Schichtflächen. Gelegentlich treten auch graphitische Schiefer auf. cm-dicke, siltführende Tonschiefer schalten sich häufig ein.

**Kalk/Schiefer-Wechselfolge:** Durch wechselnde Einschaltungen dünnplattiger, häufig linsiger, cm-dm-dicker, grauer Kalke mit dünnen Tonbelegen in die genannten Tonschiefer entsteht eine Kalk/Schiefer-Wechselfolge. Im liegenden Abschnitt von Profil A sind die Kalke meist schwach dolomitisch. In Bereichen stärkerer Durchbewegung kommt es häufig zur tektonischen Auswalzung der Kalke.

**Kalkbänke:** Sie stellen bis zu 2 m mächtige, deutlich im dm-Bereich gebankte, dichte, graue, von kalzitisch verheilten Kluftscharen durchsetzte Kalke innerhalb der Schiefer dar.

**Dolomit:** Es handelt sich um eine 2 m mächtige im dm-Bereich gebankte Einschaltung innerhalb der Schiefer-Entwicklung im Basisbereich von Profil A. In einer dunkelgrauen, sehr feinkörnigen Dolomitmatrix (Mikrosporit) sind Quarzsilt (11% des Modalbestandes) und feine Hellglimmer (meist 0,1 mm lang) zu erkennen. Der Dolomit ist tektonisch brekziiert. Jüngere dolomitische und ältere kalzitische und quarzitisches Kluftgenerationen sind zu beobachten.

**Sandsteine:** Die überwiegend grünlichgrauen Fein-Mittelsandsteine zeigen durchwegs einen sehr hohen Matrixanteil (mehr als 50%). Dieser ist zum Großteil sekundär entstanden (Epimatrix und Phyllosilikatzement nach DICKINSON 1970). Nur ein geringer Anteil ist primäre Matrix, hauptsächlich an sedimentäre Flaserung gebunden (Orthomatrix nach DICKINSON 1970). Die Hauptmasse der meist kontaktfreien Komponenten besteht aus Quarz und Feldspat (letzterer: 25–35% des Komponentenanteils). Beide Komponenten zeigen meist starke diagenetische Veränderungen in Form von verschiedenen Übergangsstadien von randlicher Chloritisierung bzw. Serizitisierung bis zur völligen Auflösung und Umwandlung in Phyllosilikatzement. Gesteinsbruchstücke (Quarzite, Schieferklaste) treten selten auf (maximal 2%). Detritischer Hellglimmer ist häufig. Selten findet sich detritischer, durchwegs stark chloritisierter Biotit. Schwerminerale (Zirkon, Turmalin) und Erze treten akzessorisch auf.

Das Korngrößenmittel schwankt zwischen 0,12 mm und 0,3 mm (nach DOGLAS 1968 fine sand bis medium sand). Nach FÜCHTBAUER & MÜLLER 1977 handelt es sich um feldspatreiche Sandsteine mit wenigen Gesteinsbruchstücken. An Sedimentstrukturen sind Tonflasern bzw. schwach ausgeprägte Feinschichtung zu erkennen.

Im Hangendbereich von Profil A fällt eine 0,5 m mächtige graue Karbonatsandsteinbank auf. Die Matrix (55% des Modalbestandes) besteht aus Dolosparit und einem geringen Anteil von Serizit. Hauptkomponenten sind Quarz und Feldspat (letzterer 30% des Komponentenanteils). Sie sind zum Teil karbonatisiert. Die Komponenten sind durchwegs kontaktfrei. Das Korngrößenmittel beträgt 0,08 mm (nach DOGLAS 1968 very fine sand).

Die wesentlichen Veränderungen der Sandsteine sind Serizitisierung und Chloritisierung der Feldspäte und Quarze, Chloritisierung der detritischen Biotite sowie Neubildung von Chlorit (häufig als Pennin) und Hellglimmern.

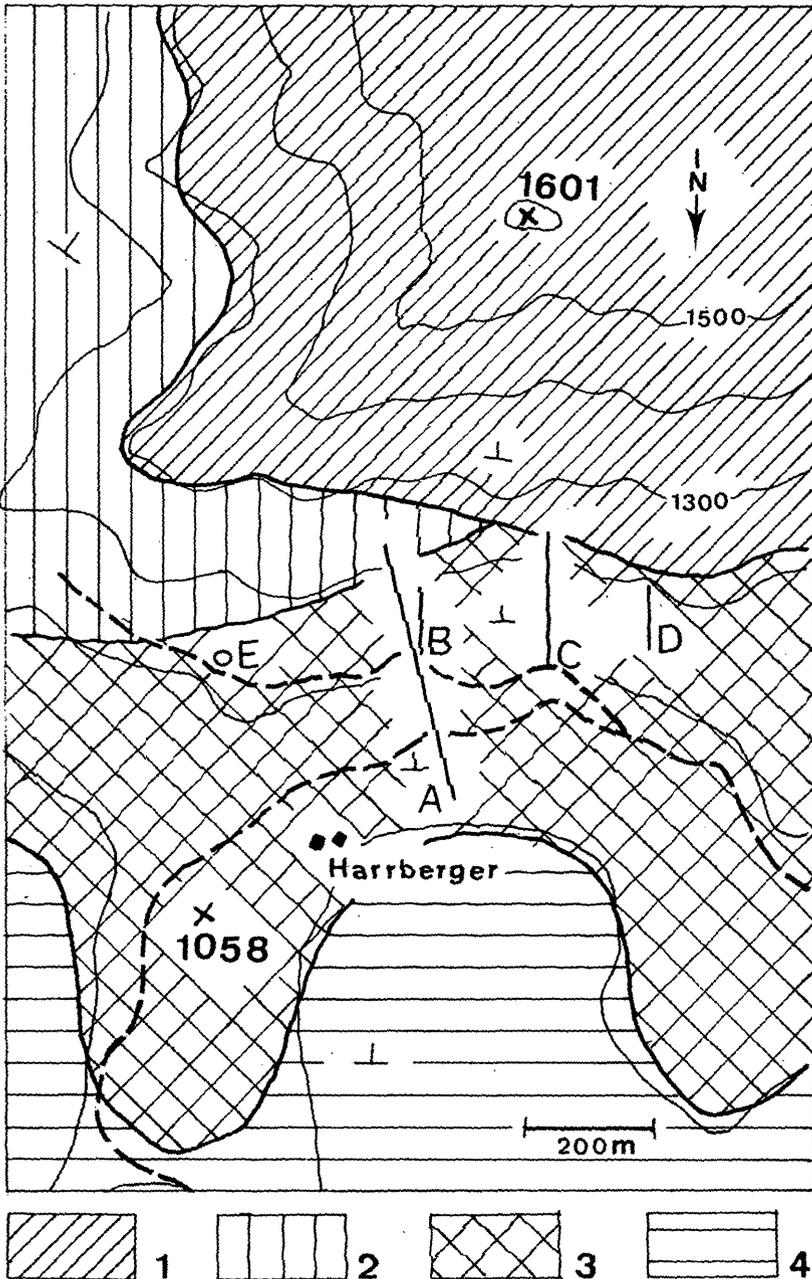


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte und Lage der Profile am Nordabfall des Hochlantschstocks im Bereich Harrberger.

- 1: Kalke des Stockwerks V nach CLAR et al. 1929
- 2: Gesteine der „Osserdecke“ nach BOIGK bzw. Stockwerk IV nach CLAR et al. 1929
- 3: „Harrberger-Formation“
- 4: Bänderkalk-Kalkschiefer des Stockwerks II nach CLAR et al. 1929.

**Lydit:** Es handelt sich um 1–1,5 m mächtige, ungebankte Kieselgesteine mit quarzverheilten Kluftscharen. Der Lydit in Profil A zeigt einen Wechsel von hellgrauen und dunkelgrauen Lagen. Vor allem in den dunklen Partien sind durchwegs elliptische Schnitte mit einem Durchmesser von 0,35 mm × 0,2 mm zu erkennen, die als Radiolarien gedeutet werden können. Der Lydit im Profil C zeigt schwarze, cm-große, unregelmäßige, pigmentreiche Flecken sowie wenige runde, um 0,2 mm große Querschnitte (Radiolarien?) und einige idiotopische Dolomitrhomboeder (ca. 0,1 mm groß).

**Metatuffite:** Die grünlich-grauen bis grauen Tuffite führen reichlich und häufig karbonatisierte Plagioklaseinsprenglinge. In der unter dem Mikroskop nicht mehr auflösbaren Grundmasse findet sich Chlorit sowie häufig fein verteilt Karbonat. In der, von der Basis aus, vierten Metatuffitlage des Profils A (Abb. 2) sind neben vielen Plagioklaseinsprenglingen (27% des Modalbestands) verschieden gefüllte, im Querschnitt runde, 0,1–0,5 mm große Blasen zu erkennen, die häufig randlich aus Quarz und in der Mitte aus Chlorit (meist Pennin) bestehen. Daneben finden sich karbonatisch gefüllte Blasen.

#### 4. Stratigraphie

Die zeitliche Einstufung einzelner Kalkeinschaltungen gelang mit Hilfe von Conodonten. Lückenhaft nachgewiesen wurde der Zeitraum Zlichovium bis doI.

Die Conodontenführung ist im Unterdevon mit Ausnahme von Probe B/1 (45 Ex./kg) gering (2–9 Ex./kg), im Mitteldevon sehr gering (1–3 Ex./kg) und im Oberdevon gut (40 Ex./kg). Die Farbe der Conodonten ist meist dunkelgrau, selten schwarz. Die Zähnen sind häufig ausgebleicht. Der Erhaltungszustand ist im allgemeinen schlecht. Einen Überblick über die Fauna von Profil A gibt Tab. 1.

In sämtlichen Profilen der Hangendschuppe konnte das Unterdevon durch den Nachweis der *gronbergi*-Zone (Zlichovium) fixiert werden. Neben *Polygnathus gronbergi* und *Polygnathus perbonus* sind panderionelline Formen sehr häufig. Weiters wurde auch die *gronbergi*-Zone im Forststraßenaufschluß E belegt. In sämtlichen Schwererückständen dieses Zeitumfangs ist Pyrit sehr häufig.

Das Unterdevon (Probe A/1) der Liegendschuppe ist durch das Auftreten von *Polygnathus inversus* in den Grenzbereich Zlichovium/Dalejanium (*inversus*-Zone) zu stellen (siehe KLAPPER & ZIEGLER 1979).

Im Mitteldevon dieser Liegend-Einheit (Proben A/2, A/3) ist die Conodontenerhaltung sehr schlecht. Die stratigraphische Zuordnung erfolgte aufgrund der kleinen Basalgruben der Polygnathiden sowie des Fehlens von *Palmatolepis*-Arten.

Das Mitteldevon der Hangendschuppe konnte in Profil A und C belegt werden (Proben A/7, C/9–11). Im Profil C (Probe C/10) wurde neben *Polygnathus linguiformis linguiformis* ein Polygnathenbruchstück der *varcus-xylus*-Gruppe gefunden. Damit ist Givet nachgewiesen.

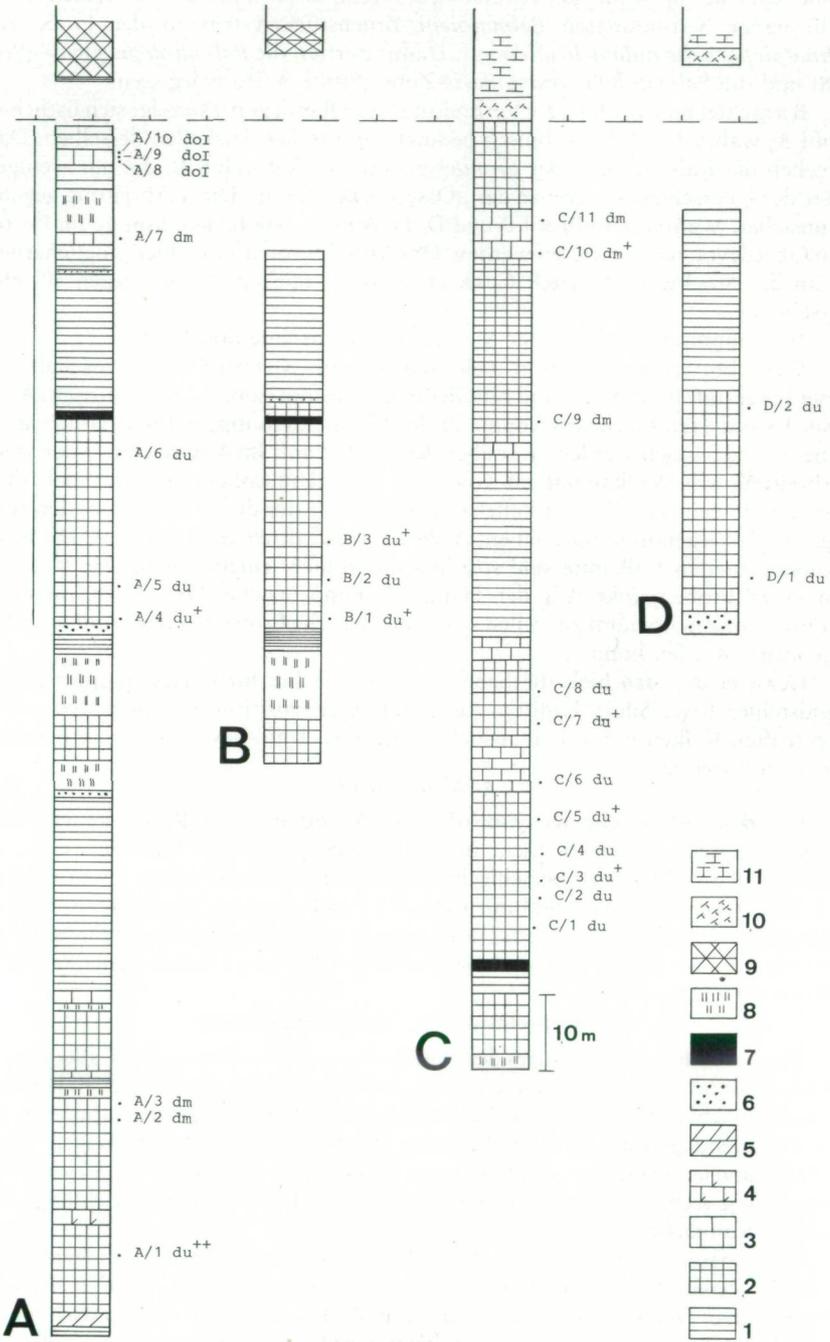
---

Abb. 2: Lithosäulen der Profile A–D.

1: Tonschiefer; 2: Kalk/Schiefer; 3: Kalk; 4: dolomitischer Kalk; 5: Dolomit; 6: Sandstein; 7: Lydit; 8: Metatuffit; 9: Kalke der „Osserdecke“; 10: Dolomit des Stockwerks V nach CLAR et al. 1929; 11: Kalk des Stockwerks V nach CLAR et al. 1929. Die Probennummern der Conodontenfundpunkte sind am rechten Profilrand eingetragen (du: Unterdevon; du<sup>+</sup>: *gronbergi*-Zone; du<sup>++</sup>: *inversus*-Zone; dm: Mitteldevon; dm<sup>+</sup>: *varcus*-Zone; do: Oberdevon).

Am linken Rand des Profils A ist die Position der Hangendschuppe (Typusprofil) festgelegt.

E ← → W



Oberdevon konnte nur im Profil A (Proben A/8–10) in Form einer 2 m mächtigen Kalkeinschaltung in Tonschiefern belegt werden. Wie aus Tab. 1 ersichtlich, zeigt Probe A/8 eine *Ancyrodellen*-Vormacht, während diese in Probe A/10 fehlen. Neben nicht näher bestimmbareren *Palmatolepis*-Bruchstücken tritt in der Probe A/10 *Palmatolepis delicatula delicatula* auf. Damit dürften die *Palmatolepis gigas*- (Probe A/8) und die *Palmatolepis triangularis*-Zone (Probe A/10) belegt sein.

Betrachtet man die laterale Verbreitung des Oberdevons, so zeigt sich östlich von Profil A, wahrscheinlich tektonisch bedingt, ein rasches Auskeilen desselben. Dafür sprechen die Kalk/Schiefer der *gronbergi*-Zone im Aufschluß E, die nur wenige m unter der Überschiebungsgrenze der „Osserdecke“ liegen. Die Verbreitung gegen W ist unsicher. Während im Profil B und D die Aufschlüsse fehlen, konnte im Profil C kein Oberdevon nachgewiesen werden. Das Mitteldevon könnte hier möglicherweise bis an das Stockwerk V (nach CLAR et al. 1929) reichen. Weiter gegen W fehlen Aufschlüsse.

Die stratigraphische Stellung der Metatuffite, Sandsteine und Lydite:

Wie Abb. 2 zeigt, treten in mehreren Niveaus Metatuffite als Einschaltungen dieser Folge auf. Im Profil A sind fünf derartige Tuffhorizonte aufgeschlossen. An der Basis des obersten Horizonts konnte in der Hangendschuppe Mitteldevon(? *varcus*-Zone) nachgewiesen werden, 3 m über dem Tuffit dol. Im Vergleich mit der weiten Verbreitung von Vulkaniten im Givet der Hochlantschfazies dürfte auch dieser Horizont noch in das Givet zu stellen sein. Gleiches Alter dürfte die tiefste Metatuffit-Lage, in der Liegendschuppe, haben, an deren Basis Mitteldevon belegt ist. Die beiden darüberliegenden Vulkanite sind stratigraphisch nicht einzuordnen. Der Metatuffit 5 m unter Probenpunkt A/4 der Hangendschuppe (siehe Abb. 2) dürfte in das Unterdevon (Zlichovium) zu stellen sein, nachdem die Probe A/4 der *gronbergi*-Zone zugeordnet werden konnte.

CLAR et al. 1929 hielt die Sandsteine und Lydite für eingeschupptes Karbon (Sandsteine) bzw. Silur (Lydite). Aufgrund ihrer Position zwischen den zeitlich eingestufteten Kalken müssen sie jedoch dem hohen Unterdevon bzw. ? Mitteldevon zugeordnet werden.

### 5. Mikrofazies

Die makroskopische wie mikrofazielle Ausbildung der Kalke schwankt nur geringfügig. Die grauen, dichten, im dm-Bereich gebankten Kalke erweisen sich mikrofaziell als Mudstones bis schlecht ausgewaschene Wackestones (DUNHAM 1962) bzw. Mikrosparite (FOLK 1962) mit wechselndem Gehalt an Tentaculiten (0–26%), Echinodermatenschutt (bis 12%) und akzessorisch eingeschaltet Quarzsilt. Die Mikrosparite werden auf diagenetisch bedingte Rekristallisation, entstanden aus Mikriten, zurückgeführt.

### 6. Interpretation des Ablagerungsraumes

Die einheitliche Mikrofazies der zum Teil tentakulitenführenden Kalke bzw. die radiolarienführenden Lydite sprechen für einen mehr oder minder gleichbleibenden pelagischen Ablagerungsraum, wobei die Mächtigkeit der Hangendschuppe von 70 m eine auffallend geringe für den Zeitraum Zlichovium bis dol ist. Das Auftreten unreifer Sandsteine könnte auf kurzfristige Eingleitungen zurückzuführen sein. Diese Entwicklung steht in auffallendem Gegensatz zur Hochlantschentwicklung sowie auch zur Rannachfazies.

Es erscheint daher notwendig, diesen Komplex als neue lithologische Einheit und Fazies den genannten Entwicklungen gegenüberzustellen. Ich bezeichne sie nach dem Gehöft Harrberger als „Harrberger-Formation“. Ich wähle die Hangendschuppe im Profil A als Typusprofil, wobei ihre stratigraphische Liegendgrenze derzeit offen bleiben muß.

Tab. I: Profil A – Conodontenfauna

Proben Nr.	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8	A9	A10
Gewicht in Kg (ca.)	2	6	2	2	2	1,5	5	2	1,5	2
Gen. et sp. indet		6	2	4			2			5
<i>Polygnathus gronbergi</i> (Pa)				1						
<i>P. dehiscens vel gronbergi</i> (Pa)				1						
<i>P. sp.</i> (Pa)				3			1	7	12	16
<i>Pandorinellina st. telleri</i> (Pa)						1				
<i>Pan. st. steinhornensis</i> (Pa)				1						
<i>Pan. sp.</i> (Pa)	1	3		5	1	2	1			
Astformen indet	2	10	1	4	1		4	2	4	6
<i>Polygnathus inversus</i> (Pa)	1									
<i>P. aff. P. perbonus</i> (Pa)	1									
Einzahn indet	1	1					2			
<i>Polygnathus l. linguiformis</i> (Pa)							1			
<i>P. linguiformis ssp.</i> (Pa)							2			
<i>P. cf. linguiformis</i> (Pa)		1	1							
<i>Icriodus cf. brevis</i> (I)							1			
<i>I. sp.</i> (I)		1								
Indet Sa Element		1					1			
<i>Ancyrodella curvata</i> (Pa)								2	1	
<i>A. lobata</i> (Pa)								1		
<i>A. nodosa</i> (Pa)								1		
<i>A. sp.</i> (Pa)								3		
<i>Ancyrognathus cf. triangularis</i> (Pa)									1	
<i>Palmatolepis del. delicatula</i> (Pa)										1
<i>Pa. cf. triangularis</i> (Pa)										1
<i>Pa. sp.</i> (Pa)								3	9	15
<i>Icriodus alternatus</i> (I)								4		
<i>I. symmetricus</i> (I)										1
<i>I. sp.</i> (I)									1	7
S <sub>2</sub> Element (acodiniiform)										1
<i>Polygnathus webbi</i> (Pa)								1		4
<i>Pandorinellina sannemanni</i> <i>treptus</i> (Pa)									1	
Indet Sc Element									2	6

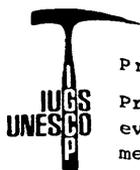
#### Dank

Für Hinweise, Diskussionen und die kritische Durchsicht des Manuskriptes danke ich Herrn Prof. Dr. H. W. FLÜGEL. Weiters danke ich Herrn Doz. Dr. H.-L. HOLZER für Anregungen und Korrekturen und Herrn Dr. F. NEUBAUER für die Unterstützung bei der Conodontenbestimmung.

#### 7. Literatur

- BOIGK H. 1951. Zum Bau der Grazer Decken. – Z. dt. geol. Ges., 102: 247–271.
- CLAR E. et al. 1929. Die geologische Karte der Hochlantschgruppe in der Steiermark. – Mitt. naturw. Ver. Steiermark, 64/65: 3–28.
- DICKINSON W. R. 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. – J. Sed. Petrol., 40: 695–709.
- DOEGLAS D. J. 1968. Grain-size indices, classification and environment. – Sedimentology, 10: 83–100.
- DUNHAM R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. – Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1: 108–121.
- FLÜGEL E. 1978. Mikrofacielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – 454 S., Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- FOLK R. L. 1962. Spectral subdivision of limestone types. – Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem., 1: 62–64.
- FÜCHTBAUER H. & MÜLLER G. 1977. Sedimente und Sedimentgesteine. In: Sedimentpetrologie 2, 784 S., Schweizerbart, Stuttgart.
- HOUSE M. & ZIEGLER W. 1977. The Goniatic and Conodont sequences in the early upper Devonian at Adorf, Germany. – Geologica et Palaeontologica, 11: 69–108.
- KLAPPER G. & JOHNSON D. B. 1975. Sequence in conodont genus Polygnathus in Lower Devonian at Lane Mountain, Nevada. – Geologica et Palaeontologica, 9: 65–83.
- KLAPPER G. & ZIEGLER W. 1979. Devonian conodont biostratigraphy. – Spec. Pap. Palaeont., 23: 199–224.
- SCHULZE R. 1968. Die Conodonten aus dem Paläozoikum der mittleren Karawanken (Seeberggebiet). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 130: 133–245.
- WEDDIGE K. 1977. Die Conodonten der Eifel-Stufe im Typusgebiet und in benachbarten Faziesgebieten. – Senckenbergiana Leth., 58: 271–419.
- ZIEGLER W. 1958. Conodontenfeinstratigraphische Untersuchungen an der Grenze Mitteldevon/Oberdevon und in der Adorf-Stufe. – Notizbl. hess. Landesamt Bodenforsch., 87: 7–77.
- 1962. Taxonomie und Phylogenie Oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. – Abh. hess. Landesamt Bodenforsch., 38: 1–166.
- ZIEGLER W., KLAPPER G. & JOHNSON J. G. 1976. Refinement and subdivision of the varcus-Zone (Conodonts, Middle-? Upper Devonian) in Europa and North America. – Geologica et Palaeontologica, 10: 109–140.

Anschrift des Verfassers: Hannes GOLLNER, Institut für Geologie und Paläontologie, Heinrichstraße 26, 8010 Graz, Österreich.



Project  
Prevariscic and variscic  
events of the alpine  
mediterranean mountain belts