

Die biostratigraphische Gliederung des Altpaläozoikums am Polster bei Eisenerz (Nördliche Grauwackenzone, Österreich)

Biostratigraphy of the Lower Paleozoic sequence of the Polster region
(Northern Graywacke Zone, Austria)

VON GERD FLAJS und HANS P. SCHÖNLAUB ¹⁾

Mit 5 Abbildungen, 4 Fototafeln und 1 Tabelle

Österreichische Karte
1 : 50.000
Blatt 101

Schlüsselwörter: Nördliche Grauwackenzone
Ordovizium
Silur
Devon
Conodonten
Porphyroid
Metamorphose

Inhalt

Zusammenfassung

Summary

A. Einleitung

Dank

B. Die Schichtfolge

I. Schichten unter dem Porphyroid (Gerichtsgraben-Gruppe)

1. Untere Schiefer

2. Kalke

Alter der Conodonten und Bemerkungen zur Taxonomie

II. Schichten über dem Porphyroid

3. Polster-Quarzite (Ashgill)

4. Cystoideenkalke (Ashgill)

5. Silur-Transgressionsbildungen

6. Orthocerenkalke (Ludlow)

Diskussion der Ergebnisse aus Ordoviz und Silur

7. Untere Polsterkalke (Silur-Unterdevon)

8. Crinoiden-Stromatoporen-Horizont (Unterdevon)

9. Obere Polsterkalke (Unterdevon)

C. Bemerkungen zur Tektonik und Vergleiche mit angrenzenden Räumen

D. Paläontologischer Teil

Erhaltungszustand

Systematischer Teil

E. Literatur

¹⁾ Adresse der Autoren: Priv.-Doz. Dr. G. FLAJS, Institut für Paläontologie, Nußallee 8, D-53 Bonn; Dr. HANS P. SCHÖNLAUB, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, Postf. 154, A-1031 Wien/Österreich.

Zusammenfassung

Diese Arbeit bringt die Ergebnisse einer Kartierung und Profilaufnahme am Polster bei Eisen-
erz (Steiermark). Conodonten ermöglichen in diesem Gebiet erstmals eine Gliederung der beinahe
1000 m mächtigen Schichtfolge vom Oberordovizium bis Unterdevon anhand von übereinander
folgenden „Lokalen Einheiten“ (LAFITTE et al., 1972), die wir an der Südseite und an der Ost-
seite des Polster unterscheiden.

Das Profil beginnt mit der über 300 m mächtigen „Gerichtsgraben-Gruppe“ (Klastika und
Kalke), deren höherer Anteil nach Conodonten ein Caradoc/Ashgill- oder tieferes Ashgill-Alter hat.
Dieser Fixpunkt datiert zugleich den Beginn des Porphyroid-Vulkanismus (Ignimbrite?), der, wie
die Überlagerung durch die fossilführenden Polster-Quarzite und Cystoideenkalke erweist, noch
vor Ende des Ashgills ausklang.

Die zuletzt genannten beiden Schichtglieder fehlen an der Südseite; hier wird der Porphyroid
nach einer stratigraphischen Lücke von Kalken des Obersilurs überlagert.

Im östlichen Polsterkar folgen über den Cystoideenkalken, die wir mit jenen der Karnischen
Alpen parallelisieren und für deren Einstufung in das hohe Ashgill wir Argumente anführen,
Kalksandsteine, die wir an die Basis des Silurs stellen. Eine stratigraphische Lücke zwischen beiden
Schichtgliedern erscheint nach dem plötzlichen lithologischen Wechsel nicht ausgeschlossen, kann
aber biostratigraphisch derzeit nicht bewiesen werden (ein Grund mögen zur Zeit noch bestehende
Unklarheiten über Conodonten-Reichweiten im Grenzbereich Ordovizium/Silur sein). Auf die
Sandsteine folgen Kalke des Llandovery, Wenlock ist vermutlich in der gleichen Ausbildung ver-
treten. Für Ludlow und Pfidol sind Orthocerenkalke und bunte Kalke charakteristisch, die ohne
merkliche lithologische Änderung in kalkiges Unterdevon überleiten. Dieser 100 bis 150 m
mächtige Schichtstoß wird durch den auffallenden Crinoiden-Stromatoporen-Horizont zweige-
teilt.

Das Altpaläozoikum des Polster wird an der „klassischen“ Winkeldiskordanz von permischen
Präbichschichten als Basis des Mesozoikums der Nördlichen Kalkalpen transgressiv überlagert.

Unsere Belege vom Polster und neue Erkenntnisse aus den Südalpen (JÄGER et al., 1975) bil-
den die Grundlage für eine modifizierte Darstellung des geodynamischen Geschehens im Altpalä-
ozoikum der Nördlichen Grauwackenzone, das wir auf den Seiten 277—279 diskutieren.

Im Paläontologischen Teil werden der Erhaltungszustand der Conodonten behandelt und
einige bemerkenswerte Formen beschrieben.

Summary

Conodonts provide the only tool for a biostratigraphic study of slightly metamorphic Lower
Paleozoic rocks in the Polster-key-area of the Northern Graywacke Zone (Austria). Thus, the
oldest part of the succession is represented by clastics and carbonates of the "Gerichtsgraben-
Group" which may have an age near the boundary between Caradocian and Ashgillian or may
even be of Early Ashgillian age as far as the top is concerned. This basal part is succeeded by
volcanics ("porphyroids") reaching a thickness up to 400 m. The volcanics are overlain either by
Ashgillian quartzites and Ashgillian Cystoid limestones or by Late Silurian rocks. The latter
case suggests stratigraphic gaps, hence, an unconformity is recognized in the southern
area of the Polster.

Late Ashgillian Cystoid Lst. are followed by 1,20 m of calcareous sandstones with lime-
stone intercalations in the upper part. Although conodonts suggest earliest Silurian age
there is no biostratigraphic proof whether or not there was continuous sedimentation across
the Ordovician/Silurian boundary. Yet, rapid change in lithofacies favors a short gap at
the base of the sandstones whereas the upper part grades into Llandoveryan limestones of the stages
Idwian and Fronian.

So far no Wenlockian conodonts have been discovered in the Polster region. However, due to
the fact that Ludlowian and Pfidolian strata overly Llandoveryan limestones within a short
distance we assume representation of Middle Silurian in the Eastern Polster section.

Upper Silurian Orthoceras Lst. are succeeded without major changes by some 150 m of Lower
Devonian limestone. In the middle part a distinct unit which we describe as "Crinoid-Stromato-
poroid-horizon" subdivides the Lower Devonian sequence.

It should be noted here that a spectacular angular unconformity separates Lower Devonian limestones and Permian clastics which form the normal base of the Northern Calcareous Alps, is exposed impressively in the study area close to the locality "Leobner Hütte".

In some detail we discuss a slightly modified set of Lower Paleozoic events and the evolution of the Northern Graywacke Zone in that time. Our concept is based on newly established geological and biostratigraphic data and thus gives the key for a better understanding of successive geodynamic processes, which can be summarized briefly as follows:

(1) Pre-Late Ordovician, unfossiliferous sediments with a thickness of almost 1000 m comprise various clastics, e. g., sandstones, shales, conglomerates, graywackes, which dominate over locally occurring basic volcanics and very few limestones. As yet the base of this sedimentary cycle has not been dated (Early Ordovician?); the upper part, however, can be assigned by means of conodonts (our paper) to the Caradocian/Ashgillian boundary or to the earliest Ashgillian.

(2) This early stage was followed by significant and widespread acid volcanism (ignimbrites?) creating a volcanic platform of varying thickness (25 to 600 m) the main part of which was above sea-level.

(3) During the Ashgillian elevations within the platform were partly eroded and sediment supplied to local basins forms the "Polster quartzite"; continued subsidence led to deposition of the Cystoid Lst. in the Late Ashgillian.

(4) In accordance with phenomena described elsewhere as the Gondwana glaciation we assume in the Eastern Alps maximum regression in latest Ashgillian and beginning of the transgressive cycle in the earliest Silurian; the first event locally implies — inter alia — stratigraphic gaps, the latter is characterized by calcareous sandstones overlying the Cystoid Lst.

(5) In the Early and Late Llandovery syndimentary tectonics and basic volcanism took place, which are mainly held responsible for development of several isochronous facies during the Silurian.

Hence, recognition of long-ranging times of non-deposition between Ordovician and Silurian has to consider Ordovician topography and Silurian basin dissection.

Stage of preservation, conodont metamorphism and remarkable conodonts are described in a separate chapter of our study.

A. Einleitung

In dieser anscheinbar verworrenen Schichtung wird der gründliche Geognost endlich doch einem (sic!) regelmäßigen Zug, der durch dieses vermeintliche regelloseste Chaos geht, auffassen und festhalten können; denn wer nie, weder in kleinen noch in großen Verhältnissen der Erdmasse, eine Regel erkennt, bei dem werden sich alle Beobachtungen in ewige Zerstreuung auflösen.

PANTZ & ATZL, 1814 : 41

(über die Verhältnisse der Grauwackenzone um Eisenerz).

Die vorliegende Arbeit bildet einen Teil der von den Autoren im Rahmen der Geologischen Landesaufnahme Österreichs begonnenen Detailbearbeitung des Raumes um Eisenerz (FLAJS & SCHÖNLAUB, 1973; SCHÖNLAUB & FLAJS, 1975; SCHÖNLAUB, 1976; SCHÖNLAUB, FLAJS & THALMANN, in Vorber.). Das Untersuchungsgebiet umfaßte den im SE von Eisenerz gelegenen Bergzug des Polster (1910 m) von der Linie Gerichtsgraben-Präbichl-Handlalm nach NE bis zur Überlagerung des Altpaläozoikums durch die permischen Präbichlschichten, und erstreckte sich auch auf den nach SE anschließenden Rücken der Rotschütt.

Der Bergzug Polster-Rotschütt erweckte infolge seiner weithin sichtbaren Erz- und Rohwandvorkommen bereits früh das Interesse der Bergleute und Geologen.

Im Gegensatz zu den tektonisch komplizierten Verhältnissen am Steirischen Erzberg, am Eisenerzer Reichenstein usw. sind in diesem Profil die charakteristischen Schichtglieder des Altpaläozoikums der Nördlichen Grauwackenzone — an der Basis die „Feinschichtigen Grauwackenschiefer“, darüber der Blasseneck-Porphyrroid als hangendstes Schichtglied der „Erzführende Kalk“²⁾ — in anscheinend \pm ungestörter Abfolge aufgeschlossen. Das Polster-Profil wurde daher seit STUR, 1871, oft als „Normalprofil“ angesehen und für regionale Vergleiche herangezogen. Berühmtheit erlangte es schließlich durch die erstmals von OESTREICH, 1899, beschriebene klassische Diskordanz zwischen altpaläozoischen Kalken und Präbichlschichten westlich der Leobner Hütte.

Auf Grund der leichten bis starken Metamorphose, der teilweise sehr intensiven tektonischen Beanspruchung und der daraus resultierenden Fossilarmut beruhten die älteren stratigraphischen Gliederungen der Nördlichen Grauwackenzone — mit Ausnahme einiger weniger Fossilfundpunkte — vorwiegend auf lithologischen Vergleichen, v. a. mit den Karnischen Alpen. Der Raum Eisenerz nahm seit der Beschreibung der Fauna des Sauberger Kalkes durch STUR, 1865 a—c, 1866 a, b auf Grund seines „Fossilreichtums“ eine Sonderstellung ein. Insbesondere HERITSCH (1907, 1910, 1927 a, b, 1931 a, b, HABERFELNER & HERITSCH, 1932) verfeinerte die biostratigraphische Gliederung an Hand neuer Fossilfunde; hierbei muß jedoch betont werden, daß diese Fossilien (soweit es sich überhaupt um solche handelt) nach heutigen Maßstäben mit wenigen Ausnahmen völlig unbrauchbar sind (vgl. z. B. H. JAEGER, 1969). Lithologische Vergleiche blieben auch im Eisenerzer Raum eine wesentliche Grundlage der Stratigraphie, was oft zu Fehleinstufungen, wie z. B. die Einordnung der gesamten „Feinschichtigen Grauwackenschiefer“ in das Unterkarbon (Hochwipfelkarbon) durch HABERFELNER, 1935, 1937 führte. Bezüglich der älteren Ansichten wird weiters auf die wichtigen Arbeiten von SPENGLER & STINY, 1926 und HIESSELEITNER, 1929 verwiesen.

Grundlegende Fortschritte erbrachten erst die von H. W. FLÜGEL initiierten Conodontenuntersuchungen im Raum Eisenerz (FLAJS et al., 1963, FLAJS, 1964, 1967 a, b) und die entsprechenden Arbeiten von MOSTLER im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone. Hierbei konnten in Eisenerz die Hangendanteile der „Feinschichtigen Grauwackenschiefer“ in das Ashgill, die Kieselschiefer in das Llandovery + Wenlock eingestuft, sowie der stratigraphische Umfang der „Erzführenden Kalke“ als Ludlow bis Oberdevon erkannt werden.

Bei diesen Datierungen spielte das Polster-Profil eine wesentliche Rolle. Bereits durch die Beschreibung der Fauna der Polster-Quarzite durch HERITSCH, 1927 a, und ihre Erweiterung durch SCHOUPPÉ, 1950, hatte das Profil besondere Bedeutung für die Stratigraphie des ostalpinen Altpaläozoikums erlangt. Gestein und Fauna (Brachiopoden, Bryozoen, Korallen; nach SCHOUPPÉ auch Archaeocyathi-

²⁾ Da die Begriffe „Feinschichtige Grauwackenschiefer“ und „Erzführender Kalk“ sehr heterogene Schichten umfassen und hinsichtlich der Erfordernisse moderner stratigraphischer Denkweise und -Nomenklatur weitgehend unbrauchbar geworden sind, ersetzen wir sie durch „lokale Einheiten“ und deren Untergliederungen (siehe Kap. B).

nen, vgl. jedoch FLAJS, 1964 : 374) wurden mit der Uggwa-Fazies der Karnischen Alpen verglichen und in das Caradoc eingestuft. Diese Datierung war maßgebend für die Einstufungen des Blasseneck-Porphyroids, der von den Polster-Quarziten überlagert wird.

Die Datierung des Blasseneck-Porphyroids, der als vermutlich einzeitiger Erguß über die gesamte Nördliche Grauwackenzone verbreitet und als Zeitmarke sowie für Vergleiche mit anderen altpaläozoischen Räumen der Ostalpen von großer Bedeutung ist, war schon immer eine der zentralen Fragen der Stratigraphie der Nördlichen Grauwackenzone. Nachdem er in der älteren Literatur in alle Formationen von Präkambrium bis Perm eingestuft worden war (vgl. die Zusammenfassungen in METZ, 1953, CORNELIUS, 1952; auf die älteren Deutungen als Gneis oder „Körnige Grauwacke“ wird hier nicht eingegangen), brachten auch hier die Conodontenuntersuchungen erstmals brauchbare Ergebnisse. In Zusammenfassung der damaligen Kenntnisse ordnete FLAJS, 1967 b, den Porphyroid in die Nähe der Grenze Ordovizium/Silur ein.

Ebenso wie das Alter mancher Schichtglieder war auch das Alter der Tektonik, insbesondere das Vorhandensein variszischer Bewegungen, lange Zeit umstritten (vgl. FLAJS, 1967 a : 161). Auch diesbezüglich ermöglichten erst die Ergebnisse der Conodontenuntersuchungen nach Klärung der Stratigraphie den Nachweis variszischer Überschiebungs- und Bruchtektonik (FLAJS, 1967 a; FLAJS & SCHÖNLAUB, 1973).

Das Untersuchungsgebiet wurde in den Sommermonaten 1974 an Hand von Luftaufnahmen im Maßstab 1 : 10.000 kartiert. Da die seinerzeitigen Probenahmen von FLAJS nur einzelne Lokalitäten erfaßt hatten, wurden sämtliche Kalkvorkommen intensiv beprobt. Die nunmehr vorliegenden, teilweise umfangreichen Conodontenfaunen gestatten, im Verein mit den in den letzten 10 Jahren erzielten Fortschritten der Conodontenchronologie und im Vergleich mit neuen Ergebnissen aus anderen altpaläozoischen Bereichen der Ostalpen, wesentlich genauere Datierungen, Gliederungen und regionale Vergleiche als zuvor. Diese Resultate erlauben weiters, bisherige Rekonstruktionsversuche der geologischen Entwicklung der Nördlichen Grauwackenzone zu modifizieren und sie in den größeren Rahmen der Entwicklung des ostalpinen Altpaläozoikums einzuordnen.

Die Aufbewahrung der mit Kohle und Gold bedampften und auf den Fototafeln 1 bis 4 abgebildeten Exemplare erfolgt in der mikropaläontologischen Typensammlung der Geologischen Bundesanstalt.

Dank

Wir danken folgenden Personen und Institutionen, die zum Gelingen dieser Arbeit durch Diskussion und mit Sachbeihilfen beitrugen: A. DAURER, GBA Wien, A. G. EPSTEIN, USGS Washington, Geologische Bundesanstalt Wien, H. W. FLÜGEL, Univ. Graz, K. UHER, GBA Wien.

Die Conodonten wurden teilweise während eines USA-Aufenthaltes eines der Verf. (H. P. SCH.) bearbeitet. Für die vielfältige Unterstützung dieser Studien und die kritische Durchsicht des Manuskriptes danken wir herzlich den Herren WALT C. SWEET und STIG M. BERGSTRÖM, beide Columbus/Ohio.

B. Die Schichtfolge

I. Schichten unter dem Porphyroid (Gerichtsgraben-Gruppe)

Die den Porphyroid unterlagernde Schichtfolge ist im Profil des Polster an beiden Talflanken des Gerichtsgrabens und am Ausgang des Gsollgrabens östlich Eisenerz aufgeschlossen. Der beste Einblick in den vielfältigen Gesteinsbestand bietet sich entlang der neuen Straße vom Präbichl nach Eisenerz.

Die Schichten unter dem Porphyroid, die wir zur „Gerichtsgraben-Gruppe“ zusammenfassen, erreichen im Aufnahmegebiet eine Mächtigkeit von mehr als 300 m. Es handelt sich um klastische Gesteine mit Einschaltungen mehrerer Karbonatkörper in ihrem oberen Anteil. Die Gesamtfolge fällt mittelsteil nach NE ein und unterlagert normal den Porphyroid. Die Liegendgrenze der Gerichtsgraben-Gruppe wird hingegen von einer Störungslinie im Gerichtsgraben gebildet; an ihr schneiden die vom Erzberg in den Gerichtsgraben streichenden Schiefer, Kalke und Porphyroide spitzwinklig ab.

1. Untere Schiefer

Für die klastischen Gesteine am Polster im Liegenden des Porphyroids schlagen wir die Bezeichnung „Untere Schiefer“ vor. Dazu gehören nach abnehmender Häufigkeit folgende Typen: (a) Graue, phyllitische, häufig feingefaltete, ehemalige Siltschiefer, die in der Literatur meistens im Begriff der „Feinschichtigen Grauwackenschiefer“ vereinigt werden; (b) Streuglimmerführende, plattige Sandsteine mit Übergängen in sandige Schiefer; (c) Grauwacken, die teilweise Gradierung erkennen lassen und besonders im Krempeigraben verbreitet sind; (d) dunkelgraue bis schwarze, z. T. quarzitisches Schiefer und Glanzschiefer in Lagen von max. 10 m innerhalb der phyllitischen Schiefer.

Lydite, Kieselschiefer, Vulkanite oder deren Abkömmlinge konnten in den Unteren Schiefen am Polster bisher nicht beobachtet werden. Außerdem fehle jeglicher Hinweis auf Makrofossilien.

2. Karbonate

Karbonateinschaltungen in den Unteren Schiefen sind bereits aus älteren Aufnahmen bekannt (vgl. Historischer Teil). So erwähnen SPENGLER & STINY, 1926, und HIESSLEITNER, 1929, von der Nordseite des Gerichtsgrabens drei Kalkzüge. HIESSLEITNER betonte ihren stratigraphischen Verband mit den umgebenden Schiefen und Sandsteinen, die er in das „Silurdevon“ einordnete. HABERFELNER, 1935, schied diese Kalke gleichfalls aus, stellte sie aber mit den Schiefen und dem hangenden Porphyroid ins Unterkarbon.

Durch den Straßenneubau werden die erwähnten Kalke mehrfach angeschnitten: Das oberste Kalkvorkommen findet sich an und über der neuen Straße vom Präbichl nach Eisenerz, und zwar vor und etwa 30 m über der dritten Straßenbrücke an der östlichen Flanke eines kleinen Baches, der vom Polster in den Gerichtsgraben entwässert. Hier bildet der Kalk eine markante Rippe, die leicht vom Forstweg zugänglich ist, der westlich des Präbichl in ca. 1220 m Höhe nach Norden führt. Die Kalke sind etwa 12 m mächtig, verwittern grau-gelblich und zeigen einen hellgrauen, spätigen Bruch. Sie sind unregelmäßig von bräunlichen

Serizithäutchen durchzogen, nur wenig geschiefert bzw. in Linsen zerlegt und führen keinerlei Makrofossilien. Dünnschliffe zeigen Sammelkristallisation, viele Stylolithen und nicht selten gerundeten Quarzdetritus.

Das nächst tiefere Kalkband wird an der Straße etwa 300 m östlich des Parkplatzes vor der großen Bogenbrücke über den Krempeigraben aufgeschlossen. Dieses Vorkommen ist im Aussehen und in der Mächtigkeit dem oben genannten Typ ähnlich. Viel stärker zeigt sich freilich hier die Durchbewegung und eine schwache Bänderung ist vorhanden. Auch diese Kalke gehen über Mergel in die Nachbargesteine mit auffallend viel dunklen Schiefen über.

Die tiefsten und zugleich mächtigsten Kalke liegen unterhalb der Straße im Galgenwald. Sie werden von einem Forstweg gequert, der von der Spitzkehre der alten Straße von Eisenerz zum Präbichl von der Sohle des Gerichtsrabens zum Parkplatz der neuen Straße führt. Die bis 30 m mächtigen Kalke sind stark durchbewegt, verschiefert und gebändert, so daß primäre Gefüge nicht mehr erkennbar sind. Auch der ursprüngliche Verband zum Nebengestein dürfte hier bereits gestört sein.

Alter der Conodonten und Bemerkungen zur Taxonomie

Die nachfolgenden Angaben zum Alter der Gerichtsraben-Gruppe (= Untere Schiefer + Kalke) leiten sich ausschließlich von Conodonten ab, die in Fortführung und Erweiterung der Arbeiten von FLAJS, 1964, 1967 a, b, aus der obersten Kalkeinschaltung, wenige Meter unter der Liegendgrenze des Porphyroids, gewonnen werden konnten. Nur dieses Vorkommen erwies sich für conodontenstratigraphische Untersuchungen geeignet, da hier im Vergleich zu den tieferen Kalkhorizonten Durchbewegung und Metamorphose merkbar schwächer sind. Nach dem üblichen Verfahren wurden etwa 20 kg Kalke von verschiedenen Punkten aufbereitet, die sich auf eine etwa 10 m² große Fläche des Aufschlusses verteilen. Diese Probenmenge lieferte über 5000 zumeist schlecht erhaltene Conodonten, von denen kaum $\frac{1}{10}$ bestimmbar waren (vgl. S. 284, Bemerkungen zur Erhaltung).

In der nachstehenden Liste sind die Conodonten-Einzelemente als Form-Taxa in alphabetischer Reihenfolge angegeben. Unsere Bedenken, die gegen die Anwendung der Multi-Element-Taxonomie in unserem Material sprechen und der Form-Taxonomie den Vorzug geben, fassen wir wie folgt zusammen:

1. Bedingt durch den Erhaltungszustand sehen wir keine Möglichkeit, jene Kriterien für eine Gruppierung zu Apparaten anzuwenden, die genetisch zusammengehörende Einzelemente charakterisieren können, wie z. B. Verteilung von Weißer Substanz und Hyalinem Material (fibröse Conodonten ?); Form und Ausdehnung der Basalhöhle; Oberflächen-Ornamentierung und Feinbau oder Größe, Form und Neigung der Zähne etc.
2. Wie erwähnt, sind von 5000 Conodonten höchstens 350 Elemente nach ihren Merkmalen mit bereits bekannten Formen vergleichbar. Diese wenigen Exemplare, die eine nicht bekannte Zahl von Multi-Element-Taxa repräsentieren,

Geologie des Polster - Südhanges (Nördliche Grauwackenzone)

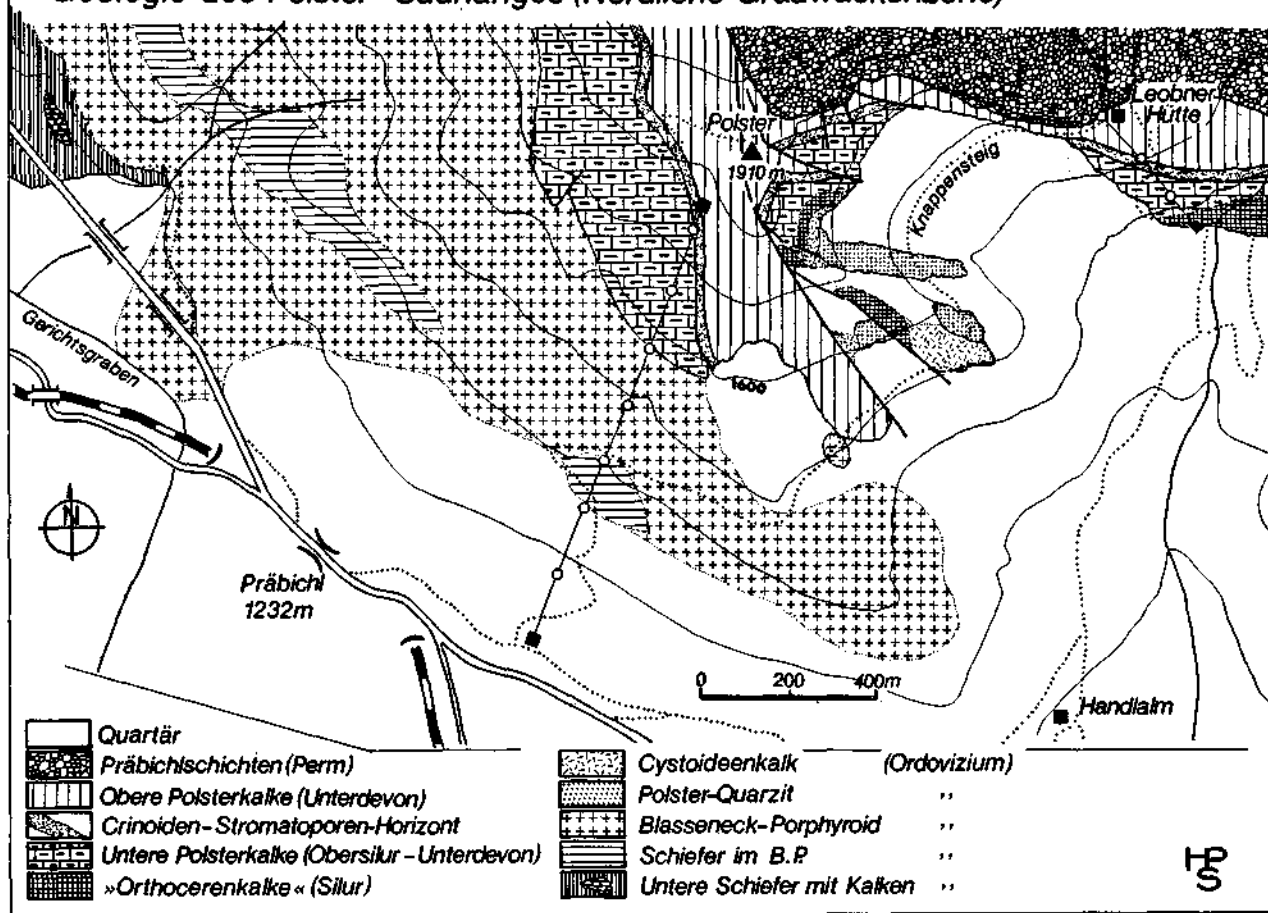


Abb. 1

Die Schichtfolgen am Polster bei Eisenerz

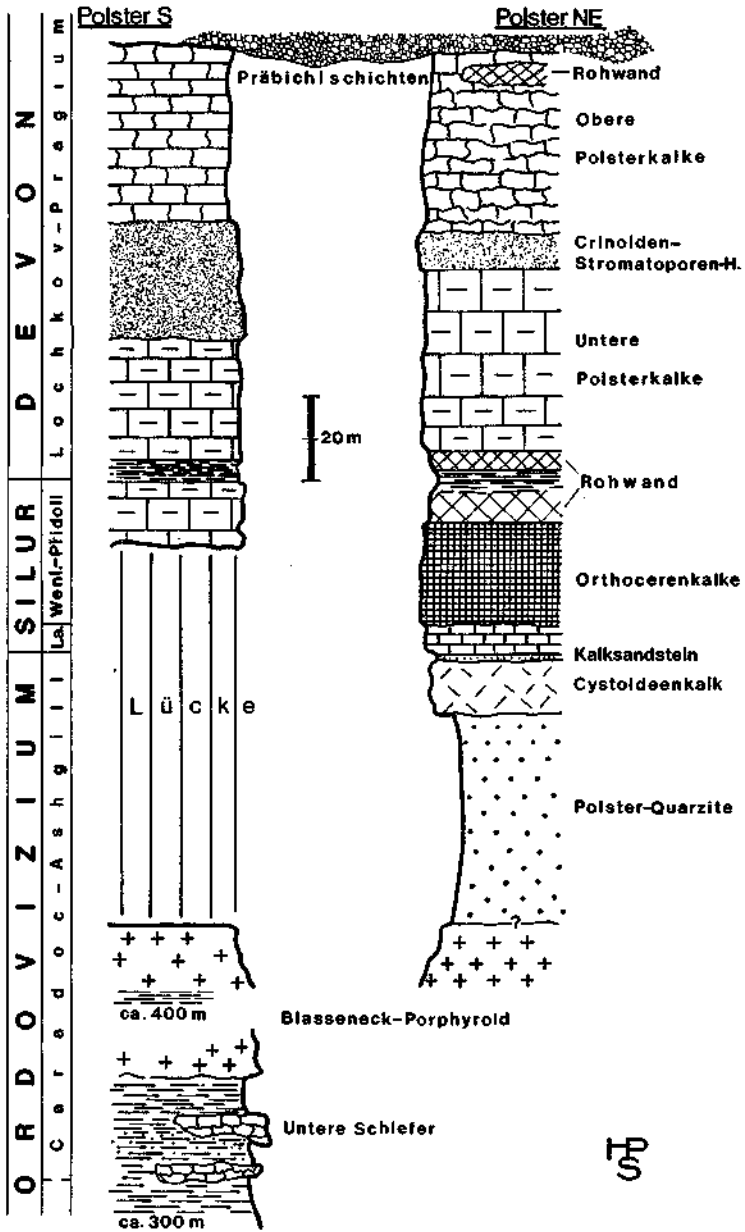


Abb. 2

könnten zu Fehlschlüssen über die tatsächlich überlieferten Verhältniswerte von Elementen eines Apparates führen, da — inter alia — taxonomisch wichtige Merkmale bei ramiformen Elementen natürlich eher beschädigt oder vernichtet werden als bei Plattform-Conodonten.

3. Ein erster Überblick unserer Conodonten-Assoziation zeigt andererseits eine Reihe von Formen, die bisher noch nicht beschrieben worden sind. Ob es sich bei diesen um bloße Varianten einzelner Elemente in bereits bekannten Apparaten handelt oder ob diese Elemente einen neuen Apparat bzw. Teile eines solchen darstellen, muß offen bleiben.
4. Die Taxonomie von Apparaten mit Einzahn-Typen hat noch nicht den Kenntnisstand solcher Apparate erreicht, die Ast- und Plattform-Typen beinhalten (vgl. Apparat von *Amorphognathus* BRANSON & MEHL s. BERGSTRÖM, 1971; SWEET & BERGSTRÖM, 1969, und *Protopanderodus* LINDSTRÖM, 1971 u. a.).
5. Altersäquivalente Conodonten-Assoziationen sind bisher allem Anschein nach nicht bekannt; somit fehlen objektive Vergleichsmöglichkeiten mit sicher rekonstruierten Apparaten, sieht man vom Apparat von *Amorphognathus* ab.
6. In unserem Material können infolge Tektonik und Metamorphose erzeugte Artefakte an Conodonten nicht völlig ausgeschlossen werden. Die so entstandenen Verformungsbilder könnten sowohl in der Multi-Element-Taxonomie als auch in Anwendung der Form-Taxonomie einzelne real unbedeutende Merkmale besonders betonen. Um solche Formen zu erkennen und zu eliminieren, ist ein großes Material erforderlich.
7. Ergänzend sei schließlich auf die auch in anderen Zeitabschnitten noch bestehende Problematik bei der Rekonstruktion von Multi-Elementen hingewiesen (KLAPPER & PHILIP, 1971; ZIEGLER, 1972; ZIEGLER & LINDSTRÖM, 1975; PHILIP & McDONALD, 1975 u. a.).

Bei kritischer Einschätzung unserer schlecht erhaltenen und schwach metamorphen Conodonten kommen wir daher zum Schluß, daß eine taxonomische Gliederung nach genetischen Gesichtspunkten nicht nur mit Unsicherheit, Verwirrung und Fehlern verbunden wäre, sondern vielfach überhaupt undurchführbar sein wird. Daher halten wir hier die strikte Anwendung der Multi-Element-Taxonomie für nicht sinnvoll und sehen dazu auch keine Notwendigkeit, zumal für die in unserem Fall angestrebte stratigraphische Aussage das Erkennen von Form-Taxa ausreichend erscheint.

<i>Acodus curvatus</i> BRANSON & BRANSON	26
<i>Acodus similis</i> RHODES	60
<i>Acodus trigonius</i> (SCHOPF)	2
„ <i>Acontiodus</i> “ cf. <i>alveolaris</i> STAUFFER	1
„ <i>Acontiodus</i> “ <i>procerus</i> (ETHINGTON)	1
* <i>Ambalodus</i> “ <i>triangularis</i> BRANSON & MEHL	30
* <i>Amorphognathus ordovicicus</i> BRANSON & MEHL	20
<i>Amorphognathus</i> sp.	1

<i>Belodella erecta</i> (RHODES & DINELY)	10
„ <i>Cordylodus</i> “ <i>aculeatus</i> (STAUFFER)	1
* „ <i>Cordylodus</i> “ <i>delicatus</i> BRANSON & MEHL	7
„ <i>Cordylodus</i> “ sp.	2
„ <i>Drepanodus</i> “ <i>cavus</i> WEBERS	2
„ <i>Drepanodus</i> “ <i>altipes</i> HENNINGSMOEN	9
<i>Hamarodus</i> sp.	2
* „ <i>Hibbardella</i> “ cf. <i>diminuta</i> (RHODES)	5
„ <i>Hibbardella</i> “ <i>prima</i> (WALLISER)	17
„ <i>Hibbardella</i> “ n. sp.	8
* „ <i>Keislognathus</i> “ <i>gracilis</i> RHODES	1
<i>Microceolodus asymmetricus</i> BRANSON & MEHL ?	2
„ <i>Oistodus</i> “ cf. <i>breviconus</i> BRANSON & MEHL	15
„ <i>Oistodus</i> “ cf. <i>niger</i> SERPAGLI	17
„ <i>Oistodus</i> “ cf. <i>pseudorobustus</i> SERPAGLI	4
„ <i>Oistodus</i> “ cf. <i>venustus</i> STAUFFER	3
„ <i>Oistodus</i> “ n. sp.	14
<i>Panderodus compressus</i> (BRANSON & MEHL)	5
<i>Panderodus gracilis</i> (BRANSON & MEHL)	2
<i>Panderodus unicastatus</i> (BRANSON & MEHL)	10
<i>Plectodina breviramea</i> (WALLISER)	77
„ <i>Scandodus</i> “ <i>zermulaensis</i> SERPAGLI ?	2

In der Tabelle sind die Einzelelemente besonders bezeichnet, die zum Apparat des Multi-Elementes *Amorphognathus* BRANSON & MEHL zusammengefaßt werden können (vgl. SWEET & BERGSTRÖM, 1969; BERGSTRÖM, 1971 a). Es fehlt bisher darin ein holodontiformes Element, was wohl mit der Schwierigkeit der Rekonstruktion unseres Materials erklärt werden kann.

FLAJS, 1964, 1967 b, vermutete auf Grund der Ähnlichkeit der damals vorliegenden kleinen Conodontenassoziation des gleichen Fundpunktes mit Conodonten aus dem Keisley Lst. (RHODES, 1955) und Vergleichsproben aus dem Tonflaserkalk der Karnischen Alpen (WALLISER, 1964) ein oberordovizisches (Ashgill-) Alter. Jünger soll der hangende Porphyroid sein, den FLAJS, 1967 b, und nach ihm MOSTLER, 1968, in den Zeitraum „tieferes bis höchstens mittleres Llandovery“ (FLAJS, 1967 b : 3) einschränkt.

SERPAGLI, 1967, bestätigt in der Folge durch umfangreiche Conodontenstudien gleichfalls das Ashgill-Alter des Tonflaserkalkes der Karnischen Alpen und parallelisiert ihn mit dem Keisley Lst. von Nordengland, mit dem er 15 Taxa gemeinsam hat. BERGSTRÖM, 1971 a, stuft diese beiden Vorkommen in die *Amorphognathus ordovicicus*-Zone ein, die vom obersten Caradoc (?) bis ans Ende (?) des Ordoviziums reicht (BERGSTRÖM, 1971 b, 1973).

Nach INGHAM & WRIGHT, 1972, scheint aber die genaue Position des Keisley Lst., der in erster Linie für eine Parallelisierung mit dem Tonflaserkalk der Karnischen Alpen in Frage kommt, innerhalb des Ashgills noch nicht geklärt. Denk-

bar wäre ein Alter sehr nahe an der Hirnantia-Faunen-Zeit (jüngstes Ordovizium), da charakteristische Vertreter dieser Fauna unmittelbar über dem Keisley Lst. auftreten (INGHAM & WRIGHT, 1972 : 47).

Neuerdings liegen auch aus den Karnischen Alpen weitere Hinweise zum Alter des Tonflaserkalkes vor. So konnte SCHÖNLAUB, 1971 a, erste Vertreter der Hirnantia-Fauna in Mergeln nachweisen, die sich dem Tonflaserkalk in den oberen Partien im Cellonetta-Profil zwischenschalten; JAEGER in JAEGER et al., 1975, gelangen Funde von *Glyptograptus* cf. *persculptus* 0,60 m über der Obergrenze des Tonflaserkalkes; schließlich sei der wichtige Nachweis von *Clarkeia* sp. am Hohen Trieb und im Cellon-Profil genannt (HAVLICEK in JAEGER et al., 1975), die offenbar ältestes Silur anzeigt und gemeinsam mit Vertretern der Hirnantia-Fauna im unmittelbaren Hangenden des Tonflaserkalkes auftritt.

Diese Fossilbelege fixieren allem Anschein nach den Tonflaserkalk in einem höheren Niveau als von SERPAGLI, 1967, angenommen worden war, d. h. die Conodonten aus dem Tonflaserkalk der Karnischen Alpen (WALLISER, 1964; SERPAGLI, 1967; SCHÖNLAUB, 1971 b) sind entgegen früheren Ansichten jünger. Wir vermuten eine Einstufung im höheren Abschnitt der *Amorphognathus ordovicicus*-Zone nach der Chronologie von BERGSTRÖM, 1971 a, d. h. ein jüngeres Ashgill-Alter (Hirnantian stage nach der britischen Gliederung?).

Auf die Problematik des Alters der Hirnantia-Fauna wird in diesem Zusammenhang nicht eingegangen (vgl. LESPERANCE, 1974; JAEGER et al., 1975; COCKS & PRICE, 1975). Diese Fauna wird derzeit als "community" aufgefaßt, deren Lebenszeit beiderseits der Ordoviz/Silur-Grenze schwanken kann (COCKS & PRICE, 1975).

Die oben begründete neue Position des Tonflaserkalkes der Karnischen Alpen berechtigt nach unseren zusätzlichen Conodontendaten sowie neuen geologischen Befunden in der Nördlichen Grauwackenzone nicht mehr zum Schluß, für die oberste Kalkeinschaltung in der Gerichtsgraben-Gruppe das gleiche junge Alter im Ordovizium anzunehmen. Entgegen der Ansicht von FLAJS, 1964, 1967 b, weicht nämlich die erweiterte Conodontenassoziation durch folgende, im Tonflaserkalk bisher nicht nachgewiesenen Formen ab:

- „*Acontiodus*“ cf. *alveolaris* STAUFFER
- Amorphognathus* sp.
- „*Cordylodus*“ *aculeatus* (STAUFFER)
- „*Cordylodus*“ sp.
- „*Drepanodus cavus*“ WEBERS
- Hamarodus* sp.
- „*Hibbardella*“ n. sp.
- Microcoelodus asymmetricus* BRANSON & MEHL ?
- „*Oistodus*“ cf. *breviconus* BRANSON & MEHL?
- „*Oistodus*“ cf. *venustus* STAUFFER
- „*Oistodus*“ n. sp.

Durch die Anwesenheit des fast vollständigen Apparates von *Amorphognathus ordovicicus* BRANSON & MEHL ist die gleichnamige Conodontenzone als wahrschein-

lich belegt anzusehen. Diese beginnt nach BERGSTRÖM, 1971 b, 1973, im obersten Caradoc (Zone des *Pl. linearis* = Grenze Caradoc/Ashgill nach WILLIAMS, 1972) und reicht wahrscheinlich bis ans Ende des Ordoviziums (Zone des *D. anceps*).

Zur Präzisierung der Stellung unserer Conodontenassoziation innerhalb der genannten Conodontenzone sind weiters geologische Verhältnisse zu berücksichtigen, die besagen, daß die Conodonten des Gerichtsgrabens älter sein müssen, als die aus dem hangenden Cystoideenkalk. Diese aber stellen am Polster jüngstes Ordovizium dar und sind darüber hinaus lithologisch und conodontenfaunistisch ausgezeichnet mit dem Tonflaserkalk bzw. Cystoideenkalk der Karnischen Alpen korrelierbar (siehe unten!). Freilich folgen sie am Polster erst nach dem Intermezzo des Blasseneck-Porphyroids und der Polster-Quarzite, für die somit gleichfalls eine Zuordnung zur *Amorphognathus ordovicicus*-Zone erwiesen ist.

Aus diesen Überlegungen ziehen wir den Schluß, daß die höchsten Anteile der Gerichtsgraben-Gruppe wohl in den ältesten Abschnitt der *Amorphognathus ordovicicus*-Zone (oder etwas älter) einzureihen sind, d. h. daß sie an der Grenze Caradoc/Ashgill oder im älteren Ashgill nach der britischen Gliederung abgelagert worden sind. Diesem Alter entspricht im Barrandium nach HAVLICEK & MAREK, 1973, annähernd das obere Berounium.

II. Schichten über dem Porphyroid

3. Polster-Quarzite

Dieses klastische Schichtglied ist in unserem Gebiet nur im Polsterkar und an dessen südlichen Rändern verbreitet (Abb. 1)³⁾. Es handelt sich um 60 bis 80 m mächtige, im frischen Zustand sehr harte Sandsteine, die grau bis gelblich verwittern, im Bruch hellgrau sind, kaum Bankung zeigen und i. A. Korngrößen unter 1 mm aufweisen. Nicht selten sind sie von Limonitklüften oder feinen, schwarzen Adern durchzogen. Sedimentstrukturen, z. B. Schrägschichtung, sind sehr selten. Während die genaue Grenze gegen die liegenden Porphyroide am Polster nicht aufgeschlossen ist (sie findet sich beispielsweise an den Südhängen der Rotschütt), ist ihr hangender Übergang in Cystoideenkalke von mehreren Stellen bekannt; er vollzieht sich in Form einer allmählichen Karbonatzunahme über Karbonatsandsteine, die nach mehreren Metern in helle, sehr reine Kalke (= Cystoideenkalke) übergehen.

Im Schliff 75/688 (A. DAURER) zeigt sich als Hauptbestandteil ein eckiger Quarzdetritus (vgl. ANGEL, 1939) in Korngrößen um 0,2 mm, der in einer karbonatfreien Matrix aus Serizit und Chlorit eingebettet ist. Die Schichtsilikate wachsen in die Quarzkörner hinein, so daß deren Originalumrisse nur sehr schlecht zu erkennen sind. Charakteristisch ist, daß die Quarzkörner fast nie aneinanderstoßen, sondern immer durch eine dünne Serizithaut getrennt sind. Durch gute Einregelung der oft etwas länglichen Bruchstücke entsteht ein leicht flasriges Gefüge, das auch durch die größeren, detritären Muskowite und Biotite betont wird.

³⁾ Der Polster-Quarzit setzt sich nach SE in den anschließenden Zug der Rotschütt fort (vgl. HIESSLBITNER, 1929).

Recht häufig sind auch korrodierte Epidotkörnchen, die sich aber nur schwer von den ebenfalls auftretenden Zirkonen unterscheiden lassen, und gerundete bis idiomorphe Turmaline. Flockige Fe-Hydroxide sind in einzelnen, makroskopisch dunklen Fasern angereichert und auch opake Substanz ist verbreitet.

Proben aus dem Übergang in den hangenden Kalk können wie folgt charakterisiert werden (Schliff 75/689):

Das Gestein zeigt Andeutungen eines sedimentären Lagenbaues, d. h. es wechseln matrix- und detritusbetonte Lagen ab. Das durchschnittliche Verhältnis zwischen Matrix und Detritus hängt natürlich von der Probenahme ab.

Das Gefüge ist meist völlig unregelt. In konkordanten Zonen, in denen die Karbonatmatrix weit zurücktritt, kommt es zu einer Einregelung der länglichen Komponenten, die von einer leichten Durchbewegung unter Herausbildung faseriger Scherflächen begleitet ist. Das Gestein ähnelt dann dem karbonatfreien Typ.

Die Matrix besteht aus gut rekristallisiertem Kalzium-Karbonat. In unregelmäßigen, ader- oder taschenförmigen Konkretionen rekristallisiert es zu mm-großen Kristallen bzw. Kornaggregaten, die detritusfrei sind.

Der Detritus wird in der Hauptsache von Quarz gebildet; ganz selten sind Albitbruchstücke. Die Komponenten sind eckig und höchst selten kantengerundet. Ein kleinerer Teil der Bruchstücke hat längliche Form (Elongation bis zu 3 : 1). Die durchschnittliche Korngröße liegt um 0,2 mm und übersteigt selten 0,3 mm.

Untergeordnet sind Glimmerplättchen (Biotit und Muskowit) und Chlorit. Selten sind Epidot- und Turmalinbruchstücke. Recht häufig ist opake Substanz (Erz, Graphit?).

Gesteinsbruchstücke treten nicht auf; sie wären aber in dieser Korngröße auch gar nicht mehr zu identifizieren.

Als Neubildungen sind vor allem Flocken von Fe-Hydroxiden zu nennen, auch idiomorphe Turmaline könnten Neubildungen sein. Im geregelten Bereich treten häufig feinste Serizitflitter auf, die sich um die Bruchstücke regeln.

Aus den Polster-Quarziten erwähnten HERITSCH, 1927 a, und SCHOUPPÉ, 1950, folgende Makrofauna:

- Orthis noctilio* SHARP.
- Orthis actoniae* SOWERBY
- Callopora taramelli* VINASSA
- Lindstroemia subduplicata* MCCOY
- Monotrypa certa* (POČTA)
- Monotrypella consuelo* (VINASSA DE REGNY) ?
- Heterotrypa dalpiazzi* (VINASSA DE REGNY)

Neben diesen Fossilien sind von SCHOUPPÉ, 1950, vom gleichen Horizont angebliche Archaeocyathinen beschrieben worden (vgl. FLAJS, 1964 : 374).

Unsere Fossilsuche in den Quarziten am Polster beschränkte sich auf den Bereich über dem Knappensteig. Hier gelangen Fossilfunde in mürben, an der Oberfläche verwitterten, grauen Sandsteinen aus einem Vorkommen direkt am Knappensteig in 1585 m Höhe, ca. 50 m nach Eintritt des Weges in den Wald bzw. wenige Meter vor der Wegbiegung und Geländekante (aus Richtung Leobner Hütte kommend). Es handelt sich vermutlich um den alten Fundpunkt von REDLICH, 1923.

Der extrem schlechte Erhaltungszustand aller Fossilien erlaubt zwar keine artliche oder generische Bestimmung; immerhin kann gesagt werden, daß als Eisenhydroxid-Abdrücke Bryozoen bei weitem überwiegen. Es folgen Crinoidenreste und Cystoideenplättchen; Brachiopoden sind dagegen selten und, nach frdl. Mitt. von G. PŁODOWSKI/Marburg, unbestimmbar. Entgegen der Erwähnung bei HERITSCH konnten wir in unseren Aufsammlungen keine Korallen beobachten.

Nach Kenntnis der von uns aufgesammelten Fossilsuite zweifeln auch wir das Vorkommen von Archaeocyathinen in den Polster-Quarziten an.

Das Alter der Polster-Quarzite wird durch die conodontenführenden Kalke unter dem Porphyroid bzw. durch die hangenden Cystoideenkalken auf die Ashgill-Stufe beschränkt.

4. Cystoideenkalken

Unter dieser Bezeichnung verstehen wir die etwa 15 m mächtigen, cystoideenführenden Kalke im Hangenden der Polster-Quarzite. Sie sind im obersten Polsterkar sowie am Rücken, der das Polsterkar vom Südhang des Polster trennt, aufgeschlossen. Hier fanden sich auch einige rekristallisierte Querschnitte von Cystoideen-Theken. Dieses Schichtglied fehlt an der Südseite des Polster.

Der Übergang von den liegenden Klastika zu den hellen, kaum gebankten spätigen Cystoideenkalken ist am erwähnten Rücken, ca. 30 m über der Biegung des Knappensteigs im Wald aufgeschlossen. Hier beobachtet man innerhalb von 5 m einen allmählichen Übergang von den Quarziten über karbonatführende Sandsteine in Kalke mit sandigen, ss-parallelen Lagen und Wülsten, die schließlich in hellgraue bis rötlich gesprenkelte Kalke übergehen.

Durch einen kleinen Erdschlipf wurden über dem Knappensteig, wenige Meter vom Rücken in Richtung zum Polsterkar (Koordinaten: —102850/5266500 im System M 34 = 500 m SE des Polstergipfels) die Cystoideenkalken fast vollständig freigelegt. Es handelt sich um ein Kurzprofil mit 13 m mächtigen, grauen bis rötlichen, grob gebankten, einheitlich spätigen Kalken, die sich im Dünnschliff als meist dicht gepackte, ± gut sortierte Echinodermenschuttkalke ausweisen. Während der Kontakt zu den darunterliegenden Quarziten von Schutt überdeckt wird, ist die Obergrenze durch den abrupten Wechsel zu einer Sandstein-Schieferlage (S. 273) sehr scharf.

Die von mehreren Stellen entnommenen Conodontenproben lieferten zwar wenige, jedoch überraschend gut erhaltene Formen (vgl. S. 286). Insgesamt liegen etwas über 100 Conodonten vor, von denen ca. $\frac{2}{3}$ nach der Form-Taxonomie bestimmbar waren. Es sind dies:

- Acodus similis* RHODES
- Acodus trigonius* (SCHOPF)
- „*Acontiodus*“ *procerus* (ETHINGTON)
- „*Ambalodus*“ *triangularis* BRANSON & MEHL
- Amorphognathus* cf. *ordovicicus* BRANSON & MEHL
- „*Drepanodus*“ *amplissimus* SERPAGLI

„*Keislognathus*“ cf. *simplex* ETHINGTON
 „*Ligonodina*“ *delicata* (BRANSON & MEHL) ?
 „*Oistodus*“ *rhodesi* SERPAGLI
Panderodus gracilis (BRANSON & MEHL)
Panderodus unicostatus (BRANSON & MEHL)
Plectodina breviramea (WALLISER)
Protopanderodus insculptus (BRANSON & MEHL)
Protopanderodus sp.
 „*Scandodus*“ *zermulaensis* SERPAGLI
Tetraprioniodus cf. *superbus* (RHODES)
Walliserodus debolti (REXROAD)

Alter: Nach der Conodonten-Chronologie des Ordoviziums (BERGSTRÖM, 1971 a, b, 1973) gehört diese wenig diagnostische Assoziation in die *Amorphognathus ordovicicus*-Zone. Da die unter dem Porphyroid lagernden Kalke dieselbe Zone repräsentieren, ist infolge der Zwischenschaltung der Porphyroide und der Polster-Quarzite zu vermuten, daß die Cystoideenkalke eine hohe Position innerhalb dieser Zone einnehmen. Diese Ansicht wird durch mehrere Beobachtungen gestützt, denn (1) ist im Profilverband im unmittelbaren Hangenden älteres Silur conodontenstratigraphisch nachweisbar (S. 274) und (2) bietet sich ein Vergleich mit anscheinend gleich alten Schichtgliedern der Karnischen Alpen an. So wurden — neben anderen — alle hier angeführten Conodonten auch von SERPAGLI, 1967, aus dem Tonflaserkalk der Karnischen Alpen beschrieben; dieser Kalk und sein laterales Äquivalent, die Cystoideenkalke, gehören aber, wie oben ausgeführt wurde, einem sehr hohen Niveau in der Ashgill-Stufe an. (3) Ebenso sind die Cystoideenkalke des Polster hinsichtlich ihrer Makro- und Mikrofauna, Fazies, Mächtigkeit, ihres Aussehens und ihrer Stellung im Profil mit den Cystoideenkalken der Karnischen Alpen ausgezeichnet zu vergleichen. Wir halten daher beide Bildungen für gleich alt, nämlich für höheres Ordovizium, und vermuten eine Position in der Nähe der Ordovizium/Silur-Grenze, ohne diese aber derzeit exakt angeben zu können (vgl. BERGSTRÖM & BARNES, 1976).

Aus kartiertechnischen Gründen ziehen wir die Grenze Ordovizium/Silur an der Oberkante der Cystoideenkalken.

5. Silur-Transgressionsbildungen

In der „Idealabfolge“ des Polster folgt über dem oberordovizischen Cystoideenkalk das Untersilur. Der Kontakt wurde von uns im Profil über dem Knappensteig im Hangenden der Cystoideenkalken freigelegt und conodontenstratigraphisch untersucht.

Ein ganz anderes Bild zeigt sich hingegen an der Südseite des Polster: Hier wird an der Bergstation des Schleppliftes der Porphyroid von Kalken des Obersilurs überlagert, d. h., es fehlen im Hangenden des Porphyroids die Polster-Quarzite, die Cystoideenkalken und die Vertretung des älteren und mittleren Silurs. Wir vermuten an dieser Stelle eine primäre stratigraphische Lücke, obwohl Bewegungen am Kontakt Porphyroid/Silurkalk nicht ganz auszuschließen sind (vgl. S. 276).

Im Folgenden beschreiben wir beide Transgressionserscheinungen im Detail:

In Abbildung 3 ist der obere Teil des Profils über dem Knappensteig dargestellt. Der unregelmäßig gewellte und grünlich verfärbte Kontakt zwischen Ordovizium und Silur trennt fleischfarbene, spätige Cystoideenkalke und Kalksandsteine. Dieser Horizont, mit einer Mächtigkeit von 0,60 m und fließendem Über-

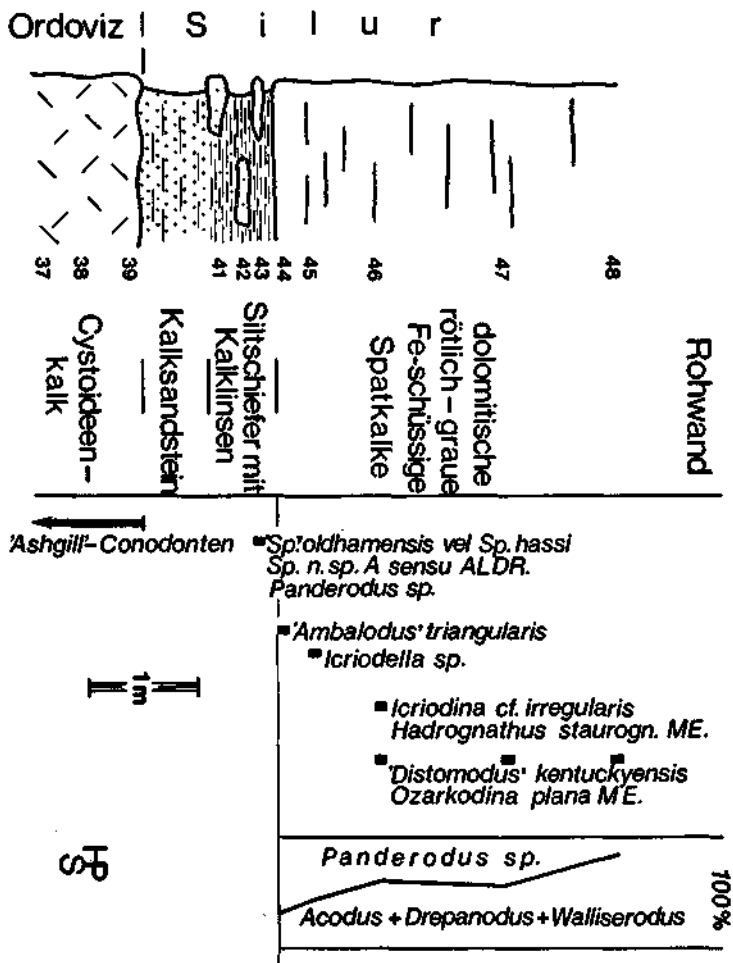


Abb. 3. Die Grenze Ordovizium/Silur im Profil über dem Knappensteig.

gang nach oben, verwittert grünlich und besteht aus eckigen Quarzdetritus mit Korngrößen um 0,2 mm in einer dolomitisch-kalkigen Matrix. Das Gestein kann sowohl geschiefert als auch kompakt sein.

Nach 60 cm setzen allmählich glimmerführende, mergelige Siltschiefer ein, in die Kalklinsen eingelagert sind. Wir stellten in dem Band drei Fe-schüssige, schwach sandige Kalklinsen fest, die lateral mehrere dm aushalten und bis 20 cm dick sein können (Conodontenproben Po 41—Po 43).

Mit deutlichem Wechsel folgen 0,20 m über der obersten Kalklinse \pm einheitliche, rosa-graue Spatkalke, die keine Bankung erkennen lassen und hangend vererzt sind. Grünliche, mm-dicke, unregelmäßige Häute und Schlieren kennzeichnen besonders den unteren Teil dieser Kalke. Die Proben Po 44—Po 48 entstammen einem 3 m-Bereich an der Basis.

Obwohl aus den Proben im Hangenden der Cystoideenkalke über 500 Conodonten isoliert werden konnten, scheinen diese kaum präzise biostratigraphische Aussagen dahingehend zu ermöglichen, ob an der Ordovizium/Silur-Grenze kontinuierliche Sedimentation stattfand oder ob es zu einer Sedimentationsunterbrechung kam. Als Gründe können dazu erstens die derzeit noch ungenaue Kenntnis der Conodontenabfolge im Grenzbereich angeführt werden (BERGSTRÖM & BARNES, 1976), zweitens schränkt der schlechte Erhaltungszustand fast aller überlieferten Conodonten eine artliche Bestimmung erheblich ein und schließlich stellen wir ein deutliches Überwiegen von — offenbar langlebigen — Einzahnentypen im vermuteten Grenzbereich fest.

Wenn wir dennoch einen sehr frühen Karbonatabsatz im Silur annehmen (und in diesem Profil daher eine Lücke in Frage stellen), sind dafür Formen, wie „*Ambalodus*“ *triangularis*, *Icriodella* und „*Spathognathodus*“ („*Sp.*“ *oldhamensis* vel „*Sp.*“ *bassi*, „*Sp.*“ n. sp. A sensu ALDRIDGE) maßgebend, die in der obersten Kalklinse bzw. in Probe Po 44 unter (= vor) dem Apparat von *Hadrognathus* WALLISER nachgewiesen werden konnten. Diese Conodonten sind einerseits für die Stufen Idwian und Fronian der Llandovery Series charakteristisch (ALDRIDGE, 1972), andererseits treten sie bereits im oberen Ordovizium erstmals auf. Das Erscheinen des Multi-Elementes *Hadrognathus staurogathoides* WALLISER und *Ozarkodina plana*? ab der Probe Po 46 könnte ein zusätzlicher Hinweis für eine Vertretung von Idwian oder Fronian in den basalen Silurkalken sein (vgl. SCHÖNLAUB, 1975).

Die zweite Transgressionsbildung zwischen Ordovizium und Silur ist an der Südseite des Polster in Höhe der Bergstation des Schleppliftes (ca. 1600 m) an einem neu angelegtem Stichweg aufgeschlossen. Wie schon FLAJS, 1964, auf Grund von Conodontenfunden in der näheren Umgebung dieses Vorkommens feststellte, wird der Porphyroid hier von Kalken des Unterludlow überlagert, was als Indiz für ein Oberordoviz- bis Obersilur-Alter des Porphyroids gewertet worden war (FLAJS, 1964 : 374).

Der Kontakt zwischen Porphyroid und Silurkalken ist wenige Meter NW der Schleppliftstation erkennbar. Man beobachtet im Liegenden die obersten Partien typischer Porphyroidgesteine, denen an der Grenze eine 10 cm dicke Lage von kristallinem Kalk eingelagert ist. Darüber folgen nochmals Porphyroide, die stark geschiefert sind und die 20 bis 25 cm dick werden; erst darüber lagern graue bis dunkelgraue, spätkalke, die bis zum Polstergipfel reichen.

Ein guter Einblick in die basalen Teile der transgressiv über dem Porphyroid lagernden Kalke bietet sich entlang des erwähnten Weges von der Liftstation nach SE: Die etwa 40° nach E einfallenden Kalke sind grau oder bunt mit örtlich verschieden starker violetter und grünlicher Schiefer- bis Sandbeimengung; sie kann einerseits bankintern in Form cm-dicker Bänder, andererseits bankextern

als cm-dm Zwischenlage in Erscheinung treten. Weiters fällt auf, daß der basale Anteil lokal in eine Art „Blockstrom“ zerbrochen und aufgelöst ist (Sedifluktion?).

In der Nähe eines an diesem Weg angeschnittenen Rohwandkörpers kommt es innerhalb der Kalke zur Einschaltung eines bis 0,40 m mächtigen, violett verwitternden Silt- bis Feinsandsteinhorizontes (Abb. 4).

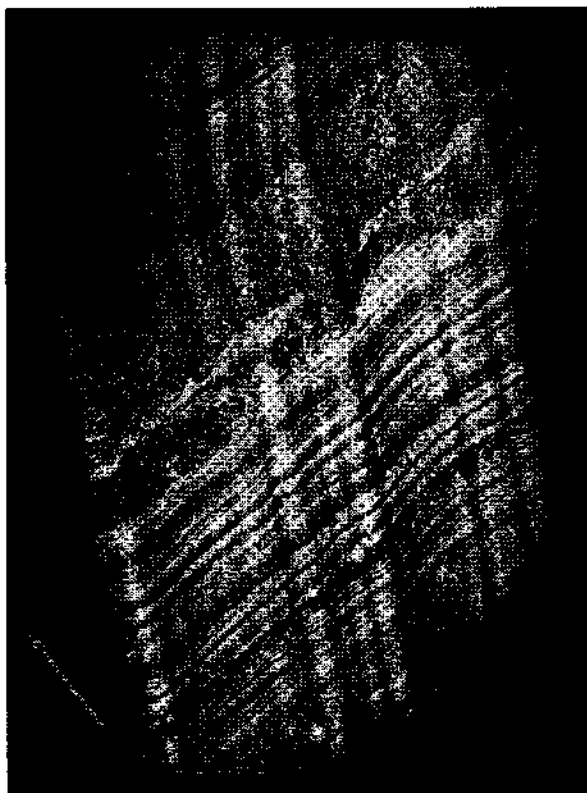


Abb. 4. Schliff-Negativ (X 2) des gradierten und laminierten Feinsandsteins am Polster-Südhang.

Das Gestein zeigt in Dünnschliffen convolute und graded bedding mit wechselnd dicht aufeinander folgenden Silt- und Feinsandsteinlagen. Als Komponenten führt es hauptsächlich eckigen Quarz, weiters Muskowit, Biotit und selten Gesteinsbruchstücke (Serizitquarzite). Die dunkelbraune bis violette Pigmentierung stammt vom Hämatit und ist an das sedimentäre s gebunden, wird jedoch infolge der steilen Transversalschieferung im Schieferungs-s angereichert, wo es dunkler verfärbt ist. Auch makroskopisch sind die verfärbten Zonen als Laminierung erkennbar.

Die Transversalschieferung bewirkt auch eine Einregelung der Komponenten, ferner Rekristallisation des Karbonats und Neuspaltung von Chlorit.

Die Basiskalke über dem Porphyroid lieferten an der Südseite des Polster zwar schlecht erhaltene und meist nur bruchstückhafte Conodonten, die aber dennoch präzisere Altersangaben zum Beginn der Sedimentation ermöglichen, als FLAJS,

1964, angenommen hatte. Aus zahlreichen Proben entlang des Weges vom Schlepplift zum südöstlichen Polsterkar sowie in der Umgebung von Fundpunkt V (FLAJS, 1964 : Abb. 4) gelang der Nachweis der folgenden wichtigen Formen, wie

Kockelella variabilis WALLISER
Polygnathoides cf. *emarginatus* (BRANSON & MEHL)
„*Spathognathodus*“ *steinbornensis* ssp. indet.

Außerdem konnte der Apparat von *Ozarkodina inclinata* (RHODES) in Kalken östlich der Schleppliftstation gefunden werden.

Durch diese Funde wird sichergestellt, daß an der Südseite des Polster der Porphyroid des Ashgills von Kalken des Obersilurs überlagert wird. Allerdings könnte diese Grenze u. E. später gering tektonisch überprägt worden sein. Zu dieser Annahme neigen wir auf Grund der inhomogenen Basis der transgredierenden Kalkfolge und der verschiedenen alten Conodonten in den tieferen Kalken.

6. Orthocerenkalke

Neben den als Äquivalente des Orthocerenkalkniveaus angesehenen Vorkommen an der Polster-Südseite (S. 275) ist die Hauptmasse der charakteristischen orthocerenführenden Spatkalke im E um die Leobner Hütte verbreitet. Das beste Profil findet sich am Güterweg zur Leobner Hütte, östlich der Talstation der Materialseilbahn. Die von FLAJS, 1964, 1967 b, als Kalke der Handl-Alm beschriebenen Orthocerenkalke sind an dieser Stelle etwa 24 m mächtig, grau—dunkelgrau mit einzelnen rosa Lagen, grob gebankt, spätig und führen vereinzelt Orthoceren-Schnitte.

In Schliffen (Po 8—Po 12) beobachtet man im oberen Teil von Styloolithen durchsetzte, wechselnd dicht gelagerte und rekristallisierte Echinodermenschuttkalke mit örtlichen dolomitischen Nestern. Die Matrix besteht aus Pseudosparit und ist lokal in Dolosparit umgewandelt. Als Detritus tritt neben Crinoidenfragmenten Schalenbruch von Trilobiten und Cephalopoden, letztere vornehmlich im mittleren Profilschnitt, auf. Proben aus dem tieferen Bereich können hingegen als crinoidenführende Spatkalke charakterisiert werden, da der bioklastische Anteil hier wesentlich geringer ist.

Nach FLAJS, 1964, 1967 b, führen die hier genannten Orthocerenkalke eine Conodontenassoziation der *siluricus*-Zone, d. h. sie haben ein Alter, das der obersten Kopanina-Stufe im böhmischen Silur entspricht. Für diese Einstufung sprechen in erster Linie die Formarten „*Spathognathodus*“ *primus* (BRANSON & MEHL), *Ozarkodina fundamentata* (WALLISER) und *Kockelella variabilis* (WALLISER).

In Ergänzung zu den bisher von dieser Lokalität bekannten Formen konnten wir nunmehr u. a. auch *Polygnathoides siluricus* BRANSON & MEHL in mehreren Exemplaren nachweisen (Po 12) und damit die von FLAJS, 1967 b, vorgenommene Datierung in die gleichnamige Conodontenzone bestätigen.

Das Liegende der Orthocerenkalke ist im Profil der Materialseilbahn und in der Umgebung der Leobner Hütte nicht aufgeschlossen. Nach den Verhältnissen in der Rinne östlich des Polstergipfels gegen das Polsterkar kann aber geschlossen

werden, daß sehr ähnliche Karbonate das Wenlock vertreten und die bisher biostratigraphisch nicht belegte Verbindung zwischen Kalken des Llandovery und jenen des Ludlow darstellen.

Diskussion der Ergebnisse aus Ordovizium und Silur

Die Gelände- und Conodontendaten aus dem oberen Ordovizium und Silur des Polster zeigen eine bemerkenswerte Übereinstimmung mit Ergebnissen in altersäquivalenten Abschnitten der Karnischen Alpen und — in modifizierter Form — auch mit dem Tiroler Raum der Nördlichen Grauwackenzone.

Während im Gerichtsgraben (vgl. S. 269) weiterhin der einzige sichere Beleg für den Beginn des Vulkanismus liegt (Grenzbereich Caradoc/Ashgill oder tieferes Ashgill), war es im Tiroler Raum schon seit mehreren Jahren möglich, auf Grund von Conodontenfunden in der Überlagerung ein „Mindestalter“ des Porphyroids mit Unter- bis Mittel-Llandovery zu datieren (MOSTLER, 1968, 1970; AL HASANI & MOSTLER, 1969; BAUER et al., 1969; MAVRIDIS & MOSTLER, 1970; EMMANUILIDIS & MOSTLER, 1970). Dieser Vorstellung, die in gleicher Form bereits von FLAJS, 1967 b, geäußert worden war, schlossen sich FLÜGEL & SCHÖNLAUB, 1972, an und ordneten das Quarzporphyr-Ereignis in einer regionalen Zusammenschau der Grenze Ordovizium/Silur zu.

Der oben geführte Nachweis der lokalen Zwischenschaltung von Ashgill-Quarziten und Ashgill-Cystoideenkalken vor Einsetzen der Llandovery-Sedimentation macht es notwendig, diese älteren Ansichten unter der Voraussetzung zu revidieren, daß dem Vulkanismus dieselbe Einzeitigkeit zukommt, wie bisher angenommen worden ist (und in der Deutung als Ignimbrit auch impliziert ist). Es erscheint daher naheliegend, am Beispiel des Polster-Idealprofils zu prüfen, inwieweit biostratigraphische Aussagen dieses Ereignis als „kurz“ bewerten und diese Vorstellung unter Berücksichtigung bereits bekannter Fakten in andere Räume transferiert werden kann.

Wenn die Kalke unter dem Porphyroid, wie auf S. 269 ausgeführt, ein maximales Alter an der Grenze Caradoc/Ashgill haben, scheint durch die über den Porphyroiden folgenden Quarzite und Cystoideenkalken des Ashgills ausreichend gesichert, daß im Raum um Eisenerz der Vulkanismus ein kurzzeitiges Ereignis war. Wir schließen dies auf Grund der ähnlichen, und z. T. gleichen Conodontenelemente der über und unter den Porphyroiden lagernden Kalke und aus der Tatsache, daß sie zur gleichen Zone gehören bzw. auf die gleiche Stufe (= Ashgill) beschränkt sind.

Nach den bisherigen Kartierungsergebnissen bleibt die Quarzit- (und Cystoideenkalk-)Entwicklung des jüngsten Ordoviziums auf Einzelvorkommen im Steirischen Anteil der Nördlichen Grauwackenzone begrenzt (vgl. CORNELIUS, 1936). Wie wir am Beispiel des Polster zeigen, kann es schon auf extrem kurze Entfernungen (Polster-Südseite und Polsterkar) zu einem Ausfall der beiden Schichtglieder kommen (vgl. Bemerkungen zur Tektonik). Dieses Fehlen könnte einerseits dadurch erklärt werden, daß man das Vorkommen von Quarziten und Cystoideenkalken als lokale „Erosionsrelikte“ auffaßt oder diese Fazies — gezwungener-

maßen — als zeitgleiche, laterale Vertretung dem Porphyroid-Vulkanismus gegenübergestellt. Eine dritte Möglichkeit deutete MOSTLER, 1970, mit dem „Niederbrechen der Porphyroid-Platte“ insofern an, als die Quarzite und Cystoideenkalken in Weiterführung der Überlegungen MOSTLER's eine frühe Beckenfüllung darstellen könnten, deren Entstehung mit Bruchtektonik im Anschluß an den Vulkanismus zu erklären wäre.

Aus dem Vergleich zwischen dem von MOSTLER, 1968: Abb. 2, dargestellten Profil und unserem Profil der Ordoviz/Silur-Grenze (Abb. 3) ist im unteren Teil eine auffallende Identität zu erkennen, sei es in der Mächtigkeit des Sandstein-Horizontes, den liegenden Echinodermenkalken (= Cystoideenkalken am Polster) oder im abrupten Wechsel zu hangenden Crinoidenkalken. Wir vermuten daher, daß die beiden tiefen Schichtglieder in den Profilen Westendorf und Polster im Hangenden des Porphyroids zeitlich äquivalente Bildungen sind: Während jedoch in Westendorf der Kalksandstein von Conodonten der celloni-Zone, d. h. höherem Llandovery überlagert wird, halten wir den gleichen Horizont im Osten auf Grund von Conodonten für tiefsilurisch und lassen die Möglichkeit einer stratigraphischen Lücke an dessen Basis offen (S. 274).

Erst tiefer im Liegenden des crinoidenführenden Tonfaserkalkes folgt im Profil Westendorf der Porphyroid (MOSTLER, 1968).

Das Phänomen von stratigraphischen Lücken an der Grenze Ordovizium/Silur wurde im Gesamttraum der Ostalpen erst in jüngerer Zeit erkannt und in stratigraphischer Detailarbeit näher untersucht (SCHÖNLAUB, 1971 a, b; JAEGER et al., 1975). Die Ergebnisse dieser Arbeiten können dahingehend zusammengefaßt werden, daß nach JAEGER et al., 1975, der Beginn der Silur-Transgression mit der basalen Graptolithenzone des Silurs sichergestellt ist, aber eine erneute Sedimentbedeckung in Abhängigkeit von der Topographie des Ordoviziums und/oder der Differenzierung des Silurbeckens bis in das späte Silur erfolgen kann.

Diesen Vorstellungen fügen sich die bisher bekannten Profile aus dem Altpaläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone anscheinend zwanglos ein. So wurde bereits von FLAJS, 1964, die Überlagerung des (Ashgill-)Porphyroids durch Obersilur und später (FLAJS, 1967 b) in einer anderen Lokalität die amorphognathoides-Zone (Basis Wenlock) über dem Porphyroid nachgewiesen. MOSTLER, 1968, gelang einerseits der Nachweis der celloni-Zone im Hangenden des Porphyroids, andererseits beschreibt er (S. 121) konglomeratische Bildungen über dem Porphyroid, die er für Aufarbeitungsprodukte bzw. Transgressionskonglomerate hält (MOSTLER, 1970; EMMANULIDIS & MOSTLER, 1970) und in Zusammenhang mit „takonischen“ Bewegungen bringt. Schließlich führt MOSTLER, 1970, auch aus dem Tiroler Raum der Nördlichen Grauwackenzone Beispiele an, nach denen im Extremfall die Silur-Transgression erst im Unteren Ludlow Kalke absetzt. Für die verschiedenzeitige Überlagerung des Porphyroids macht MOSTLER freilich eine Bruchtektonik verantwortlich, die die ehemals starre Porphyroidplatte zerlegt und ein gegliedertes Silurbecken zur Folge hatte.

Wenn wir diese älteren Gedanken im Lichte neuerer Erkenntnisse über regressive und transgressive Tendenzen an der Ordoviz/Silur-Grenze und, basierend auf neuen biostratigraphischen und geologischen Befunden, zu deuten versuchen,

dann läßt sich das geodynamische Geschehen im Oberordoviz und Silur unserer Meinung nach in etwas modifizierter Form für die Nördliche Grauwackenzone, chronologisch geordnet, wie folgt zusammenfassen:

1. Grenze Cardoc/Ashgill oder älteres Ashgill: Quarzkeratophyr-Vulkanismus (Ignimbrite?) im subaerischen Milieu mit stark schwankenden Mächtigkeiten (25—600 m);
2. Ashgill: Abtrag einzelner Hochzonen der „Porphyroid-Platte“ und Akkumulation des Schuttes in lokalen Flachwassersenkten (= Polster-Quarzite); andere Porphyroid-Hochgebiete bleiben als solche z. T. bis ins Obersilur bestehen;
3. Oberes Ashgill: Besiedlung durch Echinodermen im flachen, durchbewegten Wasser ohne feststellbare klastische Beeinflussung vom Porphyroid oder vom Festland;
4. Nähe or/si-Grenze: Höhepunkte der regressiven Tendenz; entsprechend der Topographie des Porphyroids bleiben die Hochgebiete natürlich weiterhin über dem Meeresspiegel, während andere Sedimentationsräume nun erstmals trockenfallen; in tieferen Senken könnte — bisher nicht bewiesen — die Sedimentation über die or/si-Grenze fort dauern;
5. Basis Silur: Beginn der weltweit beobachtbaren Silur-Transgression in Übereinstimmung mit Daten aus den Karnischen Alpen und Karawanken (JAEGER et al., 1975) mit der Zone des *Glyptograptus persculptus*; kennzeichnende Sedimente am Beginn des transgressiven Zyklus sind die „Unteren Schichten“ der Karnischen Alpen, die Kalksandsteine am Polster (S. 273), die Karbonatsandsteine von Westendorf (MOSTLER, 1968) und vielleicht die Transgressionsbildungen über dem Porphyroid im Tiroler Raum;
6. Synsedimentäre Bruchtektonik beginnt zur annähernd gleichen Zeit das Silurbecken zu differenzieren. Sie bildet sich einerseits in gradierten Bänken und Rutschhorizonten in den Sandsteinen ab (SCHÖNLAUB, 1969 : 280; MOSTLER, 1970 : 519), andererseits äußert sie sich in einem begleitenden Tuff-Vulkanismus (MOSTLER, 1968 : 118).

Beide Punkte, nämlich Bruchtektonik und primäre Topographie des Porphyroids, werten wir als Kriterien für die in der Nördlichen Grauwackenzone beobachteten Schichtlücken zwischen Ordovizium- und Silurablagerungen. Die Dauer der Ommission kann dabei im Extremfall den Zeitraum Caradoc/Ashgill bis Obersilur umfassen.

Das örtliche Vorherrschen von „Graptolithen“-Schiefern im Silur der Nördlichen Grauwackenzone wird (wie in den Karnischen Alpen) mit der zu Beginn des Silurs erfolgten Differenzierung des Silurbeckens erklärt (vgl. JAEGER, 1976).

Es würde den Rahmen dieser Arbeit sprengen, auf den zeitlichen Zusammenhang des effusiven Porphyroid-Vulkanismus mit Granitbildung im ost- und süd-alpinen Kristallin näher einzugehen oder plattentektonische Aspekte zu erörtern, die sich vielleicht aus der Ignimbrit-Natur dieser Effusiva ableiten lassen (vgl. SPARKS et al., 1973). Die Zusammenfassung aller „kaledonischen“ Ereignisse wird Gegenstand einer eigenen Studie sein.

7. Untere Polsterkalke

Unter dieser Bezeichnung wird am Polster ein Schichtglied abgetrennt, das zwischen Silur-Orthocerenkalken und dem unterdevonischen Crinoiden-Stromatoporen-Horizont vermittelt. Äquivalente dieses Niveaus finden sich an der Südseite des Polster sowie im Zug, der unter dem Polstergipfel und unter der Leobner Hütte nach Osten streicht.

Das folgende Profil durch die Unteren Polsterkalke wurde am Steig von der Talstation der Materialseilbahn zur Leobner Hütte aufgenommen. Von unten nach oben zeigt sich hier folgende Abfolge:

3 m graublaue und seltener violette, spätige Kalke mit dm-Bankung und leichter Bänderung. Im Aussehen und in Schliften (crinoidenführende Pseudosparite) gleichen sie zwar den liegenden Orthocerenkalken, doch ist es auf Grund der Aufschlußverhältnisse nicht möglich, sie an deren oberste Partien exakt anzuhängen;

6—8 m Rohwandlinse;

3—4 m grünliche und violette Schiefer;

5 m Rohwandlinse;

45—50 m „bunte“ Kalke: hellgraue bis rosa geflammte, \pm gut gebankte und schwach gebänderte, dichte Kalke mit Zwischenschaltung dunklerer, mehr spätiger Kalke. Im oberen Teil schalten sich eine 5 m mächtige Rohwandlinse ein und darüber ein grünliches, dünnes Schieferband.

In Dünnschliffen erweisen sich die angetroffenen Kalke als Pseudosparite mit Crinoiden-Einstreuung, die besonders im tieferen und höheren Teil hervortritt. Stylolithen mit Rückstandsäumen, teilweise mit Fe-Karbonat gefüllte Klüfte, Auswulzung des Fossilchutts und Nachzeichnung der Bänderung durch Fe-schüssigen Dolomit, der aber auch unregelmäßig verteilt sein kann, kennzeichnen das Gefüge dieses schwach metamorphen Profilausschnitts.

Aus den Unteren Polsterkalken konnten nur aus dem „bunten“ oberen Abschnitt Index-Conodonten gewonnen werden. Es sind dies „*Spathognathodus*“ *steinhornensis* ssp. und „*Icriodus*“ *eolatericrescens* MASHK. in den Proben Po 19 (Taf. 4, Fig. 27—30), die nach ZIEGLER, 1971, 1975, in die Lebenszeit der *I. woschmidti*-*I. postwoschmidti* Fauna fallen und daher älteres Gedinne anzeigen. Die Silur/Devon-Grenze muß daher unter diesem Fixpunkt vermutet werden, doch kann ihre genaue Position derzeit nicht angegeben werden. Die Gründe liegen in der Conodontenarmut des basalen Abschnitts, im schlechten Erhaltungszustand und im Auftreten langlebiger Formen, wie z. B. den Elementen des Multi-Elementes *Ozarkodina inclinata* (RHODES). Nach der Ähnlichkeit mit den oberen Partien der Orthocerenkalke bzw. nach den hier wie auf der Südseite des Polster im gleichen Niveau gefundenen Schiefer sind wir allerdings geneigt, die Basis der Unteren Polsterkalke als jüngstes Silur anzusehen. Es müssen aber weitere Untersuchungen abgewartet werden, um klären zu können, ob die in Abb. 2 vorläufig an die Silur/Devon-Grenze gestellten Schiefer auch nach Fossildaten diese Position einnehmen.

8. Crinoiden-Stromatoporen-Horizont

Die auffallenden Crinoiden-Stromatoporen-Schuttkalke folgen am erwähnten Steig mit deutlichem Wechsel über den Unteren Polsterkalken. Sie sind hier etwa 10 m mächtig und werden von dm-mächtigen Bänken von hellen, schwach gebänderten Kalken aufgebaut. Makroskopisch sind darin rekrystallisierte und ausgewalzte, i. A. schlecht sortierte Stromatoporentrümmter in Größen zwischen 2 und 30 cm zu erkennen, die einer grobspätigen Crinoidenmatrix eingelagert sind.

Dieser Horizont wurde in ähnlicher Ausbildung auch an der Südseite des Polster festgestellt, z. B. an der Bergstation des Sesselliftes oder in Höhe 1835—1860 m in der vom Polstergipfel steil nach Süden führenden Rinne (vgl. Abb. 1). Hier bildet der Kalk grobe Bänke bis zu einer Bankdicke von 2 m und fällt flach nach Norden ein.

Die stark rekrystallisierten und teilweise dolomitisierten Schuttkalke lassen in Dünnschliffen kaum biogene Primärstrukturen erkennen. Die lagigen Stromatoporen sind randlich von einem dolomitischen Rückstandssaum umgeben, der sie deutlich von der Matrix abgrenzt. Crinoidendetritus lagert sich zwischen die Bioklaste oder ist bei Zurücktreten der Stromatoporen die einzige Schuttkomponente. Bei dichter Packung zwischen Stromatoporen und Crinoiden entsteht dagegen ein Streifenmuster, in dem die Stromatoporen im Gelände als helle Partien im Vergleich zum dunkelgrauen Crinoidenschutt erscheinen (Abb. 5).



Abb. 5. Aufschlußbild aus dem Crinoiden-Stromatoporen-Horizont (Nr. 20 = Conodonten-Probenpunkt) am Weg von der Talstation der Materialseilbahn zur Leobner Hütte.

Die Basis des Crinoiden-Stromatoporen-Horizontes gehört auf Grund der unmittelbaren Unterlagerung durch die oben erwähnten, bunten, conodonten-führenden Kalke in das tiefere Unterdevon. Direkte Hinweise zum Alter aus Proben innerhalb dieses Niveaus fehlen allerdings fast ganz, da nur aus einer Probe (Po 20) Bruchstücke von „*Spathognathodus*“ *steinhornensis* ssp., *Ozarkodina typica* ssp. und *Belodella* sp. zur Verfügung stehen. Sie erlauben immerhin, die Obergrenze mit maximal Ems festzusetzen.

9. Obere Polsterkalke

Unter dieser Bezeichnung verstehen wir am Polster Kalke, die nach einem kurzen Übergang über dem Crinoiden-Stromatoporen-Horizont folgen und den jüngsten Profilabschnitt unter der Transgressionsfläche der Präbichlschichten darstellen. Die Oberen Polsterkalke bauen an der Südseite das Gipfelplateau über der Bergstation auf und ziehen entlang des Karrandes nach Osten unter die Leobner Hütte (Abb. 1).

Es handelt sich um über 50 m mächtige, helle und rosa-violette Flaser- bis Bänderkalke, in die sich im unteren Teil einzelne, bis 60 cm dicke Lagen aus Crinoiden- und Stromatoporenschutt einschalten. Der oberste, ca. 4 m mächtige Abschnitt am Weg unter der Leobner Hütte wird dagegen aus grauen, spätigen Kalken gebildet, die wir nicht eigens abtrennen.

Nach Dünnschliffbildern sind beide Typen Pseudosparite, die aber im höheren Abschnitt eine stärkere Crinoidenführung aufweisen als die bunten Typen. Anderer Schalenbruch ist sehr selten und nicht näher identifizierbar. Hingegen gelang in mehreren Proben, trotz Umkristallisation und Bänderung, der Nachweis von Tentakuliten-Längsschnitten.

Zum Alter der Oberen Polsterkalke gibt es nur wenige Hinweise. Es sind dies einerseits die Lagerung im Hangenden des Crinoiden-Stromatoporen-Horizontes, andererseits wenige Conodonten, wie *Belodella* sp., *Ozarkodina typica* ssp. und „*Spathognathodus*“ *steinhornensis* ssp., die auf Unterdevon hindeuten. Auch das Erscheinen von Tentakuliten paßt in dieses Bild, wobei uns in Analogie zu den Verhältnissen am benachbarten Erzberg (SCHÖNLAUB & FLAJS, 1975) ein Pragium-Alter am wahrscheinlichsten erscheint.

C. Bemerkungen zur Tektonik und Vergleiche mit angrenzenden Räumen

Das Gebiet des Polster besitzt nicht nur — auf Grund des Transgressionsverbandes zwischen variszischem Grundgebirge und permomesozoischem Deckgebirge — eine entscheidende Bedeutung für großtektonische Überlegungen, sondern wird selbst von einer intensiven Lokaltekonik betroffen. Die folgenden kurzen Ausführungen behandeln ausschließlich den lokalen Aspekt, soweit dieser sich von Geländebeobachtungen und den Fortschritten in der Stratigraphie ableiten läßt.

Sieht man von kleineren NE-SW streichenden Brüchen und einer möglichen Bewegungsfuge zwischen Porphyroid und überlagernden Kalken ab, bildet die Südseite des Polster (= Südeinheit) bis nahe an den Gipfel eine nur wenig von Störungen betroffene Einheit, die NW-SE bis N-S streicht und deren Gesteinsglieder mit durchschnittlich 40° nach E bzw. NE einfallen.

Diesem einfachen Bau im Süden steht im Nordosten ein von intensiver Tektonik geprägter und zerschuppter Sattelbau gegenüber (= Nordosteinheit), der eine nach NW abtauchende Faltenachse aufweist. Im Kern erscheinen oberordovizische Polster-Quarzite, die an den Flanken von jüngeren Gesteinen überlagert werden. Vollständig erhalten ist aber nur der nördliche Schenkel, der im Zuge der postvariszischen Sedimentation transgressiv überlagert wurde. Der südliche Schenkel weist Reste von Ordoviz und Silur auf, die an NW-SE laufenden Störungen amputiert wurden. Es zeigt sich, daß die Richtung dieses Störungsbündels vom Vordernberger Tal über Handlalm, Polstergipfel in den oberen Einlaßgraben führt und in diesem in auffallender Weise mit der Westgrenze des zusammenhängenden Verbreitungsgebietes von Präbichschichten und Werfener Schichten zusammenfällt. Westlich dieser Linie, im Gebiet Polster—Niederpolster, finden sich dagegen nur mehr einzelne, kleinere Erosionsrelikte von Permotrias über Altpaläozoikum (vgl. SPENGLER & STINY, 1926; HIESSLEITNER, 1929; HABERFELNER, 1935).

Diese Gegebenheiten können nur durch eine alpidische Tektonik erklärt werden, die u. E. die gesamte, westlich dieser Linie liegende Scholle erfaßte und zu einer relativen Hebung jenes Gebietes führte, das heute durch Gsollgraben, Einlaßgraben und Gerichtsgraben umgrenzt wird.

Im Gegensatz dazu kann die transgressive Überlagerung der permischen Präbichschichten, sowohl über vorpermisch mittelsteil nach NE geneigten unterdevonischen Kalken des nördlichen Faltenschenkels als auch über der Südeinheit (in Form von Erosionsrelikten erhaltener Permotrias), als Hinweis für einen variszischen Faltenbau gewertet werden. Wir vermuten eine einzeitige, variszische Deformation mit dem gleichen Achsenplan in der Süd- und Nordosteinheit; wir sind uns aber bewußt, daß die Annahme einer primären engen Nachbarschaft beider Räume kaum beweisbar ist, da die erwähnten alpidischen Brüche zu berücksichtigen sind. Der von SPENGLER & STINY, 1926, in Profil 7 dargestellte Antiklinalbau ist daher zu revidieren, da er nicht die geologischen Verhältnisse wiedergibt, die erst auf Grund der heutigen Kenntnis der Stratigraphie und nach einer geologischen Detailaufnahme zu erkennen waren. Die Existenz alpidischer Brüche im variszischen Grundgebirge gibt nunmehr aber auch die Erklärung, weshalb exakte Aussagen über den Umfang lateralen Wechsels der Fazies beider Einheiten, etwa an der Ordovizium/Silur-Grenze, nicht möglich sind.

Die Silur- und Devonablagerungen am Polster weichen durch die Karbonatvormacht und die sehr ähnliche Lithologie beider Systeme von bekannten, gleich alten Faziesausbildungen in den Nachbarräumen faziell zum Teil erheblich ab. So sind im Silur um Eisenerz als charakteristisches Schichtglied schon frühzeitig schwarze Kieselschiefer erkannt worden (Sauerbrunngraben, Weiritzgraben, Erzberg etc.), die durch FLAJS, 1967 a, im Raum Tulleck-Donnersalpe und im Sauerbrunngraben durch Conodontenfunde in zwischengeschalteten Kalken eingestuft und gegliedert werden konnten; danach zeigte es sich, daß Karbonate generell erst im höheren Ludlow massiv einsetzen und Pelite ab diesem Zeitpunkt nicht mehr aufscheinen. Ähnliche Feststellungen können auch für den südlichen Raum getroffen werden, wo SCHÖNLAUB & FLAJS, 1975, an der Basis des Eisenerzer

Reichenstein (Raum Linsalm) im Silur gleichfalls ein Dominieren von Schwarzschiefern in Verbindung mit Fe-schüssigen Kalken nachweisen konnten; die Hauptmasse der Kalke in den Eisenerzer Alpen gehört fast ausnahmslos dem Devon an. Schließlich sei auch auf das Normalprofil des Steirischen Erzberges hingewiesen (SCHÖNLAUB & FLAJS, 1975; SCHÖNLAUB et al., in prep.), in dem in der Liegendscholle Silur-Kieselschiefer auftreten können, das Devon aber in einer dem Polster ähnlichen Fazies entwickelt ist.

Die Lithofazies des Silurs im Raum östlich von Radmer und südlich des Wildfeld zeigt im Vergleich zum Polster noch größere Gegensätze: In einer mehrere 100 m mächtigen Abfolge im Hangenden des Porphyroids werden phyllitische Schiefer und Quarzite von schwarzen Kieselschieferhorizonten begleitet, denen sich bis zu 200 m mächtige basische Vulkanite und geringmächtige Kalke des Unter- und Mittelsilurs zwischenschalten (HIESSELEITNER, 1931; HABERFELNER, 1935; METZ, 1940; FLAJS & SCHÖNLAUB, 1973; SCHÖNLAUB, 1976). Aber auch in diesem Gebiet ist die Hauptentwicklung der Kalke auf das oberste Silur und Devon beschränkt.

Im Vergleich der östlich des Polster gelegenen Profile zeigen sich dagegen auffallende Analogien mit den von uns mitgeteilten Beobachtungen. Hier sei zuerst Oberordovizium angeführt, das im Hangenden des Porphyroids in der Ausbildung von Quarziten und Cystoideenkalken vom Polster über den Handlgraben nach Osten unter die Rotschütt zieht. Nach den Untersuchungen von FLAJS, 1964, 1967 b, sind hangend die gleichen Orthocerenkalke des Silurs entwickelt. Proben, die über der Basis entnommen wurden, lieferten bisher Conodonten der ploekensis-Zone (= oberes Unterludlow). Die Verhältnisse an der Ordovizium/Silur-Grenze sind hier zwar noch nicht geklärt, doch erscheint es möglich, daß auch an der Rotschütt die Karbonatsedimentation — wie am Polster — im Llandovery beginnt. Es ist weiters eine Tatsache, daß es im Silur in diesem Gebiet zu keiner Kieselschiefer- oder Eisenkalk-Entwicklung gekommen ist.

Diese Ausführungen mögen in Ergänzung der Diskussion über das Ordovizium/Silur-Grenzbereich zusammenfassend andeuten, daß sich der Raum des Polster auch im Silur und Devon durch eine Eigenständigkeit auszeichnet, die aber — vice versa — nur ein Beispiel der faziellen Vielfalt im Altpaläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone ist.

D. Paläontologischer Teil

Erhaltungszustand

In einer Arbeit im gleichen Band (SCHÖNLAUB et al., 1976) wurde ausführlich das Thema „Conodonten aus metamorphen Gesteinen“ behandelt und die Veränderungen an so überlieferten Material diskutiert (vgl. SCHÖNLAUB & ZEZULA, 1975; SCHÖNLAUB, 1976). Wir verzichten daher in diesem Rahmen auf eine Wiederholung der dort mitgeteilten Beobachtungen und beschränken uns auf die Beschreibung unseres Materials, das eine Fülle von Erscheinungsformen zeigt, die — wenigstens zum Teil — derzeit noch nicht befriedigend erklärt werden können.

Im folgenden deskriptiven Schema (Tab. 1) fassen wir den Erhaltungszustand der uns zur Verfügung stehenden Conodonten aus dem Oberordovizium bis Unterdevon des Polster zusammen. Erwartungsgemäß sind die Conodonten aus

Alter und Fazies	Farbe der Conodonten	Oberfläche	Fein- ornamentierung	Deformation	Bruchstücke	sp. indet.
Unterdevon (helle Flaser- bis Bänderkalke)	hellgrau (bunte Kalke) bis dunkelgrau	meist glatt	?	häufig	häufig	über 80%
Orthocerenkalk (graue- bis dunkelgraue Spat- kalke, biogenreich)	schwarz Spitzen der Zähnechen hellgrau	± glatt	kann erhalten sein	selten	häufig	ca. 50%
Llandovery (helle Crinoidenkalke)	zentrale Teile selten dunkelgrau; Einzahn: hellgrau, an Kanten teilweise durchscheinend	meist grob, häufig Limonit- überkrustung	sehr selten	selten	häufig	über 80%
Cystoideenkalk (hellgraue Spatkalke aus Echinodermenschutt, z. T. rötlich, grob gebankt)	hellgrau bis durchscheinend (besonders Kanten und Zähnechen)	überwiegend glatt	größtenteils erhalten	sehr selten	selten	ca. 20%
Kalk unter Porphyroid (helle echinodermenführende Flaser- bis Bänderkalke, geschiefert bis linsig zerschert)	Astformen: dunkelgrau, Kanten und Zähnechen hellgrau Einzahntypen: fast nur hellgrau	i. A. sehr grob; Details z. T. unkenntlich	—	sehr häufig	sehr häufig	über 90%

dem Liegenden des Porphyroids (Taf. 1, Taf. 2) am schlechtesten erhalten und nur ein Bruchteil des Materials erlaubt eine nähere Bestimmung. Als Gründe können hier die starke Deformation, Neuwachstum von Apatit, Oberflächen-Vergrößerung, Zerbrechung und eine weitgehende Vernichtung von Bestimmungsmerkmalen (Zähnen, Zwischenräume zwischen den Zähnen, Costae, Basalhöhle, Streifung etc.) angeführt werden. Als Ursache dieser Veränderungen sehen wir eine schwache Metamorphose an, die die Kalke überprägte. Außerdem ist ein Temperatureinfluß durch Aufheizung der Porphyroidunterlage nach seiner Förderung nicht auszuschließen (Abstand der Kalke von der Unterkante des Porphyroids ist ca. 4 m). Dagegen spricht jedoch die wesentlich stärkere Metamorphose der tiefer liegenden Kalklinsen der Gerichtsgraben-Gruppe (s. S. 262). Bei Anwendung der von EPSTEIN et al., 1975, aufgestellten Verfärbungsskala sind unsere Conodonten nach dem Stadium 5 einzureihen, das einer Temperaturbeeinflussung von über 400° entsprechen würde.

Im krassen Gegensatz zu diesem Erhaltungszustand stehen Conodonten, die uns aus den Cystoideenkalken der Nordosteinheit vorliegen (vgl. Taf. 3, Fig. 1—27). Sie weisen nicht nur glatte Flächen auf und lassen in vielen Fällen noch eine Oberflächen-Ornamentierung (Streifen etc.) erkennen, sondern weichen auch in der Verfärbung von bisher bekannten Überlieferungen altpaläozoischer Conodonten aus den Ostalpen ab. Es liegen ausschließlich hellgraue—durchsichtige, in der Regel etwas getrübe Conodonten vor, die bei Einzahntypen in ausgezeichneter Weise Größe und Form der Basisfüllung erkennen lassen. Nach dem genannten Farbschema könnten diese Conodonten mit CAI 1—1,5 ("Color Alteration Index") charakterisiert werden. Dieser Wert, der bei Temperaturen um 50° erreicht wird, scheint aber keinesfalls den Verhältnissen am Polster zu entsprechen. Diese Vermutung wird bestätigt, da über den Cystoideenkalken wiederum eine Tendenz zu dunkleren Farbtönen festzustellen ist und schließlich in den Orthocerenkalken des Silurs fast ausnahmslos schwarze Conodonten mit hellgrauen Zähnhenspitzen beobachtet werden konnten. Hellgraue, den Cystoideenkalk-Conodonten ähnliche Formen wurden zwar auch in den unterdevonischen Flaser- bis Bänderkalken am Polstergipfel gefunden, doch fehlt diesen die Klarheit der älteren Conodonten.

Da für eine Sonderstellung der Cystoideenkalke keinerlei Anhaltspunkte vorliegen, müssen die unterschiedlichen Erhaltungszustände durch andere Faktoren verursacht sein, die über die von EPSTEIN et al., 1975, beschriebenen hinausgehen. Insbesondere sind die Einflüsse des primären Chemismus des "host-rock" auf diagenetische und metamorphe Veränderungen der Conodonten noch weitestgehend unbekannt. Daß derartige spezielle chemische Bedingungen — neben der Inkohlung der organischen Substanz der Conodonten — eine wichtige Rolle spielen, schließen wir (1) aus der oft engen Nachbarschaft verschiedener Farbtypen im Profil und ihrer vertikalen Wiederholung (s. Tab. 1) — beispielsweise ist eine höhere Temperatur der Orthocerenkalke als die der liegenden Cystoideenkalke und der hangenden Polster-Kalke sehr unwahrscheinlich — (2) erscheinen die unterschiedlichen Färbungen der Conodonten zumindest in großen Zügen der faziellen Ausbildung der Kalke korrelierbar zu sein (vgl. Tab. 1). Eine Klärung

dieser Fragen erhoffen wir von der laufenden Untersuchung der Mikrostrukturen unterschiedlich beanspruchter und gefärbter Conodonten, die Aufschluß darüber geben sollen, ob der „makroskopisch“ gute oder schlechte Erhaltungszustand auch im Kleinstbereich Parallelen aufweist.

Systematischer Teil

In der folgenden Beschreibung beschränken wir uns auf Form-Taxa, die entweder noch nicht beschrieben worden sind oder in Details auffallen. Eine Liste aller vom Polster bekannten Taxa ist den einzelnen Kapiteln im Text zu entnehmen bzw. sie sind auf den Tafeln 1—4 abgebildet. Bemerkungen zur Taxonomie haben wir auf den Seiten 263—266 diskutiert.

Der schlechte Erhaltungszustand, Unsicherheiten über zusammengehörige Elemente und die geringe Zahl bestimmbarer Elemente sind die Hauptgründe, weshalb wir Neubeschreibungen in offener Nomenklatur durchführen.

Amorphognathus sp. A

Taf. 1, Fig. 4

Vorkommen: Gerichtsgraben-Gruppe, oberster Kalk unter dem Porphyroid; Oberordovizium.

Material: 1 vollständiges Exemplar.

Beschreibung und Bemerkungen: Es liegt ein amorphognathiformes (= prioniodiniformes) Element vor, das in der Seitenansicht schwach gekrümmt ist und aus 4 verschiedenen langen Ästen besteht. Der spitze, kürzere Vorderast trägt eng verwachsene Zähnchen, die in einem „Hauptzahn“ enden, der etwa in der Plattformmitte liegt. Hinter diesem hohen Zahn fällt die Zahnreihe abrupt in niedere, seitlich zusammengepreßte Knötchen auf dem Hinterast ab. Der längste Ast hat eine anterolaterale Position und ist wie der Hinterast bezähnt. Der posterolaterale Seitenast ist hingegen sehr kurz und trägt zwei niedere, isoliert stehende Zähnchen.

Das einzige vollständige Exemplar stellt ein amorphognathiformes Element des „blade-type“ nach BERGSTRÖM, 1964, dar. Im Umriss ist es dem von BERGSTRÖM & SWEET, 1966, Taf. 28, Fig. 4—6 abgebildeten amorphognathiformen Element im Apparat von *Amorphognathus ordovicicus* BRANSON & MEHL sehr ähnlich, das freilich in einer späteren Arbeit (SWEET & BERGSTRÖM, 1969, Fig. 6), zum Apparat von *A. superbis* (RHODES) gestellt wurde. Nach BERGSTRÖM, 1971 a, waren hierfür das holodontiforme Element im Apparat maßgebend, da dieses bei *A. superbis* 3 oder mehr Apikalzähnchen hat und einen kurzen, deutlichen Seitenast aufweist, daneben aber auch das amorphognathiforme Element in beiden Apparaten verschieden ist (BERGSTRÖM, 1971 a : 135).

Wie erwähnt, fehlen in unserem Material bestimmbare holodontiforme Elemente. Aus diesem Grunde können wir nicht endgültig entscheiden, zu welchem der beiden in Frage kommenden Multi-Elemente das hier behandelte Plattform-Element gehört. Nach den in den gleichen Proben gefundenen Plattformen neigen wir zur Annahme, darin eine Variante des Plattform-Elementes von *Amorphognathus ordovicicus* zu sehen (vgl. Taf. 1, Fig. 1—3).

„*Ambalodus*“ cf. *triangularis* BRANSON & MEHL

Taf. 3, Fig. 26—27

Vorkommen: Probe 73/Po 26, Cystoideenkalk, Oberordovizium.

Material: 2 Exemplare.

Beschreibung und Beziehung: Es handelt sich um prionodini-forme Elemente, die in der Aufsicht einen dreieckigen Grundriß haben, der dadurch zustande kommt, daß die Kanten des Hauptzahnes und ein Seitenast basal plattformartig verbreitet sind. Alle Äste tragen Zähnchen, doch ist ihre Zahl auf dem Hinterast wesentlich größer (5—8) als auf den Seitenästen (1—2). Die flache, ebene Basis umhüllt eine große, tiefe Basalhöhle, die die ganze Unterfläche ausfüllt und proximal etwa bis zur halben Zahnhöhe reicht. Der Basalhöhlenrand erscheint wulstartig verdickt. Zahn und Basalhöhlenwand sind glatt, der Übergang von den Zähnchen oder der Zahnreihe in die Kanten des Zahnes erfolgt allmählich. Im Gegensatz zum Hinterast und zum inneren Seitenast fällt der äußere, kurze Ast kaum auf; er trägt meist nur 1 Zähnchen, das apikal an der Außenseite des verdrehten Zahnes ein kurzes Stück zu verfolgen ist und sich nicht mit der Kante des Innenastes vereinigt.

Unsere beiden Formen stellen offensichtlich Varianten von „*Ambalodus*“ *triangularis* Br. & M. dar. Sie unterscheiden sich von charakteristischen Formen dieses Taxon durch die plattformartige Verbreiterung zwischen den Ästen, die hier im Gegensatz zu „*A.*“ *triangularis* eine Ebene bildet. Neigung, Größe und Bezählung sind dagegen von typischen Vertretern dieser Form nicht zu unterscheiden, weshalb wir trotz der guten Erhaltung keine Veranlassung sehen, ein neues Element in einem noch nicht beschriebenen Apparat von *Amorphognathus* BRANSON & MEHL zu vermuten.

Hamarodus sp.

Taf. 2, Fig. 15

Vorkommen: Gerichtsgraben-Gruppe, oberster Kalk unter dem Porphyroid; Oberordovizium.

Material: 2 Exemplare.

Bemerkungen: Zur neuen Form-Gattung *Hamarodus* werden von VIIRA, 1974, Einzahn-Typen gerechnet, die eine ausgeweitete Basis haben und deren Kanten an der Basis des Hauptzahnes Zähnchen tragen. Als Typus-Art gilt *Distomodus europaeus* SERPAGLI, die aber nach COOPER, 1975, nicht zum Apparat von *Distomodus* BRANSON & BRANSON gehören soll.

Unsere beiden Exemplare sind bezüglich der Bestimmungsmerkmale sehr schlecht erhalten und werden daher nur mit Vorbehalt zur Gattung *Hamarodus* gezählt. Nach der Form stimmt jedoch das auf Taf. 2, Fig. 15 abgebildete Exemplar mit der Gattungsdiagnose überein. Es weist scharfe Vorder- und Hinterkanten auf und hat stark konvexe Außenseiten, die weit nach unten gezogen sind.

Eine sichere Abtrennung zwischen „*Oistodus*“ cf. *breviconus* BRANSON & MEHL und *Hamarodus* sp. ist bei schlechter Erhaltung der erstgenannten Form nicht durchzuführen.

„*Hibbardella*“ *prima* (WALLISER)

Taf. 2, Fig. 9—11, 14, 21

Vorkommen: Gerichtsgraben-Gruppe, oberster Kalk unter dem Porphyroid; Oberordovizium.

Material: 17 Exemplare.

Bemerkungen: Unsere Formen stimmen mit den Beschreibungen bei WALLISER, 1964, und SERPAGLI, 1967, zwar weitgehend überein, zeigen jedoch — von diesen abweichend — kräftiger ausgebildete seitliche Flügel, die im oberen Drittel des Zahnes ansetzen und nach außen und unter die Basis gezogen sind (vgl. Taf. 2, Fig. 10). Der laterale Außengrat ist gekerbt, trägt aber keine Zähnchen. Der kurze Hinterast ist in charakteristischer Weise an seinem Ende nach unten gebogen und stets von 6 bis 8 seitlich zusammengepreßten Zähnchen besetzt. Die Basalhöhle hat einen dreieckigen Umriß und reicht nur kurz auf den Hinterast.

„*H.*“ *prima* wird durch Biegung und Ansatz des Hinterastes sowie der fehlenden lateralen Ausweitung der Basalhöhlenwand deutlich von „*H.*“ ? n. sp. abgegrenzt.

„*Hibbardella*“ ? n. sp.

Taf. 2, Fig. 7—8, 12—13, 17—20

Vorkommen: Gerichtsgraben-Gruppe, oberster Kalk unter dem Porphyroid; Oberordovizium.

Material: 8 Exemplare.

Beschreibung: Es handelt sich um mehr oder weniger symmetrische, hibbardelliforme Elemente eines nicht bekannten Multi-Elementes (s. u.). Der große Hauptzahn ist stark nach hinten geneigt; er hat im Mittelteil einen dreieckigen Querschnitt, wobei die Seitenkanten basal sehr kräftig werden können und von 1 bis 2 kurzen Zähnchen besetzt sein können (vgl. Taf. 2, Fig. 12, 13, 20). Der Hinterast mit meist geradlinig verlaufender Unterkante kann eine beträchtliche Länge erreichen und trägt engstehende, nach hinten geneigte Zähnchen. Ein auffallendes Merkmal ist die laterale Ausweitung der Basis, und zwar in der Form, daß der zwischen den kurzen Lateralästen und dem Hinterast liegende Raum von der lateral ausgeweiteten Basalhöhle eingenommen wird. Als Schlitz reicht die Basalhöhle bis nahe ans hintere Ende des Conodonten.

Unsere Form unterscheidet sich von der in der gleichen Probe auftretenden Formart „*H.*“ *prima* (WALLISER) durch den wesentlich längeren Hinterast, der meist eine gerade Unterkante aufweist und nicht wie bei „*H.*“ *prima* nach unten gebogen ist; ein weiteres Merkmal ist die laterale Ausweitung der Basalhöhle, die keine Gemeinsamkeit mit bereits bekannten Vertretern des gleichen Formgenus hat. Es fällt aber auf, daß die neue Formart in der gleichen Probe vorkommt, in der sehr zahlreich auch solche Formen gefunden werden konnten, die *Plectodina breviramea* (WALLISER) gleichen. Diese Formart ist ein ligonodini-formes Element innerhalb des Multi-Elementes *Plectodina* STAUFFER sensu BERGSTRÖM & SWEET, 1966. In Weiterführung der Überlegungen von BERG-

STRÖM & SWEET, 1966, über das Multi-Element *Plectodina* ? *posterocostata* n. sp. wäre es daher denkbar, daß zwischen unseren beiden Formarten *P. breviramea* und „*H.*“ ? n. sp. ein genetischer Zusammenhang besteht, in dem als „symmetry-transition-series“ beide Elemente in einem Apparat — *Plectodina* n. sp. — homologe Elemente zum hibbardelliformen und cordylodiformen (= ligonodiniformen) Element von *P. ? posterocostata* bilden könnten.

Microcoelodus asymmetricus BRANSON & MEHL ?

Taf. 1, Fig. 12, 13, 15—17, 21

Vorkommen: Gerichtsgraben-Gruppe, oberster Kalk unter dem Porphyroid; Oberordovizium.

Material: 2 Exemplare.

Beschreibung und Bemerkungen: Die Gattung *Microcoelodus* gehört zur Gruppe der fibrösen Conodonten. Nach der Originaldiagnose handelt es sich um Formen mit einem nach hinten geneigten, großen Zahn, der basal stark ausgeweitet ist. Der Basalteil kann sich in kurze, bezähnelte Lateraläste fortsetzen, die apikal in seitliche Carinae übergehen. Der Querschnitt des Hauptzahnes ist an der Hinterseite flach konvex.

Unsere beiden Exemplare stimmen mit der weitgefaßten Diagnose dieser Gattung am ehesten überein. Beide Formen haben deutlich nach hinten geneigte Hauptzähne, die von einer stark ausgehöhlten und \pm erweiterten Basis ausgehen. Die Conodonten sind asymmetrisch (nach LINDSTRÖM, 1964, handelt es sich um ligonodiniforme Elemente) und haben einen kurzen Seitenast, der von einem Zähnchen besetzt ist. Auf dem hinteren Teil der Basis kann gleichfalls ein Zähnchen sein oder es kommt hier zur Ausbildung einer verschmolzenen Zahnreihe (Fig. 17). Am Hauptzahn reichen laterale Carinae bis nahe an die Spitze des Conodonten.

„*Oistodus*“ cf. *breviconus* BRANSON & MEHL

Taf. 2, Fig. 39—40

Vorkommen: Gerichtsgraben-Gruppe, oberster Kalk unter dem Porphyroid; Oberordovizium.

Material: 15 Exemplare.

Bemerkungen: Unsere wenigen Exemplare aus den Kalken unter dem Porphyroid stimmen mit den Abbildungen und der Beschreibung der Erstautoren überein (vgl. BERGSTRÖM & SWEET, 1966). Unterschiede zu anderen Formarten zeigen sich besonders im basalen Bereich in Form der weit ausgedehnten Basalhöhle, die fast die gesamte Unterfläche ausfüllt. Der Zahn ist hingegen in der für diese Gruppe charakteristischen Weise lateral zusammengedrückt und \pm stark nach hinten geneigt. Ein weiteres wichtiges Merkmal ist der annähernd geradlinige Verlauf des Basisrandes. Dieses Merkmal ist auch für die Formart „*O.*“ *pseudorobustus* SERPAGLI typisch, von der unsere Form durch die in der Lateralansicht leicht konkave Basis-Hinterkante und einen breiteren Zahn unterschieden wird. Auch scheinen Basis und Zahn bei „*O.*“ cf. *breviconus* im Gegensatz zu „*O.*“ *pseudorobustus* in einer Ebene zu liegen.

„*Oistodus*“ cf. *pseudorobustus* SERPAGLI

Taf. 2, Fig. 26—27

Vorkommen: Gerichtsgraben-Gruppe, oberster Kalk unter dem Porphyroid; Oberordovizium.

Material: 6 Exemplare.

Bemerkungen: „*O.*“ *pseudorobustus* umfaßt nach SERPAGLI, 1967, Einzahn-Conodonten der Form-Gattung „*Oistodus*“, die asymmetrisch sind und eine große, nach hinten gezogene, in der Seitenansicht dreieckige Basalhöhle haben. In der Aufsicht ist der Zahn gegenüber der Basis verdreht.

Unsere wenigen Exemplare stimmen mit der Originalbeschreibung in Bezug auf den anterobasalen Winkel, Neigung des Zahnes und Größe der Basalhöhle überein, weichen aber im Verlauf des Basalrandes von typischen Formen ab. In dieser Hinsicht besteht eine Ähnlichkeit zu „*O.*“ *nevadensis* ETHINGTON & SCHUMACHER, doch kann eine Entscheidung über eine mögliche Synonymie erst nach Vorliegen eines größeren und besser erhaltenen Materials und dem Studium der Typen erfolgen.

„*Oistodus*“ n. sp.

Taf. 2, Fig. 31—32

Vorkommen: Gerichtsgraben-Gruppe, oberster Kalk unter dem Porphyroid; Oberordovizium.

Material: 15 Exemplare.

Beschreibung: Nach formtaxonomischen Merkmalen handelt es sich um Vertreter der Gattung „*Oistodus*“, die durch ihre stachelartig verlängerten Vorder- und Hinterenden an der Basis von allen bisher beschriebenen Formen abweichen. Die Unterseite der Basis ist zu einem schmalen Schlitz geöffnet, der wenig hinter dem Vorderende beginnt und bis zum Hinterende reicht. Der Basisrand hat in der für „*Oistodus*“ charakteristischen Form einen geschwungenen Verlauf. Ebenfalls geschwungen ist der seitlich zusammengedrückte Zahn, der sich im unteren Teil an die Basalhöhle anschmiegt und erst apikal eine freie, nach hinten weisende Spitze aufweist. Auch in diesem Merkmal unterscheiden sich die zur Verfügung stehenden Formen von allen bisher beschriebenen oistodiformen Elementen: „*O.*“ *abundans* BRANSON & MEHL hat gleichfalls spitz ausgezogene Basisenden, doch ist die Basis kleiner und der Zahnverlauf weicht von unseren Formen ab; „*O.*“ *niger* und „*O.*“ *rhodesi* SERPAGLI haben zwar Ähnlichkeiten mit dem Basisrand unserer Formen, doch fehlen die Fortsätze und der Zahn weist nicht in der Weise nach hinten, wie bei unserem Material; „*O.*“ *robustus* BERGSTRÖM hat ein ähnliches Zahn-Vorderende, doch sind die Unterschiede im Bau der Basis und in der Zahnneigung offensichtlich; ähnliche Feststellungen können auch im Vergleich mit unterordovizischen Vertretern der Form-Gattung „*Oistodus*“ gemacht werden (LINDSTRÖM, 1955), z. B. „*O.*“ *linguatus* oder „*O.*“ *longiramis* LINDSTRÖM.

Oistodiforme Elemente werden von LINDSTRÖM, 1971, als Teile von Apparaten erkannt, die gemeinsam mit drepanodiformen Elementen die Drepanodus- und Paltodus-Gruppe zusammensetzen. Sie sind auf die Gattungen *Drepanodus* PAN-

DER, *Drepanoistodus* LINDSTRÖM, *Paltodus* PANDER und *Paroistodus* LINDSTRÖM verteilt. Auf Grund der mehrfach beschriebenen Verhältnisse unseres Materials ist es nicht möglich, unsere Taxa einer der genannten natürlichen Gattungen beizuzuordnen (vgl. S. 266).

Literatur

- ALDRIDGE, R. J.: Llandovery Conodonts from the Welsh Borderland. — Bull. Br. Mus. Nat. Hist. (Geol.), 22/2, 125—231, London 1972.
- AL-HASANI, N., & MOSTLER, H.: Zur Geologie der Spießnägel südlich Kirchberg (Nördliche Grauwackenzone, Tirol). — Veröff. Univ. Innsbruck, 9, Alpenkd. Stud. V, 1—26, Innsbruck 1969.
- ANGEL, F.: Unser Erzberg. — Mitt. naturw. Ver. Stmk., 75, 227—321, Graz 1939.
- BAUER, K. F., LOACKER, H., & MOSTLER, H.: Geologisch-tektonische Übersicht des Unterpinzgaues, Salzburg. — Veröff. Univ. Innsbruck, 13, 30 S., Innsbruck 1969.
- BERGSTRÖM, S. M.: Remarks on some Ordovician conodont faunas from Wales. — Acta Univ. Lundensis, Sect. II, No. 3, 1—67, Lund 1964.
- BERGSTRÖM, S. M.: Conodont Biostratigraphy of the Middle and Upper Ordovician of Europe and Eastern North America. — Geol. Soc. Amer., Mem. 127, 83—157, Boulder 1971 (1971 a).
- BERGSTRÖM, S. M.: Correlation of the North Atlantic Middle and Upper Ordovician conodont zonation with the graptolite succession. — Mem. B. R. G. M., 73, 177—187, Orsay 1971 (1971 b).
- BERGSTRÖM, S. M.: Correlation of the late Lasnamägia Stage (Middle Ordovician) with the graptolite succession. — GFF Geol. För. Stockholm Förh., 95, 9—18, Stockholm 1973.
- BERGSTRÖM, S. M., & BARNES, C. R.: Remarks on the Conodont Biostratigraphy in the Uppermost Ordovician and Lowermost Silurian. — Rept. No. 9, Ordov.-Silurian Boundary Working Group (Ed. R. B. RICKARDS & L. R. M. COCKS), London 1976.
- BERGSTRÖM, S. M. & SWEET, W. C.: Conodonts from the Lexington Limestone (Middle Ordovician) of Kentucky and its lateral equivalents in Ohio and Indiana. — Bull. Amer. Paleont., 50, 271—441, Ithaca, N. Y. 1966.
- COCKS, L. R. M., & PRICE, D.: The biostratigraphy of the upper Ordovician and lower Silurian of south-west Dyfed, with comments on the Hirnantia fauna. — Palaeontology, 18, 1975, 703—724, London 1975.
- COOPER, B. J.: Multielement conodonts from the Brassfield Limestone (Silurian) of southern Ohio. — J. Paleont., 49, 984—1008, Tulsa 1975.
- CORNELIUS, H. P.: Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich, 1 : 75.000, Blatt Mürz-zuschlag. — Geol. B.-A., Wien 1936.
- CORNELIUS, H. P.: Gesteine und Tektonik der nordalpinen Grauwackenzone, vom Alpenstrand bis zum Aflenzer Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 42/43, 1—234, Wien 1952.
- EMMANUILIDIS, G., & MOSTLER, H.: Zur Geologie des Kitzbüheler Horns und seiner Umgebung mit einem Beitrag über die Barytvererzung des Spielbergdolomites. — Festbd. 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, 547—569, Innsbruck 1970.
- EPSTEIN, A. G., EPSTEIN, J. B., & HARRIS, L. D.: Conodont color alteration — an index to organic metamorphism. — U. S. G. S. Open-file report 75—379, 54 S., Washington 1975.
- FLAJS, G.: Zum Alter des Blasseneck-Porphyroids bei Eisenerz (Steiermark, Österreich). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1964, 368—378, Stuttgart 1964.
- FLAJS, G.: Conodontenstratigraphische Untersuchungen im Raum von Eisenerz, Nördliche Grauwackenzone. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 59, 157—218, Wien 1967 (1967 a).
- FLAJS, G.: Ergänzende Bemerkungen zur Einstufung des Blasseneck-Porphyroids bei Eisenerz. — Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., 1967, 127—132, Wien 1967 (1967 b).
- FLAJS, G., FLÜGEL, H., & HASLER, S.: Bericht über stratigraphische Untersuchungen im ostalpinen Altpaläozoikum im Jahre 1962. — Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., 1963, 125—127, Wien 1963.
- FLAJS, G., & SCHÖNLAUB, H. P.: Bemerkungen zur Geologie um Radmer (Nördliche Grauwackenzone, Steiermark). — Verh. Geol. B.-A., 1973, 245—254, Wien 1973.

- FLÜGEL, H. W., & SCHÖNLAUB, H. P.: Geleitworte zur stratigraphischen Tabelle des Paläozoikums von Österreich. — Verh. Geol. B.-A., 1972, 187—198, Wien 1972.
- HABERFELNER, E.: Die Geologie des Eisenerzer Reichenstein und des Polster. — Mitt. Abt. Bergbau Landesmus. Joanneum, 2, 1—32, Graz 1935.
- HABERFELNER, E.: Die Geologie der österreichischen Erzlagerstätten. — Z. Berg-, Hütten- und Salinenwesen, 85, 226—240, Berlin 1937.
- HABERFELNER, E., & HERITSCH, F.: Graptolithen aus dem Weiritzgraben bei Eisenerz. — Verh. Geol. B.-A., 1932, 81—89, Wien 1932.
- HAVLICEK, V., & MAREK, L.: Bohemian Ordovician and its international correlation. — Cas. Mineral. Geol., 18, 225—232, Praha 1973.
- HERITSCH, F.: Über einen neuen Fund von Versteinerungen in der Grauwackenzone der Obersteiermark. — Mitt. naturw. Ver. Stmk., 44, 20—33, Graz 1907.
- HERITSCH, F.: Geologisches aus der Gegend des Eisenerzer Reichensteins. — Mitt. naturw. Ver. Stmk., 47, 102—107, Graz 1910.
- HERITSCH, F.: Caradoc im Gebiet von Eisenerz in Obersteiermark. — Verh. Geol. B.-A., 1927, 66—68, Wien 1927 (1927 a).
- HERITSCH, F.: Eine Koralle aus der Vordernberger Mauer in Obersteiermark. — Verh. Geol. B.-A., 1927, 68, Wien 1927 (1927 b).
- HERITSCH, F.: Graptolithen aus dem Sauerbrunngraben bei Eisenerz. — Verh. Geol. B.-A., 1931, 230—235, Wien 1931 (1931 a).
- HERITSCH, F.: Versteinerungen vom Erzberg bei Eisenerz. — Jb. Geol. B.-A., 81, 111—142, Wien 1931 (1931 b).
- HIESSLEITNER, G.: Zur Geologie der Umgebung des Steirischen Erzberges. — Jb. Geol. B.-A., 79, 203—240, Wien 1929.
- HIESSLEITNER, G.: Zur Geologie der erzführenden Grauwackenzone von Radmer bei Hieflau. — Jb. Geol. B.-A., 81, 49—80, Wien 1931.
- INGHAM, J. K., & WRIGHT, A. D.: The North of England. In: A Correlation of Ordovician rocks in the British Isles. — Geol. Soc. Spec. Rept. No. 3, 43—49, London 1972.
- JAEGER, H.: Kritische Bemerkungen zu einigen Angaben über Graptolithenfunde in den Ostalpen. — Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., 1969, 173—177, Wien 1969.
- JAEGER, H.: Das Silur und Unterdevon vom thüringischen Typ in Sardinien und seine regional-geologische Bedeutung. — Nova Acta Leopoldina, 213—238, Halle 1976 (in Druck).
- JAEGER, H., HAVLICEK, V., & SCHÖNLAUB, H. P.: Biostratigraphie der Ordovizium/Silur-Grenze in den Südalpen — Ein Beitrag zur Diskussion um die Hirnantia-Fauna. — Verh. Geol. B.-A., 1975, 271—289, Wien 1975.
- KLAPPER, G., & PHILIP, G. M.: Devonian conodont apparatuses and their vicarious skeletal elements. — Lethaia, 4, 429—452, Oslo 1971.
- LAFFITTE, R. et al.: Internationale Übereinkunft über die Grundlagen der Stratigraphie. — Abh. mathem.-naturwiss. Kl., Akad. Wiss. u. Literatur, 1972, No. 1, 24 S., Mainz 1972.
- LESPERANCE, P. J.: The Hirnantian fauna of the Percé area (Quebec) and the Ordovician-Silurian boundary. — Amer. J. Sci., 274, 10—30, New Haven 1974.
- LINDSTRÖM, M.: Conodonts from the lowermost Ordovician strata of South-Central Sweden. — GFF Geol. För. Stockholm Förh., 76, 517—604, Stockholm 1955.
- LINDSTRÖM, M.: Conodonts. — Elsevier Publishing Co., 196 S., Amsterdam 1964.
- LINDSTRÖM, M.: Lower Ordovician conodonts of Europe. — Geol. Soc. Amer., Mem. 127, 21—61, Boulder 1971.
- MAVRIDIS, A., & MOSTLER, H.: Zur Geologie der Umgebung des Spielberghorns mit einem Beitrag über die Magnesitvererzung (Nördliche Grauwackenzone, Tirol-Salzburg). — Festbd. 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, 523—546, Innsbruck 1970.
- METZ, K.: Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben. — Mitt. Reichsstelle f. Bodenforsch., 1940, (Jb. Geol. B.-A.), 161—220, Wien 1940.
- METZ, K.: Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 44, 1—84, Wien 1953.
- MOSTLER, H.: Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 18, 1967, 89—150, Wien 1968.

- MOSTLER, H.: Struktureller Wandel und Ursachen der Faziesdifferenzierung an der Ordoviz/Silur-Grenze in der Nördlichen Grauwackenzone (Österreich). — Festbd. 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, 507—522, Innsbruck 1970.
- MÜLLER, K. J., & NOGAMI, Y. N.: Über den Feinbau der Conodonten. — Mem. Fac. Sc., Kyoto Univ., Ser. Geol. u. Mineral., 38, 87 S., Kyoto 1971.
- OESTREICH, K.: Ein alpines Längstal zur Tertiärzeit. — Jb. Geol. R.-A., 49, 165—212, Wien 1899.
- PANTZ, V. I. R. v., & ATZL, A. J.: Versuch einer Beschreibung der vorzüglichsten Berg- und Hüttenwerke des Herzogthumes Steyermark. — 347 S., 4 Taf., Wien 1814.
- PHILIP, G. M., & McDONALD, L.: A provisional phylogeny for some reconstructed Late Devonian Polygnathid conodont apparatuses. — Alcheringa, 1, 97—107, Sydney 1975.
- REDLICH, K. A.: Der Erzzug Vordernberg-Johnsbachtal. I. Eisenerz. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 15, 207—262, Wien 1923.
- RHODES, F. H. T.: The conodont fauna of the Keisley limestone. — Quart. J. Geol. Soc. London, 111, 117—140, London 1955.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Das Paläozoikum zwischen Bischofalm und Hohem Trieb (Zentrale Karnische Alpen). — Jb. Geol. B.-A., 112, 265—320, Wien 1969.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Palaeo-Environmental studies at the Ordovician/Silurian boundary in the Carnic Alps. — Mem. B. R. G. M., 73, 367—376, 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, Marburg 1971 (1971 b).
- SCHÖNLAUB, H. P.: Conodonten aus dem Llandovery der Westkarawanken (Österreich). — Verh. Geol. B.-A., 1975, 45—65, Wien 1975.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Bericht 1976 über Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone (Blätter 132, Trofaiach und 131, Kalwang). — Verh. Geol. B.-A., 1976, Wien 1976 (in Druck).
- SCHÖNLAUB, H. P., & FLAJS, G.: Aufnahmsberichte 1975, Blatt 101, Eisenerz, Blatt 131, Kalwang, Blatt 132, Trofaiach. — Verh. Geol. B.-A., 1975, A 75—A 76, A 89, A 90, Wien 1975.
- SCHÖNLAUB, H. P., & ZEZULA, G.: Silur-Conodonten aus einer Phyllonitzone im Muralpen-Kristallin (Lungau/Salzburg). — Verh. Geol. B.-A., 1975, 253—269, Wien 1975.
- SCHÖNLAUB, H. P., EXNER, Ch., & NOWOTNY, A.: Das Altpaläozoikum des Katschberges und seiner Umgebung (Österreich). — Verh. Geol. B.-A., 1976, Wien 1976 (in Druck).
- SCHOUFFÉ, A.: Archaeocyathacea in einer Caradocfauna der Grauwackenzone der Ostalpen. — N. Jb. Min. Geol. Paläont., Abh., 91, 193—232, Stuttgart 1950.
- SERFAGLI, E.: I conodonti dell'Ordoviciano Superiore (Ashgilliano) delle Alpi Carniche. — Boll. Soc. Paleont. Italiana, 6, 30—111, Modena 1967.
- SPARKS, R. S. J., SELF, S., & WALKER, G. P. L.: Products of Ignimbrite Eruptions. — Geology, 1, 115—118, Boulder 1973.
- SPENGLER, E.: Über die Tektonik der Grauwackenzone südlich der Hochschwabgruppe (mit einem petrographischen Beitrag von H. P. CORNELIUS). — Verh. Geol. B.-A. Wien, 1926, 127—143, 6 Abb., Wien 1926.
- SPENGLER, E., & STINY, J.: Geologische Spezialkarte Österreichs, Bl. Eisenerz, Wildalpe und Aflenz, mit Erläuterungen. — Geol. B.-A., Wien 1926.
- STUR, D.: Vorkommen obersilurischer Petrefacte am Erzberg und in dessen Umgebung bei Eisenerz in Steiermark. — Jb. Geol. R.-A., 15, 267—277, Wien 1865 (1865 a).
- STUR, D.: Petrefacten aus den silurischen Kalken von Eisenerz, eingesendet von Herrn J. HABERFELNER. — Jb. Geol. R.-A., 15, 260—261, Wien 1865 (1865 b).
- STUR, D.: Weitere Petrefacten, gesammelt von Herrn J. HABERFELNER. — Jb. Geol. R.-A., 15, 261, Wien 1865 (1865 c).
- STUR, D.: Petrefacte von Liptsche, Bregenz und Eisenerz. — Jb. Geol. R.-A., 16, 58—59, Wien 1866 (1866 a).
- STUR, D.: Neue Funde von Petrefacten am Erzberge von Eisenerz. — Jb. Geol. R.-A., 16, 137—138, Wien 1866 (1866 b).
- STUR, D.: Geologie der Steiermark. — 654 S., Graz 1871.
- SWEET, W. C., & BERGSTRÖM, S. M.: The generic concept in conodont taxonomy. — Proc. North American Paleontological Convention, 1969, 157—173, Lawrence 1970.

- VIIIRA, V.: Ordovician conodonts of the East Baltic. — Eesti NSV Tead. Akad. Geol. Inst., 142 S., Tallinn 1974.
- WALLISER, O. H.: Conodonten des Silurs. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 41, 106 S., Wiesbaden 1964.
- WILLIAMS, A.: Introduction and general aspects of correlation. In: A correlation of Ordovician rocks in the British Isles. — Geol. Soc. Spec. Rept. No. 3, 1—14, London 1972.
- ZIEGLER, W.: Conodont stratigraphy of the European Devonian. — Geol. Soc. Amer., Mem. 127, 227—284, Boulder 1971.
- ZIEGLER, W.: Über devonische Conodonten-Apparate. — Geologica et Palaeontologica, SB 1, 91—96, Marburg 1972.
- ZIEGLER, W.: *Icriodus eolatericrescens*. In: Catalogue of conodonts II (Ed. W. ZIEGLER), 107—108. — E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (NÄGELE & OBERMILLER), Stuttgart 1975.
- ZIEGLER, W., & LINDSTRÖM, M.: Fortschrittsbericht Conodonten. — Paläont. Z., 49, 565—598, Stuttgart 1975.

Manuskript eingereicht im März 1976

TAFEL 1

Conodonten aus der Gerichtsgraben-Gruppe, oberster Kalk unter dem Porphyroid;
Oberordovizium.

Fig. 5: Cystoideenkalk, Oberordovizium.

- Fig. 1: *Amorphognathus* cf. *ordovicicus* BRANSON & MEHL; Aufsicht eines Bruchstücks; 82 ×.
- Fig. 2—3: *Amorphognathus* cf. *ordovicicus* BRANSON & MEHL; Seitenansicht und Aufsicht eines nahezu vollständig erhaltenen Exemplars des "non-blade-types"; 50 ×.
- Fig. 4: *Amorphognathus* sp. A; Aufsicht des vollständigen Exemplars; Vorderast ("blade-type") rechts oben, breiter Hinterast links und verschiedene lange Seitenäste unten; die Form ist in der Seitenansicht mäßig gekrümmt; 50 ×.
- Fig. 5: *Amorphognathus* cf. *ordovicicus* BRANSON & MEHL ?; Aufsicht eines Fragmentes, vermutlich eines amorphognathiformen Elementes; die beiden Lappen könnten der Hinterast und ein kurzer Seitenast des genannten Taxons sein; Probe 73/Po 25, Cystoideenkalk, Ashgill; 45 ×.
- Fig. 6: Gen. et sp. indet.; Rest eines Plattform-Elements, vermutlich von *Amorphognathus*; der breite, flache Lappen trägt isoliert stehende, kurze Zähnen und ist an der nicht beschädigten Seite von niederen Rippen, die senkrecht zur Zahnreihe verlaufen, bedeckt; 50 ×.
- Fig. 7—11: „*Ambalodus*“ *triangularis* BRANSON & MEHL; charakteristische Varianten mit unterschiedlicher Erhaltung, in der Regel mit grober, z. T. rekristallisierter Oberfläche, die die Zähnen und die laterale Leiste erfaßt; 45 ×.
- Fig. 12—13, 15—17, 21: *Microcoelodus asymmetricus* BRANSON & MEHL?
Fig. 12—13: Schrägansicht zeigt deutlich die laterale Verbreiterung des Zahnes und zwei isoliert stehende Zähnen; der Vorderrand des Zahnes ist basal nach unten gezogen; ca. 90 ×;
Fig. 15—17, 21: Lateral-, Vorder- und Unteransicht eines zweiten Exemplars zeigt besonders in Fig. 21 asymmetrischen Basalteil; diese Form ist vorwiegend am Zahn durch Risse beschädigt; ca. 90 ×.
- Fig. 18: „*Cordylodus*“ *aculeatus* (STAUFFER); Schrägansicht zeigt Basalhöhlenwand, die auf die Äste ausgedehnt ist; 85 ×.
- Fig. 14: Gen. et sp. indet; vermutlich ein Einzahn, der aber deformiert und überkrustet ist und einen extremen Erhaltungszustand darstellt; 85 ×.
- Fig. 19: „*Cordylodus*“ sp.; cordylodiformes Element mit stark überwachsener Basishöhle und rekristallisiertem Hinterast; 85 ×.
- Fig. 20, 22—23: „*Keislognathus*“ *gracilis* RHODES; Vorderansicht und Ansicht schräg von unten; das einzige Exemplar ist am Zahn beschädigt, zeigt jedoch trotz grober Oberfläche klar die Äste und deren Bezählung; in Fig. 22 kommt besonders der asymmetrische Bau zum Ausdruck; 85 ×.
- Fig. 24—25: „*Cordylodus*“ *delicatus* BRANSON & MEHL; Lateralansicht von zwei charakteristischen, stark rekristallisierten cordylodiformen Elementen, deren Zähnen auf den Hinterästen stark verwachsen bzw. vernichtet sind; 85 ×.
- Fig. 26—27: *Belodella erecta* (RHODES & DINELY); Lateralansicht von zwei durch Risse und Korrosion beschädigte Formen, die jedoch noch deutlich den Ansatz der Zähnen auf der Hinterkante erkennen lassen; 85 ×.
- Fig. 28—29: „*Drepanodus*“ *altipes* HENNINGSMOEN; 45 ×.
- Fig. 30: *Aodus similis* RHODES; Lateralansicht eines relativ gut erhaltenen Exemplars; 45 ×.
- Fig. 31, 36: „*Scandodus*“ *zermulaensis* SERPAGLI ?; Lateralansicht offensichtlich deformierter Exemplare, besonders Fig. 36; die fragliche Zuordnung zu typischen Formen ergibt sich durch die Kerbung des Hinterrandes in Fig. 36, die SERPAGLI, 1967, nicht erwähnt; beide abgebildeten Exemplare sind verdreht; 45 ×.
- Fig. 32—33: „*Drepanodus*“ *cavus* WEBERS; die Zuordnung von Fig. 32 ist auf Grund der nicht vollständig erhaltenen Basis fraglich; 45 ×.
- Fig. 34—35: *Aodus curvatus* BRANSON & BRANSON; zwei relativ gut erhaltene Formen, die nur schwach deformiert sind (Fig. 35); Fig. 34: 45 ×, Fig. 35: 90 ×.



TAFEL 2

Conodonten aus der Gerichtsgraben-Gruppe, oberster Kalk unter dem Porphyroid;
Oberordovizium.

- Fig. 1—4: *Plectodina brevivamea* (WALLISER); Lateralansichten charakteristischer Exemplare mit unterschiedlichem Erhaltungszustand; 85 ×.
- Fig. 5—6: „*Hibbardella*“ cf. *diminuta* (RHODES); Fig. 5: Vorderansicht; 85 ×;
Fig. 6: Schrägansicht von vorne; deutlich ist verlängerter Lateralast zu erkennen; 85 ×.
- Fig. 7—8, 12—13, 17—20: „*Hibbardella*“ n. sp.; insgesamt sind vier Individuen abgebildet (7+8, 12+13, 17—19, 20); charakteristisch ist das in Fig. 12—13 dargestellte Exemplar, das den symmetrischen Bau und die seitliche Bezahnung bzw. den langen Hinterast am besten wiedergibt; Vergr. jeweils 85 ×.
- Fig. 9—11, 14, 21: „*Hibbardella*“ *prima* (WALLISER); Fig. 9: Seitenansicht; Fig. 10: Ansicht von hinten; Fig. 11: Ansicht schräg von vorne; Fig. 14: Ansicht von unten; Fig. 21: Seitenansicht des selben Exemplars; die Abbildungen, besonders Fig. 10, zeigen deutlich die lateral am Zahn ansetzenden Flügeln, die undeutliche Einkerbungen erkennen lassen und dadurch deutlich von „*H.*“ n. sp. abzugrenzen sind (vgl. auch das Fehlen der basalen Ausweitung); Vergr. jeweils 85 ×.
- Fig. 15: *Hamarodus* sp.; Ansicht schräg von vorne oben; 45 ×.
- Fig. 16: *Aodus similis* RHODES; (vgl. Taf. 1, Fig. 30); Form mit stark nach hinten gebogener Zahnschuppe; 45 ×.
- Fig. 22: „*Drepanodus*“ sp.; Exemplar mit unvollständig erhaltener Basis; 45 ×.
- Fig. 23: *Aodus similis* RHODES; Spitze abgebrochen; diese kaum nach hinten geneigte Form ist für unser Material typisch; 45 ×.
- Fig. 24—25: *Panderodus compressus* (BRANSON & MEHL); beide Exemplare sind relativ gut erhalten und weisen noch arttypische Vorder- und Hinterränder auf, die Oberfläche ist allerdings schwach rekristallisiert; 45 ×.
- Fig. 26—27: „*Oistodus*“ cf. *pseudorobustus* SERPAGLI; beide Exemplare sind entweder beschädigt oder stark rekristallisiert, besonders Fig. 26, die kaum den anterobasalen Winkel erkennen läßt; Fig. 27 ist hingegen am Zahn stark korrodiert; 85 ×.
- Fig. 28—29: *Aodus trigonius* (SCHOFF); besonders Fig. 28 zeigt den dreieckigen Basis-Querschnitt; 45 ×.
- Fig. 30: *Panderodus gracilis* (BRANSON & MEHL); fragmentarisches Exemplar; 85 ×.
- Fig. 31—32: „*Oistodus*“ n. sp.; die beiden abgebildeten Formen sind sehr charakteristisch, auch wenn die Zahnschuppen fehlen; in der Lateralansicht fallen der lange Vorder- und der ausgezogene Hinterteil der Basalhöhle auf, die meistens heller sind (= dünner?) als die graue Basalhöhlenwand oder der zentrale Zahnteil; Fig. 31: 85 ×, Fig. 32: 45 ×.
- Fig. 33—34: *Panderodus uncostatus* (BRANSON & MEHL); wenig deformierte Formen, wie die abgebildeten, sind sehr selten; in der Lateralansicht sind deutlich die Längsfurchen bzw. der gerundete Vorderrand zu erkennen (Fig. 34); Fig. 33: 85 ×, Fig. 34: 45 ×.
- Fig. 35: „*Oistodus*“ sp.; extrem schlechte Erhaltung eines oistoidiformen Elements („*Oistodus*“ *curvatus* BRANSON & MEHL ?); 85 ×.
- Fig. 36: „*Oistodus*“ cf. *niger* SERPAGLI; Basis und Zahnschuppe sind gegeneinander verdreht, die schlanke Basis weist einen leicht geschwungenen Basisrand auf; 85 ×.
- Fig. 37: „*Acontiodus*“ *procerus* (ETHINGTON); der charakteristische Querschnitt kommt besonders im oberen Zahndrittel zum Ausdruck; die Form ist nicht deformiert, wohl aber stark rekristallisiert; 85 ×.
- Fig. 38: „*Acontiodus*“ cf. *alveolaris* (STAUFFER); das abgebildete Einzelindividuum weist auf der Zahnhinterseite die zweigeteilte Kante als artspezifisches Merkmal auf; sekundär ist der Zahn von Rissen durchsetzt; 85 ×.
- Fig. 39—40: „*Oistodus*“ cf. *breviconus* BRANSON & MEHL; charakteristisches Merkmal ist die große Basalhöhle und der seitlich zusammengedrückte Zahn; die nicht sichere Zuordnung geht auf den Erhaltungszustand zurück, da eine sekundäre Vernichtung von Zähnen am hinteren Teil der Basis für möglich gehalten wird; 45 ×.

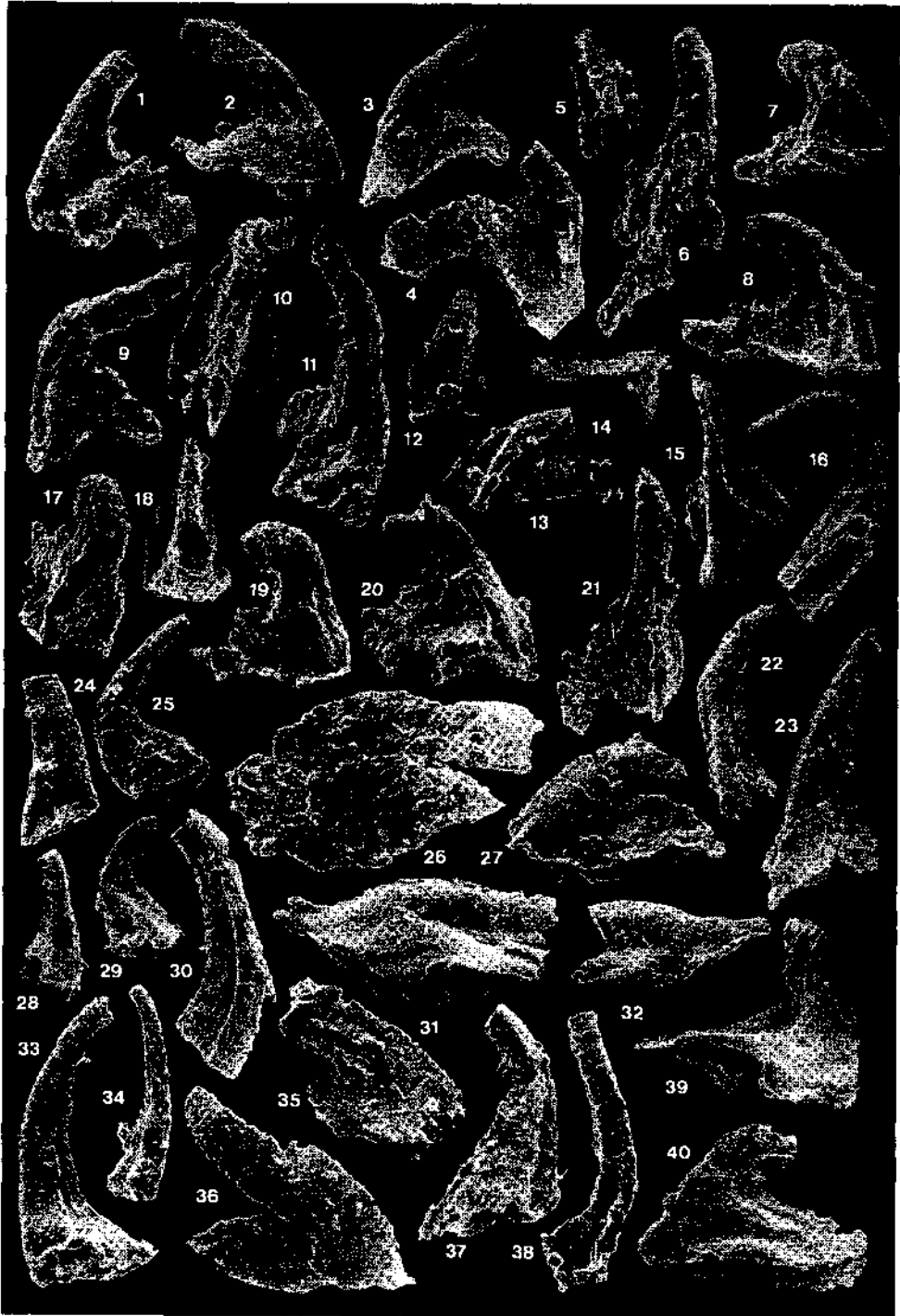
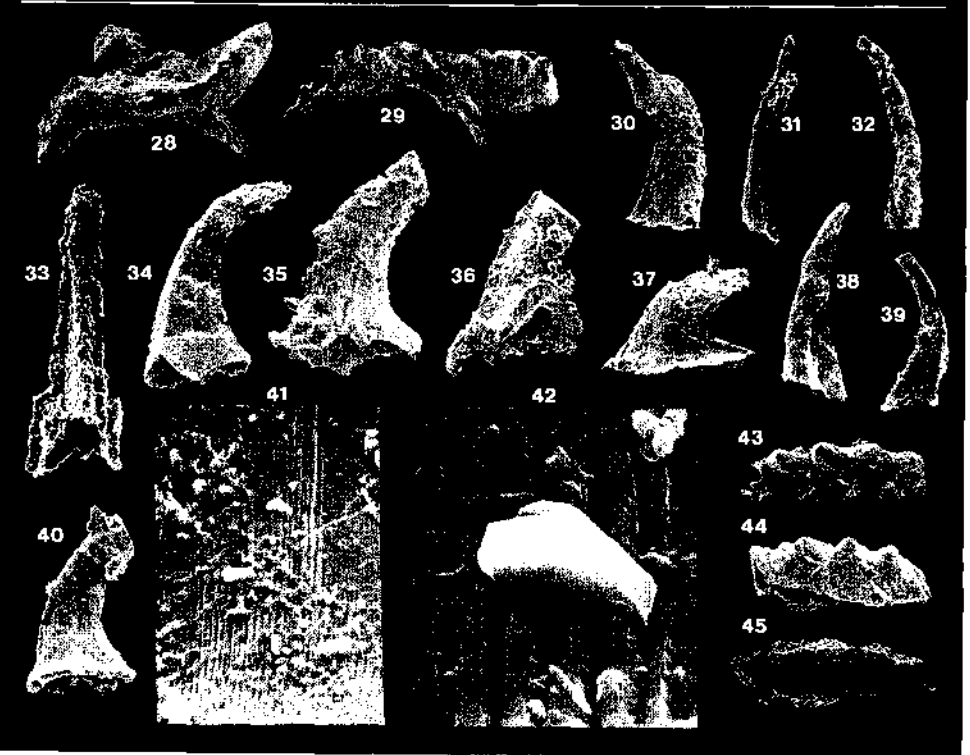
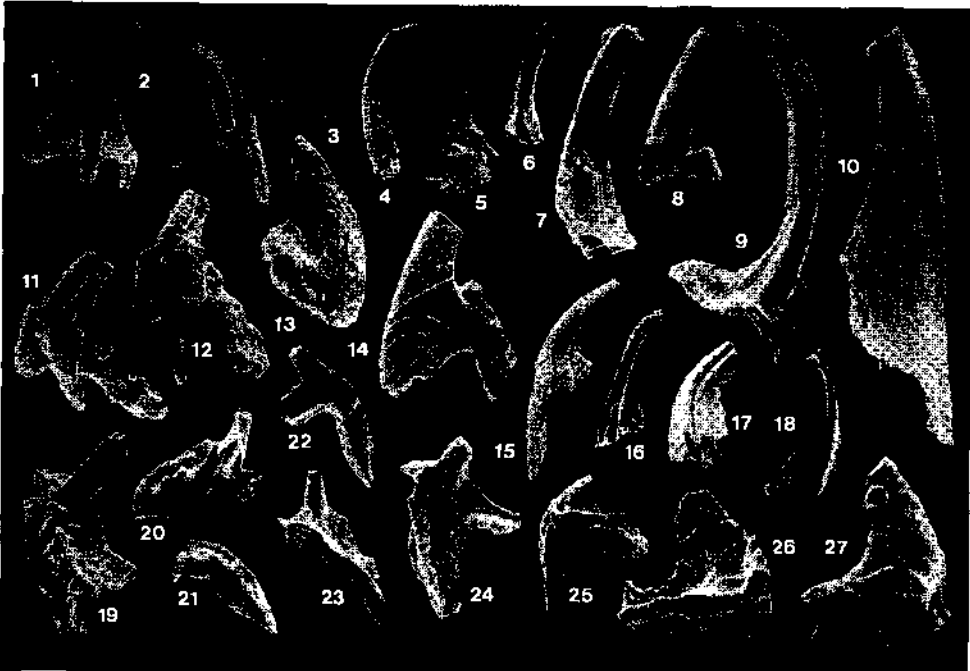


Fig. 1—27: Conodonten aus dem Cystoideenkalk; Ashgill.

Fig. 28—45: Llandovery-Conodonten des Profils über dem Knappensteig.

- Fig. 1—3: „*Keislognathus*“ cf. *simplex* ETHINGTON; Fig. 1 + 3 sind das gleiche Exemplar in Lateralansicht bzw. Aufsicht; Fig. 2 zeigt deutlich die Asymmetrie der Lateraläste; einheitliche Vergr. 85 ×.
- Fig. 4: *Panderodus unicostatus* (BRANSON & MEHL); Exemplar mit Längsstreifen und deutlicher Längsfurche; 45 ×.
- Fig. 5—7: „*Scandodus*“ *zermulaensis* SERPAGLI; Fig. 5, 6: 45 ×; Fig. 7: 85 ×.
- Fig. 8: „*Drepanodus*“ *amplissimus* SERPAGLI; 45 ×.
- Fig. 9: *Protopanderodus insculptus* (BRANSON & MEHL); 85 ×.
- Fig. 10: „*Drepanodus*“ sp.; Form mit abgebrochener Basis, jedoch ausgezeichnet erhaltener Längsstreifung und scharfen Kanten; 85 ×.
- Fig. 11—12: *Tetraprioniodus* cf. *superbus* (RHODES); schräge Lateralansicht eines Exemplars, bei dem die Zahnreihe des Hinterastes vernichtet wurde; 85 ×.
- Fig. 13: „*Oistodus*“ *rhodesi* SERPAGLI; oistodiformes Element, in dem die hinteren Teile der Basalhöhle fehlen; 45 ×.
- Fig. 14: *Plectodina breviramea* (WALLISER); charakteristisches ligonodiniformes Element, abgebildet mit der Außenseite (vgl. Taf. 2, Fig. 3); 85 ×.
- Fig. 15: „*Ligonodina*“ *delicata* (BRANSON & MEHL)?; das Fragment erlaubt keine sichere Zuweisung; 45 ×.
- Fig. 16: „*Acontiodus*“ *procervus* (ETHINGTON); Lateralansicht des stark verdrehten Einzel-exemplars; 45 ×.
- Fig. 17—18: *Walliserodus debolti* (REXROAD); 45 ×.
- Fig. 19: Bruchstück eines amorphognathiformen Elements, vermutlich von *Amorphognathus ordovicicus* BRANSON & MEHL mit aufgewachsenem Quarz; 62 ×.
- Fig. 20—25: „*Ambalodus*“ *triangularis* BRANSON & MEHL; die 5 abgebildeten Exemplare stellen annähernd die Variationsbreite im Cystoideenkalk dar (vgl. Taf. 1, Fig. 7—11); einheitliche Vergr. 45 × mit Ausnahme von Fig. 24: 85 ×.
- Fig. 26—27: „*Ambalodus*“ cf. *triangularis* BRANSON & MEHL; abweichend von den o. a. Formen sind die flache Basis und kurze seitliche Äste; Fig. 27 ist fragmentär; 85 ×.
- Fig. 28—29: *Icriodina* cf. *stenolophata* REXROAD; sehr beschädigtes Exemplar in Auf- und Lateralansicht zeigt deutlich 4 Äste, doch ist die Bezeichnung großteils vernichtet; Probe 73/Po 28 (außerhalb des Profils); 45 ×.
- Fig. 30, 32: *Panderodus* sp.; Beispiele beschädigter und überkrusteter Conodonten (Limonitüberzüge) bzw. mit möglicher Bruch-Verheilung (Fig. 30; vgl. MÜLLER & NOGAMI, 1971, Taf. 20, Fig. 4); Probe 73/Po 44; 45 ×.
- Fig. 31: *Panderodus unicostatus* (BRANSON & MEHL); Probe 73/Po 45; 45 ×.
- Fig. 33: „*Hibbardella*“ cf. *brevialata* (WALLISER); stark überkrusteter Exemplar in Hinteransicht; Probe 73/Po 28 (außerhalb des Profils); 45 ×.
- Fig. 34—35: *Panderodus* sp.; beide Exemplare haben gerundete Vorderränder, eine große, im Querschnitt rundliche Basishöhle, undeutliche und mehr gegen den Vorder-rand zu gelegene Costae und subgerundete Hinterränder; Fig. 34: Probe 73/Po 45, Fig. 35: 73/Po 28; 45 ×.
- Fig. 36: „*Distomodius*“ *kentuckyensis* BRANSON & BRANSON; Oberfläche durch Sekundär-wachstum vergrößert; Probe 73/Po 46; 45 ×.
- Fig. 37: *Acodus* cf. *mutatus* (BRANSON & MEHL); Probe 73/Po 28; 45 ×.
- Fig. 38—39: *Panderodus unicostatus* (BRANSON & MEHL); Fig. 38: Probe 73/Po 45, Fig. 39: Probe 73/Po 44; 45 ×.
- Fig. 40—42: *Panderodus* cf. *simplex* (BRANSON & MEHL); das abgebildete Einzelexemplar aus Probe 73/Po 46 ist lateral stark zusammengedrückt und hat scharfe Vorder- und Hinterränder; unter starker Vergrößerung wird die Feinstreifung der Oberfläche sichtbar; neugebildete, tafelige Apatitkriställchen wachsen ± senkrecht zur Richtung der Streifung; Fig. 40: 45 ×, Fig. 41: Detail der Oberfläche, 450 ×; Fig. 42: Detail der oberen Hälfte von Fig. 41, 2750 ×.
- Fig. 43—45: *Icriodella* sp.; Bruchstück des hinteren Teils in Aufsicht, Seitenansicht und Unteransicht; Probe 73/Po 45; 45 ×.



TAFEL 4

Fig. 1—27: Conodonten des Silurs.

Fig. 25—31: Conodonten des Devons.

- Fig. 1—2: *Hadrognathus stauognathoides* WALLISER; Lateralansicht und Aufsicht eines unvollständigen Exemplars; Probe 73/Po 28 (Probenpunkt außerhalb des Profils); 45 ×.
- Fig. 3—4: „*Icriodina*“ cf. *irregularis* BRANSON & BRANSON; unvollständiges Exemplar mit unregelmäßiger Beknotung; Probe 73/Po 46; 45 ×.
- Fig. 5: *Neospathognathodus* sp.; unvollständiges Exemplar in schräger Ansicht; Probe 73/Po 28 (Probenpunkte außerhalb des Profils); 45 ×.
- Fig. 6: „*Trichonodella*“ *excavata* (BRANSON & MEHL); Probe 73/Po 28; 45 ×.
- Fig. 7: „*Neoprioniodus*“ *planus* WALLISER; Probe 73/Po 46; 45 ×.
- Fig. 8: *Polygnathoides siluricus* BRANSON & MEHL; Probe 73/Po 12, Profil an der Talstation der Materialseilbahn; Orthocerenkalke; 45 ×.
- Fig. 9: *Polygnathoides emarginatus* (BRANSON & MEHL); unvollständiges Exemplar mit vergrößerter Oberfläche und nur mehr im Ansatz erkennbaren Zähnchen am Vorderast; Probe 73/Po 4, Fdpkt. Südhang des Polster in Höhe 1645 m = Fdpkt. V nach FLAJS, 1964; 45 ×.
- Fig. 10—11: *Belodella devonica* (STAUFFER); Probe 73/Po 9, 73/Po 10, Profil an der Talstation der Materialseilbahn zur Leobner Hütte; Orthocerenkalke; Fig. 10: 85 ×, Fig. 11: 85 ×.
- Fig. 12—13: „*Spathognathodus*“ *incl. inclinatus* (RHODES); Probe 73/Po 9, 73/Po 10, Profil an der Talstation der Materialseilbahn; Orthocerenkalke; 45 ×.
- Fig. 14: „*Ozarkodina*“ *fundamentata* (WALLISER); Probe 73/Po 4, Fdpkt. Südhang des Polster in Höhe 1645 m = Fdpkt. V nach FLAJS, 1964; 45 ×.
- Fig. 15: „*Lonchodina*“ *detorta* WALLISER; Probe 73/Po 11, Profil an der Talstation der Materialseilbahn zur Leobner Hütte; Orthocerenkalke; 45 ×.
- Fig. 16—22: *Kockelella variabilis* WALLISER; Fig. 16: 73/Po 4 = Fdpkt. Südhang des Polster in Höhe 1645 m = Fdpkt. V nach FLAJS, 1964; 45 ×; Fig. 17—18: Lateral- und Aufsicht, Probe 73/Po 12, 45 ×; Fig. 19—20: Aufsicht, Probe 73/Po 11, 45 ×; Fig. 21: Probe 73/Po 11, unvollständig, 85 ×; Fig. 22: Probe 73/Po 11, 45 ×; Profil an der Talstation der Materialseilbahn zur Leobner Hütte; Orthocerenkalke.
- Fig. 23: „*Neoprioniodus*“ *excavatus* (BRANSON & MEHL); Probe 73/Po 9 = Orthocerenkalke (wie Fdpkt. von Fig. 17—22).
- Fig. 24: Gen. et sp. indet.; extreme Erhaltung eines Astes, dessen Zähnchen abgesichert wurden; 73/Po 10 = Orthocerenkalke (wie Fdpkt. von Fig. 17—23).
- Fig. 25—26: *Belodella devonica* (STAUFFER); Beispiele einer extremen Erhaltung aus den Devon-Flaser- bis Bänderkalken (Obere Polsterkalke); teilweise glatte Flächen neben Rekrystallisationserscheinungen, Deformationen und korrodierten Bereichen (Fig. 26, basaler Bereich); Proben unmittelbar neben dem Gipfelkreuz des Polster (1910 m); 85 ×.
- Fig. 27—28: „*Spathognathodus*“ *steinbornensis* ssp. indet.; stark deformierte, jedoch kaum rekrystallisierte Formen (in Fig. 28 fehlt ein Teil eines Astes); Blick schräg von unten; Probe 73/Po 19 = oberer Teil der Unteren Polsterkalke am Weg von der Materialseilbahn-Talstation zur Leobner Hütte; 85 ×.
- Fig. 29—30: „*Icriodius*“ *eolatericrescens* MASHKOVA; Lateralansicht und Aufsicht des einzigen vollständigen Exemplars; Probe 73/Po 19 = oberer Teil der Unteren Polsterkalke (Fdpkt. wie bei Fig. 27—28); 45 ×.
- Fig. 31: Gen. et sp. indet.; Beispiel einer extremen Erhaltung aus den bunten Unterdevonkalken: es handelt sich vermutlich um ein apikal sehr deformiertes Exemplar von *Belodella* wie in Fig. 1 oder Fig. 25—26 mit angedeuteten Zähnchen am hinteren Rand; Verdrückungserscheinungen und Rekrystallisation sind ebenfalls im vorderen basalen Teil deutlich; Probe 73/Po 19 = oberer Teil der Unteren Polsterkalke (Fdpkt. wie bei Fig. 27—30); 85 ×.

