©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Verh. Geol. B.-A. | Jahrgang 1975 | Heft 4 | S. 271—289 | Wien, Dezember 1975

Biostratigraphie der Ordovizium/Silur-Grenze in den Südalpen — Ein Beitrag zur Diskussion um die Hirnantia-Fauna

Von H. JAEGER, Berlin, V. HAVLIČEK, Prag, und H. P. SCHÖNLAUB, Wien *)

Mit 2 Abbildungen und 2 Tafeln

Österreichische Karte
1 : 50.000
Blätter 198, 201

Schlüsselwörter
Ordovizium/Silur-Grenze
Karawanken
Hirnantia-Fauna
Karnische Alpen
Graptolithina
Brachiopoda
Conodonta

Gliederung

Zusammenfassung
Abstract
Einleitung — Problematik
Lage und Profilbeschreibung des Graptolithen-Vorkommens
Brachiopoden-Vorkommen an der Ordovizium/Silur-Grenze
Diskussion
Paläontologie: Graptolithina
Brachiopoda
Dank
Literatur

Zusammenfassung

Glyptograptus cf. *persculptus*, Leitform der basalen Graptolithenzone im britischen Silur, kommt im Feistritzgraben (Karawanken, Österreich) in einem schwarzen Schieferband vor, das den Tonflaserkalk des Ashgills überlagert. Das Profil aus den Karawanken wird mit Profilen in den Karnischen Alpen im einzelnen verglichen, darunter den klassischen Profilen Cellon und Uggwa. Das Graptolithen-führende Schieferband kann mit Schichten am Cellon sicher gleichgesetzt werden, welche die Hirnantia-Fauna führen. Diese neuen Ergebnisse stützen Beobachtungen, wonach die ursprünglich als kennzeichnend für das obere Ashgill angesehene Hirnantia-Fauna sich mit der basalen silurischen Graptolithenfolge überschneidet. Die über die Ordovizium/Silur-Grenze hinweggehende Schichten-

*) Doz. Dr. HERMANN JAEGER, Museum für Naturkunde der Humboldt-Universität Berlin, Invalidenstraße 43, DDR-104 Berlin; Dr. VLADIMIR HAVLIČEK, Ústředni Ústav Geologický, Malostranské náměsti 19, Praha, CSSR; Dr. HANS PETER SCHÖNLAUB, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, Postfach 154, A-1031 Wien.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

folge der Karnischen Alpen und Karawanken wird im Lichte glazio-eustatischer Meeresspiegelschwankungen zu deuten versucht. G. cf. *persculptus* aus dem Feistritzgraben und Brachiopoden der Hirnantia-Fauna aus den obersten Partien des Tonflaserkalkes und den Unteren Schichten am Cellon werden beschrieben. Besonders hingewiesen wird auf den ersten Fund von *Clarkeia* sp. außerhalb der Malvinokaffrischen Provinz.

Abstract

Glyptograptus cf. *persculptus*, index of the basal Silurian graptolite zone in Britain, occurs in a black slate horizon overlying the Ashgillian Tonflaserkalk at the locality Feistritzgraben in the Karawanken Alps of Southern Austria. The Karawanken section is compared in detail with sections in the Carnic Alps, among others the classic localities Cellon and Uggwa. The graptolite bearing band can be safely equated with strata on the Cellon which contain the Hirnantia fauna. These new data corroborate observations according to which the Hirnantia fauna originally believed to be indicavite of the uppermost Ashgillian overlaps with the graptolite sequence that is currently placed in the basal Silurian. The succession across the Ordovician/Silurian boundary in both the Carnic Alps and the Karawanken Alps is tentatively interpreted in terms of glacio-eustatic oscillations of the sea level. G. cf. *persculptus* from the Feistritzgraben and the Hirnantia fauna from the uppermost Tonflaserkalk and the Untere Schichten of the Cellon section are described. The brachiopod Genus *Clarkeia* is recorded for the first time from an area outside the Malvinokaffric province.

Einleitung — Problematik

An der Ordovizium/Silur-Grenze werden in den Ostalpen häufig Sedimentationslücken beobachtet. Ihr zeitlicher Umfang wurde bisher durch Conodonten festgelegt, die in den liegenden Kalken ein Oberordovizium-Alter anzeigen, im Silur hingegen je nach Dauer der Omission erneute Sedimentbedeckung ab höherem Mittel-Llandovery bis basalem Ludlow datieren (SCHÖNLAUB 1970, 1971 a, b).

In Normalabfolgen, wie Cellon, Hoher Trieb, Uggwa usw. (Karnische Alpen) vermittelt ein fossilarmes, klastisches, wenige Meter mächtiges Schichtglied, die „Unteren Schichten" (GAERTNER, 1931), zwischen diesen beiden Karbonathorizonten im Ordovizium und Silur. Ihre stratigraphische Einordnung bzw. Position in Hinblick auf die or/si-Grenze konnte bisher freilich nicht befriedigend geklärt werden: Einerseits machen Neufunde der bisher allgemein ins Ordovizium (jüngeres Ashgillium) gestellten Hirnantia-Fauna (*Kinnella kielanae* [TEMPLE], *Dalmanitina* cf. *grandis* [BARR]) in den hangenden Partien des Tonflaserkalkes (SCHÖNLAUB, 1971) sowie in den Unteren Schichten des Cellon-Profils kontinuierliche Sedimentation noch innerhalb des Ordoviziums wahrscheinlich. Dieser „ordovizischen" Schalenfauna steht aber auf der anderen Seite eine Conodontenfauna (WALLISER, 1964) gegenüber, die eine Zweiteilung andeutet mit einer älteren Fauna in den Tonflaserkalken und einer davon abweichenden jüngeren Fauna in den darüberliegenden Unteren Schichten. Dieses Vorkommen ist durch Vertreter

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

der Conodontengattung *Icriodella* (non *Icriodina)* gekennzeichnet. Obwohl die Gattung *Icriodella* bereits aus dem Llanvirn (SWEET & BERGSTRÖM, 1972) und dem Caradoc von Wales bekannt ist (RHODES, 1953), zeigen doch alle Formmerkmale große Ähnlichkeit mit *Icriodella discreta* POLLOCK, REXROAD & NICOLL, einer Formart, die namengebend für die älteste Silur-Conodontenzone im Idwian und älterem Fronian aus dem Welsh Borderland ist (ALDRIDGE, 1972) bzw. in Kanada (REXROAD & RICKARD, 1965) und im Michigan Basin (POLLOCK, REXROAD & NICOLL, 1970) im älteren Llandovery zahlreich auftritt. Ebenso fügen sich die neben *Icriodella* sp. erscheinenden Formarten ?*Roundya prima* und ?*Roundya* n. sp. (WALLISER, 1964) den aus dem älteren Llandovery bekannten Conodontenfaunen ein. Eine Ausnahme bildet die von WALLISER, 1964, aus den Unteren Schichten genannte Formart ?*Neoprioniodus brevirameus,* die bisher nicht in silurischen Ablagerungen gefunden werden konnte; sie tritt im Cellon-Profil allerdings nur in der tiefsten Probe aus den Unteren Schichten auf.

Die aufgezeigten Gegensätze zwischen „ordovizischer" Schalenfauna und vermutlich ins ältere Silur zu stellenden Conodonten sind nicht alleine auf die Karnischen Alpen beschränkt. Nach NIKITIN, 1971, finden sich in den Ulkuntas-Schichten von Kazakhstan (UdSSR) neben Schalenfossilien, die der Hirnantia-Fauna zugeordnet werden, die Graptolithen der basalen Zone des britischen Silurs, darunter das Zonenfossil *Glyptograptus persculptus* selbst. LESPERANCE 1974 : 19 erwähnt aus dem Welsh Borderland (Welshpool) eine Hirnantia-Fauna, die gemeinsam mit Graptolithen aus dem ältesten Silur auftritt. Aus der White Head Formation des Percé-Gebietes (Kanada) schließlich nennt LESPERANCE 1974 : 15 eine Hirnantia-Fauna mit Trilobiten und Brachiopoden, die von Schichten mit dem frühsilurischen *Climacograptus rectangularis-medius* unterlagert werden.

Einen Hinweis auf mögliche Überschneidung der Reichweiten „ordovizischer" Schalenfaunen und „silurischer" Graptolithenfaunen findet sich auch in Südostasien. JONES, 1973, gibt von den Langkawi Islands, Straße von Malakka, Malaya, aus dem Lower Detrital Member der Setul Formation *G. persculptus* aus Schichten unter *Dalmanitina malayensis* KOBAYASHI & HAMADA an, welche ihrerseits von Schichten überlagert werden, die in einiger Entfernung darüber Graptolithen der Zone 17 führen (vgl. KOBAYASHI & HAMADA, 1974).

Aus dem Vorkommen der Hirnantia-Fauna in Wales, Kanada und Kazakhstan schließt LESPERANCE, 1974, daß die stratigraphische Einordnung dieser Fauna im Hinblick auf die or/si-Grenze zu revidieren sei und stellt ihren Leitwert für das jüngste Ordovizium in Frage. Die Conodonten im Cellon-Profil in den Unteren Schichten scheinen dieser Ansicht auch vom Blickpunkt der Karnischen Alpen recht zu geben. Eine weitere Stütze findet sich vielleicht in einem Profil in der östlichen Fortsetzung der Karnischen Alpen, den Westkarawanken, wo in den Basispartien eines tonig-sandigen Schichtgliedes unmittelbar über Tonflaserkalken neben schlecht erhaltenen Brachiopoden („Strophomeniden" und nicht-berippte Atrypacea) und Trilobiten (*Radiaspis* sp.) die Graptolithen-Art *Glyptograptus* cf. *persculptus* (SALTER) gehäuft auftritt.

Im Folgenden wird über dieses neue Vorkommen und seine Beziehung zu den Unteren Schichten der klassischen Profile Uggwa und Cellon (Karnische Alpen) im Zusammenhang mit neuen Brachiopodenfunden berichtet.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Lage und Profilbeschreibung des Graptolithenvorkommens

Das Profil im oberen Teil des Feistritzgrabens südlich Villach/Kärnten ist in SCHÖNLAUB, 1971 c, in das NS-Profil des Grabens eingegliedert und kurz beschrieben. Es liegt in einer Höhe von etwa 900 m NN nach der Grabenverzweigung S Pkt. 800 der Österr. Karte 1 : 50.000, Blatt 201 Villach (vgl. SCHÖNLAUB, 1971 : Abb. 1, 2). Man sieht hier folgende Gliederung vom Liegenden zum Hangenden:

1. Etwa 3 m mächtige, grünlichgraue, seidig glänzende phyllitische Siltschiefer, die bräunlich verwittern. In ihnen fanden sich bisher keinerlei Fossilien.

2. 6,50 m mächtige Tonflaserkalke mit scharfer Grenze zu den liegenden Schiefern. Die Tonflaserkalke sind uneinheitlich ausgebildet, und zwar mit einer knollig anwitternden Basis, einem plattigen Mittelteil und einem tonreichen oberen Bereich. Etwa 5 Tonhäute verteilen sich auf 10 cm. Nach Dünnschliffen liegt ein Biomikrit vor mit lokaler Anreicherung von toniger Substanz und teilweiser Dolomitisierung. Als Biogene treten Tentakuliten, sehr selten Cephalopoden, Bryozoen, Trilobiten und Ostracoden auf. Die Conodontenfauna umfaßt neben einspitzigen Formen vor allem die Leitformen *Amorphognathus ordovicicus* BRANSON & MEHL, *Ambalodus triangularis* BRANSON & MEHL sowie *Plectodina breviramea* (WALLISER). Diese Fauna läßt sich gut mit den von WALLISER, 1964, SERPAGLI, 1967, und SCHÖNLAUB, 1971 b, beschriebenen Conodonten aus Kalken des gleichen Niveaus in den Karnischen Alpen vergleichen.

Die Topfläche des Tonflaserkalkes ist ebenflächig ausgebildet; lateral ist sie allerdings auf Grund von Schuttüberdeckung nicht über 2 m zu verfolgen.

3. Im Bachbett wird der Tonflaserkalk konkordant von etwa 3 m mächtigen, schwarzen Ton- und Siltschiefern überlagert. Über diesen folgen etwa 7 m mächtig aufgeschlossene, schwarze, z. T. grob geschichtete siltige oder sandige, kalkige Schiefer.

Die liegenden Tonschiefer führen in den untersten 0,60 m über den Tonflaserkalken reichlich Pyritkugeln mit einem Durchmesser bis 5 cm sowie bis 1 cm dicke, lateral bis 15 cm anhaltende Pyritlagen parallel zur Schichtung. Kräuselschichtung und Laminierung ist hier im Gegensatz zu den darüber folgenden Partien selten.

Unmittelbar über und in wenigen Fällen auch innerhalb der auffallenden Pyritanreicherung treten in einzelnen Lagen gehäuft Graptolithen auf. Sie sind auf den angewitterten Flächen meist ausgewaschen und infolge intensiver transversaler Fließschieferung stark verformt. Auf weitere Makrofossilien wurde bereits oben hingewiesen. Sie erlauben nach V. HAVLIČEK und L. MAREK (beide Prag) keine artliche Bestimmung.

4. Der Übergang der sandigen Schichten in die hangend folgenden Silur-Schichtglieder ist nicht aufgeschlossen bzw. unter Umständen durch Störungen amputiert. Im Bereich des Wasserfalls untersuchte Proben lieferten Conodonten ohne Leitwert mit einer zeitlichen Verbreitung vom Ludlow bis in das Unterdevon.

Die aus den schwarzen Schiefern entnommene, reiche Graptolithenfauna besteht anscheinend aus einer einzigen Art, die JAEGER als

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Glyptograptus cf. *persculptus* (SALTER)

bestimmt, der Zonenart der basalen Graptolithenzone des britischen Silurs.

Die Brachiopodenvorkommen an der Ordovizium/Silur-Grenze

Brachiopoden des jüngsten Ordoviziums und ältesten (?) Silurs wurden in den folgenden Lokalitäten gefunden:

1. Cellon: Dunkelgraue mergelige Schiefer bei Pr. Nr. 5 nach WALLISER, 1964, lieferten zahlreiche gut erhaltene Exemplare von *Kinnella kielanae* (TEMPLE). Die meisten Formen sind disartikuliert, doch fanden sich auch solche mit beiden Klappen. Neben *Kinnella kielanae* kommt es in den Mergeln zum seltenen Auftreten von *Rafinesquina* sp.
   In den tieferen Partien der Unteren Schichten des Cellonprofils (Probennummer 6 nach WALLISER, 1964) fanden sich in sandigen Kalken und Grauwacken gleichfalls Brachiopoden, die als *Kinnella kielanae* (TEMPLE) und *Clarkeia* sp. bestimmt wurden. Von der erstgenannten Art liegt aus diesem Horizont nur eine gut erhaltene Dorsalklappe vor.
   Sehr auffallend ist die Tatsache, daß *Kinnella* und *Clarkeia* gemeinsam auftreten, da das Genus *Clarkeia* bisher als Index-Brachiopode des Silurs der Malvinokaffrischen Provinz galt.
2. Hoher Trieb: Die in der Folge angeführte Brachiopodenfauna stammt aus den Basispartien der Unteren Schichten, die hier unmittelbar über den Ashgill-Tonflaserkalken folgen (vgl. SCHÖNLAUB, 1969 : 279 ff.):
   Hirnantia sagittifera (M'COY)
   Dalmanella testudinaria (DALMAN)
   Kinnella kielanae (TEMPLE)
   Cryptothyrella sp.
   Clarkeia sp.
   Rafinesquina vel *Eostropheodonta* sp.
   Alle Formen sind mehr oder weniger deformiert. *Hirnantia sagittifera* (M'COY) tritt relativ zahlreich auf, ist aber in der Regel verdrückt. Von *Cryptothyrella* sp. wurde nur ein Innenabdruck der Dorsalklappe gefunden. „Strophomenide" Brachiopoden sind zu schlecht erhalten, um einer Gattung zugewiesen werden zu können.
   In einer auffallenden Übereinstimmung mit dem Cellonprofil tritt auch am Hohen Trieb die Gattung *Clarkeia* innerhalb der charakteristischen Hirnantia-Fauna auf.
3. Feistritzgraben: In den schwarzen Schiefern über dem liegenden Tonflaserkalken fanden sich nicht selten kleine Strophomeniden, deren schlechter Erhaltungszustand freilich keine nähere Bestimmung erlaubte. So ist nicht einmal eine Unterscheidung zwischen Strophomenacea oder Strophodontacea möglich. Darüber hinaus wurden auf den Schichtflächen kleine ovale Abdrücke beobachtet, die wohl von einer glattschaligen Atrypacea stammen dürften. Auch hier ist eine genaue Bestimmung nicht möglich.

Die oben genannte Brachiopodenfauna in den Karnischen Alpen und Westkarawanken wird mit den Arten *Dalmanella testudinaria* (DALMAN), *Kinnella*

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

kielanae (TEMPLE) und *Hirnantia sagittifera* (M'COY) als charakteristische Hirnantia-Fauna aufgefaßt. Auch *Cryptothyrella* ist charakteristisch im Kosovian der böhmischen Gliederung. Die Brachiopodenfauna gehört damit in die Hirnantia-Stufe der Ashgill Series in Großbritannien bzw. in das Kosovian des Barrandiums.

Neben den gut bekannten Vertretern der Hirnantia-Fauna ist aber der erste Nachweis von *Clarkeia* sp. in Europa von großer Bedeutung und in dieser Position auffallend. Nach COCKS, 1972, gilt *Clarkeia* als Leitfossil des Silurs (Llandovery-Wenlock), beschränkt auf die Gebiete Südamerika und Westafrika. Hier ist sie aus Bolivien, Brasilien und Argentinien bekannt, wobei COCKS, 1972, die Meinung vertritt, daß auch die Art *Aratanea monodi* SCHMIDT aus dem Silur von Mauretanien dieser Gattung zuzuordnen sei.

Nach der Brachiopodenfauna liegt daher allem Anschein nach an der Grenze Ordovizium/Silur in den Karnischen Alpen eine Mischung „typischer" ordovizischer und „typischer" silurischer Elemente vor.

Die Hirnantia Fauna, bekannt aus Großbritannien, Schweden, Böhmen, Österreich, Polen, Nordafrika, USA und Kanada ist ohne Zweifel mit den über Eurasien weit verbreiteten *Dalmanitina* führenden Schichten gleich alt. Letztere führen hauptsächlich Trilobita der Gattungen *Dalmanitina* und *Brongniartella* des jüngsten Ordoviziums; in Kazakhstan und Malaya (lit. cit.) dürften sie bis in die Zone des *Glyptograptus persculptus* reichen. Es stellt sich daher die Frage nach der Basis des Silurs:

A. Basis der Zone mit *Glyptograptus persculptus:* In diesem Fall übersteigen — wie oben ausgeführt ist — die Schichten mit *Dalmanitina* (und mit der Hirnantia-Fauna) vielenorts die Ordovizium/Silur-Grenze;

B. Basis der *Akidograptus acuminatus* und *A. ascensus* Zone (ursprünglich von ELLES & WOOD vorgeschlagen).

Unsere Ergebnisse aus den Südalpen sollen einen Beitrag zur endgültigen Festlegung der Ordovizium/Silur-Grenze geben. Aus diesem Grunde beschränken wir uns hier in erster Linie auf die Mitteilung von Geländebefunden (vgl. hierzu Repts. Ordovician-Silurian Boundary Working Group, Ed. L. R. M. COCKS, Brit. Mus. Nat. History).

Diskussion

Seit der ersten Erwähnung bei GAERTNER, 1931, wurden die zwischen ordovizischen Tonflaserkalken und silurischen Karbonaten lagernden Unteren Schichten mehrfach behandelt. Nach FLÜGEL, 1965, handelt es sich im Stratotyp des Cellon-Profils um mitteldunkelgraue, durch wechselnd dicht gepackte Echinodermenplatten grob lamellierte bzw. fleckige Biomikrite in den tieferen Partien. Hier finden sich zwischen den aus Echinodermen, Filamenten, Trilobiten, Bryozoen und Ostracoden bestehenden Biogenen lose eingestreute Quarzkörner mit einem mittleren Durchmesser von 0,125 bis 0,15 mm. Ohne scharfe Grenze gehen die Basispartien nach oben in dunkelgraue, fleckige bis lamellierte Mikrite, Biomikrite oder Mikrosparite über, wobei die tonige Beimengung sehr stark ist. Die Quarzführung in diesem Bereich ist wesentlich stärker als im unteren Teil und kann bis zu 36% (Bank 7) betragen. Echinodermendebris, aber auch mm-große Gesteinstrümmer sind hier häufig.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Abb. 1. Tonflaserkalk (links) und Untere Schichten am Hohen Trieb.

Die Gesamtmächtigkeit der Unteren Schichten im Cellon-Profil beträgt 5 m. Die Fossilführung ist in der Einleitung angegeben.

SCHÖNLAUB, 1969 : 279 ff., beschreibt vom Hohen Trieb die Unteren Schichten in einer Mächtigkeit von 6,50 m (der obere Teil ist schuttüberdeckt). Sie bestehen im unteren Teil aus gut gebankten, grauen Echinodermenkalken mit lose eingestreuten Sandkörnern und Gesteinsfragmenten. Grobskulpierte Brachiopoden, Bryozoen und Ostracoden sind in Schliffen häufig. Nach oben gehen diese Partien in Biogendetritus-führende Karbonatsandsteine („Schillsandsteine") und schwarze Mergelschiefer mit bis zu 35% Sandanteil über. Der oberste Abschnitt (3,75 m) wird am Hohen Trieb von gut gebankten, grauen oder schwarzen, gradierten Sandsteinen eingenommen, die häufig Lydittrümmer und Tonschieferfetzen führen. Wulstschichtung und Rutschstrukturen kennzeichnen diesen Bereich.

Die Unteren Schichten am Hohen Trieb führen charakteristische Vertreter der Hirnantia-Fauna mit *Kinnella kielanae, Hirnantia sagittifera* und *Dalmanella testudinaria* (det. V. HAVLIČEK, UUG Prag). Daneben fand sich noch — ohne genauere Bestimmung — *Clarkeia* sp. (vgl. S. 275).

Die Unteren Schichten am Hohen Trieb lieferten bisher keine Index-Conodonten.

An der Südflanke des Rauchkofel können die Unteren Schichten bis 10 m mächtig werden. Sehr auffallend sind hier neben gradierten Bereichen Gesteinsfragmente bis 5 cm. Auch graue Kalke schalten sich den Karbonatsandsteinen ein, wobei allerdings der allochthone Charakter oder ein sedimentärer Verband unklar ist (die Kalke lieferten bisher keine Conodonten).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

EBNER, 1973 : 158, nennt vom Elferspitz, ca. 5 km nordöstlich des Cellon-Profils, 60 cm mächtige sandige Schiefer, die von Sandsteinen in einer Mächtigkeit von 40 cm überlagert werden. Auf Grund des Auftretens von Graptolithen der Zonen 24 bis 26 in den oberen Lagen der Schiefer glaubt EBNER an eine Vertretung der Trilobitenschichten des Cellon-Profils.

Im klassischen Profil von Uggwa in den östlichen Karnischen Alpen erreichen die Äquivalente der Unteren Schichten nach VAI, 1971, eine Mächtigkeit von 3,6 m. Sie gehen hangend in Graptolithen-führende dunkle Schiefer über, die in den Horizonten 4,5 m und 8,5 m Graptolithen der Zonen 18? bis 19 geliefert haben (det. H. JAEGER). VAI trennt in den Unteren Schichten einen basalen 1 m mächtigen Bereich mit Siltsteinen und Feinsandsteinen ab. An Komponenten treten hier Quarz (bis 80%), Feldspat (bis 10%), Gesteinsfragmente sowie Karbonat- und Lyditgerölle auf. Wie am Hohen Trieb und Cellon, ist die Matrix teilweise dolomitisch.

Den höheren, 2,6 m mächtigen Teil bilden mittelkörnige (0,15—0,25 mm), gebankte Sandsteine mit subgerundeten Quarzkörnern (70%), Gesteinsfragmenten, Lydit- und Quarzitgeröllen. Feldspat ist hier selten. Neben einem feinsandigen Bindemittel tritt auch hier Dolomit in der Matrix auf.

Aus den Unteren Schichten im Profil des Uggwagrabens sind bisher keine Makrofossilien bekannt gemacht worden.

Die Liegendgrenze der Unteren Schichten bzw. ihrer Äquivalente ist sehr unterschiedlich ausgebildet. Sie liegt im Cellon-Profil im Übergang von den mergelreichen Hangendpartien des liegenden Tonflaserkalkes zu den detritischen, sandig-tonigen Spatkalken und ist oft nur in Dünnschliffen erkennbar. Daher schlägt z. B. FLÜGEL, 1965, auf Grund von Mikrofaziesstudien eine höhere Unterkante der Unteren Schichten im Cellon-Profil gegenüber der von GAERTNER, 1931, gezogenen „Faunengrenze" vor, die auch außerhalb des Stratotyps erkannt werden kann.

Der Umschlag von den strömungsarmen, von Ton- und Karbonatsedimentation geprägten Stillwasserablagerungen des Tonflaserkalkes zu der von Echinodermen (Cellon, Hoher Trieb) und Brachiopoden (Hoher Trieb) beherrschten, klastisch beeinflußten Bewegtwasserfazies der Unteren Schichten erfolgt rasch und bildet sich am Hohen Trieb und Cellon in den basalen tonreichen Echinodermenspatkalken ab. Hinweise, die auf Sedimentationsunterbrechung deuten (Rückstandbildungen, Fe-Mn-Krusten, Hardgrounds, Relief, Diskordanzen) konnten in der Tonflaserkalkfazies nicht beobachtet werden. Diese Kriterien treten dagegen in einer zweiten Entwicklung des Oberordoviziums, der Sandstein-Cystoideenkalkfazies, im Raum Wolayersee-Rauchkofel der zentralen Karnischen Alpen auf. Wie SCHÖNLAUB, 1970, zeigen konnte, entsprechen den etwa 5 m mächtigen Tonflaserkalken bis zu 18 m mächtige Cystoideenkalke. Diese werden ohne Zwischenschaltung eines sandigen Schichtgliedes von verschieden alten Silurkalken überlagert, wobei der Kontakt als Schichtfuge, Stylolithennaht oder als Mikrofazieswechsel innerhalb einer Kalkfolge ausgeprägt ist (= „disconformity").

Diese Befunde führen zur Frage, ob das Fehlen der Unteren Schichten über den Flachwasser-Cystoideenkalken ein lokales Phänomen mit lokalen Ursachen ist oder eine Parallelität zu dem weltweit beobachteten regressiven und transgressiven Geschehen an der Ordovizium/Silur-Grenze vorliegt und auch mit eustatischen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

bzw. glazioeustatischen Meeresspiegelschwankungen erklärt werden kann (BEUF et al., 1971, SCHÖNLAUB, 1971 a, SHEEHAN, 1973, BERRY & BOUCOT, 1973).

Die Beantwortung dieser Frage vom Blickpunkt der Karnischen Alpen/Karawanken muß folgende stratigraphische Fakten berücksichtigen:

1. Die ältesten Sedimente über den Unteren Schichten gehören im Cellon-Profil der celloni-Zone an, die nach ALDRIDGE, 1972, indirekt mit Graptolithen der Zone 24 (*M. griestoniensis*) gleichzusetzen ist. Es handelt sich dabei um dunkelgraue Kalkbänke und Kalkknollen im Wechsel mit dunklen Mergelschiefern, die konkordant über den Unteren Schichten mit einer Zwischenschaltung eines wenige cm-dicken Horizontes aus Kohleschmitzen und Fe-Mn-Krusten folgen. Die Rückstands-reichen Kalke sind von zahlreichen Wurmröhrchen (*Chondrites* sp.) durchzogen, die von hellem Calzit erfüllt sind.
2. Ein im Vergleich zum Cellon-Profil früherer Kalkabsatz erscheint in dem ca. 3 km westlich gelegenen Profil an der Basis der Hohen Warte wahrscheinlich: Die von SCHÖNLAUB, 1971 b, bekannt gemachte Conodontenfauna ist z. T. in das Grenzbereich Fronian/Telychian (vgl. COCKS et al., 1970) zu stellen und ist vermutlich gleichzeitig mit der Zone 23 des *M. crispus*.
3. Ein annähernd gleichzeitiger Sedimentationsbeginn, freilich in einer sandigen Fazies, kann im Silur des Elferspitz angenommen werden, wo Graptolithen der Zonen 24 bis 26 in den oberen Partien eines 0,60 m mächtigen Schieferhorizontes, der abrupt über Tonflaserkalken des Oberordoviziums folgt, gefunden wurden (det. JAEGER).
4. In der Kalkfazies erlaubt ein weiteres Profil in den Westkarawanken mit Hilfe von Conodonten eine indirekte orthochronologische Datierung des Sedimentationsbeginns im älteren Silur mit der Annahme einer Vertretung der Graptolithenzone 22 = *M. turriculatus* (SCHÖNLAUB, 1975).
5. Nach dem ersten Erscheinen von Graptolithen in der Kieselschieferfazies steht fest, daß der Beginn der Differenzierung des Silurbeckens noch früher erfolgt ist als nach den ältesten Kalken des Silurs anzunehmen wäre. Wir stützen uns dabei auf die Graptolithen in den folgenden Vorkommen:
   a) Großzollner Alm: Neuaufsammlungen von Graptolithen durch H. LEDITZKY ergaben die sichere Evidenz von Z. 22 (det. JAEGER);
   b) Profil Uggwa: Z. 18 ist möglich, die Z. 19 ist aber sicher nachgewiesen (det. JAEGER);
   c) Gugel: Neuaufsammlungen beweisen die Z. 22 (det. JAEGER);
   d) Hochwipfel: Nach GORTANI, 1923 ist die Z. 22 belegt;
   e) Hoher Trieb: SCHÖNLAUB, 1969 : 295 erwähnt Graptolithen der Z. 18—19 (det. JAEGER).

Den obigen Ausführungen ist zu entnehmen, daß in den Karnischen Alpen und Karawanken bei Berücksichtigung des neuen Graptolithen-Fundpunktes im Feistritzgraben die Zonen 16, 17 und 18? fehlen oder wahrscheinlicher bisher nicht gefunden werden konnten. Sie zeigen aber auch, daß allem Anschein nach der Absatz pelitischen Materials der Kalkablagerung zeitlich vorausgeht.

Schließt das offensichtlich verschiedenzeitige Einsetzen der Silursedimentation über oberordovizischen Tonflaserkalken die Bildungen der Unteren Schichten im Cellon-Profil mit ein?

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Trotz der relativ großen Entfernung zwischen Cellon/Hoher Trieb und Uggwa/ Feistritzgraben (ca. 60 km) erscheint ein Vergleich bzw. die Parallelisierung der beiden feinklastischen Horizonte beider Räume u. E. zulässig. Wenn wir daher auch im Feistritzgraben die Bezeichnung Untere Schichten in Anwendung bringen, so erfolgt dies einmal auf Grund der ähnlichen Lithologie, Mächtigkeit und Conodontenfauna in den liegenden Tonflaserkalken. Zum anderen ist die zeitliche Übereinstimmung des Beginns der Unteren Schichten auffallend und kaum zufällig: Während im Feistritzgraben die Unteren Schichten in der persculptus-Zone beginnen, setzen sie am Cellon mit der *Icriodella*- und *Clarkeia*-führenden Fauna des ältesten Silurs ein. Zur gleichen Zeit leben offenbar, wie die Verhältnisse am Cellon und Hohen Trieb zeigen, noch die jüngsten Vertreter der Hirnantia-Fauna.

Bei der Parallelisierung der Unteren Schichten des Feistritzgrabens und des Cellon-Profils mit der Conodontengattung *Icriodella* bestehen insoferne Unsicherheiten, als *Icriodella* nach ALDRIDGE erst ab den Graptolithenzonen 19—21 auftritt. Zu berücksichtigen ist dabei allerdings, daß aus Strata der Zonen 16—18 bis heute keine Conodonten-führenden Gesteine aus dem britischen Silur bekannt wurden und somit über die wahre Lebenszeit dieser Conodontengattung keine sicheren Aussagen möglich sind (vgl. Einleitung S. 273).

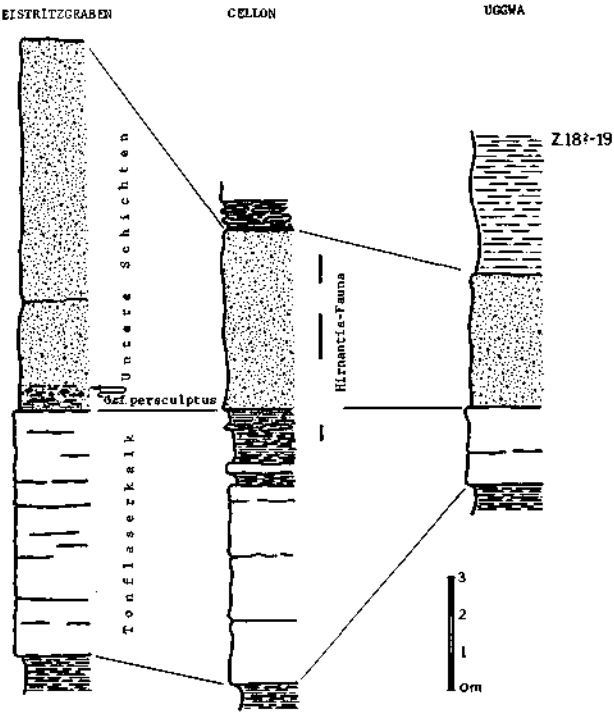


Abb. 2. Bio- und Lithokorrelation der Profile Feistritzgraben (Westkarawanken) — Cellon — Uggwa (Karnische Alpen).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Gleichsetzung zwischen Graptolithen-führenden Unteren Schichten der persculptus-Zone im Feistritzgraben mit jenen im Cellon-Profil findet weiters eine Stütze in den o. a. Überlegungen von LESPERANCE, 1974, über die Hirnantia-Fauna. Der Beginn der weltweit verbreiteten Llandovery-Transgression, beispielsweise in Nordafrika mit der Graptolithenzone 16 datiert (JAQUEMONT & HOLLARD, 1956, KLITSCH, 1968, MASSA & JAEGER, 1971), erfolgt nach unserer Meinung also auch in den Karnischen Alpen/Karawanken etwa zur gleichen Zeit.

Die mitgeteilten Beobachtungen führen zur Schlußfolgerung, daß die Fazies der Unteren Schichten als ± zeitgleiche Bildungen in einem küstennahen, in sich gegliederten Flachwasserraum am Beginn des Llandovery und teilweise noch in der Hirnantia-Fauna-Zeit zu deuten ist. Karbonatproduktion und Faunendiversität sind beschränkt und in Abhängigkeit von klimatischen Faktoren der zu Ende gehenden Sahara-Inlandsvereisung. In den Karnischen Alpen und Karawanken dominieren die Anlieferung und Schüttung pelitischen und feinsandigen Materials, das als unreif zu klassifizieren ist und im Zuge einer Transgression aufbereitet wird. Entsprechend der Differenzierung des Silur-Beckens und/oder je nach der Topographie des Oberordoviziums erfolgt erneute Sedimentbedeckung in den Karnischen Alpen und ihrer östlichen Fortsetzung zu unterschiedlichen Zeiten vom Llandovery bis in das Ludlow.

Paläontologischer Teil

Graptolithina

Glyptograptus cf. *persculptus* (SALTER, 1865)

Taf. 1, Fig. 1—6

1907 *Diplograptus (Glyptograptus) persculptus* SALTER. — ELLES & WOOD, Monograph: 257—258, Textfig. 176 a, b; Taf. 31, Fig. 7 a—c.
1971 *Glyptograptus (G.) persculptus persculptus* SALTER et *G. (G.) persculptus omega* DAVIES. — STRACHAN: 37 [Bibliographie].

Material und Erhaltung: Mehrere hundert Rhabdosome in fein gestriemten schwarzen, rußig abfärbenden Tonschiefern, alle plattgedrückt und durch Transversalschieferung (Striemung) stark verformt mit erheblicher Längung in b (vgl. Maßangaben). Die Intensität der Striemung wechselt in dem ½ m-mächtigen Graptolithen führenden Schichtpaket, wie es für Graptolithenschiefer normal ist. Das Vorhandensein einer schichtparallelen (zweiten) Schieferung, die möglicherweise ebenfalls verformungswirksam war (allseitig flächenhafte Vergrößerungen), kann weder ausgeschlossen noch bewiesen werden.

Taxonomische Anmerkung: Über die in der neueren Literatur teilweise sehr weitgehende Aufsplitterung der klassischen Großgattung *Diplograptus* sind die Meinungen durchaus geteilt. Der Einfachheit und Zweckmäßigkeit halber gesteht JAEGER *Glyptograptus* hier Gattungsrang zu, ohne damit zum angeschnittenen Problem eine definitive Stellungnahme präjudizieren zu wollen.

Die Art *G. persculptus* ist ziemlich variabel und läßt nach DAVIES (1929 : 10 bis 14) in der Vertikalen anscheinend eine gewisse Entwicklung erkennen, wie die

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Evolution von Rhabdosomen mit vollständigem und unvollständigem und schließlich fehlendem „Medianseptum" (progressive Distalwanderung des Anfangs des „Medianseptums") und Dickenzunahme des Rhabdosoms. Beide Merkmale sind jedoch an den hochgradig verformten Rhabdosomen aus den Karawanken nicht zu erkennen oder auf diese nicht anwendbar. Nach RICKARDS in LESPÉRANCE (1974 : 20) umfaßt *persculptus* sehr wahrscheinlich mehrere Taxa, womit diesem Artbegriff einige Unsicherheit anhaftet.

Aus diesen Gründen, aber besonders wegen der nur begrenzten Vergleichbarkeit mit dem nicht verformten in der Literatur beschriebenen britischen Material kann für die Stücke aus den Karawanken höchstens eine cf.-Bestimmung gegeben werden.

Diskussion: *G. persculptus* ist ein wenig bezeichnender Graptolith. Von den meisten anderen *Glyptograptus*-Arten unterscheidet sich *persculptus* am deutlichsten durch (a) das Fehlen von Stacheln an den proximalen Theken und (b) die kurze Virgella. Über Fehlen oder Vorhandensein dieser auffälligen Merkmale ist auch in dem vorliegenden geschieferten Material an einer ganzen Anzahl von Exemplaren hinreichend sicher zu entscheiden. (Die silurische *tamariscus*-Gruppe mit ebenfalls nur kurzer Virgella und ohne Stacheln an den Proximaltheken unterscheidet sich durch die viel dünneren Rhabdosome u. a.). Die an mehreren Exemplaren aus den Karawanken klar erkennbare Virgella erreicht eine Länge von maximal 1½ mm.

Nach der bisher ausführlichsten Beschreibung (ELLES & WOOD) werden *persculptus*-Rhabdosome bis über 30 mm lang und 2 bis 2½ mm dick. (Diese Werte wurden an verkiesten, in Semirelief erhaltenen britischen Exemplaren gemessen. Für plattgedrückte Exemplare muß also mit größeren Dickenbeträgen gerechnet werden.)

Die Dickenzunahme erfolgt rasch und harmonisch in den proximalen 1½ cm. Die Anzahl Theken pro cm beträgt proximal 10, distal 8. Die Theken sind typisch glyptograptid, mit sigmoidaler Ventralbiegung. Sie sollen in ihrer Längsachse gewunden sein und einen fast kreisförmigen Querschnitt haben.

Die Beobachtung der beiden letztgenannten Merkmale läßt der Erhaltungszustand der vorliegenden Exemplare ebenfalls nicht zu. Obwohl die Thekengestalt bei vielen Rhabdosomen obskur bleibt, ist an einer Reihe von Exemplaren hinreichend deutlich zu sehen, daß es sich um uniforme glyptograptide Theken handelt.

Bei einigen Rhabdosomen scheinen die proximalen Theken eher climacograptid als glyptograptid zu sein in der Art des in diesem Niveau durchaus zu erwartenden *Diplograptus modestus*. Die viel zu niedrige Anzahl Theken pro cm und die einheitliche Tracht der Fauna sprechen jedoch gegen einen solchen Vergleich. Die ebenfalls zu erwartenden Orthograpten der *truncatus*-Gruppe und Climacograpten der *scalaris*-Gruppe sind so verschieden, daß ihr Vorkommen ausgeschlossen werden kann.

Maße der Rhabdosome aus den Karawanken: Länge bis über 50 mm (dieser Wert ist nicht auf tektonische Streckung zurückzuführen).

Anzahl Theken pro cm: bei Rhabdosomen, die mit der Striemung (= Streckungsrichtung = b) Winkel um 40 bis 50° bilden, also am ehesten die ursprüng-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

liche Größe behalten haben, im proximalen cm 10, distal 8, d. h. wie für *persculptus* zu postulieren. Exemplare, die ± normal (90°) zu b liegen: prox. 12 bis 14, dist. 10 bis 12 (13). Exemplare ± parallel b prox. 9 bis 10, dist. 8 bis 10.

Der Normalwert (Theken/cm prox. 10, dist. 8) wird unter Umständen auch noch an Exemplaren gemessen, die mit b Winkel von 60 bis 70° bilden. Je nachdem, ob die Striemung schräg von rechts oder links (im spitzen Winkel von dist. oder prox.) über das Rhabdosom hinwegzieht, ergeben sich erhebliche Größenunterschiede.

Maximale Dicke: Rhabdosome, die mit b Winkel um 45° bilden, 2½ bis 3 mm; Exemplare ± normal b 3½ bis > 4 mm, Exemplare ± parallel b um 2 mm.

Das am besten erhaltene Rhabdosom (mit b Winkel von knapp 70° bildend) hat folgende Werte: Dicke bei der ersten Theke (Th 1) = 1,2 mm, bei Th 5 = 2 mm, Th 10 = 2,3 mm, Th 17 bis 18 = 2,8 bis 3,0 mm (Höchstwert). Dieser Modus der Dickenzunahme entspricht dem von britischen Exemplaren angegebenen.

Datierung: *G. persculptus* ist die Index-Art der erstmalig von JONES, 1909, unterschiedenen basalen Graptolithenzone des Silurs. Die persculptus-Zone findet sich in der Skala von ELLES & WOOD noch nicht, hat also keine Zonennummer. ELLES & WOOD betrachteten *G. persculptus* als Durchläufer, der im obersten Ordoviz und basalen Silur vorkomme, und zwar in den Zonen 15 bis 16 (17?). Nach den späteren Untersuchungen (DAVIES, 1929, TOGHILL, 1968) tritt *G. persculptus* erst über den ordovizischen Dicellograpten (Zone 15) auf und kennzeichnet das Intervall zwischen den nicht aneinanderschließenden Zonen 15 und 16, geht aber in Zone 16 (*Akidograptus acuminatus*) hinein. Da die sehr individuenreiche Fauna aus den Karawanken anscheinend keine weitere Graptolithenart enthält, möchten wir die Fundschichten bis zum etwaigen Beweise des Gegenteils in die persculptus-Zone stellen.

Brachiopoda

Die Brachiopoden des Ordovizium/Silur-Grenzbereiches der Karnischen Alpen sind mit Ausnahme der Gattung *Clarkeia* gut bekannte Arten. Wir beschränken uns daher auf die Abbildung der Hirnantia-Fauna und beschreiben nur die erstmals in Europa nachgewiesene Gattung *Clarkeia*.

Clarkeia sp.

Taf. 2, Abb. 5, 6

Material: 2 Dorsalklappen-Steinkerne, 1 Ventralklappen-Steinkern und 1 Abdruck einer Dorsalklappe. Alle Stücke sind teilweise deformiert.

Beschreibung: Schalen bikonvex, beide Klappen annähernd gleich tief; Breite bis zu 15 mm; Äußeres der Ventralklappe unbekannt; Dorsalklappe im Umriß gerundet, gleichmäßig konvex, mit niedrigem Medianwulst. Rippen subangulär, durch gerundete Zwischenfurchen getrennt; nach einem unvollständigen Dorsalklappen-Abdruck zu urteilen, beträgt die Rippenzahl auf dem Wulst 3 und auf den Flanken 6 bis 7.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Zahnstützen kurz, Umriß des ventralen Muskelfeldes unbekannt.

Schloßfortsatz massiv, ventralwärts gerichtet, hinten durch flache Medianfurche in zwei Loben geteilt; ventrale Oberfläche der Schloßfortsatz-Loben mit Grübchen-Skulptur. Basis des Schloßfortsatzes füllt den ganzen Raum zwischen den Cruralbasen aus; diese sind viel schlanker als der Schloßfortsatz. Zahngrube flach, in die verdickte hintere Wand der Dorsalklappe eingesenkt. Dorsales Muskelfeld tief in die Schale eingesenkt, subquadratisch im Umriß, vierteilig, median von kräftiger Leiste durchzogen; vordere Adduktorfelder größer als die hinteren, durch Querleiste von diesen getrennt.

Bemerkung: Die österreichische *Clarkeia* sp. ist ein vermutlicher Vorläufer von *Clarkeia antisiensis* (D'ORBIGNY), jedoch kann auf Grund des unzureichenden Materials kein genauer Vergleich gegeben werden.

Dank

Diese Arbeit wurde im Rahmen von Projekt 1588 („Korrelation des Prä-Variszikums von Österreich und SE-Europa") des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung Österreichs ausgeführt. Die Geländearbeiten von H. JAEGER und H. P. SCHÖNLAUB wurden zum Großteil aus diesen Mitteln finanziert, wofür aufrichtig gedankt sei. H. JAEGER dankt auch Herrn Prof. Dr. H. FLÜGEL, Inhaber der Lehrkanzel für Paläontologie und Historische Geologie an der Universität in Graz, für die Einladung und tatkräftige Unterstützung der Graptolithenstudien in Österreich.

Literatur

ALDRIGDE, R. J.: Llandovery Conodonts from the Welsh Borderland. — Bull. Br. Mus. Nat. Hist. (Geol.), *22/2*, 125—231, 13 Abb., 9 Taf., London 1972.

BERRY, W. B. N., & BOUCOT, A. J.: Glacio-Eustatic Control of Late Ordovocian — Early Silurian Platform Sedimentation and Faunal Changes. — Geol. Soc. Amer., Bull. *84*, 275—284, 1 Abb., Boulder 1973.

BEUF, S., BIJU-DUVAL, DE CHARPAL, O., ROGNON, P., GARTEL, O., & BENNACEF: Les Grès du Paléozoique Inférieur au Sahara. Sédimentation et Discontinuités. Évolution Structurale d'un Craton. — Publ. L'Inst. Français Pétrole, Coll. Sci. Techn. Pétrole, *18*, 464 S., 357 Abb., Paris 1971.

COCKS, L. R. M.: The Origin of the Silurian *Clarkeia* shelly fauna of South America, and its extension to West Africa. — Palaeontology, *15*, 623—630, London 1972.

COCKS, L. R. M., TOGHILL, P., & ZIEGLER, A. M.: Stage names within the Llandovery Series. — Geol. Mag., *107*, 79—87, Cambridge 1970.

DAVIES, K. A.: Notes on the Graptolite Faunas of the Upper Ordovician and Lower Silurian. — Geol. Mag., *66*, 1—27, 32 Abb., London 1929.

EBNER, F.: Das Paläozoikum des Elferspitz (Ashgill bis Unterkarbon; Karnische Alpen, Österreich). — Verh. Geol. B.-A., *1973*, 155—193, 9 Abb., 7 Tab., 3 Taf., Wien 1973.

ELLES, G., & WOOD, E.: A Monograph of British Graptolites. — Palaeontogr. Soc., 539 S., 359 Abb., 52 Taf., London 1901—1918.

FLÜGEL, H.: Vorbericht über mikrofazielle Untersuchung des Silurs des Cellon-Lawinenrisses (Karnische Alpen). — Anz. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., *1965*, 289—297, Wien 1965.

GAERTNER, H. R. VON: Geologie der zentralkarnischen Alpen. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., *102*, 113—199, 16 Abb., 5 Taf., Wien 1931.

HAVLIČEK, V., & MAREK, L.: Bohemian Ordovician and its international correlation. — Cas. Mineral. Geol., *18*, 225—232, Praha 1973.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

JAQUEMONT, P., & HOLLARD, H.: Sur l'age de la transgression gothlandienne au Sud de l'Anti-Atlas. — C. R. Acad. Sci. Paris, *245*, 75—77, Paris 1956.

JONES, C. R.: The Siluro-Devonian graptolite faunas of the Malay Peninsula. — Institute of of Geol. Sc., Overseas Geology and Mineral Res., no. *44*, 28 S., 4 Abb., 1 Taf., London 1973.

JONES, O. T.: The Hartfell-Valentian Succession in the District around Phynlimon and Pont Erwyol (North Cardiganshire). — Quart. J. Geol. Soc. London, *65*, 463—537, 19 Abb., 2 Taf., London 1909.

KLITZSCH, E.: Die Gotlandium-Transgression in der Zentral-Sahara. — Z. deutsch. Geol. Ges., *117*, 492—501, 3 Abb., Hannover 1968.

KOBAYASHI, M. J. A., & HAMADA, T.: On the Time-Relation between the Graptolite Zones and Dalmanitina Beds near the Ordovician-Silurian Boundary in Eurasia. — Proc. Japan Acad., *50*, 7, 487—492, Tokyo 1974.

LESPERANCE, P. J.: The Hirnantian fauna of the Percé area (Quebec) and the Ordovician-Silurian boundary. — Amer. J. Sci., *274*, 10—30, 2 Abb., New Haven 1974.

MASSA, D., & JAEGER, H.: Données Stratigraphiques sur le Silurien de L'Ouest de la Libye. — Mem. B. R. G. M., *73*, 313—321, 2 Abb., Orsay 1971.

NIKITIN, I. F.: The Ordovician System in Kazakhstan. — Mem. B. R. G. M., *73*, 337—343, 1 Tab., Orsay 1971.

POLLOCK, C. A., REXROAD, C. B., & NICOLL, R. S.: Lower Silurian Conodonts from Northern Michigan and Ontario. — J. Paleont., *44*, 743—764, 3 Abb., 4 Taf., Tulsa 1970.

REXROAD, C. B., & RICKARD, L. V.: Zonal Conodonts from the Silurian strata of the Niagaran Gorge. — J. Paleont., *39*, 1217—1220, Tulsa 1965.

RHODES, F. H. T.: Some British Lower Palaeozoic Conodont faunas. — Phil. Trans. Roy. Soc. London, ser. B, *237*, 261—334, Taf. 20—23, 20 Abb., Cambridge 1953.

SCHÖNLAUB, H. P.: Das Paläozoikum zwischen Bischofalm und Hohem Trieb (Zentrale Karnische Alpen). — Jb. Geol. B.-A., *112*, 265—320, 4 Abb., 9 Tab., 4 Taf., Wien 1969.

SCHÖNLAUB, H. P.: Vorläufige Mitteilung über die Neuaufnahme der silurischen Karbonatfazies der Zentralen Karnischen Alpen (Österreich). — Verh. Geol. B.-A., *1970*, 306—315, 2 Taf., Wien 1970.

SCHÖNLAUB, H. P.: Palaeo-Environmental Studies at the Ordovician/Silurian Boundary in the Carnic Alps. — Mem B. R. G. M., *73*, 367—377, 2 Taf., Orsay 1971 (1971 a).

SCHÖNLAUB, H. P.: Zur Problematik der Conodonten-Chronologie an der Wende Ordoviz/Silur mit besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse im Llandovery. — Geologica et Palaeontologica, *5*, 35—57, 2 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Marburg 1971 (1971 b).

SCHÖNLAUB, H. P.: Stratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum der West-Karawanken. — Verh. Geol. B.-A., *1971*, 624—632, 3 Abb., Wien 1971 (1971 c).

SCHÖNLAUB, H. P.: Conodonten aus dem Llandovery der Westkarawanken. — Verh. Geol. B.-A., *1975*, 45—65, 2 Taf., Wien 1975.

SERPAGLI, E.: I conodonti dell'Ordoviciano Superiore (Ashgilliano) delle Alpi Carniche. — Boll. Soc. paleont. Italiana, *6*, 30—111, 8 Abb., 26 Taf., Modena 1967.

SHEEHAN, P. M.: The relation of Late Ordovician glaciation to the Ordovician-Silurian changeover in North American brachiopod faunas. — Lethaia, *6*, 147—154, Oslo 1973.

STRACHAN, I.: A Synoptic Supplement to "A Monograph of British Graptolites by Miss G. L. Elles and Miss E. M. R. Wood". — Palaeontogr. Soc., 130 S., London 1971.

SWEET, W. C., & BERGSTRÖM, S. M.: Multielement Taxonomy and Ordovician Conodonts. — Geologica et Palaeontologica, *SB 1*, 29—42, 4 Abb., Marburg 1972.

TEMPLE, J. T.: Upper Ordovician brachiopods from Poland and Britain. — Acta Palaeont. Polonica, *10*, 379—450, Warschau 1965.

TOGHILL, P.: The Graptolite Assemblages and Zones of the Birkhill Shales (Lower Silurian) at Dobb's Linn. — Palaeontology, *11*, 654—668, 2 Abb., London 1968.

VAI, G. B.: Ordovicien des Alpes Carniques. — Mem. B. R. G. M., *73*, 437—450, 2 Abb., 2 Taf., Orsay 1971.

WALLISER, O. H.: Conodonten des Silurs. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., *41*, 106 S., 10 Abb., 2 Tab., 32 Taf., Wiesbaden 1964.

WRIGHT, A. D.: A westward extension of the Upper Ashgillian Hirnantia fauna. — Lethaia, *1*, 352—367, Oslo 1968.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tafel 1

Fig. 1—6 *Glyptograptus* cf. *persculptus* (SALTER)

Fig. 1: Proximaler Teil eines vermutlich noch juvenilen Rhabdosoms, das gut die uniformen glyptograptiden Theken erkennen läßt. × 4.

Fig. 2: Distalende mit Virgula. × 3.

Fig. 3: Juveniles Rhabdosom mit gut erhaltener Virgella. × 3.

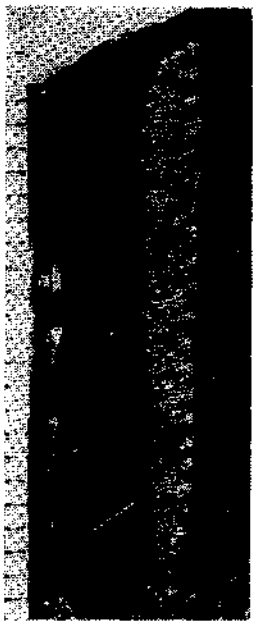
Fig. 4: Schichtfläche in typischer Weise mit zahlreichen Rhabdosomen übersät. Deutliche Längung der Graptolithen in Richtung der kräftigen Striemung. × 1,5.

Fig. 5: Adultes Rhabdosom mit Virgula. × 3.

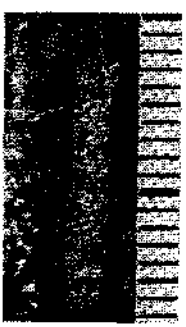
Fig. 6: Proximaler Teil eines adulten Rhabdosoms mit der kurzen Virgella.

Der weiße Strich gibt die auf den Photos nicht immer klar erkennbare Richtung der Striemung an (= Schnittkante der transversalen Schieferung mit der Schichtfläche = b = Streckungsrichtung).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at


1

4


2

3

6

5

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tafel 2

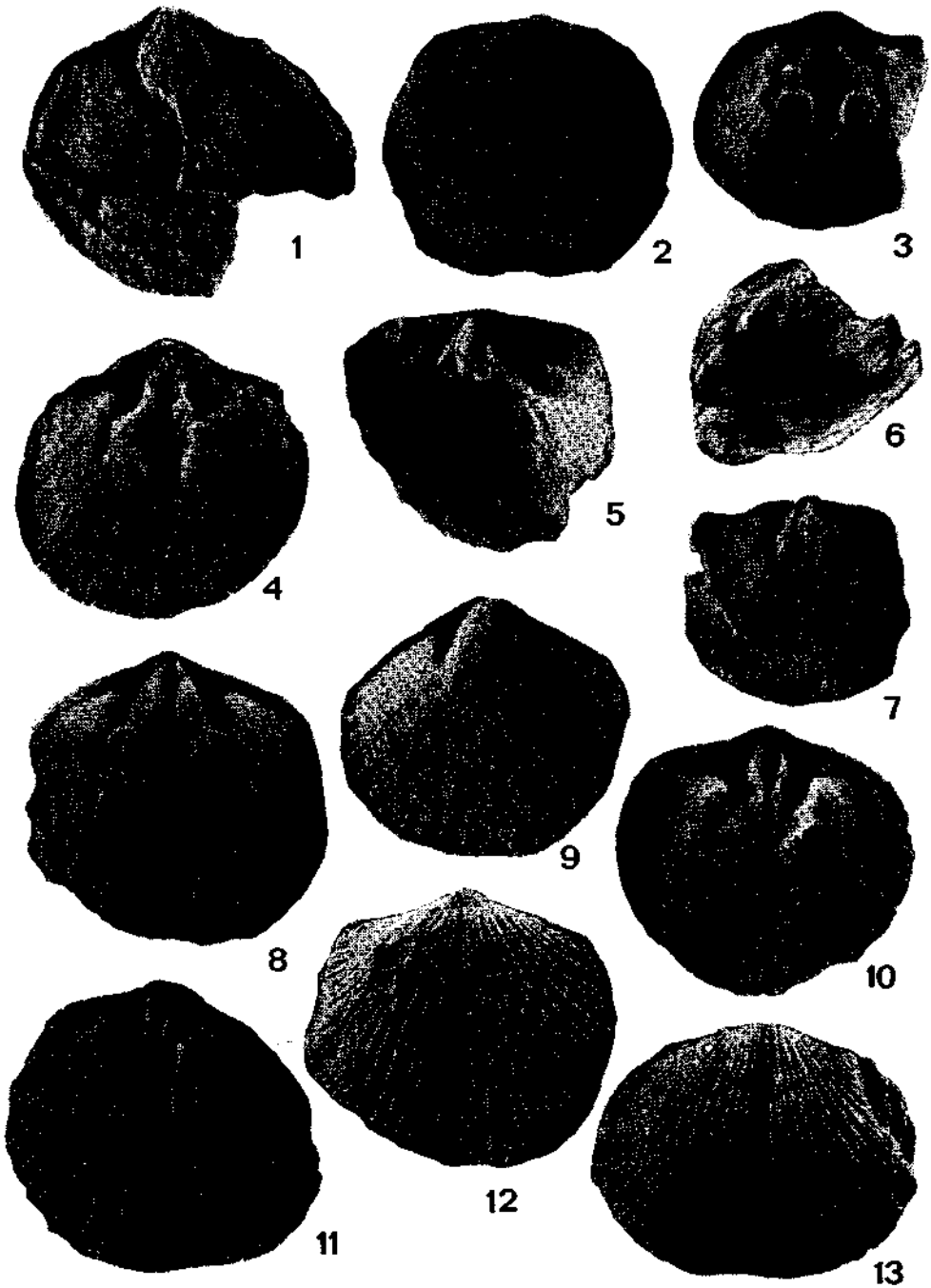
Fig. 1: *Hirnantia sagittifera* (M'Coy)
Ventralklappen-Steinkern; Vergr. 1,6; Hoher Trieb.

Fig. 2—4, 7, 8, 10, 12, 13: *Kinnella kielanae* (Temple)
2: Ventralklappe; Vergr. 5fach; Cellon
3: Dorsalklappen-Steinkern; Vergr. 5fach; Cellon
4: Innenabdruck der Dorsalklappe mit geteilten Schloßfortsatz; Vergr. 5fach; Cellon
7: Ventralklappen-Steinkern; Vergr. 5fach; Cellon
8: Innenabdruck der Dorsalklappe; Vergr. 5fach; Hoher Trieb
10: Innenabdruck der Dorsalklappe; Vergr. 5fach; Cellon
12: Dorsalklappen-Steinkern; Vergr. 5fach; Cellon
13: Dorsalklappen-Steinkern; Vergr. 5fach; Cellon.

Fig. 9, 11: *Clarkeia* sp.
5: Innenabguß der Dorsalklappe (Vordderteil der Klappe ist beschädigt); Vergr. 2,5fach; Hoher Trieb
6: Lateralansicht des Schloßfortsatz. Loben des Schloßfortsatz, entsprechend dem Diductorfeld mit Grübchen-Skulptur; Vergr. 2,5fach; Hoher Trieb.

Fig. 5—6: *Dalmanella testudinaria* (Dalman)
9: Innendruck der Ventralklappe; Vergr. 4,6fach; Hoher Tieb
11: Innenabdruck der Dorsalklappe; Vergr. 4,3fach; Hoher Trieb.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 1975

Band/Volume: 1975

Autor(en)/Author(s): Schönlaub Hans-Peter, Jaeger Hermann, Havlicek Vladimir

Artikel/Article: Biostratigraphie der Ordovizium/Silur-Grenze in den Südalpen: ein Beitrag zur Diskussion um die Hirnantia-Fauna 271-289