

Stratigraphische Neueinstufung der Karbonatgesteine der "unteren Schichtenfolge" von Ochtiná (Slowakei) in das oberste Visé und Serpukhovian (Namur A)

von H. Kozur, R. Mock & H. Mostler⁺)

Zusammenfassung

Zum ersten Mal wurden Conodonten, Holothuriensklerite und Ostracoden im Karbon von Ochtiná (Gemeriden, Slowakei) gefunden. *Paragnathodus commutatus* und *P. nodosus* wurden im unteren Teil und "*Gnathodus*" *bilineatus bollandensis* im oberen Teil der Karbonate im höheren Abschnitt der "unteren Schichtenfolge" des Karbons von Ochtiná nachgewiesen. Mit Hilfe dieser Conodonten konnte das Alter der Karbonate als oberstes Visé (V 3c) und Serpukhovian (Namur A) bestimmt werden. Sowohl die Conodonten als auch die Holothuriensklerite zeigen ein Mississippian-Alter für diese Schichten an (nach Conodonten mittleres bis oberes Chesterian). Die Karbonate der "unteren Schichtenfolge" des Karbons von Ochtiná sind daher beträchtlich älter als bisher angenommen wurde. Die varistische Faltung der Metamorphose der Gemeriden war daher bretonisch und nicht sudetisch.

⁺) Anschriften der Verfasser: Dipl.Geol.Dr.sc. Heinz Kozur, Staatliche Museen, Schloß Elisabethenburg, DDR-61 Meiningen; Dr. Rudolf Mock, Department of Geology, J.A. Comenius University, Gottwaldovo Nam. 2, Bratislava, Czechoslovakia; Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstraße 4, A-6020 Innsbruck

Summary

For the first time conodonts, holothurian sclerites and ostracodes were found in the Carboniferous of Ochtiná (Gemerides, Slovakia). *Paragnathodus commutatus* and *P. nodosus* could be determined in the lower part and "*Gnathodus*" *bilineatus bollandensis* in the upper part of the carbonates in the higher parts of the "Lower Sequence" of the Carboniferous of Ochtiná. By the aid of these conodonts the age of the carbonates could be determined as uppermost Viséan (V 3c) and Serpukhovian (Namurian A). Both, conodonts and holothurian sclerites indicate a Mississippian age (after conodonts Middle to Upper Chesterian) for these beds. The carbonates of the "Lower Sequence" of the Carboniferous of Ochtiná are therefore considerably older than hitherto determined. The Hercynian folding and metamorphosis of the Gemerides was therefore Bretonic and not Sudetic.

Inhalt

1. Einleitung
2. Bemerkungen zur bisherigen stratigraphischen Einordnung der Schichtfolgen von Dobšiná und Ochtiná
3. Zur Mikrofazies
4. Paläontologische Auswertung
5. Bemerkungen zum Magnesitvorkommen Ochtiná
6. Tektonische Auswertung

Literatur

Tafelerläuterungen

1. Einleitung

Im Zuge der mikropaläontologischen Untersuchungen des Paläozoikums der Gemeriden konnten erstmalig Conodonten, Holothuriensklerite und Ostracoden im Paläozoikum der Westkarpaten nachgewiesen werden. Sie stammen aus epimetamorphen Dolomiten, die im Liegenden der Magnesitlagerstätte von Ochtiná (siehe Abb. 1) aufgeschlossen sind.

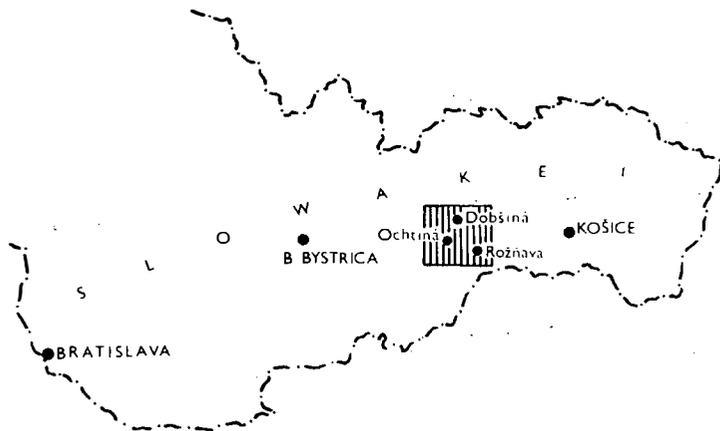


Abb. 1: Lageskizze des Arbeitsgebietes

Die Dolomite sind metasomatisch aus biogenen Kalken entstanden. Sie lieferten eine reiche Mikrofauna, die vor allem aus Echinodermenresten (Holothuriensklerite, Crinoiden- und Echinidenreste) besteht. Conodonten sind sehr selten, aber stratigraphisch recht bedeutsam. Ostracoden sind ebenfalls selten. Foraminiferen sind in unterschiedlicher Häufigkeit anzutreffen. Im folgenden soll einleitend ein kurzer Überblick über die Ausbildung und die bisherige Alterseinstufung des Paläozoikums (außer Perm) in den Gemeriden gegeben werden.

Das ältere Paläozoikum der Gemeriden

Die Gemeriden stellen eine der tektonischen Haupteinheiten der Westkarpaten dar. Sie bilden ein ausgedehntes Gebiet des Spiš-Gemer-Erzgebirges. Die Gemeriden bestehen vornehmlich aus mächtigem Paläozoikum und Trias. Nach ANDRUSOV (1960) und TOLLMANN (1960) bilden sie die Fortsetzung des Oberostalpins. TOLLMANN (1963) vergleicht das Paläozoikum der Gemeriden mit dem der Grauwackenzone bzw. der "Gurktaler Decke". Die Ansichten hinsichtlich der Stratigraphie des Spiš-Gemer-Erzgebirges gehen weit auseinander, häufig widersprechen sie einander (vergl. z.B. D. ANDRUSOV 1958, 1968; FUSÁN in: MAHEĽ & BUDAY 1968, und seine früheren Arbeiten; GRECULA 1970-1973; ABONYI 1970, 1971; KOZUR & MOCK 1973; MAHEĽ 1975). Einen wesentlichen Teil des gemeridischen Paläozoikums bildet die Gelnica-Serie (ZELENKA & MATĚJKA in MATĚJKA & ANDRUSOV 1931), die auch als

Porphyroid-Serie bezeichnet wird. Dabei handelt es sich um einen (bis 5000 m) mächtigen Komplex verhältnismäßig monotoner pelitischer und psammitischer Sedimente und überwiegend saurer Vulkanite. Untergeordnet treten auch Lydite, basische Effusiva und Karbonatgesteine auf. Die ganze Serie ist epizonal metamorphisiert. Die stratigraphische Stellung der Gelnica-Serie ist ungewiß und wird verschiedenartig interpretiert. Fossilien - mit Ausnahme von Polymorpha, die in ihrem basalen Teil gefunden wurden, und welche auf kambrisches Alter hinweisen sollen (SNOPKOVÁ 1964) - sind nicht bekannt. Meistens wird die Gelnica-Serie ins Kambrium-Silur eingestuft (z.B. FUSAN in: MAHEL & BUDAY 1968, S. 232; ANDRUSOV 1968, S. 85), andere halten sie für kambrisch bis ordovizisch (FLÜGEL 1975, S. 39), oder für kambrisch bis devonisch (GRECULA 1970a, b). Eine weitere Serie ist die sogenannte Rakovec-Serie (ANDRUSOV 1958) oder Phyllit-Diabas-Serie, die sich von der Gelnica-Serie insbesondere durch reiches Vorkommen von basischen Vulkaniten unterscheidet. Sie ist vornehmlich am Nordrand des Spis-Gemer Erzgebirges entwickelt und besteht aus epimetamorphen Sedimenten, vorwiegend psammitisch-pelitischen, flyschoiden Charakters, die mit Diabasen und ihren Tuffen wechsellagern. Örtlich treten auch weiße, kristalline Kalke hinzu. Der Grad der Metamorphose ist ähnlich dem der Gelnica-Serie. Die Gesamtmächtigkeit der Rakovec-Serie wird auf 1500-2500 m geschätzt.

Die Stratigraphie stützt sich auch in diesem Fall nicht auf paläontologische Angaben, weshalb nicht überrascht, daß auch diese Serie in ihrer altersmäßigen und tektonischen Stellung sehr unterschiedlich bewertet wird. Einige Autoren sehen zwischen der Gelnica und der Rakovec-Serie eine durch die "Spis-Phase" bedingte Diskordanz (MÁSKA in: FUSAN, MÁSKA & ZOUBEK 1955), die irgendeiner Phase der kaledonischen Orogenese entsprechen soll. Die Alterseinstufung der Rakovec-Serie variiert zwischen Ordovizium, Silur-Devon, Devon, Devon-Unterkarbon, Unterkarbon. GRECULA (1970a, b) hält die Gelnica- und die Rakovec-Serie für synchrone, heteropische Entwicklungen, die sich hauptsächlich durch den Charakter ihres Vulkanismus voneinander unterscheiden. Er betrachtet die kambrische bis devonische Gelnica-Serie als den einzigen Vertreter des älteren Paläozoikums der Gemeriden; die "Spis-Phase" negiert er (GRECULA 1971). ABONYI (1970) parallelisiert die Rakovec-Serie im Gebiet von Dobšiná mit seiner "unteren Schichtenfolge" des Karbon im Gebiet von Jelsava und Ochtiná.

Das Karbon

Das Karbon ist in den Gemeriden mächtig entwickelt (siehe Abb. 2). Stellenweise dürfe es bis 1000 m stark sein. Es beginnt nach einer starken Phase der varistischen Verfaltung und leitet eine neue Entwicklungsetappe ein. Es transgrediert diskordant auf dem älteren, gefalteten, metamorphisierten und stark erodierten Untergrund. Die Transgression erfolgte von S nach N; ihre Reichweite nach Norden ist unbekannt. Grobe Konglomerate und pflanzenführende Schichten im Norden der Gemeriden zeugen von der Nähe des Festlandes.

Das Karbon der Gemeriden ist durch eine große fazielle Mannigfaltigkeit, Anwesenheit von Karbonatgesteinen (hauptsächlich

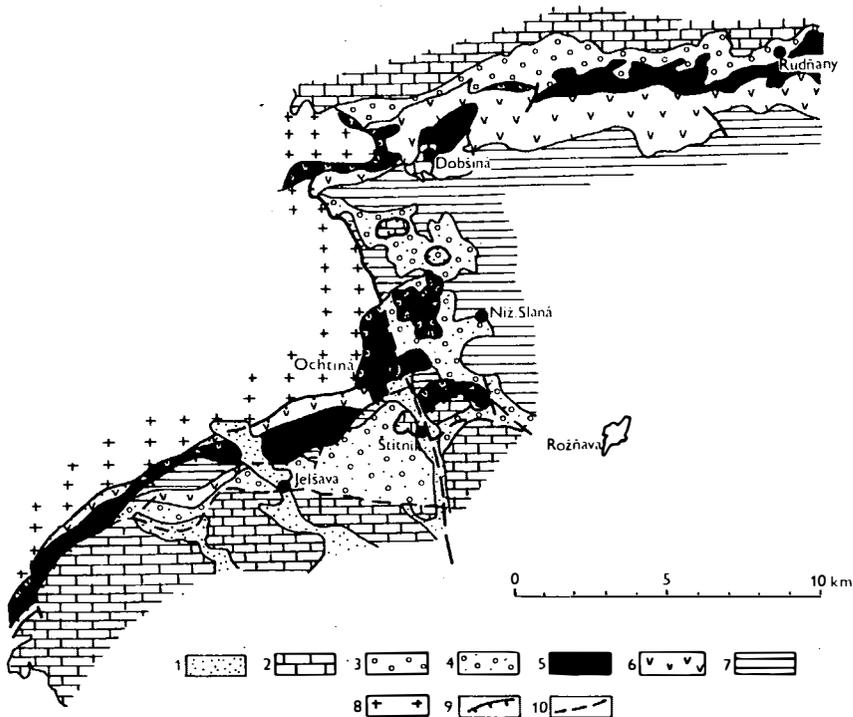


Abb 2: Schematische Karte des Karbons in der Umgebung von Jelšava und Ochtiná.

- 1 - Tertiär, 2 - Mesozoikum, 3 - Kontinentales Perm, 4 - Rožňava-Železník-Serie und Meliata-Serie, 5 - Karbon, 6 - Rakovec-Serie, 7 - Gelnica-Serie, 8 - Veporiden, 9 - Aufschiebungslinien, 10 - Dislokationen

metasomatischer Magnesit und Siderit-Ankerit) und durch diabasischen Vulkanismus charakterisiert. FUSAN (1957) gliedert das Karbon in einen "nördlichen" und "südlichen" Streifen. Im "nördlichen" Streifen wurde das karbonische Alter an vielen Lokalitäten paläontologisch bewiesen (Dobšiná, Ochtiná, Jelšava, Lubeník, Ratkovská, Suchá, Bankov, Rudňany usw.). Das Karbon stellte das älteste, gut belegte System in den Gemeriden und gleichzeitig auch in den ganzen Westkarpaten dar. Trotz der gefundenen großen Menge von Fossilien gehen die Meinungen hinsichtlich Alter der Fauna und Flora nach wie vor erheblich auseinander. Im "südlichen" Streifen wurden bisher keine bestimmbareren Fossilien gefunden, durch die sich das karbonische Alter nachweisen ließe. Die Ansichten über die Stratigraphie dieses Streifens gehen auseinander, einige Autoren stellen diese Schichten zum Karbon, andere zum Perm und zur Trias.

Das Karbon der Gemeriden wurde bisher meistens als Moskovian

s.l. (Westfal) angesehen. BOUČEK & PŘIBYL (1960) halten das Alter des "Magnesit-Karbons" bei Ochtiná für Namur B-C, das Karbon in Dobšíná für Westfal A-B. Diese Ansicht wurde nicht allgemein akzeptiert. Mehrere Autoren betrachten das Westfal nach wie vor als die älteste Stufe des Karbons der Gemeriden bzw. halten das Karbon in Dobšíná und Ochtiná für gleichaltrig. Vor allem aufgrund des Auftretens von Magnesit im "nördlichen" Streifen des Karbons der Gemeriden wurde letzteres mit der Veitscher Decke in Zusammenhang gebracht. Der wichtigste Einwand gegen eine solche Parallelisierung (nebst dem Fehlen von Vulkaniten in der Veitscher Decke) war vornehmlich das mutmaßlich unterschiedliche Alter der Magnesite in den Gemeriden und der Veitscher Decke, wo diese zum Obervisé zu stellen sind (siehe z.B. FLÜGEL 1975, S. 39).

Auf die obige stratigraphische Einstufung des Karbons der Gemeriden stützen sich auch die Ansichten über das Alter der Verfallung und Metamorphose der vorkarbonischen Formationen. Es konnte bisher nicht entschieden werden, ob hier die bretonische oder die sudetische Phase zur Geltung kam (siehe z.B. FUSAN in: MAHEJL & BUDAY 1968, ANDRUSOV 1958, 1968). ANDRUSOV (1968: S. 126) nimmt an, daß die Hauptphase der varistischen Verfallung in den Gemeriden und gleichzeitig auch im ganzen Gebiet der Westkarpaten sudetisch war. Das Karbon der Gemeriden ist offensichtlich weniger metamorphisiert als sein Liegendes. MAŠKÁ (1959: S. 14) führt an, daß das Karbon in der Umgebung von Dobšíná alpidisch metamorphisiert ist. Dafür spricht, daß auch die Perm-Folgen und die triassische Meliata-Serie einen ähnlichen Metamorphosegrad aufweisen wie das Karbon von Dobšíná und Ochtiná.

2. Bemerkungen zur bisherigen stratigraphischen Einordnung der Schichtfolgen von Dobšíná und Ochtiná

Dobšíná

stellt die bekannteste Karbon-Lokalität in den Gemeriden dar. Ungeachtet der Tatsache, daß von hier eine große Menge von Fauna und Flora bekannt ist, wurden diese Schichten stratigraphisch unterschiedlich beurteilt.

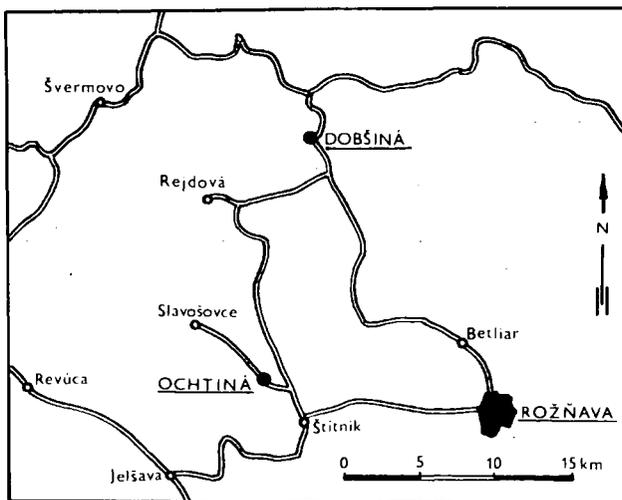


Abb. 3: Geographische Lage von Dobšíná und Ochtiná

Das Karbon in der Umgebung von Dobšiná (Abb. 3) ist folgendermaßen entwickelt (s. RAKUSZ 1932, ROZLOŽNÍK 1963): Es liegt entweder auf der "Dobšiná-Diorit"- oder auf der Rakovec-Serie und beginnt mit einem basalen Konglomerat (3-8 m), gefolgt von Karbonatgesteinen (5-20 m); weiter oben sind dunkle Schiefer und Sandsteine, Diabase, dünne Lagen von Kalken (200-250 m) anzutreffen und den obersten Teil bilden wieder Konglomerate (250-300 m). Fossilien sind aus mehreren Horizonten bekannt. Von ihrer großen Anzahl führen wir hier wenigstens einige auf (RAKUSZ 1932, PRANTL 1934, NĚMEJC 1946): Aus den basalen Konglomeraten: *Productus gruenewaldti*, *P. aff. cora*, *Pustula punctata*, *Chonetes carbonifera*, *Spirifer cameratus*, *Zaphrentis sp.*, *Griffithides (?) sp.* etc.

In den hangenden Karbonaten, insbesondere in den Zwischenlagen dunkler Schiefer, ist die meiste Fauna und Flora vorhanden: *Edmondia unioniformis*, *Bellerophon (Euphemus) urei*, *Orbiculoidea nitida*, *Productus pusillus*, *Chonetes carbonifera*, *Spirifer cameratus*, *Orthoceras asciculare*, *Gastrioceras nopcsai*, *Griffithides rozlozsniki*, *Calamites sp.*, *Neuropteris gigantea* etc.

In den darüber befindlichen dunklen Schiefern und Sandsteinen: *Zaphrentis sp.*, *Fenestella michaeli*, *Polypora kolvae*, *Productus gruenewaldti*, *P. pusillus*, *Pustula punctata*, *P. elegans*, *Griffithides dobsinensis*, *Calamites suckowi*, *Rhacopteris sp.*, *Neuropteris cf. gigantea* etc.

BOUČEK & PRIBYL (1953) führen von alten und neuentdeckten Lokalitäten auf: *Neospirifer pavlovi*, *Brachythyrina strangwaysi lata*, *Chonetes variolata*, *Derbyia crassa ?*, *Rhipidomella carbonaria*, *Rhynchopora cf. nikitini* etc.

Aus höheren Horizonten *Carbonarca semseyi*, *Neuropteris linguefolia*, *Annularia stellata*.

Die ersten Fossilien in Dobšiná wurden von KISS (1858)⁺ entdeckt. Er stellte die Fundschichten zum Silur (SUESS in: KISS zum Karbon). ANDRIAN (1859) hielt Dobšiná für Unterkarbon, wie auch FRECH (1906). PAPP (1919) äußerte als erster die Ansicht, daß hier Oberkarbon im westeuropäischen Sinne vorliegt. WOLDRICH (1927, 1928) unterschied in Dobšiná marines Unterkarbon und terrestrisches Oberkarbon. RAKUSZ (1930) beschrieb die Dobšinaer Fauna und Flora in einer Monographie und stellte sie zum Moskovian s.l. (Westfal). Er verwies auf die erheblichen faunistischen Übereinstimmungen zwischen dem Karbon von Dobšiná und dem der Russischen Plattform, besonders mit dem Mjachkovian-Horizont des obersten Moskovian (Westfal D. in Westeuropa) und gleichzeitig auf die beträchtliche Übereinstimmung mit dem Karbon des Donetz-Beckens (Westfal B). ULRICH & BOUČEK (1931) stufte die Dobšinaer Schichten mit mariner Fauna in das Uralian ein. PRANTL (1934, 1938) rechnete aufgrund von Bryozoen den oberen Teil des Dobšinaer Profils zum Obermoskovian. Aufgrund der Flora stufte ŠUSTA (1931) Dobšiná ins Westfal A-B, NĚMEJC (1946) in den Westfal A-B-Grenzbereich ein.

⁺ Wegen Zitate in diesem Absatz siehe ANDRUSOV (1958)

Nach Revision der Fauna und Flora halten BOUČEK & PŘIBYL (1960) die Abfolge von Dobšiná bzw. deren untere Teile für Westfal A-B. Demzufolge stellen die meisten Autoren Dobšiná zum Westfal (Moskovian)

Ochtiná

ist die zweitbekannteste karbonische Lokalität in den Gemeriden, aus welcher eine reiche Fauna bekannt ist. Das Karbon ist hier anders als in der Umgebung von Dobšiná entwickelt. Diese Entwicklung (die sogenannte "Ochtiná-Prodrecany"-Ausbildung) ist vor allem durch mächtige Lagen von Magnesiten (von einer Metasomatose erfaßte "biotherme" Kalke) charakterisiert. Die weitere Umgebung von Ochtiná wurde in der letzten Zeit vornehmlich von ABONYI (1970, 1971) und ABONYI & ABONYIOVÁ (1962) studiert. ABONYI (1971) führt an, daß das "Oberkarbon" in diesem Gebiet auf der Rakovec-Serie liegt; es wird in "untere", "mittlere" und "obere" Schichtenfolge eingeteilt: Die "untere" Schichtenfolge beginnt mit basischen Effusiva, vornehmlich mit Diabasen, daneben treten Gabbrodiorit und Tuffe/Tuffite auf.

Darüber folgen verschiedene Schiefer bis Phyllite, hauptsächlich graue bis schwarze, die allmählich in karbonatische Gesteine übergehen, vornehmlich in Dolomite und Magnesite. Die "mittlere" Schichtenfolge" beginnt mit Konglomeraten, die im Hangenden in sandige, serizitische und chloritische Schiefer übergehen. Weiter oben sind Diabas-Tuffe und weiße, kristalline Kalke ("Dubrava-Schichten" von FUSAN 1959) anzutreffen. Die "obere" Schichtenfolge" wird durch verschiedene Phyllite, Sandsteine und Konglomerate gebildet. Diese erinnern an den obersten Teil des Dobšiná-Karbons, die sogenannten "Hámor-Schichten".

Die Lokalität Ochtiná-Magnesitbruch liegt in einer seichten Synklinale. Die allgemeine Lagerung des Karbons ist horizontal. Die untersten Glieder, die hier an der Oberfläche auftreten, sind graue bis dunkelgraue Tonschiefer. In diesen wurde der Großteil der Makrofossilien gefunden. In Richtung zum Hangenden gehen die Schiefer in dolomitische Schiefer und schieferige Dolomite über (ursprünglich Mergel). Darüber folgen ausgeprägt bankige Dolomite, die reich an Organismenresten sind. In diesem Bereich befindet sich unser Profil. Die Dolomite sind durch geringmächtige, schieferige Zwischenlagen getrennt, die manchmal phyllitischen Charakter aufweisen. Die Mächtigkeit der Dolomite beträgt 20-50 m. Diese gehen im Hangenden in Magnesite über, die stellenweise über 100 m mächtig sind. Die Magnesite treten auch früher in Erscheinung, lateral vertreten sie einige Dolomitbänke. Das Hangende dieser Magnesitlagerstätte ist denudiert.

Die Fauna aus Ochtiná und bisherige Ansichten über das Alter

Die ersten Fossilien in Ochtiná wurden von AHLBURG (1913, S.403) gefunden. Bis dahin waren Fossilien nur aus Dobšiná bekannt. ULRICH & BOUČEK (1931) führen die Korallen *Lithostrotion* n.sp., *Koninckophyllum* sp., *Canina* ? sp. und die Crinoiden *Poteriocrinus* ? sp. an. Ochtiná und die anderen Lokalitäten des "Magnesitkarbons" sind nach ihrer Ansicht (S. 209) oberes Uralian. Für Uralian soll vornehmlich *Spirifer rectangulatus* KUT., der an der Lokalität Ratkovská Suchá gefunden wurde, sprechen.

Die Korallen des "Magnesitkarbons" wurden von HERITSCH (1934) bearbeitet. Aus Ochtiná führt er an: *Lithostrotion carpathicum* HERITSCH, *Koninckophyllum grabau* CHI, *Dibunophyllum muelleri* HERITSCH und *D. yuei* CHI. HERITSCH (S. 154) stellt diese Fauna in das Moskovian (Mjachkovian). Er nimmt an, daß die Transgression des Karbons in den Karpaten früher als in den Karnischen Alpen ihren Anfang nahm. MIŠÍK (1953) fand in Ochtiná *Pustula punctata* MART., *Aviculopecten* sp., *Spirifer* sp., *Productus* sp., *Lithostrotion* sp. In seiner Arbeit sind einige weitere Korallen angeführt, die von S. SMITH (S. 565) bestimmt wurden: *Lithostrotion* cf. *irregulare* (PHIL.), *L.* cf. *junceum* (FLEM.), *Dibunophyllum* cf. *turginatum* (McCOY), *Clisiophyllum* cf. *keyserlincki* (McCOY). Diese Korallen-Assoziation hält SMITH für oberstes Visé, bemerkt aber, daß ein ähnlicher Charakter der Fauna bis in das Oberkarbon erhalten geblieben war.

BOUČEK & PŘIBYL (1958) führen in einem vorläufigen Bericht über die paläontologische und stratigraphische Erforschung von Ochtiná folgende Fauna an: *Phillipsia margaritifera* ROEM., *Paladin* cf. *eichwaldi* (FISCHER), *Nautiloid* sp. ind., *orthocone Nautiloiden* ind., *Bellerophon (Euphemus) urei*, *Pleurotomaria* sp., *Loxonema* sp., *Zygopleura* sp., *Pernopecten* sp., *Brachythyryna strangwaysi* (VERN.), *Spirifer* sp., aff. *Punctospirifer pectinoides* (KON.), *Schizophoria resupinata* (MART.), *Chonetes carboniferus* KEYS., *Gigantoproductus* sp., Crinoidenreste, kleine rugose Korallen und Wurmsspuren. Auf S. 120 schreiben sie, daß *Bellerophon (E.) urei* und *Gigantoproductus* sp. auf ein älteres Alter der Fauna als in Dobšíná hinweisen. Sie führen an, daß die Trilobiten *Phillipsia margaritifera* und *Paladin eichwaldi* im britischen, polnischen, russischen und vielleicht auch im australischen Karbon nur im Visé vorkommen. Demgegenüber sind z.B. *Chonetes carboniferus* und *Brachythyryna strangwaysi* nur aus dem Moskovian bekannt.

Aufgrund dieser Fauna setzen BOUČEK & PŘIBYL (1958) voraus, daß die Schichten von Ochtiná, und damit gleichzeitig der ganze "Magnesitstreifen" des Karbons, wahrscheinlich zu Westfal A oder zum Namur/Westfal-Grenzbereich zu stellen sind. Das Karbon von Ochtiná halten sie demnach für älter als dasjenige von Dobšíná (Westfal B).

BOUČEK & PŘIBYL (1960) führten eine Revision der Trilobiten des gemerischen Karbons durch. Die von ihnen aus Ochtiná beschriebene Fauna wurde nicht in situ gefunden und deshalb ist es nicht klar, ob die Lage mit Trilobiten aus dem Liegenden oder dem Hangenden der Magnesite stammt. Nach den Angaben der Bergleute stammt ihre Fauna aus einer Schieferzwischenlage im Innern der Magnesite. Sie bestimmten hier zwei Trilobitenarten: *Phillipsia margaritifera* ROEMER und *Paladin eichwaldi* (FISCHER). Sie führen an, daß die Trilobitenfauna aus Dobšíná und Ochtiná gänzlich verschieden ist. Das Karbon bei Dobšíná stellen sie zum Westfal B-C, bei Ochtiná zum Namur B-C. Sie führen an, daß *Phillipsia margaritifera* aus dem obersten Namur A des Oberschlesischen Beckens bekannt ist; *Paladin eichwaldi* kommt vom Visé bis zum Westfal A vor.

3. Zur Mikrofazies

Insgesamt gelangten 23 Dünnschliffe (Großschliffe 8x10 cm) zur Untersuchung. Die Großschliffe haben den Vorteil, daß man in einer Reihe von Fällen den Querschnitt durch eine ganze Bank vom Liegenden zum Hangenden überblicken kann. Da es sich bei dem ca. 5 m mächtigen Profil (Abb. 4) um recht ähnliche Gesteine handelt, sollen die mikrofazialen Merkmale wie folgt zusammengefaßt besprochen werden.

Die Matrix ist in den meisten Fällen als Sparit entwickelt. Reliktstrukturen von Mikrit konnten des öfteren erkannt werden. Das heißt mit anderen Worten, ein Großteil des Mikrits wurde ausgewaschen. Bei einigen Echinodermaten-Biospariten (Anlieferung bzw. Schüttung von vorwiegend Echinodermaten-Detritus arenitischer bis ruditischer Korngröße) bildet der Sparit sicher die primäre Grundmasse. Hin und wieder ist der Sparit aber auch als Produkt der Umkristallisation nachweisbar (Pseudosparit). Nur in wenigen Schliffen ist noch relativ viel Mikrit vorhanden.

Die Komponenten setzen sich aus Pellets, Intraklasten und Biogenen zusammen. Die Pellets gehen wohl in den seltensten Fällen auf faecal Pellets zurück, sondern es handelt sich hierbei um abgerundete bis gut gerundete Biogene.

Intraklaste: In einigen Schliffen sind Resedimente recht häufig. Meist sind es subangular begrenzte Körperchen von mikritischem Aufbau, zum Teil ist das Herkunftsgebiet nicht mehr eruierbar, wie z.B. bei Intraklasten bestehend aus Mikriten mit vielen Poriferennadeln (Baumaterial: SiO_2).

Biogene: Am häufigsten sind Echinodermaten, weshalb man generell von Echinodermaten-Biospariten sprechen kann. Es sind neben den vielen Crinoiden vor allem Echiniden, und zwar Ambulacral- und Interambulacralplatten bzw. Stacheln; nicht unbedeutend sind die Ophiuren und Holothurien (siehe Lösungsrückstand). An den Echinodermaten-Skelettelementen konnten weder Anbohrungen noch Besiedelungen festgestellt werden. Zum Teil handelt es sich bei den Echinodermatenanhäufungen um Schüttungen, wie man an einzelnen gradierten Bänken sehen kann.

Foraminiferen treten selten auf. Es handelt sich um Vertreter der Familie Endothyridae (det. Dr. W. RESCH, Innsbruck). Von Poriferen konnten nur SiO_2 -Spiculae aus den mikritischen Sedimenten beobachtet werden. Von den megaskopisch öfters beobachteten Korallen wurde nur ein Querschnitt in den Schliffen angetroffen. Bryozoen treten öfters auf, meist als cryptostome Formen, seltener in ramoser Wuchsform.

Brachiopoden sind nicht selten, vor allem sind es in punctate Schalen; oft wurden Schnitte durch Stacheln gefunden.

Gastropoden sind relativ häufig, und zwar als kleine planspirale Formen, seltener trochyspirale Gehäuse.

Lamellibranchiaten treten relativ häufig auf. Allerdings zeigen viele Schalen einen mikritischen Saum. Zum Teil ist noch "peletal mud" vorhanden. Diese schlammgefüllten Biogene sprechen auch für Aufarbeitung. Die Lamellibranchiatenschalen sind des öfteren umkrustet (einfache Umkrustung oder sie weisen ein Geflecht von

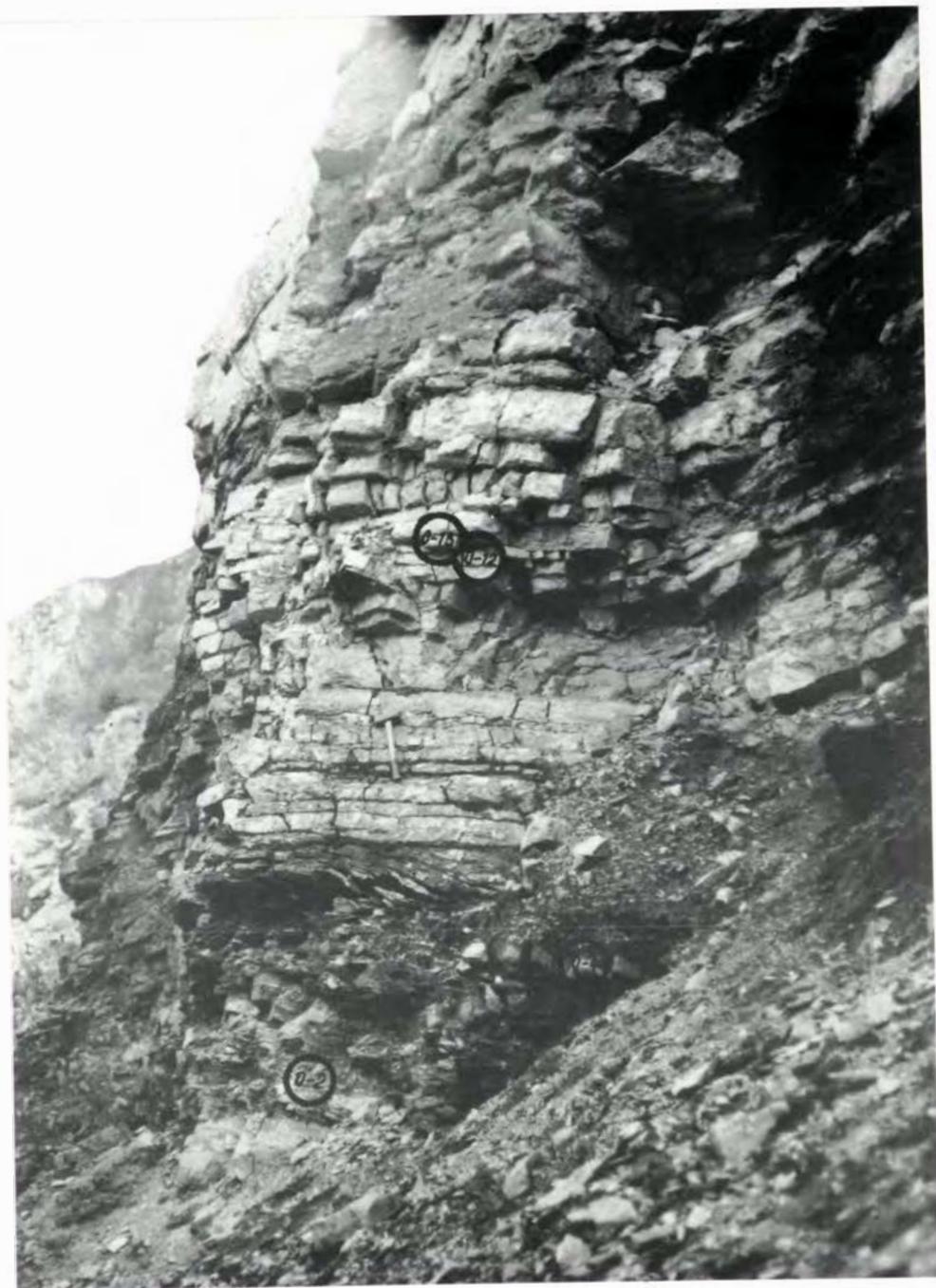


Abb. 4: Profil im Magnesitbruch Ochtiná mit den Conodontenfundpunkten (O-2, O-4, O-12, O-13)

Girvanellen auf). Die Ostracoden sind sehr schlecht erhalten. Es handelt sich um glattschalige Formen. Schnitte durch Trilobiten-Skelettelemente sind äußerst selten (Querschnitte von Pleuralstacheln und Thoraxfragmenten). Mikroproblematika treten des öfteren auf; an erster Stelle ist *Tubiphytes* MASLOV zu nennen; daneben treten auch röhrenförmige Gebilde auf, die aeolisaccusähnlich sind.

Recht häufig sind Algen vertreten: Blau-, Grünalgen als Umkrustungen größerer Schalenreste (Onkoide). Daneben treten Girvanellenknäuel auf, die meist Lamellibranchiatenschalen zum Kern haben. Weiters konnten Bruchstücke von Dasycladaceen gefunden werden, während Rhodophyceen sehr selten auftreten.

Die Karbonatgesteine von Ochtiná sind Ablagerungen des Flachwassers, dafür sprechen vor allem die Algen. Ausgewaschene Matrix, Onkoide sowie Resedimente weisen auf stärkere Wasserturbulenz hin und demnach sind diese Gesteine nach dem Faziesmodell von WILSON 1975 dem Typus 7 (Shelf Lagoon, open circulation) zuzuordnen.

4. Paläontologische Auswertung

Makrofauna

Die reiche Makrofauna, die hauptsächlich aus Crinoidenresten und unbestimmbarem Schill von Brachiopoden und Lamellibranchiaten besteht, wurde noch nicht neu bearbeitet. Neben Crinoidenresten konnten unterschiedlich gut erhaltene Lamellibranchiaten, Gastropoden, Brachiopoden und Korallen aufgesammelt werden. Bestimmt wurden *Parallelodon* ? *expansus* KONINCK und *Neospirifer* cf. *derjawini* JANISCHEWSKY, die u.a. aus dem Obervisé des Fergana-Gebietes bekannt sind. Beide Arten wurden aus den leicht epimetamorphen Schieferen unmittelbar unterhalb des Karbonathorizontes gefunden.

Mikrofauna

Die sehr reiche Mikrofauna des Karbonathorizontes von Ochtiná wird in einer separaten Arbeit ausführlich behandelt. Hier werden nur die stratigraphisch wichtigsten Formen aufgeführt.

Holothuriensklerite

Den bei weitem dominierenden Anteil der Mikrofaunen in der untersuchten Schichtenfolge stellen die Echinodermaten; vorherrschend Stielglieder und Brachialia von Crinoiden, relativ häufig Skelettelemente von Echiniden (Stacheln, Elemente der Laterne, Ambulacralia und Interambulacralia, untergeordnet Pedicellarien); nicht unbedeutend sind Stacheln, Wirbel und Lateralia von Ophiuren. Dazu kommen noch die vielen, z.T. auch stratigraphisch wichtigen Holothuriensklerite, die in allen untersuchten Proben auftreten. Folgende Arten wurden bestimmt:

Eocaudina marginata (LANGENHEIM & EPIS)

Eocaudina mccormacki FRIZZELL & EXLINE

Eocaudina septaforaminalis MARTIN

Eocaudina subhexagona GUTSCHICK, CANIS & BRILL

Eocaudina n. sp.

Microantyx botoni GUTSCHICK

Microantyx permiana KORNICKER & IMBRIE

Priscopodatus n. sp.

Protocaudina hannai CRONEIS

Protocaudina hexagonaria MARTIN

Theelia hexacneme SUMMERSON & CAMPBELL

Theelia ? *imperforata* (GUTSCHICK, CANIS & BRILL)

Theelia n. sp.

Davon sind *Protocaudina hannai*, *Theelia hexacneme* und *Theelia* ? *imperforata* auf das Mississippian beschränkt oder kommen dort letztmalig vor. Das Vorkommen einiger dieser Arten, wie *Protocaudina hannai* im Namur A von Mittel- und Westeuropa spricht nicht gegen die hier aufgezeigte obere Reichweite, da das Mississippian außer dem Unterkarbon im Sinne der westeuropäischen Karbongliederung auch noch das Namur A (außer dessen obersten Teil) mit umfaßt. Für das Namur A wurde in der Sowjetunion eine neue Stufe, das Serpukhovian, ausgeschieden, das dort analog zu Nordamerika ebenfalls noch zum Unterkarbon gestellt wird. Hier wird im folgenden das Unterkarbon stets im Sinne des Unterkarbons der sowjetischen Dreigliederung verwendet, also einschließlich des Namur A. Die Reichweite der Holothuriensklerite innerhalb des Mississippians wurde bisher noch nicht untersucht, doch spricht die vorliegende Assoziation nach der Auswertung der Literatur für oberes Mississippian (Chesterian). Auf jeden Fall lassen die Holothuriensklerite aber den Schluß zu, daß der Karbonathorizont im oberen Teil der "unteren Schichtenfolge" von Ochtiná nicht jünger als das oberste Mississippian und damit nicht jünger als das Serpukhovian (Namur A) ist.

Foraminiferen

Foraminiferen treten selten bis häufig auf, wobei die Erhaltung recht unterschiedlich ist, häufig sind sie mehr oder weniger stark angelöst. Aus einem Lesestein, der nach den auftretenden Conodonten aus dem höheren Teil des Profils stammt, wurden von Dr. N. BRÜGGE, Berlin, 15 Schliffe untersucht, welche die folgenden Gattungen enthielten:

Glomospira

Neoarchaediscus

Planospirodiscus

? *Asteroarchaediscus*

"*Eostaffella*"

Howchinia oder *Geinitzina*

Durch den Nachweis von *Neoarchaediscus* und *Planospirodiscus* ist V 3c als Untergrenze sicher. *Asteroarchaediscus*, dessen Bestimmung wegen schlechter Erhaltung unsicher ist, würde sogar für oberes V 3c als Untergrenze sprechen. Eine genaue Obergrenze der Fauna läßt sich nach Foraminiferen nicht festlegen. Die taxonomischen Bestimmungen und die Alterseinstufung der Foraminiferen wurden von Dr. N. BRÜGGE, Berlin, vorgenommen, wofür wir uns recht herzlich bedanken möchten.

Ostracoden

Die sehr individuenarme, aber artenreiche Ostracodenfauna wurde noch nicht eingehend bearbeitet. Es konnten *Bairdia* spp. *Amphis-*

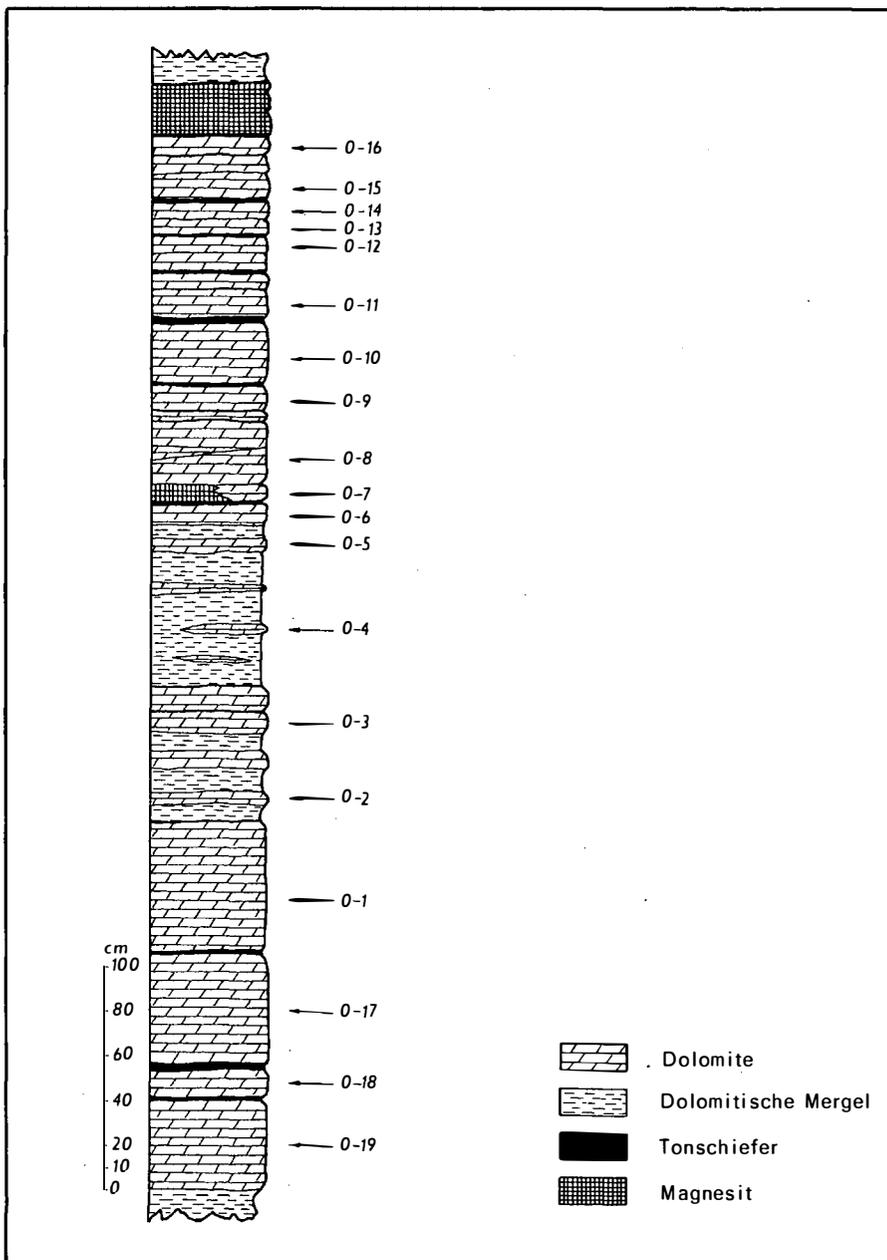


Abb. 5 :

sites aff. *similaris* MOREY 1936 (im Sinne von BECKER & BLESS 1974), *Kirkbya* ssp., verschiedene Hollinacea und Kloedenellacea nachgewiesen werden. Für die Alterseinstufung liefert die Ostracodenfauna wenig Anhaltspunkte; immerhin zeigt sie einen unterkarbonischen Aspekt (Unterkarbon im Sinne der sowjetischen Dreigliederung). Dagegen erlauben die Ostracoden Aussagen über die Ablagerungsbedingungen. Es handelt sich durchwegs um Flachwasserablagerungen mit Wassertiefen nicht unter 50 m, wahrscheinlich nicht einmal unter 30 m.

Conodonten

Conodonten wurden in den Proben O-2, O-4, O-12, O-13 und OK (Lesestein, nach der Conodontenfauna mit ähnlicher stratigraphischer Lage wie die Proben O-12 und O-13) gefunden. Folgende Arten wurden bestimmt:

Probe O-2

Hindeodella sp.

Neoprioniodus cf. *alatoideus* (COOPER 1931)

Ozarkodina ? sp.

Paragnathodus commutatus (BRANSON & MEHL 1957)

Paragnathodus nodosus (BISCHOFF 1957)

Diese Fauna repräsentiert die von verschiedenen Autoren ausgeschiedene und z.T. etwas unterschiedlich benannte "Gnathodus" nodosus-Zone, die eine stratigraphische Reichweite von V 3b₂-E 1, also oberstes Visé bis unteres Serpukhovian hat. Da die primitiven Vertreter von *Paragnathodus nodosus* nur einfache Knoten auf der Plattform aufweisen, die vorliegenden Formen aber höher entwickelt sind, kann man als untere stratigraphische Reichweite der Probe O-2 Visé 3c angeben. Die obere stratigraphische Reichweite von *P. commutatus* wird ziemlich übereinstimmend mit E 2b₂ bzw. unteres E2 (unteres Serpukhovian, unteres Namur A) angegeben (vgl. u.a. MEISCHNER 1970 und BOUCKAERT & HIGGINS 1970). Daraus ergibt sich eine Einstufung der Probe O-2 von V 3c-E 2b₂, d.h. in den Visé/Serpukhovian-Grenzbereich bzw. in der westeuropäischen Gliederung in den Visé/Namur-Grenzbereich oder in das mittlere Chesterian Nordamerikas (vgl. KOIKE 1967 u.a.). Eine identische Fauna (hier tritt noch zusätzlich "*Gnathodus*"[†]) *girtyi collisoni* auf) aus dem jugoslawischen Anteil der Karawanken wurde von SCHÖNLAUB (1971) in das cu III₂ (oberstes Visé) eingestuft.

[†]) Auf dem Conodontensymposium anlässlich des Karbonkongresses in Moskau 1975 wurde von ALEKSEEV dargelegt, daß *Gnathodus mosquensis*, die Typusart von *Gnathodus*, aus dem Kasimovian stammt, und daß am Locus typicus dieser Art nur *Streptognathodus* und untergeordnet *Idiognathodus*, der in der Multielement-Taxonomie wahrscheinlich mit *Streptognathodus* identisch ist, vorkommen. *Gnathodus mosquensis* ist möglicherweise das ältere Synonym von *Streptognathodus cancellosus*. *Gnathodus girtyi*, die einzige *Gnathodus*-Art der bisherigen Fassung, für die die Diagnose von *Gnathodus* PANDER 1856 auch zutreffen könnte, kommt im Kasimovian nicht mehr vor und wurde am Locus typicus von

Probe O-4

Neoprioniodus alatoideus (COOPER 1931)
Paragnathodus nodosus (BISCHOFF 1957) ?

Von *P. nodosus* liegt nur ein Bruchstück vor, das keine exakte taxonomische Einstufung erlaubt. Für die altersmäßige Einstufung gilt das gleiche wie unter Probe O-2.

Probe O-12, O-13, OK

"*Gnathodus*" *bilineatus bollandensis* HIGGINS & BOUCKAERT 1968
LANE & STRAKA (1974) zählen "*Gnathodus*" *bilineatus bollandensis* zu ihrem Morphotyp , der dem Holotypus von "*Gnathodus*" *bilineatus* entspricht. Sie verwenden diesen Morphotyp allerdings in einem ganz anderen Umfang als HIGGINS & BOUCKAERT (1968) und zählen dazu auch Formen aus dem cu III α , die nach HIGGINS & BOUCKAERT zu "*Gnathodus*" *bilineatus bilineatus* zu stellen sind. In einem stratigraphisch so tiefen Niveau wurde "*G.*" *bilineatus bollandensis* im Sinne von HIGGINS & BOUCKAERT (1968) oder im Sinne von MEISCHNER (1970) für seinen mit "*G.*" *bilineatus bollandensis* identischen "*G.*" *bilineatus schmidti* noch niemals gefunden. "*Gnathodus*" *bilineatus bollandensis* wird hier daher als selbständige Unterart in dem taxonomischen Umfang geführt, wie er bei HIGGINS & BOUCKAERT (1968) festgelegt wurde. Über die obere stratigraphische Reichweite dieser Unterart und von "*Gnathodus*" *bilineatus* überhaupt besteht volle Einmütigkeit. "*Gnathodus*" *bilineatus bollandensis* wurde nirgends oberhalb des unteren H 1 (untere Homoceras beyrichianum-Zone) gefunden. Nach einigen Autoren setzt er bereits geringfügig tiefer, an der Obergrenze des E 2 aus. Über das Einsetzen von "*Gnathodus*" *bilineatus bollandensis* liegen etwas widersprüchliche Auffassungen vor. Während HIGGINS & BOUCKAERT (1968) diese Form analog zu MEISCHNER (1970, hier als "*G.*" *bilineatus schmidti* bezeichnet) erst im E 2b2 einsetzen lassen und auch nach NEMIROVSKAJA (1974) "*G.*" *bilineatus bollandensis* erst oberhalb der Namurbasis des Donbass (D₁) einsetzt, kommt diese Unterart nach BOUCKAERT & HIGGINS (1970) bereits vom V 3c an vor und auch GROESSENS (in Druck) läßt "*G.*" *bilineatus bollandensis* im V 3c supérieur einsetzen.

Fortsetzung der Fußnote von S. 15:

Gnathodus mosquensis ebenso wenig nachgewiesen wie *Neognathodus*, für den die Diagnose von *Gnathodus* bei PANDER 1856 allenfalls auch noch zutreffen könnte. Aus diesem Grunde ist *Streptognathodus* (? + *Idiognathodus*) ein jüngeres Synonym von *Gnathodus*. In Anbetracht der Pionierarbeit PANDERS sollte *Gnathodus* in dem Umfang verwertet werden, wie es PANDER (1856) vorschlug. Da der Holotypus von *Gnathodus mosquensis* verloren gegangen ist, empfiehlt es sich, dem Vorschlag von Prof. VJALOV auf dem Conodontensymposium zu folgen, einen Neotypus am *Locus typicus* auszuwählen. Dies würde bedeuten, daß die Gattung *Streptognathodus* (? + *Idiognathodus*) in *Gnathodus* umbenannt werden müßte. Für *Gnathodus* im heute verwendeten Sinne müßten dann neue Gattungsbezeichnungen eingeführt werden, ein Weg, der bei dieser polyphyletischen Gruppe ohnehin schon beschritten wurde (vgl. u.a. MEISCHNER 1970).

Trotzdem kann man Faunen, in denen "*G. bilineatus bollandensis*" eindeutig überwiegt bzw. häufig ist, ohne weiteres Leitcharakter für das Serpukhovian (Namur A, ausgenommen das oberste Namur A) zusprechen. Dabei kann man wohl noch das tiefere Serpukhovian bzw. das tiefere Namur A (E 1 = Eumorphoceras pseudobilingue-Zone) abtrennen, wo *Paragnathodus commutatus* und *P. nodosus* zusammen häufiger als "*G. bilineatus bollandensis*" sind. Wir stufen daher die Proben O-12, O-13 und OK in das E2 (Eumorphoceras bisulcatum-Zone) bis untere H 1 (untere Homoceras beyrichianum-Zone) und damit in das mittlere bis obere Serpukhovian (= mittleres bis oberes Namur A) ein.

Nach Conodonten ergibt sich damit eine Gesamtreichweite der Karbonatfolge im oberen Teil der "unteren Schichtenfolge" von Ochtiná von Visé 3c bis oberes Serpukhovian (untere Homoceras beyrichianum-Zone, oberes Namur A). Nach der sowjetischen Dreigliederung des Karbon entspricht die Karbonatfolge damit dem oberen Unterkarbon, nach der amerikanischen Gliederung dem mittleren und oberen Chesterian (oberstes Mississippian). Betrachtet man alle Faunenelemente zusammen, so ergibt sich folgende Alterseinstufung für die Karbonatfolge von Ochtiná: Die Basis liegt im Visé 3c oder an der Serpukhovian (Namur A)-Basis. Die Obergrenze der Karbonatfolge liegt an der Obergrenze des Serpukhovians (= Obergrenze des Mississippians = höheres Namur A).

Für die Schiefer unterhalb der Karbonatfolge ergibt sich dann zwangsläufig ein Visé-Alter bzw. diese Schiefer können nicht höher als das obere Visé, vermutlich nicht höher als das V 3b hinaufreichen. Für dieses Alter sprechen auch die Korallen-Assoziationen aus den Schiefen (vgl. MIŠÍK 1953) und auch die Trilobiten *Phillipsia margaritifera* und *Paladin eichwaldi* haben ihre Hauptverbreitung im Visé, wengleich auch *Paladin eichwaldi* vereinzelt bis zum Westfal A reicht und *Phillipsia margaritifera* noch im Namur A vorkommt.

Diese Einstufung weicht beträchtlich von der bisherigen Altersdatierung der "unteren Schichtenfolge" des Karbons von Ochtiná ab, deren tiefste Einstufung bisher Namur B/C war. Daraus ergeben sich erhebliche tektonische Konsequenzen, die im folgenden Abschnitt kurz gestreift werden sollen.

5. Bemerkungen zum Magnesitvorkommen Ochtiná

Die auffallende Ähnlichkeit des Magnesitvorkommens von Ochtiná mit dem der Veitsch (Nördliche Grauwackenzone, Veitscher Decke macht es reizvoll, diese beiden Vorkommen zu vergleichen.

Zunächst wollen wir die Gemeinsamkeiten der beiden Magnesitlagerstätten herausstellen, die im folgenden zusammengestellt sind:

- 1) Gebundenheit an Flachwasserkalke
- 2) Besonderer Echinodermatenreichtum
- 3) Stark authigene Quarzföhrung
- 4) Spätdiagenetische Dolomitisierung
- 5) Auffallende Stylolithenbildung (Drucksuturen)

Die Unterschiede dagegen liegen im Alter der Karbonatgesteine, im Aufbau und in der Zusammensetzung der karbonischen Gesteinsserien sowie im Grad der Metamorphose.

Verfolgen wir nun die Karbonatgesteine von Ochtiná vom Beginn ihrer Ablagerung bis zur Magnesitwerdung, dann können wir kurz folgende Stationen festhalten. Ursprünglich wurden sie als Flachwasserkalke (siehe Kapitel Mikrofazies und Bemerkungen zur Mikrofauna), die sehr reich an Echinodermaten sind, abgelagert, wodurch sie schon primär durch einen hohen Magnesiumgehalt ausgezeichnet sind (MgCO₃-Gehalt der Echinodermaten kann bis zu 22% betragen). Im Zuge der Diagenese wurden die Echinodermenkalke einer Drucklösung ausgesetzt, die infolge der Matrixreduzierung zu einer weiteren Magnesiumkonzentrierung (MOSTLER 1973) führte (Anreicherung der schwer löslichen, Mg-führenden Biogene).

Die spätdiagenetische Dolomitisierung, z.T. quergreifend, führte zu Dolomitbildung, dessen CaMg(CO₃)₂-Gehalt in den meisten Fällen über 40% liegt. Mit der letzten Feststellung treten allerdings bereits die ersten Probleme auf, zumal der Dolomit auch das Produkt einer Metasomatose, entstanden in engem Konnex mit der Metamorphose, sein kann. Gehen wir vom ersteren Fall aus, nämlich daß der meiste Dolomit ein Produkt der Diagenese ist, und dieser, wie bereits erwähnt, über 40% Calcium-Magnesium-Karbonat eingebaut hat, so kommt man im ungünstigsten Fall nach JOHANNES (1970: Abb. 9) auf ein Mol-Verhältnis von 0,7, was bedeuten würde, daß eine Metamorphose mit einer Temperatur um 300°C bereits ausreichen würde, um eine Magnesitbildung hervorzurufen. Diese Temperatur dürfte bei der Metamorphose, die auch die Triasgesteine inklusive Nor erfaßt hat (MELLO & MOCK, in Druck), erreicht worden sein. Diese Art der Magnesitbildung setzt voraus, daß stark verdünnte chloridische Lösungen beim Bildungsprozeß gegenwärtig waren. Die Anwesenheit solcher verdünnter Cl₂-Lösungen ist durchaus denkbar, zumal im unlöslichen Rückstand der Dolomite und Magnesite bis 4,6% Tonminerale anfallen (Filterung der Salzlösungen in Tonmembranen, die im Zuge der Metamorphose bei Umbau der Tonminerale freigegeben werden); dafür würden auch die vielen authigenen Quarze (Salinarquarze nach GRIMM 1962) sprechen.

Ob nun die Mg-Metasomatose so abgelaufen ist, wie wir sie hier in Erwägung gezogen haben, muß offen bleiben, zumal im Gegensatz zum "Veitscher Karbon" das von Ochtiná in den basalen Anteilen basische Eruptiva führt, die als potentielle Mg-Spender auch in Betracht zu ziehen wären.

6. Tektonische Auswertung

Das Alter der Dolomite der Magnesitlagerstätte von Ochtiná schließt sudetische orogenetische Bewegungen, denen man bisher in den Gemeriden eine große Bedeutung zugebilligt hat, aus. Da die tektonische Beanspruchung des Karbons von Ochtiná einschließlich der epimetamorphen Überprägung das gleiche Ausmaß zeigt wie in den nahegelegenen Triasablagerungen, muß die tektonische Beanspruchung des Karbons von Ochtiná alpidisch (jünger als norisch, da noch norische Ablagerungen von gleichem Metamorphosegrad bekannt sind, die bisher ins Karbon eingestuft wurden, vgl. MELLO & MOCK, in Druck) gewesen sein. Das schließt auch eine asturische Faltung aus bzw. die asturischen Bewegungen können nicht sehr bedeutend gewesen sein. Die vielfach grobklastischen

Ablagerungen im Hangenden der Karbonatfolge von Ochtiná mit Konglomeratlagen sprechen lediglich für germanotype oder epirogenetische Bewegungen während des Mittelkarbons (analog den "erzgebirgischen" Bewegungen im Saxothuringikum).

Die unterhalb des Karbons von Ochtiná liegenden Schichten der Rakovec-Serie zeigen einen etwas höheren Metamorphosegrad und starke Verfaltung. Sie werden vom Ochtiná-Karbon transgressiv überlagert. Paläontologische Einstufungen dieser Schichten stehen bisher aus, doch läßt sich nach lithofaziellen Kriterien neben älteren Ablagerungen ein silurischer und ein devonischer Anteil mit einiger Sicherheit ausscheiden. Dies würde für beträchtliche frühvaristische (bretonische) Bewegungen sprechen.

Die regionalgeologische Stellung des Karbons von Ochtiná und des Gemeriden-Paläozoikums im allgemeinen

Bei der Bewertung der regionalgeologischen Stellung des Gemeriden-Paläozoikums kann man nicht nur von der Ausbildung im Unterkarbon oder vielleicht gar von den metasomatischen Magnesiten im Unterkarbon (das Unterkarbon wird hier im Sinne der sowjetischen Dreigliederung des Karbons, also einschließlich des Namur A, der Serpukhovian-Stufe, gebraucht) ausgehen. Dies könnte zu beträchtlichen Fehlschlüssen führen. Zum Beispiel könnte man eine Gleichsetzung mit der Veitscher Decke der Nördlichen Grauwackenzone erwägen, wo ebenfalls metasomatische Magnesite auftreten, deren Ausgangsgesteine Kalke des höheren Visé sind. Selbst den fehlenden Vulkanismus in der Veitscher Decke könnte man damit erklären, daß dort tiefere Schichtglieder des Unterkarbons fehlen und auch in den Gemeriden der Vulkanismus vor allem an den Bereich unterhalb der fossilführenden Obervisé-Schiefer gebunden ist. Ein grundlegender Unterschied zur Veitscher Decke besteht jedoch darin, daß die Karbonate der "unteren Schichtenfolge" des Karbons von Ochtiná, an welche die Magnesite gebunden sind, zum größten Teil oder sogar vollständig in das Serpukhovian (Namur A) einzu-stufen sind. Dagegen sind aus der gesamten Nördlichen Grauwackenzone einschließlich der Veitscher Decke keine Kalke bekannt, die jünger als Visé sind. Weit bedeutsamer aber ist die Tatsache, daß in den Gemeriden auch noch marine karbonische Kalksteine wesentlich jüngeren Alters bekannt sind. So konnte mit Conodonten die Einstufung des Karbons von Dobšíná in das Westfal A (höheres Morrowian in der amerikanischen, Bashkirian in der sowjetischen Karbongliederung) bestätigt werden (vgl. KOZUR & MOCK, in Druck). Hier ist also eine weitgehende Identität mit dem Paläozoikum des Bükk-Gebirges zu erkennen, wo ebenfalls marines Mittel- und Oberkarbon mit fossilführenden Kalken vorkommt, das dann von teilweise marinem Perm und "südalpiner" Trias mit starkem mitteltriassischem Vulkanismus überlagert wird, eine ganz analoge Ausbildung wie in den Gemeriden, wobei hier allerdings marines Perm noch nicht fossilmäßig belegt, aber wohl doch vorhanden ist. Ganz im Gegensatz zum Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone sind aus den Südalpen marine paläozoische Schichten mit Kalken bekannt, die sicher jünger als das Visé sind und auch Karbonatgesteine, die eine ähnlich hohe Lage im Unterkarbon aufweisen wie in Ochtiná, kommen dort vor. So erwähnt SCHÖNLAUB (1971) aus den Karawanken unterkarbonische Kalke, u.a. mit *Paragnathodus nodosus*

und *P. commutatus*, die er ins cu III₁ einstuft, die aber ebenso gut auch zum E 1 (unteres Serpukhovian, unteres Namur A) gehören könnten und auf jeden Fall gleichaltrig mit dem unteren Teil der Karbonatgesteinsfolge von Ochtiná sind. In den Karnischen Alpen wurden Kalke im basalen Teil des Hochwipfelkarbons angetroffen, die in das oberste Visé eingestuft wurden, aber wohl doch geringfügig älter als der untere Teil der Karbonatfolge von Ochtiná sind (in der Tabelle bei FLÜGEL & SCHÖNLAUB 1972 wurden die klastischen Schichten mit diesen Kalkeinlagerungen vom Hochwipfelkarbon abgetrennt). Auch im Grazer Bergland kommen marine Kalke in einer vergleichsweise hohen stratigraphischen Position im Unterkarbon vor. So reicht der "Gnathodus-Kalk" nach FLÜGEL & SCHÖNLAUB (1972) bis zum obersten Visé und der darüber liegende Cladochonus-Kalk und Schiefer wird in das Namur eingestuft. Von diesem Zeitpunkt an kann man im höheren Paläozoikum immer wieder die Beobachtung machen, daß die marine Ausbildung auf die Südalpen beschränkt ist. Das Gemeriden-Paläozoikum mit seinem marinen Mittelkarbon kann man daher nicht mit der Nördlichen Grauwackenzone vergleichen, sondern allenfalls mit einigen Ausbildungen in den Südalpen. Weit größer sind allerdings die Übereinstimmungen mit dem Paläozoikum der Dinariiden, wo in Westserbien namurische Goniatitenkalke auftreten und auch Fusuliniden/Brachiopodenkalke des Bashkirians, also von gleicher stratigraphischer Lage wie in Dobšiná, vorkommen.

Regionalgeologische Literatur

- ABONYI, A. & M. ABONYIOVÁ (1962): Geologické pomery karbónu medzi Turčokom a Ochtinou so zameraním na magnezitové ložiská. - Geol.práce, Spr.24, S.71-95, Bratislava.
- ABONYI, A. (1970): Predbežné výsledky porovnávacieho štúdia stratigrafie a tektoniky severného pruhu karbónu gemeríd z oblasti Jelšavy a Dobšinej. - Min.Slov., 2 (7), S.217-230, Sp.Nová Ves.
- ABONYI, A. (1971): Stratigraficko-tektonický vývoj karbónu gemeríd západne od štítnickeho. - Geol.práce, Spr.57,S.339-348, Bratislava.
- AHLBURG, J. (1913): Über die Natur und das Alter der Erzlagstätten des Oberungarischen Erzgebietes. - Mitt.aus dem Jahrb. d.Kgl.Ung.Geol.Reichsanst., 20 (7), Wien.
- ANDRUSOV, D. (1958): Geológia Československých Karpát. I. - 304 S., Bratislava.
- ANDRUSOV, D. (1960): Neues über die Epirogenese und Orogenese in den Westkarpaten. - Geol.Rundsch., 50, S.404-415, Stuttgart.
- ANDRUSOV, D. (1968): Grundriß der Tektonik der Nördlichen Karpaten. - 188 S., Bratislava.
- BOUČEK, B. & A. PŘIBYL (1953): Stratigrafický a paleontologický výzkum slovenského karbónu v okolí Dobšiné. - Geol.Zborn. Geol.Carp., 4 (3-4), S.875-877, Bratislava.
- BOUČEK, B. & A. PŘIBYL (1958): Předběžná zpráva o paleontologickém výzkumu mořského karbónu ve Spišsko-gemerském rudohoří. - Geol.práce, Zpr. 14, S.118-123, Bratislava.
- BOUČEK, B. & A. PŘIBYL (1960): Revise trilobitu slovenského vrch. karbónu. - Geol.práce, Zpr.20, S.5-59, Bratislava.
- FLÜGEL, H.W. (1975): Einige Probleme des Variszikums von Neo-Europa. - Geol.Rdsch., 64 (1), S.1-62, Stuttgart (mit ausführlichem Literaturverzeichnis).
- FUSÁN, O.; MÁSKA, M. & V. ZOUBEK (1955): Niektoré dnešné problémy stratigrafie Spišsko-gemerského paleozoika. - Geol.práce, Spr. 2, S.3-15, Bratislava.
- FUSÁN, O. (1957): Paleozoikum gemeríd. - Geol.práce, Zošit 46, S.17-37, Bratislava.
- FUSÁN, O. (1959): Poznámky k mladšiemu paleozoiku gemeríd. - Geol.práce, Zošit 55, S.171-180, Bratislava.
- GRECULA, P. (1970a): Gelnická séria ako jediný reprezentant staršieho paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria. - Min.slovaca, 2 (7), S.181-190, Sp.Nová Ves.
- GRECULA, P. (1970b): K stratigrafii staršieho paleozoika SGR. - Min.slovaca, 2, (7), S.191-216, Sp.Nová Ves.
- GRECULA, P. (1971): K problematike kaledónskeho vrásnenia v Spišsko-gemerskom rudohoří. - Geol.práce, Spr.57, S.331-338, Bratislava.
- GRECULA, P. (1973): Domovská oblasť gemerika a jeho metalogenéza. - Min.slovaca, 5 (3), S.221-245, Sp.Nová Ves.
- HERITSCH, F. (1934): Rugose Korallen aus dem Karbon der tschechoslowakischen Karpathen. - Věst.Stát.geol.ústavu, 10, S.138-154, Praha.
- KOZUR, H. & H. MOCK (1973): Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes. - Geol. Zborn.Geol.Carp., 24 (2), S.365-374, Bratislava.

- MAHEL, M. (1975): Position of the Gemeric. - Mineralia Slovaca, 7, 3, S.33-52, Spišská Nová Ves.
- MAHEL, M. & T. BUDAY et al. (1968): Regional geology of Czechoslovakia. II. The West Carpathians. - 723 S., Praha.
- MÁSKA, M. (1959): Zprava o výzkumu paleozoika Spišsko-gemerského rudohorí. - Zpr.geol.výzk.v.r.1957, S.136-146, Praha.
- MATEJKA, A. & D. ANDRUSOV (1931): Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. - Knih.St.geol.úst., 13A, S.19-163, Praha.
- MISÍK, M. (1953): Geologické pomery územia medzi Jelšavou a Štítnikom. - Geol.Zborn.Geol.Carp., 4 (3-4), S.557-587, Bratislava.
- NĚMEJC, F. (1946): Příspěvek k poznání rostlinných nalézů a stratigrafických poměru v permokarbonu na Slovensku. - Rozpr. 2.tř.Čes.akad.věd.um. 56 (15), S.1-37, Praha.
- PRANTL, F. (1934): O mechovkách dobšinského karbonu. - Rozpr. 2.tř.Čes.akad.věd.um., 44 (31), S.1-21, Praha.
- RAKUSZ, G. (1932): Die oberkarbonischen Fossilien von Dobšiná und Nagyvisnyő. - Geol.Hung. (ser.paleont.) 8, S.1-223, Budapest.
- ROZLOŽNÍK, L. (1963): Bázické vulkanity v karbone dobšinského vývinu. - Geol.práce, Zpr.27, S.35-48, Bratislava.
- SNOPKOVA, P. (1964): Zpráva o palynologickom výskume staropaleozoických vzoriek Spišsko-gemerského rudohoria. - Zpr.geol.výsk.v.r. 1963 (2), S.63-64, Bratislava.
- ULRICH, F. & B. BOUČEK (1931): Výskyty zkamenelin v magnetitové zone Slovenského Rudohorí. - Věst.St.geol.ústavu, 7, S.203-222, Praha.

Paläontologische Literatur

- ALEXANDROWICZ, Z. (1971): Carboniferous Holothuroidea sclerites in the Upper Silesia coal basin (southern Poland). - Roczn. polsk.tow.geol., 41 (2), S.281-291, 2 Abb., Krakow.
- AUSTIN, R.L. (1974): The biostratigraphic distribution of conodonts in Great Britain and the Republic of Ireland. - Intern. symp.Belgian micropaleont.limits, publ. 3, S.1-17, 3 Abb., 1 Taf., Brüssel.
- AUSTIN, R.L. & R.J. ALDRIDGE (1973): Conodonts from horizons with *Goniatites crenistria* PHILLIPS in North Wales and the Isle of Man. - Geol.Mag. 110 (1), S.37-42, 1 Abb., 2 Taf.
- AUSTIN, R.L. & S. HUSRY (1974): Dinantian conodont faunas of County Clare, Limerick and Leitrim. - Intern.symp.Belgian micropaleont.limits, publ.3, S.18-69, 21 Abb., 15 Taf., Brüssel.
- BAILEY, W.E. (1935): Micropaleontology and stratigraphy of the Lower Pennsylvanian of central Missouri. - J.Paleont., 9 (6), S.483-502, 3 Abb., 1 Taf.
- BARSKOV, I.S.; ALEKSEEV, A.S. & N.V. GOREVA (1970): O konodontach steševskich sloev nižego karbona rajona Serpuchova. - Dokl. Akad.nauk.SSSR, 201 (6), S.1421-1425, 1 Tab., Moskva.
- BECKER, G. & M.J.M. BLESS (1974): Ostracode stratigraphy of the Ardenno-Rhenisch Devonian and Dinantian. - Intern.symp. Belgian micropaleont.limits, Namur 1974 publ.1, 52 S., 21 Abb., 50 Taf., Brüssel.

- BLASZYK, J. & D. NATUSIEWICZ (1973): Carboniferous ostracods from the borings in north-western Poland. - *Acta Paleont. Polonica*, 18 (1), S.117-151, 2 Abb., 8 Taf., Warszawa.
- BLUMENSTENGEL, H. (1975): Zur biostratigraphischen und faziellen Bedeutung der Ostracoden des Dinant von Rügen und Hiddensee. - *Z.geol.Wiss.* 3 (7), S.951-969, 1 Tab., 2 Taf., Berlin.
- BOUCKAERT, J. & A.C. HIGGINS (1970): The position of the Mississippian-Pennsylvanian boundary in the Namurian of Belgium. In: *Colloque sur la stratigraphie du Carbonifère*. - Congr. Coll.Univ.Liège, 55, S.197-204, Liège.
- BUŠMINA, L.S. (1968): Rannekamennougolnye ostracody kuzneckogo bassejna. - *AN SSSR, sibirskoe otd., inst.geol.geof.*, S.3-128, 1 Tab., 25 Taf., Moskva.
- BUŠMINA, L.S. (1970): Kamennougolnye ostracody nižovev r.Lenj. - *AN SSSR, sib.otd., trudy inst.geol.geof.*, 125, S.3-80, 15 Taf., Moskva.
- BUŠMINA, L.S. (1975): Rannekamennougolnye ostracody Kolymenskogo massiva. - *Trudy inst.geol.geofiz.* 219, S.5-104, 3 Abb., 15 Taf., Moskva.
- COLLISON, Ch.; REXROAD, C.B. & T.L. THOMPSON (1971): Conodont zonation of the North American Mississippian. - *Geol.soc. America, Mem.* 127, S.353-394, 8 Abb., 1 Tab.
- COOPER, Ch.L. (1946): Pennsylvanian ostracodes of Illinois. - *Illinois State geol.surv., bull.* 70, 177 S., 36 Abb., 21 Taf., Urbana.
- CRONEIS, C. & A.S. GALE (1939): New ostracoda from the Golconda formation. - *J.sci.Lab.Denison Univ.* 33 (5), S.251-295.
- DELO, D.M. (1930): Some Upper Carboniferous Ostracoda from the Shale Basin of western Texas. - *J.Paleont.*, 4 (2), S.152-178, 2 Taf.
- DRUCE, E.C. (1974): Australian Devonian and Carboniferous conodont faunas. - *Intern.symp. Belgian micropaleont. limits, Namur 1974, publ.* 5, S.1-18, 2 Abb., Brüssel.
- DUNN, D.L. (1970): Middle Carboniferous conodonts from western United States and phylogeny of the platform group. - *J.Paleont.* 44 (2), S.312-342, 11 Abb., 4 Taf.
- ECHOLS, D.J. & W.B. CREATH (1959): Survey of Mississippian, Pennsylvanian and Permian Ostracoda record in the United States. - *Micropaleontology*, 5 (4), S.389-414, 1 Abb., 1 Tab., New York.
- ELLISON, S.P. (1972): Conodont taxonomy in the Pennsylvanian. - *Geologica et Palaeontologica*, SB 1, S.127-146, 3 Abb., 1 Tab., Marburg.
- ETHERIDGE, R. (1881): On the presence of the scattered skeletal remains of Holothuroidea in the Carboniferous limestone series of Scotland. - *Royal phys.soc.Edinburgh*, 6, S.183-198, 2 Taf., Edinburgh.
- FRIZZELL, D.L. & E. EXLINE (1956): Monograph of fossil holothurian sclerites. - *Bull.Univ.Missouri, School of Mines and Metallurgy, Techn.Ser.*, 89, S.1-204, 21 Abb., 1 Tab., 11 Taf., Rolla, Missouri 1955.
- FRIZZELL, D.L.; EXLINE, H. & D.L. PAWSON (1966): Holothurians. In: *Treatise on invertebrate paleontology part. U, Echinodermata* 3, U 641-U672, Abb., S.519-534, Kansas.

- GEDIK, I. (1974): Conodonten aus dem Unterkarbon der Karnischen Alpen. - Abh.geol.B.A., 31, 43 S., 7 Abb., 1 Tab., 7 Taf., Wien.
- GEIS, H.L. (1932): Some ostracodes from the Salem Limestone, Mississippian of Indiana. - J.Paleont., 6 (2), S.149-188, 5 Taf.
- GORAK, S.B. (1971): Ostracoda. In: Atlas fauny turnejskich otloženij doneckogo bassejna. - S.100-115, 6 Taf., Kiev.
- GROESSENS, E. (1974): Hypothesis concernant l'évolution de conodontes utiles à la biostratigraphie du Dinantien. - Intern.symp.Belgian micropaleont.limits, Namur 1974, publ. 16, S.1-16, 6 Taf., Brüssel.
- GROESSENS, E. (in Druck): Preliminary range chart of conodont biozonation in the Belgian Dinantian. - Intern.symp.Belgian micropaleont.limits, Namur 1974, publ.17.
- GROMCZAKIEWICZ-ŁOMNICKA, A. (1974): Upper Visean conodont fauna from the Carboniferous limestone north of Krzeszowice (environs of Cracow, Poland). -Ann.soc.géol.Pologne, 44 (4), S.475-483, 3 Taf., Krakow.
- GRÜNDEL, J. (1975): Neue Ostracoden der Healdiaceae und Quasillitacea aus dem Dinant der Insel Rügen. - Z.geol.Wiss., 3 (7), S.971-983, 2 Abb., 2 Taf., Berlin.
- GUREVIČ, K.J. (1959): Materialy k izučeniju kamennougolnych ostrakod Lvovskoj muldy. In: Voprosy strat., litol.,paleont. neftegaz.rajon.Ukrainy.Trudy Ukr.neft.n.-i.geologorazv.in-ta, vyp.1, S.147-173.
- GUTSCHICK, R.C. (1959): Lower Mississippian sclerites from the Rockford Limestone of northern Indiana. - J.Paleont., 33, S.130-137, 6 Abb., 2 Taf., Menasha.
- GUTSCHICK, R.C. & W.F. CANIS (1971): The Holothurian sclerite genera *Cucumarites*, *Eocaudina* and *Thuroholia* - a re-study of *Eocaudina* and *Protocaudina* from the Devonian of Iowa. - J. Paleont., 45 (2), S.327-337, 4 Abb., 2 Taf.
- GUTSCHICK, R.C.; CANIS, W.F. & K.G. BRILL (1967): Kinderhook (Mississippian) holothurian sclerites from Montana and Missouri. - J.Paleont., 41 (6), S.1461-1480, 7 Abb., 3 Taf., Menasha.
- HANNA, G.D. (1930): Remains of Holothuroidea from the Carboniferous of Kansas. - J.Paleont., 4 (4), S.413-414, 7 Abb., 1 Taf.
- HARLTON, B.H. (1927): Some Pennsylvanian Ostracoda of the Glenn and Hoxbar Formations of southern Oklahoma and the upper part of the Cisco Formation of northern Texas. - J.Paleont., 1 (3), S.203-212, 2 Taf.
- HARLTON, B.H. (1929): Pennsylvanian Ostracoda from Menard County, Texas. - Univ.Texas bull., 2901, S.139-161, 2 Abb., 4 Taf., Austin.
- HIGGINS, A.C. (1974): Conodont zonation of the Lower Carboniferous of Spain and Portugal. - Intern.symp.Belgian micropaleont.limits, Namur 1974, publ. 4, 17 S., 7 Abb., Brüssel.
- HIGGINS, A.C. & J. BOUCKAERT (1968): Conodont stratigraphy and paleontology of the Namurian of Belgium. - Mém.Expl.Cartes Géol.Nin.Belgiques, 10, 64 S.,5 Abb., 2 Tab., 6 Taf., Bruxelles.
- IGO, H. (1973): Lower Carboniferous conodonts from the Akiyoshi

- limestone group, southwest Japan. - Trans.proc.paleont.soc. Japan, n.s., 92, S.185-199, 3 Abb., 1 Tab., 1 Taf.
- IGO, H. & T. KOIKE (1964): Carboniferous conodonts from the Omi Limestone, Niigata prefecture, central Japan (studies of Asian conodonts, part I). - Trans.Proc.Paleont.Soc.Japan., N.S. 53, S.179-193, 1 Abb., 2 Taf.
- IGO, H. & T. KOIKE (1968): Contributions to the geology and paleontology of southeast Asia, IV. Carboniferous conodonts from Kuantan, Malaya. - Geol.paleont.southeast Asia, 5, S.26-30, 1 Abb., 1 Taf.
- JENKINS, T.B.H. (1974): Lower Carboniferous conodont biostratigraphy of New South Wales. - Paleontology, 17 (4), S.909-924, 3 Abb., 1 Taf., London.
- KOČETOVA, N.M. (1975): Razvitie ostrakod na rubeže rannego i srednego karbona. - In: Stratigrafija i biogeografija morej s suši kamennougolnogo perioda na territorii SSSR, S.90-103, 3 Tab., Kiev.
- KNIGHT, J.B. (1928a): Some Pennsylvanian ostracodes from the Henrietta Formation of Eastern Missouri Part I. - J.Paleont. 2 (3), S.229-267, 5 Taf.
- KNÜPFER, J. (1968): Einige neue Ostracoden aus dem Unterkarbon und zur Stellung der Kloedenellacea ULRICH & BASSLER, 1908. - Ber.deutsch.Ges.geol.Wiss., A, Geol.Paläont., 13 (2), S.215-223, 1 Abb., 1 Taf., Berlin.
- KOIKE, T. : A Carboniferous succession of conodont faunas from the Atetsu Limestone in southwest Japan. (Studies of Asiatic conodonts, part VI). - Sci.rep.Tokyo Kyoiku Daigaku, C, 93, S.270-318, 1 Abb., 3 Tab., 4 Taf., Bunkyo, Tokyo.
- LANE, H.R.; MERRILL, K.G. u.a. (1971): North American Pennsylvanian conodont biostratigraphy. In: SWEET, W.C. & S.M. BERGSTRÖM: Symposium on conodont biostratigraphy. - Geol.soc. America, mem. 127, S.395-414, 4 Abb.
- LANGENHEIM, R.L. & R.C. EPIS (1957): Holothurian sclerites from the Mississippian Escabrosa Limestone, Arizona. - Micropaleontology, 3 (2), S.165-170, 1 Abb., 3 Tab., 1 Taf., New York.
- MARKS, P. & H. WENSINK (1970): Conodonts and the age of the "Griotte" Limestone Formation in the upper Aragon valley (Huesca, Spain).I. - Proc.Koninkl.Nederl-Akad.Wetensch., ser. B, 73 (3), S.238-275, 7 Abb., 4 Tab., 4 Taf., Amsterdam.
- MARPLE, M.F. (1952): Ostracodes from the Pottsville series in Ohio. - J.Paleont. 26 (6), S.924-940, 4 Abb., 3 Taf.
- MARTIN, W.R. (1952): Holothuroidea from the Iowa Devonian. - J.Paleont., 26, S.728-729, 2 Abb., Menasha.
- MATYA, B.A.; MATYA, H. & M. SZULCZEWSKI (1973): The genus *Eocaudina* MARTIN (Holothuroidea) from the Devonian of Poland. - Acta Geol.Polonica, 23 (1), S.136-147, 2 Abb., 2 Taf., Warszawa.
- MEISCHNER, D. (1967): Conodonten-Chronologie des deutschen Karbons. - Compt.Rend. 6e Congrès strat.géol.Carbonif., 3, S.1169-1180, 3 Abb., Sheffield.
- MERRILL, G.K. & Ch.W. KING (1971): Platform conodonts from the lowest Pennsylvanian rocks of northwestern Illinois. - J. Paleont., 45 (4), S.645-664, 2 Abb., 3 Tab., 2 Taf., Tulsa.
- MOREY, Ph.S. (1936): Ostracoda from the Choteau Formation of Missouri. - J.Paleont., 10 (2), S.114-122, 1 Taf.

- MORRIS, P.G. (1970): Holothurian spicules from the Lower Carboniferous near Waterhouse, North Staffordshire. - *Mercian Geol.*, 3 (4), S.353-359, 1 Abb.
- MOSTLER, H. (1971): Mikrofaunen aus dem Unterkarbon vom Hindukusch. - *Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck*, 1, 12, S.1-19, 2 Taf., Innsbruck.
- MOSTLER, H. & A. RAHIMI-YAZD (1976): Neue Holothuriensklerite aus dem Oberperm von Julfa in Nordiran. - *Geol.Paläont.Mitt. Innsbruck*, 5, 7, S.1-35, Innsbruck.
- NEMIROVSKAJA, T.I. (1974): Stratigrafičeskoe značenie platformennych konodohtov verchnich svit nižnego karbona Donbassa. - *Geol.Ž.*, 34 (5), S.128-132, 1 Tab.
- OMARA, S. & F. GRAMANN (1966): Ostracoden aus dem Oberkarbon des Wadi Araba in der östlichen ägyptischen Wüste. - *Verh.Geol. B.A.* 1966 (2), S.148-152, 2 Abb., 1 Taf., Wien.
- PAYNE, K.A. (1937): Pennsylvanian Ostracoda from Sullivan County, Indiana. - *J.Paleont.*, 11 (4), S.276-288, 2 Abb., 3 Taf.
- PLUMHOFF, F. (1970): Die Fauna des Karbons vom Djebel Abd-el-Aziz (Nordost-Syrien). 2. Ostracoda. - *N.Jb.Geol.Paläont.Abh.* 135 (2), S.190-212, 1 Abb., 4 Taf., Stuttgart.
- PÖLSLER, P. (1969): Stratigraphie und Tektonik im Nordabfall des Findenigkofels (Silur bis Karbon; Karnische Alpen, Österreich). - *Jb.Geol.B.A.*, 112, S.355-398, 6 Abb., 7 Tab., Wien.
- DE POSADA, L.S. & M.J.M. BLESS (1974): Preliminary note on the Lower Carboniferous ostracodes from Aprath (Federal Republic of Germany). - *Intern.symp.Belgian micropaleont.limits*, Namur 1974, publ. 2, 5 S., 2 Taf., Brüssel.
- POZNER, V.M. (1951): Ostrakody nižnego karbona zapadnogo kryla Podmoskovnoj kotloviny. - *Trudy vses.neft.n.-i.geologorazv. in-ta*, vyp.56, S.5-108.
- RHODES, F.H.T. & R.L. AUSTIN (1971): Carboniferous conodont faunas of Europe. In: SWEET, W.C. & S.M. BERGSTRÖM: *Symposium on conodont biostratigraphy*. - *Geol.soc.America, mem.*, 127, S.317-352, 5 Abb., 2 Taf., Boulder.
- RICE, W.D. & R.L. LANGENHEIM (1974): Conodonts of the Battleship Wash Formation, Late Mississippian, Arrow Canyon Range, Clark County, Nevada. - *WGA Earth sci.bull.*, Jg.1974, S.19-36, 2 Taf..
- RICE, W.D. & R.L. LANGENHEIM (1974): Conodont zonation of the Battleship Wash Formation, Late Mississippian, Arrow Canyon Range, Clark County, Nevada. - *WGA Earth sci.bull.*, Jg.1974, S.3-11, 4 Abb.
- SCHMIDT, H. & K.J. MÜLLER (1964): Weitere Funde von Conodonten-Gruppen aus dem oberen Karbon des Sauerlandes. - *Paläont.Z.*, 38, S.105-135, 11 Abb., Stuttgart.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1971): Stratigraphische und lithologische Untersuchungen im Devon und Unterkarbon der Karawanken (jugoslawischer Anteil). - *N.Jb.Geol.*, Stuttgart.
- SCOTT, H.W. & H.D. BORGER (1941): Pennsylvanian ostracodes from Lawrence County, Illinois. - *J.Paleont.*, 15 (4), S.354-358, 2 Taf.
- SHAVER, R.S. & S.G. SMITH (1974): Some Pennsylvanian kirkbyacean ostracods of Indiana and Midcontinent series terminology. - *Indiana geol.surv., rep.of progr.*, 31, S.1-59, 5 Abb., 3 Taf., Bloomington.

- SOHN, I.G. (1960): Paleozoic species of *Bairdia* and related genera. - U.S.geol.Surv.prof.pap., 330A, S.1-105, 15 Abb., 6 Taf., Washington.
- SOHN, I.G. (1961): *Aechiminella*, *Amphissites*, *Kirkbyella* and related genera. - Geol.surv.prof.pap., 330-B, S.106-160, 16 Abb., 6 Taf., Washington.
- SOHN, I.G. (1969): Revision of some of Girty's invertebrate fossils from the Fayetteville Shale (Mississippian) of Arkansas- and Oklahoma-Ostracodes. - Geol.surv.prof.pap., 606-F, S.40-55, 1 Abb., 3 Taf., Washington.
- SOHN, I.G. (1971): New Late Mississippian ostracode genera and species from northern Alaska. - Geol.surv.prof.pap., 711-A, S.1-24, 3 Abb., 9 Taf., Washington.
- SOHN, I.G. (1972): Late Paleozoic ostracode species from the conterminous United States. - Geol.surv., prof.pap., 711, S.B1-B13, 12 Taf., Washington.
- SOHN, I.G. (1975): Mississippian Ostracoda of the Amsden Formation (Mississippian and Pennsylvanian) of Wyoming. - U.S. geolsurv., prof.pap., 848-G, S.1-22, 3 Taf., Washington.
- SUMMERSON, Ch.H. & L.J. CAMPBELL (1958): Holothurian sclerites from the Kendrick Shale of eastern Kentucky. - J.Paleont. 32 (5), S.961-969, 2 Taf.
- TOMPSON, Th.L. (1972): Conodont biostratigraphy of Chesterian strata in southwestern Missouri. - Rep.of Investigations, Missouri geol.surv., 50, S.1-48, 5 Abb., 1 Taf., Rolla.
- VAN AMERON, H.W.J.; BLESS, M.J.M. & C.F. WINKLER PRINS (1970): Some paleontological and stratigraphical aspects of the Upper Carboniferous Sama Formation (Asturias, Spain). - Med. rijks geol.Dienst, n.s., 21, S.10-78, 52 Abb., 16 Tab., 10 Taf., Maastricht.
- VAN DEN BOOGARD, M. (1963): Conodonts of Upper Devonian and Lower Carboniferous age from southern Portugal. - Geol. Mijnbouw, 42, S.248-259, 3 Abb., 4 Tab., 1 Taf.
- VOLVIN, V.I. & L.V. KUSNAR (1975): Pozdnevisejskie brachiopody i dvustvorcatye moljuski juznoj Fergany. - 111 S., 10 Taf., Leningrad.
- ZANINA, I.E. (1956): Ostrakody vizejskogo jarusa Podmoskovnogo bassejna. - Trudy VNIGRI, 98, S.185-310, 1 Tab., 8 Taf., Moskau.
- ZANINA, I.E. (1971): Ostrakody kizelovskogo opornogo razreza niznogo karbona. - In: Paleozojskie ostrakody iz opornych razrezov Evropejskoj casti SSSR. - S. 134-183, 2 Abb., 2 Tab., 6 Taf., Moskva.

Sonstige Literatur

- GRIMM, W.D. (1962): Idiomorphe Quarze als Leitminerale für saline Fazies. - Erdöl und Kohle, 15. Jg., Hamburg.
- JOHANNES, W. (1970): Zur Entstehung von Magnesitvorkommen. - N.Jb.Miner.Abh. 113, Stuttgart.
- MOSTLER, H. (1973): Alter und Genese ostalpiner Spatmagnesite unter besonderer Berücksichtigung der Magnesitlagerstätten im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Salzburg). - Festschr. Heißel, Veröff.Univ.Innsbruck, Bd.86.
- WILSON, J.L. (1975): Carbonate Facies in geologic History. - Springer-Verlag, New York.

Tafelerläuterungen

TAFEL 1

- Fig. 1 *Microantyx permiana*. Oberseite, Probe O-2, Vergr. 90x.
Fig. 2 *Microantyx permiana*. Unterseite, Probe O-2, Vergr. 90x.
Fig. 3 *Protocaudina hexagonaria* MARTIN, Probe O-2, Vergr. 90x.
Fig. 4 *Hindeodella* sp., Probe O-2, Vergr. 75x.
Fig. 5 *Neoprioniodus* cf. *alatoideus* (COOPER), Probe O-2,
Vergr. 40x.
Fig. 6 *Paragnathodus nodosus* (BISCHOFF), Probe O-2, Vergr. 80x.
Fig. 7 *Paragnathodus nodosus* (BISCHOFF), Probe O-2, Vergr. 90x.
Fig. 8 *Paragnathodus commutatus* (BRANSON & MEHL), Probe O-2,
Vergr. 100x.
Fig. 9 "*Gnathodus*" *bilineatus bollandensis* HIGGINS & BOUCKAERT
Probe O-12, Vergr. 75x.
Fig. 10 "*Gnathodus*" *bilineatus bollandensis* HIGGINS & BOUCKAERT
Probe O-12, Vergr. 60x.

